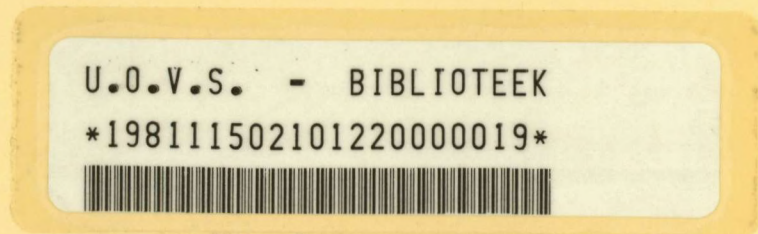


1981115021



HIERDIE EKSEMPLAAR MAG ONDER
GEEN OMSTANDIGHEDE UIT DIE
BIBLIOTHEK VERWYDER WORD NIE

DIE LITOSTRATIGRAFIE EN STRUKTURELE
ASPEKTE VAN DIE SUIDWESTELIKE RAND
VAN DIE KAAPVAAL-KRATON,
WES VAN PRIESKA, NOORD-KAAPLAND

deur

GORDON JOHANNES ALBERTUS POTGIETER

Verhandeling voorgelê ter vervulling van die vereistes vir die graad
Philosophiae Doctor in die Fakulteit van Natuurwetenskappe aan
die Universiteit van die Oranje-Vrystaat, Bloemfontein

Julie 1981

Promotor : Prof. B.J.V. Botha

Universiteit van Oorlogsvrystaat
BLOEMFONTEIN

25-11-1981

T 556.873 POT

UITTREKSEL

Tydens die huidige ondersoek is 'n gebied, ongeveer 5 200 km² groot, wes van Prieska geologies ondersoek. Die grootste gedeelte van die gebied word deur 'n verskeidenheid Voorkambriese gesteentes onderlê. Intense strukturele vervorming van die gesteentes, veral wes van die Doornberge, is 'n uitstaande kenmerk van die geologie.

Die Voorkambriese gesteentes, wat hoofsaaklik uit metasediment en metalawas bestaan en op verskillende tye deur beide granietiese en basiese gesteentes ingedring is, word in vyf groepe verdeel, naamlik:

Matsapopeenvolging (jongste)
Griekwaland-Wesopeenvolging
Ventersdorp-Supergroep
Vloergraniet
Marydale-Groep (oudste)

Die Marydale-Groep kom as geïsoleerde dagsome in 'n smal strook langs die suidwestelike rand van die Kaapvaal-kraton, vanaf Soetvlei, ongeveer 35 km suidoos van Prieska, tot by Marydale, 'n totale afstand van 120 km, voor. Die groep bestaan uit 'n vinnig-afwisselende opeenvolging van onvolwasse klastiese en vulkanoklastiese sedimente en lawa. Op litologiese gronde word die groep as volg onderverdeel:

Groep	Subgroep	Formasie	Litologie
M A R Y D A L E		Spioenkop	Onvolwasse kwartsiet, massiewe amfiboliet, gebande amfiboliet, kwartsveldspaatgesteente, meta=gabbro, kwarts-serisietskis
	Doomfontein	Uitzigt	Massiewe amfiboliet (granaatryk), gebande amfiboliet
		Perdeput	Gestreepte ysterformasie, ondergeskikte kalksteen/dolomiet, groensteen, metachert/kwartsiet
	Prieskas Poort	Modderfontein	Basalt, amandelbevattende lawa, tuf, kussinglawa, ondergeskikte feldspatiese kwartsiet, ondergeskikte ultramafiese lae, amfiboliet
		Steenkop	Konglomeraat, grintsteen, subgrouwak, vulkanoklastiese gesteente, tussengelaagde lawa, suurlawa, metakwartsiet

Die presiese stratigrafiese posisie van die Marydale-Groep kon nie in die veld bepaal word nie. Voorlopige Pb/Pb en Rb/Sr isotoop-werk op die gestreepte ysterformasie van die Perdeput-Formasie en die metalawa (amfiboliet) van die Uitzigt-Formasie, het 'n ouderdom van 3100 m.j. gegee.

Die Vloergraniet dagsom langs die rand van die Kaapvaal-kraton. In die studiegebied dagsom slegs die Skalkseputgraniet wat 'n ouderdom van ongeveer 2600 m.j. het. Hierdie graniet vorm die vloer waarop die Griekwaland-Wesopeenvolging afgeset is. Daar is egter geen ondubbelsinnige bewys dat die Marydale-Groep of deur hierdie graniet ingedring is, of daarop afgeset is nie.

Die Ventersdorp-Supergroep word deur die Seekoebaard-Formasie, wat slegs in die noordelike deel van die ondersoekgebied voor-

kom, verteenwoordig. Tentatiewe Pb/Pb- en Rb/Sr-ouderdomme van 2300 m.j. bevestig hierdie korrelasie.

Gesteentes op die kraton word hoofsaaklik deur die Griekwaland-Wesopeenvolging verteenwoordig en sluit die Vryburg-, Nauga-, Ghaapplato- en die Asbesheuwels-Formasie in. Die Vryburg-Formasie bestaan hoofsaaklik uit kwartsiet, die Nauga-Formasie uit kalkareniet en kwartsiet, die Ghaapplato-Formasie uit dolomiet en kalksteen en die Asbesheuwels-Formasie uit gestreepte ysterklip.

Die Matsap- en Korannalandopeenvolging dagsoom slegs wes van die Doornberge. Eersgenoemde word deur die Uitdraai-Formasie en laasgenoemde deur die Eyerdoppan-, Vogelstruisbult- en Hedley Plains-formasies verteenwoordig.

Intrusies van Namakwa-ouderdom sluit die Waterkoppluton en ander kleinere granietintrusies in. Die Waterkoppluton is 'n komplekse intrusie en sluit granitiese en siënitiese fases in. 'n U/Pb-ouderdom van 1170 m.j. is op die siënië verkry.

Die Fanerosoïese gesteentes word hoofsaaklik deur die Dwyka-Formasie, Karoodoleriet en Kwaternêre afsettings verteenwoordig.

Die metamorfe graad van die gesteentes neem progressief vanaf die Doornberge weswaarts toe: groenskisfasies word langs die rand van die kraton aangetref, met amfiboliet- en granulietfasies verder weswaarts.

Die struktuurgeskiedenis van die gebied is uiters kompleks. Vyf vervormingsperiodes kan waargeneem word. Die eerste periode, D_n , het noord-suidstrekende plooië op die kraton tot gevolg gehad en word as die eerste tekens van onstabiliteit wat met die Namakwatektogenese verband hou, beskou. Die periode D_{n+1} was die mees intense en kon langs die westelike rand van die kraton en in die mobiele gordel waargeneem word. Dit het tot intense isoklinale plooië, oorgeplooi na die kraton, aanleiding gegee.

Stootverskuiwing is hiermee geassosieer. Lae- tot hoëgraadse, progressiewe metamorfose vergesel D_{n+1} en 'n penetratiewe foliasie (S_1) word in beide kratoniese en mobiele gordelgesteentes aangetref.

Vervormingsperiode D_{n+2} is ook in beide tektoniese eenhede aanwesig, maar geen penetratiewe foliasie is daarmee geassosieer nie. In die gebied wes van Prieska is die interferensie van D_{n+2} ko-aksiaal met D_{n+1} , maar noord van Marydale maak die spoor van D_{n+2} -plooiasse 'n hoek van 45° met D_{n+1} .

Die spoor van D_{n+3} -plooiasse is feitlik loodreg op dié van D_{n+1} en D_{n+2} , met die gevolg dat grootskaalse interferensie, in die vorm van koepels en komme, wes van die Doornberge voorkom. Hoewel geen regionale metamorfose D_{n+3} vergesel nie, was die indringing van Namakwagraniet in hierdie gebied feitlik sinchronies daarmee en word beperkte kontakmetamorfose lokaal aangetref. Periode D_{n+4} word deur sones van intense milonitisasie en retrogressiewe metamorfose langs noordwes-strekkende skuifskure gekenmerk. Antikloksgewyse rotasie van strukturelemente vanaf D_n na D_{n+4} -tyd word duidelik geïllustreer.

Die struktuurgeskiedenis van die gebied kan aan die hand van wringtektoniek verklaar word. Die vroegste vervormingsperiodes was hoofsaaklik plasties van aard, terwyl die finale periode deur brosbreking, met die totstandkoming van megaskuifskure, gekenmerk word. Die bewegingsrigting langs die Doornberge was links-lateraal, alhoewel dit verder weswaarts regs-lateraal mag wees. Die beskikbare getuienis dui daarop dat die Namakwalandse Mobiele gordel nie die produk van plaattektoniek is nie, maar eerder die gevolg van 'n groot breë astenoliet wat bokant 'n stadigstygende konveksiesel geleë was.

INHOUDSOPGAWE

BLADSY

1.	INLEIDING	1
1.1	LIGGING EN GROOTTE VAN GEBIED	1
1.2	BEVOLKING EN VERBINDINGSWEË	1
1.3	FISIOGRAFIE	3
1.3.1	Topografie en Dreinerings	3
1.3.2	Klimaat en reënval	5
1.3.3	Boerdery	9
1.3.4	Flora en Fauna	9
1.4	GEOMORFOLOGIE	12
1.5	HUIDIGE STUDIE	16
2.	LITOSTRATIGRAFIE	18
2.1	MARYDALE-GROEP	18
2.1.1	Historiese Oorsig	18
2.1.2	Verspreiding	23
2.1.3	Stratigrafie	29
2.1.3.1	Priesk ⁵ poort-Subgroep	29
2.1.3.1.1	Steenkop-Formasie ...	29
2.1.3.1.2	Modderfontein-Formasie	32
2.1.3.2	Doornfontein-Subgroep	34
2.1.3.2.1	Perdeput-Formasie ...	34
2.1.3.2.2	Uitzigt-Formasie	37
2.1.3.3	Spioenkop-Formasie	39
2.1.4	Petrografie van Marydale-amfiboliete	46
2.1.4.1	Groenskis	46
2.1.4.2	Amfiboolgneis	46
2.1.4.3	Amfiboliet	46
2.1.4.4	Granaatbevattende amfiboliet ...	48
2.1.4.5	Pirokseenbevattende amfiboliet ..	48
2.1.5	Petrochemie van Marydale-amfiboliete	49
2.1.5.1	Brongesteentes van Marydale-amfi- boliete	49
2.1.5.2	Samestelling van bronmagma	51

2.1.5.3	Vergelyking van Marydale-amfiboliete met oseaankors- en groensteenopeenvolgings	55
2.1.6	Bespreking	62
2.2	VLOERGRANIET	66
2.2.1	Inleiding	66
2.2.1.1	Verspreiding	67
2.2.1.2	Litologie	68
2.2.2	Petrografie	70
2.3	VENTERSDORP-SUPERGROEP	71
2.3.1	Inleiding	71
2.3.2	Verspreiding en Litologie	72
2.3.2.1	Geelbeksdam-porfierlid	73
2.3.2.2	Blinkfonteinlid	73
2.3.2.3	Witvlei-konglomeraatlid	74
2.4	GRIEKWALAND-WESOPEENVOLGING	76
2.4.1	Inleiding	76
2.4.2	Stratigrafie	77
2.4.2.1	Vryburg-Formasie	77
2.4.2.1.1	Verspreiding	77
2.4.2.1.2	Stratigrafie en Litologie	77
2.4.2.2	Nauga-Formasie	80
2.4.2.2.1	Verspreiding	80
2.4.2.2.2	Stratigrafie en Litologie	80
2.4.2.3	Ghaapplato-Formasie	86
2.4.2.3.1	Verspreiding	86
2.4.2.3.2	Stratigrafie en Litologie	87
2.4.2.4	Asbesheuwels-Formasie	89
2.4.2.4.1	Verspreiding	89
2.4.2.4.2	Stratigrafie en Litologie	89

2.5	MATSAPOPEENVOLGING	91
2.5.1	Inleiding	91
2.5.2	Uitdraai-formasie	93
2.5.2.1	Verspreiding	93
2.5.2.2	Stratigrafie en Litologie	93
2.5.3	Korannalandopeenvolging	94
2.5.3.1	Inleiding	94
2.5.3.2	Eyerdoppan-formasie	96
2.5.3.3	Vogelstruisbult-formasie	96
2.5.3.4	Hedley Plains-formasie	97
2.6	INTRUSIES VAN NAMAKWA-OUERDOM	99
2.6.1	Waterkoppluton	99
2.6.1.1	Inleiding	99
2.6.1.2	Veldverhoudings	99
2.6.1.3	Petrografie	102
2.6.1.4	Petrochemie	106
2.6.1.5	Genese	106
2.6.2	Namakwagraniet	110
2.6.2.1	Klein Modderfonteingraniet	110
2.6.2.2	Kleiner Granietintrusies	111
2.6.3	Anortosiet	117
2.6.4	Basiese Intrusies	117
2.6.5	Serpentiniet	120
2.6.6	Pirokseniet	121
2.6.7	Siënië	121
2.7	DWYKA-FORMASIE	122
2.7.1	Verspreiding	122
2.7.2	Stratigrafie en Litologie	122
2.8	KARODOLERIET	124
2.9	KIMBERLIET	125
2.10	KWATENËR	125
2.10.1	Kalkreet	125
2.10.2	Riviergruis	125
2.10.3	Waaissand	127
2.10.4	Alluvium	127

3.	STRUKTUURGEOLOGIE	128
3.1	VELDVERWANTSKAPPE	128
3.1.1	Inleiding	128
3.1.2	Vervormingsperiode D_n	129
3.1.2.1	Plooiing	129
3.1.2.2	Verskuiwing	131
3.1.3	Vervormingsperiode D_{n+1}	132
3.1.3.1	Plooiing	132
3.1.3.1.1	Algemeen	132
3.1.3.1.2	Verwantskap tussen penetratiewe S_1 -foli- asie en gelaagdheid ..	139
3.1.3.1.3	Interferensie van D_{n+1} met D_n - strukture	144
3.1.3.2	Verskuiwing	144
3.1.4	Vervormingsperiode D_{n+2}	146
3.1.4.1	Plooiing	146
3.1.4.1.1	Algemeen	146
3.1.4.1.2	Interferensie van D_{n+2} met ouer strukture	153
3.1.4.2	Verskuiwings	153
3.1.5	Vervormingsperiode D_{n+3}	155
3.1.5.1	Algemeen	155
3.1.5.2	Interferensie van D_{n+3} met ouer strukture	155
3.1.6	Vervormingsperiode D_{n+4}	160
3.2	VERVORMINGSANALISE	188
3.2.1	Inleiding	188
3.2.2	Amandelvormige strukture in Marydale-Groep	188
3.2.3	Skalieklaste in Vryburgkwartsiet	189
3.2.4	Kwartsietrolstene in Eyerdoppan-formasie .	189
3.2.5	Verwerking van Data	189

3.2.5.1	Inleiding	189
3.2.5.2	Resultate	191
3.2.5.2.1	Pooldiagramme	191
3.2.5.2.2	K-Waardes	191
3.2.5.2.3	R_s -Waardes	193
3.3	SAMEVATTING	194
4.	METAMORFOSE	198
5.	GEOTEKTONIEK	204
6.	BEDANKINGS	224
	VERWYSINGS	225

LYS VAN FIGURE

BLADSY

Fig. 1.1	Geologiese kaart van die Prieska-Coppertongebied	Voublad 1
Fig. 1.2	Lokaliteitskaart van die navorsingsgebied	2
Fig. 1.3	Voor-Karoodreineringspatroon (aangedui met stippellyne) oos en wes van Prieska (volgens Du Toit, 1909)	5
Fig. 1.4	Die verband tussen naatrigtings en die hoofrigtings van rivierkronkels	6
Fig. 1.5	Daaglikse maksimum, minimum en gemiddelde temperature vir Prieska, 1976	7
Fig. 1.6	Isohete in die Prieska-omgewing	9
Fig. 1.7	Verspreiding van reënval by Prieska vir 1976	10
Fig. 1.8	Veldtipes rondom Prieska (volgens Acocks, 1953)	10
Fig. 1.9	Die kruine van die berge rondom Prieska wat die Namakwa-erosievlak verteenwoordig	13
Fig. 1.10	Skalkseputgraniet wat bokant die plat omliggende landskap uitstaan	14
Fig. 1.11	'n Voorstelling van die Boesmanland-erosievlak	15
Fig. 1.12	Die verhouding tussen die ouere Boesmanlanderosievlak en die jongere Kalahari-erosievlak	15

Fig. 2.1	Verspreiding van die Marydale-Groep ...	28
Fig. 2.2	Geronde en hoekige rolstene in die konglomeraat van die Steenkop-Formasie ...	29
Fig. 2.3	Goedogenate, vulkanoklastiese gesteente van die Steenkop-Formasie	30
Fig. 2.4	Middel- tot grofkorrelrige muskovietsgraniet intrusief in die Steenkop-Formasie. Op Prieskas Doort 51	31
Fig. 2.5	Profiel van die Modderfontein-Formasie. Op Jackals Water 68	33
Fig. 2.6	Skematiese voorstelling van die verspreiding van die Vloergraniet	35
Fig. 2.7	Kwartsamandels in metalawa van die Uitzigt-Formasie. Op Doornfontein 70	38
Fig. 2.8	Ongefolieerde amfiboliet in intens ge- folieerde amfiboliet van die Uitzigt- Formasie. Op Doornfontein 70	38
Fig. 2.9	Grofkorrelrige amfiboliet in kontak met metasediment van die Uitzigt-Formasie. Let op dat die hornblendenaalde oor die kontak groei. Op Doornfontein 70	39
Fig. 2.10	Skematiese voorstelling van die stratigrafiese opeenvolging in die Spioenkop- Formasie op Klein Modderfontein 100 ..	41
Fig. 2.11	Profiel van die Spioenkop-Formasie langs die Prieska-Coppertonpad	42

- Fig. 2.12 Skematiese voorstelling van die opeenvolging in die Spioenkop-Formasie noord van die Erfdeel-opstal 43
- Fig. 2.13 Ligkleurige graniet intrusief in die amfiboliet van die Spioenkop-Formasie. Net wes van die Erfdeel-opstal 44
- Fig. 2.14 Profiel aan weerskante van 'n noordwes-strekkende vallei op Eyerdrop Pan 58 45
- Fig. 2.15 Diagram om die aard en oorsprong van die Marydale-amfiboliete te bepaal; diagram volgens Bard en Moine, 1979 52
- Fig. 2.16 Diagram om die sterk tholeiïtiese eerder as kalk-alkaliese karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Jensen, 1976 54
- Fig. 2.17 Diagram om die oorwegende lae-kalium, sub-alkaliese karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Middlemost 1975 56
- Fig. 2.18 Diagram om die groepering van die Marydale-amfiboliete in of naby die oseaan-vloerbasaltveld te illustreer; diagram volgens Hoffmann en Keller, 1979 57
- Fig. 2.19 Diagram om die oorwegende kontinentale karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Pearce et al., 1977 58

- Fig. 2.20 Diagram om die Marydale-amfiboliete met oseaankors- en groensteengordel-vulkanisme te vergelyk 60
- Fig. 2.21 Diagram om die oorheersende oseaankors- of groensteengordel-tholeiïetkarakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Coleman, 1977 61
- Fig. 2.22 Diagram om die aanstipposisie van die Marydale-intrusies in die basiese kumulaatveld aan te dui; diagram volgens Coleman, 1977 64
- Fig. 2.23 'n Intrusiewe tong van fyn- tot middelkorrelrige biotietgraniet in die porfiritiese Skalkseputgraniet. Op Witvlei 55 . 69
- Fig. 2.24 Fyn- tot middelkorrelrige en grofkorrelrige, porfiritiese fases van die Skalkseputgraniet. Op Witvlei 55 69
- Fig. 2.25 Uitgerekte kwartsamandels in die Blinkfonteinlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Witvlei 55 74
- Fig. 2.26 Afgeronde kwartsietrolstene in die Witvlei-konglomeraatlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Witvlei 55 75
- Fig. 2.27 Hoekige tot afgeronde rolstene van kwartsveldspaatporfier en kwartsiet in die Witvlei-konglomeraatlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Nauga 17 75
- Fig. 2.28 Profiel deur die Vryburg-Formasie op Kalkfontein 53 78

Fig. 2.29	Skematiese voorstelling van 'n profiel deur die Nauga-Formasie. Op Nauga 17 .	82
Fig. 2.30	Profiel deur die Nauga-Formasie op Nauga 17	83
Fig. 2.31	Profiel deur die Nauga-Formasie op Kalkfontein 53	84
Fig. 2.32	Kruisgelaagdheid in kalkareniet van die Nauga-Formasie. Op Nauga 17	86
Fig. 2.33	Uitgerekte, oorwegend kwartsitiese rolstene in die Eyerdoppankonglomeraat. Op Eyerdop Pan 58	97
Fig. 2.34	Verspreiding van die Waterkoppluton suidwes van Prieska	100
Fig. 2.35	Samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton; diagram volgens Tobi, 1971	104
Fig. 2.36	Variasie in die chemiese samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton. Die jotuniet en piroksenmonsoniet lê op die anortosiet-differensiasiekurve en die siëniet op die pirokseniet-differensiasiekurve van Buddington (1972).	109
Fig. 2.37	Intrusiewe gang van Klein Modderfontein-graniet in amfiboliet van die Uitzigt-Formasie. Let op dat beide die graniet en amfiboliet deur 'n jonger plooi fase vervorm is. Op Doornfontein 70	112

- Fig. 2.38 Die blastoporfiritiese Neeldalegraniet.
Op Eyerdop Pan 58 112
- Fig. 2.39 Foliasie wat om die blaste in die Neeldale-graniet gebuig is. Op Eyerdop Pan 58 113
- Fig. 2.40 Die blastoporfiritiese, sterk gefolieerde Kalkputgraniet. Op Kalk Put 16 . 114
- Fig. 2.41 Gang van die leukokratiese, ongefolieerde Erfdeel-graniet intrusief in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie. Op Witfontein 54 116
- Fig. 2.42 Insluitsels van amfiboliet in effens gefolieerde biotietgraniet op Witfontein 54. Die monster net bokant die potlood is van die naasliggende amfiboliet van die Spioenkop-Formasie 116
- Fig. 2.43 Insluitsel van amfiboliet in ongefolieerde biotietgraniet in 'n spoorsnit suidoos van Copperton. Op Vogelstruisbult 104 118
- Fig. 2.44 Grofkorrelrige anortosiet intrusief in paragneis van die Vogelstruisbult-formasie. In 'n spoorsnit op Vogelstruisbult 104 118
- Fig. 2.45 Ongefolieerde basiese gang in gefolieerde Vloergraniet op Kalk Put 16. Let op dat die gang skuins oor die foliasie in die graniet sny 119

Fig. 2.46	<i>Skalie met tussengelaagde sliksteen van die Dwyka-Formasie. In 'n padsnit 25 km suidoos van Prieska</i>	123
Fig. 2.47	<i>Dwykatilliet, oorlê deur verkalkte tilietpuin en kalkreet in 'n padsnit 15,5 km wes van Prieska</i>	123
Fig. 2.48	<i>Kalkreetvorming van Kwaterneêre ouderdom. Padsnit langs die teerpad tussen Prieska en Britstown</i>	126
Fig. 2.49	<i>Resente kalkreet op Kalk Put 16</i>	126
Fig. 3.1	<i>Skematiese voorstelling van die Griekwa-land-Weskom (volgens Beukes, 1978)</i>	130
Fig. 3.2	<i>Oriëntasie van strukturelemente van D_n-plooie noordoos van Prieska</i>	131
Fig. 3.3	<i>L_1-lineasie in die Asbesheuwels-Formasie wat deur 'n $D_n + 2$-plooï vervorm word. Op Prieskas Poort 51</i>	132
Fig. 3.4	<i>Strukturelemente van die $D_n + 1$-plooie in die Perdeput-Formasie. Op Prieskas Poort 51</i>	135
Fig. 3.5	<i>Strukturelemente van die $D_n + 1$-plooie in die Perdeput-Formasie. In spoorsnit op Jackals Water 68</i>	135
Fig. 3.6	<i>$D_n + 1$-foliasie in Vloergraniet. Op Prieskas Poort 51</i>	136

- Fig. 3.7 Skerp, isoklinale D_{n+1} -plooie in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die transponering van ondergeskikte plooie, met die totstandkoming van 'n opvallende parallelisme, parallel aan die gelaagdheid. Op Bosjemans Berg 67 136
- Fig. 3.8 Skerp, isoklinale D_{n+1} -plooie in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die transponering van ondergeskikte plooie. Op Kalk Put 16 137
- Fig. 3.9 Vormgetroue D_{n+1} -plooie in kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die ontwrigting in die kruingedeelte. Op Uitzigt 69 137
- Fig. 3.10 Ontwrigting van D_{n+1} -plooie in die dolomiet van die Nauga-Formasie. Op Uitspanberg 52, wes van die Doornberge 138
- Fig. 3.11 'n Swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlakkliewing) in die asvlakgedeeltes van klein D_{n+1} -plooie in skalie/moddersteen van die Nauga-Formasie. Let op dat geen kliewing in die tussengelaagde kalkryke lae voorkom nie. Op Kalkfontein 53 138
- Fig. 3.12 Penetratiewe S_1 -foliasie in pelitiese gesteentes van die Nauga-Formasie. Let op dat die foliasie 'n groot hoek met die gelaagdheid maak. Op Witfontein 54 140

- Fig. 3.13 'n Swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlak=
kliewing) in klein D_{n+1} -plooitjies in
die Asbesheuwels-Formasie in 'n padsnit
in Prieskaspoort. Let op dat die plooie
effens oorgeplooi is 140
- Fig. 3.14 Goed ontwikkelde S_1 -foliasie in die As=
besheuwels-Formasie in 'n padsnit in
Prieskaspoort. Let op dat die foliasie
'n klein hoek met die gelaagdheid maak 141
- Fig. 3.15 Penetratiewe S_1 -foliasie in talkskis van
die Ghaapplato-Formasie in Prieskaspoort.
Let op dat die skis deur jonger plooiing
vervorm is. Primêre gelaagdheid is nie
meer waarneembaar nie, hoewel die ge=
bandheid dit mag verteenwoordig 142
- Fig. 3.16 Oop, konsentriese D_{n+1} -plooie, met 'n
swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlak=
kliewing) in die Asbesheuwels-Formasie
in Prieskaspoort. Op Prieskas Poort 51 143
- Fig. 3.17 Ingewikkelde, disharmoniese plooistyl in
die Asbesheuwels-Formasie as gevolg van
die interferensie van D_{n+1} - met D_n -
strukture. In 'n padsnit in Prieskas=
poort 145
- Fig. 3.18 Skematiese voorstelling van die stoot=
verskuiwings in die Griekwaland-Wesop=
eenvolging in 'n berg op die grens tus=
sen Kalkfontein 53, Witfontein 54 en
Uitspanberg 52 147

- Fig. 3.19 Stootverskuiwing in die Ghaapplato-Formasie. Let op dat die verplasing vanaf 2 na 1 is en dat die verskuiwingsvlak deur latere plooiing vervorm is. Op Kalkfontein 53 148
- Fig. 3.20 Laaghellende stootverskuiwing in die Asbesheuwels-Formasie in 'n padsnit in Prieskaspoort, oos van die Lemoenpoortopstal. Let op die sleur in die lae .. 148
- Fig. 3.21 S_1 -foliasie in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie wat deur 'n $D_n + 2^-$ plooi vervorm is. Op Uitzigt 69 150
- Fig. 3.22 Kwartsare wat langs die S_1 -foliasie in amfiboliet van Spioenkop-Formasie ingeplaas is, word deur 'n $D_n + 2^-$ -plooi vervorm. Jongere skuifskure het beide die foliasie en kwartsare verplaas. Op Uitzigt 69 151
- Fig. 3.23 $D_n + 1$ -struktuur in die Uitdraai-Formasie wat deur 'n $D_n + 2^-$ -plooi vervorm word. Let op die ontwikkeling van 'n prominente L_3 -lineasie. Op Kalk Put 16 152
- Fig. 3.24 S_1 -foliasie en L_2 -lineasie in talkskis van die Ghaapplato-Formasie, wat deur 'n $D_n + 2^-$ -plooi vervorm word. Let op die ontwikkeling van 'n L_3 -lineasie. Op Prieskas Poort 51 152
- Fig. 3.25 'n S_1 -foliasie in vulkanoklastiese gesteentes van die Perdeput-Formasie wat konsentries deur 'n $D_n + 2^-$ -plooi vervorm word. In 'n spoorsnit op Jackals Water 6.8 154

- Fig. 3.26 Vervorming van S_1 -foliasies deur D_{n+2} -plooie in die Perdeput-Formasie. Gemeet in sillimanietskis op Uitspanberg 52 en in vulkanoklastiese gesteentes op Prieskas Poort 51 154
- Fig. 3.27 Gekonjugeerde verskuiwing in die Asbesheuwels-Formasie. In 'n padsnit in Prieskaspoort, oos van die Lemoenpoortopstal 156
- Fig. 3.28 Subhorisontale reknate in die kwartsiet van die Vryburg-Formasie. Op Keikams Poort 71 156
- Fig. 3.29 Interferensie van D_{n+3} met $D_{n+1} + D_{n+2}$ in die Uitdraai-Formasie. Let op die druppelvormige patroon van die kern en die boemerangvorm van die struktuur as geheel. Op Kalk Put 16 158
- Fig. 3.30 Interferensie van D_{n+3} met $D_{n+1} + D_{n+2}$ in ligkleurige 'chert' van die Modderfontein-Formasie. Let op die ovaalvormige patroon in die sentrale gedeelte van die interferensiepatroon. Op Witvlei 55 159
- Fig. 3.31 Fundamentele elemente van wringtektoniek aan die hand van die vervormingsellipsoïede 162

- Fig. 3.32* Sketskaart van die verskuiwings net wes van die Uitspanberg-opstal. Let op die strekkingsglip wat met die wringpatroon ooreenstem. Op Uitspanberg 54 165
- Fig. 3.33* Vertikale strekkingslipverskuiwing in die Griekwaland-Wesopeenvolging in Prieskaspoort, wes van die Lemoenpoort-opstal. Die strekkingsglip word nie op die foto gedemonstreer nie, maar kan wel in die veld waargeneem word. Op Prieskas Poort 51 166
- Fig. 3.34* Een vleuel van gekonjugeerde plooie in die Asbesheuwels-Formasie. Let op die verplasing parallel aan die asvlak van hierdie plooie. In 'n padsnit in Prieskaspoort, wes van Lemoenpoort-opstal 167
- Fig. 3.35* Vervorming van die $D_n + 1$ -foliasie in die blastoporfiritiese Neeldalegraniet. Let op dat plastiese vervorming deur gekonjugeerde skuifskeuring vergesel word. Op Eyerdop Pan 58 167
- Fig. 3.36* Die oriëntasie van die gekonjugeerde skuifskeure in Fig. 3.35 168
- Fig. 3.37* Roosdiagram van die prominente naatrigtings in die Griekwaland-Wesopeenvolging, oos van die Doornbergbreuksone . 168
- Fig. 3.38* Steilhellende reknate in die Asbesheuwels-Formasie langs die westelike rand van die Doornberge. Op Prieskas Poort 51 169

- Fig. 3.39 'n Skuins lugfoto om die spoor van die Doornbergbreuksone te illustreer. Die noordwesstreckende heuwels aan die regterkant is die westelike rand van die Doornberge en word hoofsaaklik deur die Asbesheuwels-Formasie gebou. Die Doornbergbreuksone lê in die laagliggende deel, onmiddellik wes hiervan. Foto direk noord van Prieskaspoort ... 172
- Fig. 3.40 Plastiese vervorming in ultramiloniet langs die Doornbergbreuksone. Uiterste plastiese vervorming word veral in die onderste deel van die foto geïllustreer. Let op dat die plooiasse subhorisontaal is. Op Prieskas Poort 51 172
- Fig. 3.41 Plastiese vervorming in ultramiloniet van die Doornbergbreuksone. Let op dat die plooiasse subhorisontaal is. Op Prieskaspoort 51 173
- Fig. 3.42 Strukturelemente (foliasie = gebandheid en lineasie) in ultramiloniet van die Doornbergbreuksone 176
- Fig. 3.43 Vertikale lineasies op 'n ouer kwartsaar wat langs die Doornbergbreuksone ingeplaas is. 'n Vertikale verplasingskomponent word duidelik geïllustreer. Op Prieskas Poort 51 177
- Fig. 3.44 Subhorisontale plooië in talkskis van die Ghaapplato-Formasie wat in die Doornbergbreuksone voorkom. 'n S_1 -foliasie is hier plasties vervorm. In 'n padsnit in Prieskaspoort. Op Prieskas Poort 51 178

- Fig. 3.45 Subvertikale gebandheid in die Jackals=
waterverskuiwing. Let op die geronde
of uitgerekte aggregate van kwarts en
veldspaat, met jongere, geplooiide
kwartsare. Op Jackals Water 68 180
- Fig. 3.46 Subhorisontale plooi in die amfiboli=
tiese gesteentes van die Modderfontein=
Formasie langs die Jackalswaterverskui=
wing. 'n S_1 -foliasie is hier skynbaar
konsentries vervorm. In die spoorsnit
op Jackals Water 68 181
- Fig. 3.47 Die Eyerdoppankonglomeraat met rolstene
in 'n grondmassa van filloniet. Die
lang asse van die rolstene is subverti=
kaal georiënteer. Op die suidoostelike
deel van Eyerdop Pan 58 182
- Fig. 3.48 Subhorisontale reknate in rolstene van
die Eyerdoppan-Formasie. Die rolstene
is uit die matriks verwyder en die lang
as was feitlik vertikaal georiënteer.
Op Eyerdop Pan 58 182
- Fig. 3.49 Die oriëntasie van die lang asse van
rolstene in die Eyerdoppankonglomeraat.
Op Eyerdop Pan 58 184
- Fig. 3.50 Kwartsaar in ultramiloniet (filloniet)
in Vloergraniet. Let op latere verti=
kale beweging (vertikale lineasies en
reknate) op kwartsaar. Op Witvlei 55 185

Fig. 3.51	Ultramiloniet (filloniet) in Vloergraniet. Let op skuifskure wat deur die foliasie van die filloniet sny. Op Witvlei 55	185
Fig. 3.52	Struktuurelemente in die ultramiloniet (filloniet) in die Vloergraniet. Op Witvlei 55	186
Fig. 3.53	Breksie langs 'n afskuiwing in die See-koebaard-Formasie. Op Witvlei 55	186
Fig. 3.54	Afskuiwing in die Waterkoppluton. Let op die verplasing van 'n insluitel van kwartsiet in die graniet. Op Jackals Water 68	187
Fig. 3.55	Voorbeeld van 'n pooldiagram	190
Fig. 3.56	Voorbeeld van 'n k-waardediagram	190
Fig. 3.57	Voorbeeld van 'n pooldiagram van die amandelvormige strukture in die Marydale-amfiboliet	192
Fig. 3.58	Voorbeeld van 'n pooldiagram van die skalieklaste in die kwartsiet (Vryburg-Formasie)	192
Fig. 3.59	Strukturele sones in die gebied wes van Prieska	195
Fig. 5.60	Skematiese voorstelling van die Kaapvaal-kraton wat deur progressief jonger orogenetiese gordels omsom word (volgens Clifford, 1970)	205

- Fig. 5.61² Die hoofstruktuurelemente (verskuiwings in die gebied tussen Carnarvon en Wilgenhout Drift (Botha *et al.*, 1977; Vajner, 1974; Pretorius, 1974 en Van der Westhuizen, 1977) 208
- Fig. 5.62³ Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale drukspanning gedurende D_n -tyd. Geen eksterne rotasie teenwoordig nie 209
- Fig. 5.63⁴ Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale drukspanning met 'n komponent van horisontale wringspanning gedurende $D_n + 1$ -tyd. Geen eksterne rotasie vanaf D_n tot $D_n + 1$ -tyd nie 210
- Fig. 5.64⁵ Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale wringspanning met 'n groot komponent van horisontale drukspanning gedurende $D_n + 2$ -tyd. Eksterne rotasie vanaf $D_n + 1$ tot $D_n + 2$ -tyd is ongeveer 45° antikloksge wys 212
- Fig. 5.65⁶ Vereenvoudigde skematiese kaart wat die posisie van die Marydalehoog en die spore van die hoofplooiasse wes en noordwes van Prieska aangedui. 213
- Fig. 5.66⁷ Skematiese voorstelling van die horisontale wringspanning tydens $D_n + 4$ -tyd. Eksterne rotasie vanaf $D_n + 2$ na $D_n + 3$ -tyd is ongeveer 90° 215

- Fig. 5.67⁸ Skedeplooi in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die elliptiese vorm en die geassosieerde steilhellende lineasies. Op Kalk Put 16 217
- Fig. 5.68⁹ Naasliggende skedeplooi in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Op Kalk Put 16 217
- Fig. 5.69¹⁰ Die belangrikste verskuiwings en lineêre strukture in die Noordelike Kaapprovinsie 220
- Fig. 5.70¹¹ Regionale gravitasie-opname van 'n gedeelte van Noord-Kaapland (Van Zijl et al., 1977) 221

LYS VAN TABELLE

<u>TABEL</u>		<u>BLADSY</u>
I	DISTRIK PRIESKA, SENSUSOPNAME	1
II	NORMALE REËNVAL VIR PRIESKA EN MARYDALE	8
III	STRATIGRAFIESE OPEENVOLGING SUID VAN PRIESKA (ROGERS EN DU TOIT, 1908)	24
IV	LITOSTRATIGRAFIESE INDELING VAN DIE KHEISGESTEENTES (VAJNER, 1974)	25
V	DIE KHEISDOMEIN - BOTHA, <u>et al.</u> (1976)	26
VI	LITOSTRATIGRAFIE VAN DIE MARYDALE-GROEP (HUIDIGE STUDIE)	27
VII	PETROGRAFIE VAN DIE MARYDALE-AMFIBOLIETE	47
VIII	CHEMIESE ANALISES VAN DIE AMFIBOLIETE VAN DIE MARY- DALE-GROEP EN VERWANTE BASIESE INTRUSIES	50
IX	CHEMIESE ANALISES VAN DIE METAVULKANIESE GESTEENTES VAN DIE MARYDALE-GROEP, OSEAANVLOERBASALTE, ARGEÏESE BASALTE EN KOMATIÏETE	53
X	CHEMIESE ANALISES VAN BASIESE INTRUSIEWE GESTEENTES IN DIE MARYDALE-GROEP EN IN OSEAANVLOER- EN GROENSTEENOMGEWINGS	63
XI	INDELING VAN DIE GRIEKWALAND-WESOPEENVOLGING	76
XII	MINERALOGIESE SAMESTELLING VAN DIE SIËNITIESE GESTEENTES VAN DIE WATERKOPPLUTON	103

TABEL

BLADSY

XIII	CHEMIESE SAMESTELLING VAN DIE SIËNITIESE GESTEEN= TES VAN DIE WATERKOPPLUTON	107
------	---	-----

1 INLEIDING

1.1 LIGGING EN GROOTTE VAN GEBIED

Die navorsingsgebied 2922 C en D (Fig. 1.1) lê in die distrikte Prieska en Hay en word deur breedtegraad $29^{\circ} 30'S$ en lengtegraad $22^{\circ} 00'O$ begrens. Die gebied is ongeveer $5\,200\text{ km}^2$ groot en die geologiese kartering is gedurende 1975 - 1977 uitgevoer (Fig. 1.2).

1.2 BEVOLKING EN VERBINDINGSWEË

Prieska, wat langs die Oranjerivier geleë is, is die vernaamste dorp in die gebied. Weens die besproeiingsaktiwiteite langs die Oranjerivier verteenwoordig die noordoostelike deel van die gebied die belangrikste bevolkingskonsentrasie. Copperton, wat in die suidweste van die gebied geleë is, vorm 'n tweede bevolkingskonsentrasie. Die jongste sensusopname (1970) van Prieskadorp en -distrik word in Tabel 1 weergegee.

TABEL 1. DISTRIK PRIESKA, SENSUSOPNAME

	DORP		DISTRIK	
	Manlik	Vroulik	Manlik	Vroulik
Blankes	720	839	1 487	1 557
Kleurlinge	2 365	2 531	6 011	6 153
Asiate	8	12	8	12
Swartes	947	945	2 873	1 456
TOTAAL	8 367		19 600	

(Departement Statistiek, 1970)

Daar is 'n primêre en sekondêre skool, laasgenoemde met 300 leerlinge, op Prieska, terwyl Copperton deur 'n primêre skool bedien word.

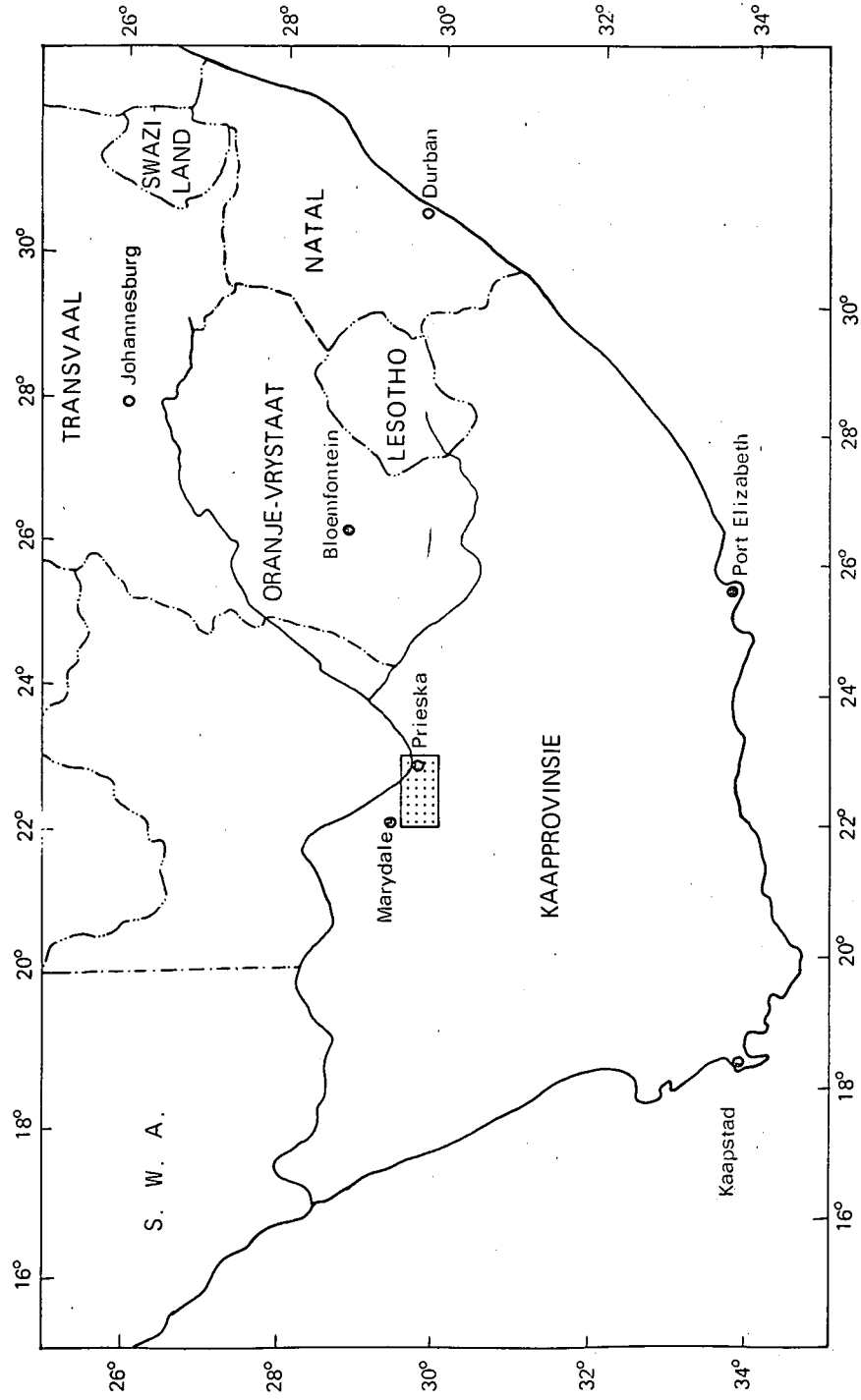


Fig. 1.2 Lokaliteitskaart van die navorsingsgebied.

Weens die uitgestrektheid en lae reënval van die gebied wes van die Doornberge, is die plase groot en dus yl bevolk. Sommige plase is onbewoon en dien slegs as veeposte. Verbindingsweë is volop en sluit die nasionale teerpad tussen Britstown en Upington, die sekondêre teerpad tussen Prieska en Copperton, asook verskeie grondpaaie, in. Die spoorlyn vanaf De Aar na Upington deurkruis die gebied.

1.3 FISIOGRAFIE

1.3.1 Topografie en Dreinerings

Die topografie wissel van die bergagtige dele rondom Prieska, d.i. die Doornberge, tot die platter strook wes van die Kaaienheuwels. Die noordstreckende Doornberge dien as 'n waterskeiding, behalwe waar die Oranjerivier deur die reeks kerf. Verder weswaarts kom die laer Kaaienheuwels voor, wat 'n ondergeskikte noordwestreckende waterskeiding vorm. Beide die Doornbergereeks en die Kaaienreeks toon tekens van die Namakwasiklus van verwering en die erosievlak lê op 1 250 m in die Doornberge en 1 200 m in die Kaaienheuwels. Die landskap wes van die Kaaienheuwels is 'n eentonige, lae reliëfvlakte wat gedeeltelik deur Dwyka-, Tersiere- en Resente gesteentes bedek word; eersgenoemde vorm 'n uitgestrekte, plat landskap oos van die suidelike Doornberge.

Die hewige, kortstondige donderstorms en skrale plantegroei bedekking het groot piedmontwaaiers teen die berghange, byvoorbeeld op Keikams Poort 71, tot gevolg. Woestynvernies en dreikanter word algemeen in die gesteentes van die Doornberge aangetref. Die dreinerings is na die Oranjerivier in die ooste of na die groot soutpanne (buite die gebied) in die weste. Die westelike takriviere van die Oranjerivier in die ondersoekgebied is nie langer as 30 km nie en loop slegs gedurende reënstorms. Net oos van die ondersoekgebied kom die Brak/Ongersrivier voor wat 'n groot gebied na

die suidooste dreiner. Beide die Oranje- en die Brak/Ongersrivier is standhoudende riviere. Dit is interessant om op te let dat die meeste van die dreineringspatrone wes en oos van die Oranjerivier, byvoorbeeld langs die Kaaien- en Doornbergreekse, die ou voor-Karoovalleie volg en dit verteenwoordig dus 'n oorgeërfde dreineringspatroon. Die uitgestrekte vlaktes na die weste kan as oud geklassifiseer word, terwyl die bergreekse in die ooste as volwasse beskou word (King, 1963, p. 86 - 87).

Du Toit (1909, p. 347) beskryf die ontwikkeling van die rivierstelsel in Griekwaland-Wes. Slegs die heel suidelike deel van die Ghaapvallei kom in die oostelike deel van die huidige gebied, waar die Oranjerivier in 'n suidwestelike rigting vloei, voor. Op De Hoek 32 en Stofbakkies 31 draai die rivier deur 90° en vloei dan noordweswaarts. Du Toit (1909) glo dat die Ghaapvallei eers suidwaarts, langs die huidige vloei van die Brak/Ongersrivier, verleng was. Die suidwestelike en noordwestelike oriëntasie van die meeste takriviere van die Oranjerivier kan duidelik op ^{LANDSAT - foto's} ~~landsatfoto's~~ waargeneem word en word ook in die meeste rivierkronkels weerspieël (Fig. 1.3 en Fig. 1.4).

Dit toon aan dat die vloei patroon van die Oranjerivier in voor-Karootye geïnisieer is. Die Voorkambriese gesteentes het 'n besliste effek op die vloei patroon gehad en groot hoeveelhede materiaal is na die suide vervoer om as bron van die Kaapopeenvolging te dien. Du Toit (1909, p. 350) maak onder andere melding daarvan dat die materiaal waaruit die Dwykagesteentes van Noord-Kaapland opgebou is, van 'n nabyliggende brongebied afkomstig is. Die invloed van die plooirigtings in die Voorkambriese gesteentes op die huidige vloei patroon van die Oranjerivier word duidelik op landsatfoto's geïllustreer.

Slegs een soutpan van redelike omvang word op Doornfontein 70 gevind; kleinere panne kom op Buisvlei 19 en net wes

van die Brakpoort-opstal op Doornfontein 70 voor.

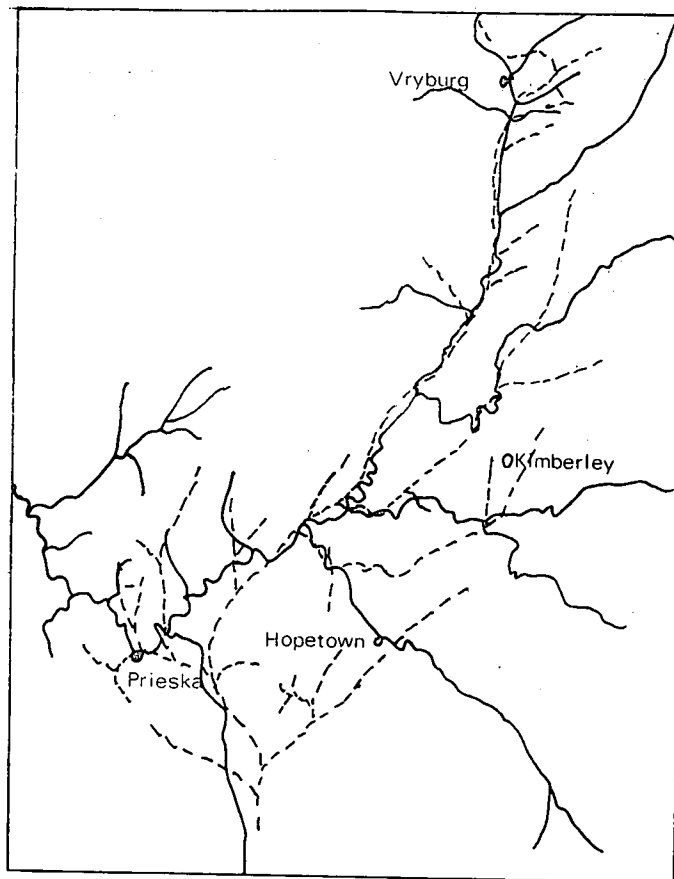


Fig. 1.3 Voor-Karoo dreineringspatroon (aangedui met stippellyne) oos en wes van Prieska (volgens Du Toit, 1909).

1.3.2 Klimaat en reënval

Die klimaat kan as semi-arië tot arië beskryf word. Temperature tussen somer- en wintermaande toon uiterste wisselinge. Die daaglikse gemiddelde temperatuur en die daaglikse maksimum- en minimum temperatuur vir Prieska vir die jaar 1976, word in Fig. 1.5 weergegee.

Die daaglikse gemiddelde sonure wissel tussen 9 en 14 en die wolbedekking, beide snags en bedags, is 'n minimum. Dit verklaar ook die groot verskille tussen dag- en nagtemperature. Verder wes, veral wes van die Kaaienheuwels, is die temperatuurwisseling tussen dag en nag aansienlik meer as by Prieska en dit kan aan die invloed

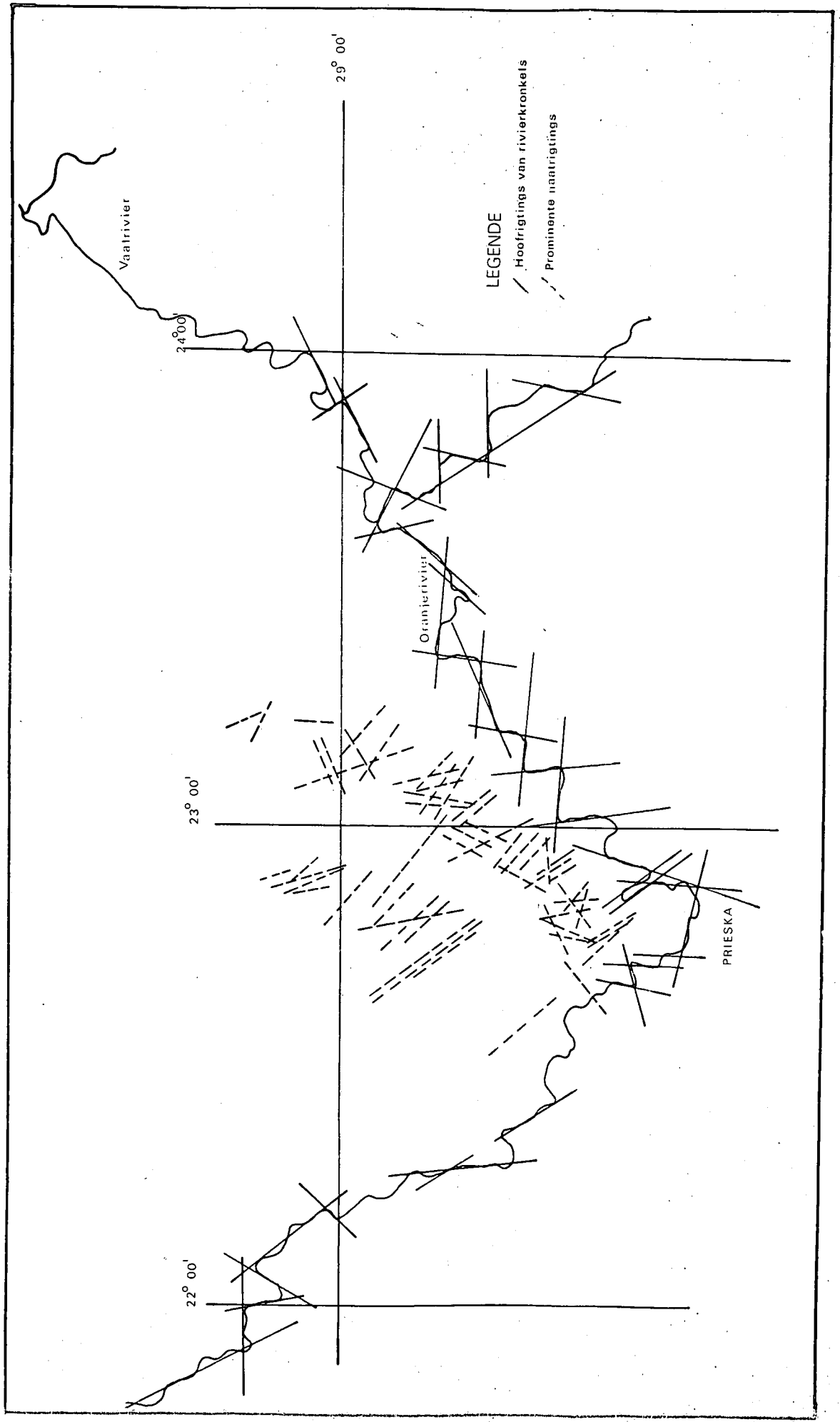


Fig. 1.4 Die verband tussen naatrigtings en die hooftrigtings van rivierkronkels

van die Oranjerivier by laasgenoemde toegeskryf word. Ryp is in die wintermaande algemeer oor die hele gebied.

	Maks. (°C)	Min. (°C)	Gemiddelde
Januarie	35,6	12,0	23,8
Februarie	33,7	12,0	22,8
Maart	32,4	10,1	21,3
April	29,7	4,7	17,2
Mei	27,3	1,6	14,5
Junie	25,2	-5,4	9,9
Julie	24,1	-3,5	10,4
Augustus	28,8	-3,4	12,7
September	27,5	3,6	15,6
Oktober	34,4	6,2	20,3
November	35,8	4,0	19,9
Desember	39,3	7,3	23,3

Fig. 1.5 Daaglikse maksimum, minimum en gemiddelde temperature vir Prieska, 1976.

Die gebied val in die laat somerreënvalstreek en die isohete vir die gebied word in Fig. 1.6 gegee.

Volgens die jongste weerkundige statistieke, wissel die reënval tussen 201 en 300 mm. Op Jackals Water 68 is die hoogste reënval, oor 'n twaalfjaartermyn, as 234 mm gemeet.

Die gemiddelde maandelikse en jaarlikse presipitasie vir Prieska vir 1976 word in Fig. 1.7 weergegee. Die normale reënval vir Prieska en Marydale word in Tabel 11 vergelyk. Die reënval is weens faktore soos tipe grond, periode van reënval, tydsduurte van reënval en plante-groeibedekking, swak benutbaar. Die reën kom gewoonlik as donderstorms in die laatmiddag voor. Afloop, veral in die meer bergagtige, oostelike gedeelte is gevolglik baie vinnig. In die weste is die reliëf aansienlik laer en word groot, breë sandlope, byvoorbeeld op Doonies-Pan 106, aangetref.

TABEL II. NORMALE REËNVAL VIR PRIESKA EN MARYDALE.

Plek	Breedte- graad	Lengte- graad	Normale reënval in mm												Jaar	Sommer %	Winter %		
			J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D					
Prieska	29° 40'	22° 45'	26,4	34,5	45,0	28,5	12,7	2,5	3,8	4,6	7,1	13,2	18,8	16,6	213,9	154,7	72	59,2	28
Marydale	29° 24'	20° 06'	21,1	23,4	42,7	24,6	10,2	3,1	5,8	6,3	4,3	10,4	17,3	13,7	182,9	128,6	70	54,3	30

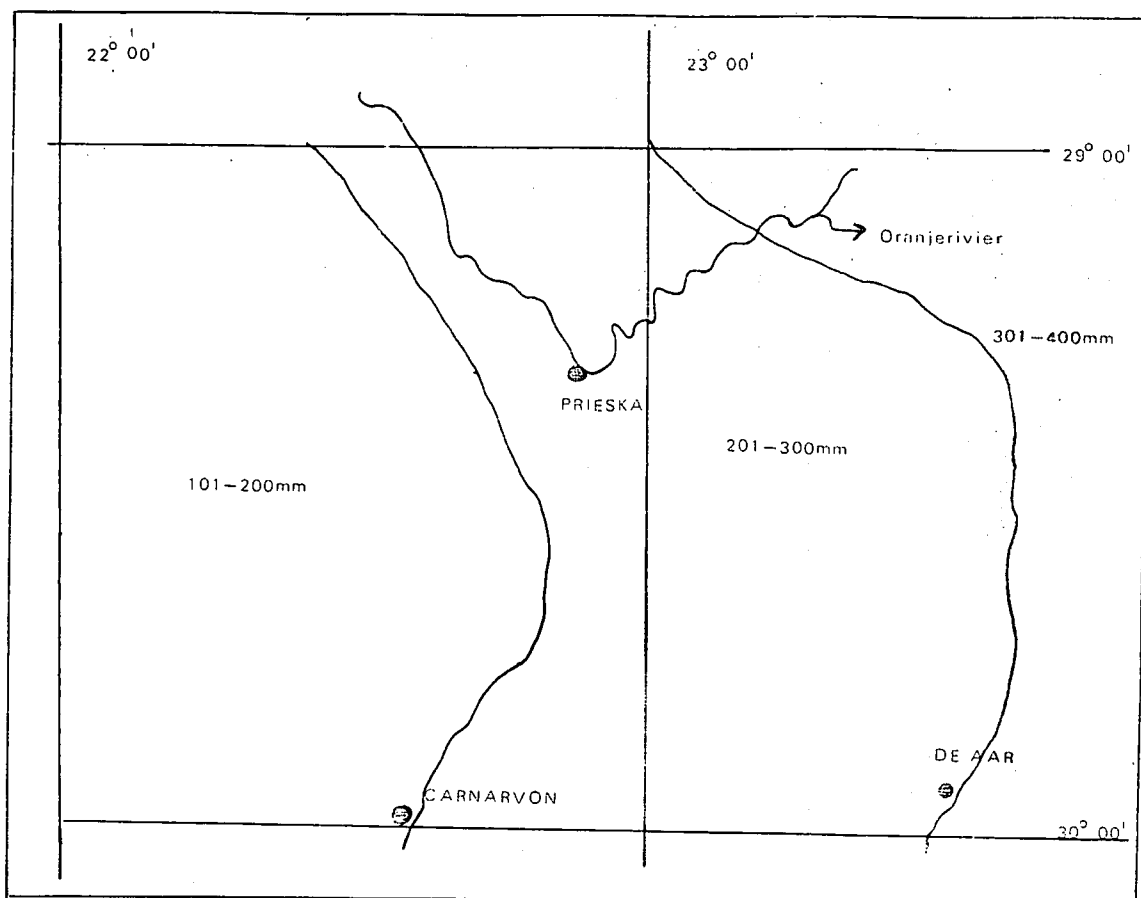


Fig. 1.6 *Isohete in die Prieska-omgewing*

1.3.3 Boerdery

Die Oranjerivier is die bepalende faktor en albei oevers word intensief besproei. In die laaste aantal jare het wingerdverbouing aansienlik toegeneem, hoewel lusern en katoen op aansienlike skaal aangeplant word. Na die weste, weens die lae reënval, word daar hoofsaaklik op skaapboerdery toegespits.

1.3.4 Flora en Fauna

Die navorsingsgebied kan volgens Acocks (1953) in drie sonas onderverdeel word, naamlik die Oranjerivierse gebroke veld (veldtipes 32, 35 en 29), wat 50 persent van die totale oppervlakte uitmaak, die oostelike dorre Karoo en 'n klein gedeelte van die skyn-dorre Karoo in die suidooste (Fig. 1.8).

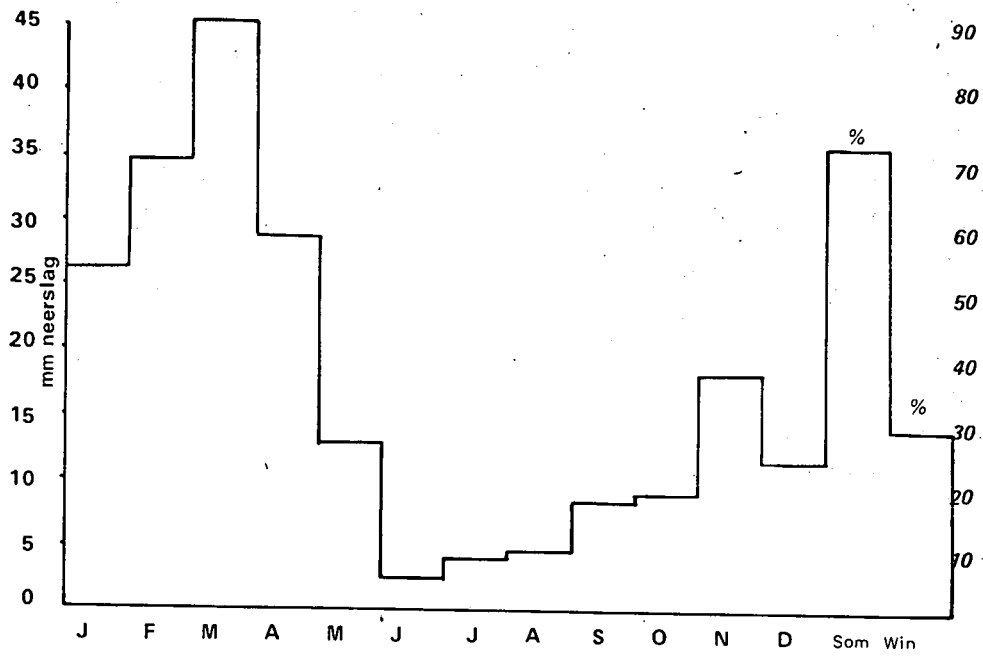


Fig. 1.7 Verspreiding van reënval by Prieska vir 1976.

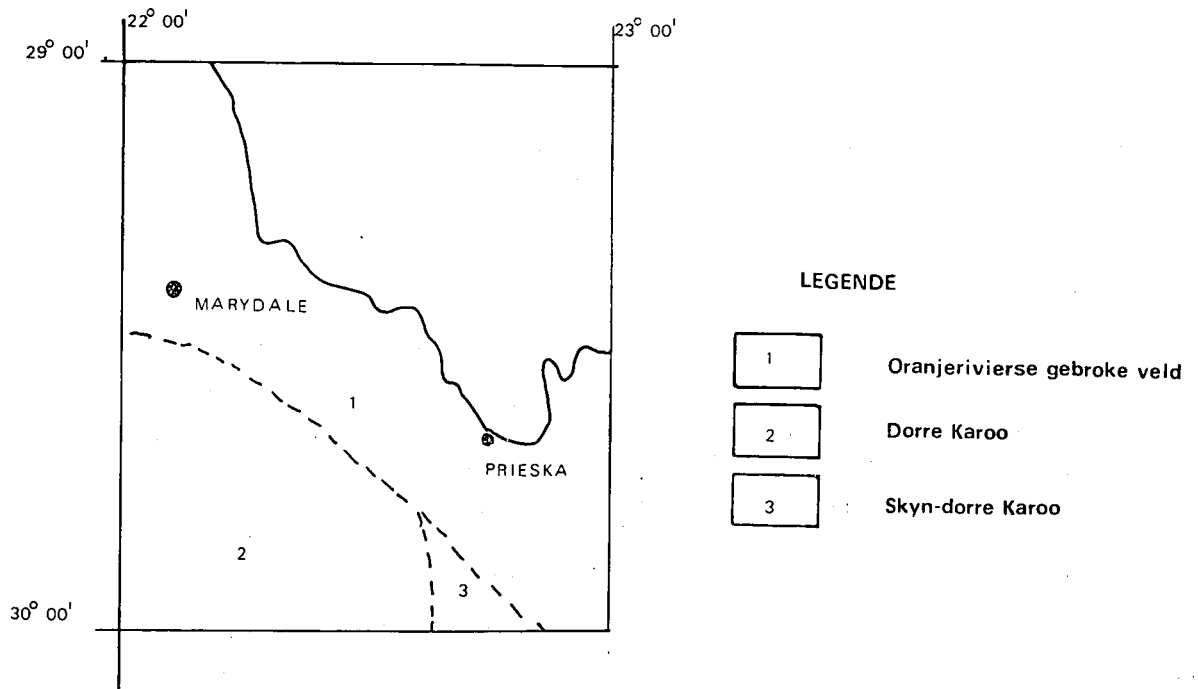


Fig. 1.8 Veldtipes rondom Prieska (volgens Acocks, 1953).

Die kokerboom, Aloe dichotoma, kom op die oostelike Doornbergereeks, veral op Keikams Poort 71 en Enkelde-wilgeboomfontein 22, voor. Die meeste bome word in rivierlope en langs die Oranjerivier aangetref. Bekende bome soos die swarthaak (Acacia detinens), soetdoring (Acacia Karoo), kameeldoring (Acacia giraffae) en karee (Rhus Lancea) is algemeen. In die dorre Karoostreek word haak- en steekbos (Acacia spirocarpoides), trassiebos (Acacia herbaclada) en ghwarriebos (Euclea undulata) gevind. Die mees bekende struik is die driendoring (Rhigozum trichotomum) en kom veral op pedimente in die oostelike helfte van die gebied voor, terwyl plate daarvan op die rooi sanderige vlaktes in die weste aangetref word. Asbos (Psilocaulon absimile) is oral aanwesig. Karoobossies kom wydverspreid voor en daar is opgemerk dat die bossies in oormatige reënjare kwyn en deur pioniersgras verdring word.

'n Redelike verskeidenheid karoobossies, waarvan die volgende die belangrikste is, word aangetref: blou-perdekaroo (Nestlera humilis), karooganna (Plinthus karoocicus), bitterkaroo (Chrysocoma ternifolia), kowerbos (Garulem kipinnatum), perdebossie (Pegolettia retrofracta), kortbeenganna (Salsola glabrescens) en ankerkaroo (Pentzia incana). Langs die hange van die Doornberge is daar verskeie vetplante soos bitterghaap (Hoodia), suring (Anacampseros), Lithops hallii en Lithops turbiniformis. Die Lithopsplante toon 'n voorliefde vir die kwartsietrante. Euphorbia-tipes soos melkbos (Euphorbia gummifera) en vingerpol (Euphorbia fusca) word in die klowe van die Doornberge gevind. 'n Verskeidenheid van aalwyne kom in die verskillende topografiese gebiede voor. 'n Paar bekendes is die bont-oor-aalwyn (Aloe variegata), sand-aalwyn (Aloe hereroensis), kraal-aalwyn (Aloe claviflora) en Aloe karasburgensis. Ondergeskikte vetplante soos ghaap (Hoodia bainii), ghaap (Trichocaulon piliferum), boesmanankers (Sarcocaulon burmanii) en aasblom (Seapelia flavirostris) word verspreid in die gebied aangetref.

Verskeie grassoorte het in die laaste paar hoë reënvaljare in groot getalle verskyn, byvoorbeeld Aristida ciliata, terwyl steekgras (Stipagrostus amabilis) op oorbeweide gedeeltes voorkom. Ander grassoorte is Aristida engleri, Aristida diffusa, Heteropogon contortus, Aristida obtusa en Salsola tuberculata.

Die fauna van die navorsingsgebied is beperk en die steenbok (Raphicerus campestris campestris) en springbok (Antidorcas marsupialis) kom hoofsaaklik in die sandveld voor. In die rante van die Doornbergreeks word beide roofdiere en planteters aangetref. Die roofdiere word deur rooikatte (Caracal caracal) en die rooijakkals (Thos mesomelos mesomelos) verteenwoordig. Klipspringers (Oreotragus oreotragus oreotragus) verteenwoordig die planteters. Die silwerjakkals (Vulpes cynalopex chana) en die bakoorkjakkals (Octocyon megalotis megalotis) verkies die sandvlaktes. Ander diere is stinkmuishonde (Ictopryx striatus striatus), dassies (Procapra capensis), ystervarke (Hystrix africae - australis) en aardvarke (Orycteropus afer).

Slange word deur die pofadder (Bitis arietans), swartrinkhals (Naja nigricollis), Kaapse kobra (Naja nivea) en kousband (Psammophis notosticus) verteenwoordig.

1.4 GEOMORFOLOGIE

Die navorsingsgebied lê in die sentrale, binnelandse plato en fossieltopografieë van verskillende ouderdomme is waarneembaar. Die oostelike deel van die gebied is bergagtig, terwyl die westelike deel hoofsaaklik uit 'n sandvlakte, bedek deur kalkkreet en kwartspuin, bestaan. Die Oranjerivier het in die sentrale plato ingekerf en is tot 'n groot mate vir die huidige geomorfologie verantwoordelik. Daar is vele oorblyfsels van fossieltopografieë wat die beste op die kruine van die Kaaienheuwels en die Doornberge bewaar is (Fig. 1.9).



Fig. 1.9 Die kruine van die berge rondom Prieska wat die Namakwa-erosievlak verteenwoordig.

Die kruine van beide die Doornberge en die Kaaienheuwels verteenwoordig dele van die uitgestrekte Namakwa-hooglandvlak, wat van Krytouderdor (Mabbutt, 1955) is. In Fig. 1.9 word die erosievlak duidelik geïllustreer en dit bewys dat die erosie langdurig was en dat selfs weerstandbiedende kwartsitiese gesteentes, wat die Doornberge en die Kaaienheuwels bou, wegverweer is. Die elevasie van die Namakwa-hooglandvlak is ongeveer 1 200 m. Hierdie erosievlak word deur King (1967) as 'n oorblyfsel van die voor-Karootydperk beskou en die Afrikasiklus word hiermee gekorreleer. Noordoos van die navorsingsgebied word die Ghaapplato-erosievlak gevind en dit is opmerklik dat hierdie erosievlak op 'n hoogte van 1 300 m voorkom en moontlik met die Namakwa-hooglandvlak gekorreleer kan word.

'n Tweede topografiese oorblyfsel is die laerliggende Boesmanlandplato wat Vroeg- tot Middel-Tersiër in ouderdom is (Mabbutt, 1955). Dit is interessant dat hierdie erosievlak in 'n wye reeks gesteentetipes

voorkom en dat die hardheid van die gesteentes min of geen uitwerking op die vorming van die erosievlak gehad het nie. Die gemiddelde hoogte van hierdie erosievlak is 975 m. Mabbutt (1955) beweer dat effense opheffing die omkering van riviervloei tot gevolg gehad het, wat tot grootskaalse panvorming aanleiding gegee het. Inselberge tussen die Doornberge en die Kaaienheuwels is oorblyfsels van weerstandbiedende gesteentes op die Boesmanlandplato (Fig. 1.10 en Fig. 1.11). Inkerwing in die Boesmanlandplato vind tans langs die Oranje-rivier plaas.



Fig. 1.10 Skalkseputgraniet wat bokant die plat omliggende landskap uitstaan

Die jongste erosievlak word deur die Kalahari-erosievlak verteenwoordig (Fig. 1.12) en word slegs in die omgewing van Doornfontein 70 aangetref, waar inkerwing deur die oppervlakkalkreet tot in die onderliggende Dwykagesteentes plaasgevind het. Waaisand tussen die rante van die Doornberge, byvoorbeeld op Keikams Poort 71,

is moontlik ook met die Laat-Tersiêre Kalahari-
erosieperiode geassosieer.



Fig. 1.11 'n Voorstelling van die Boesmanland-erosievlak.



*Fig. 1.12 Die verhouding tussen die ouere Boemanland-
erosievlak en die jongere Kalahari-erosievlak*

Die verspreiding van die Dwykagesteentes bevestig die bestaan van 'n goed ontwikkelde voor-Karootopografie. Paleovalleie in die Voorkambriese gesteentes is feitlik deurgaans met Dwykagesteentes, byvoorbeeld op Uitzigt 69, opgevol.

Die paleotopografie word deur die huidige dreineringsblootgestel. Die huidige loop van die Oranjerivier word deur die paleotopografie en veral deur vervorming in die Voorkambriese gesteentes bepaal. Die suidwaartse vloei-^grigting het Du Toit (1909) aan 'n voor-Karovallei gekoppel, maar deur opheffing in die suidooste is die noordwestelike rigting vanaf Prieska geïnisieer. Die Doornberge het egter as versperring gedien, met die gevolg dat inkerwing stadig was, soos blyk uit die daling van slegs 0,19 m/km tussen die samevloei van die Vaal- en die Oranjerivier en Prieska.

1.5 HUIDIGE STUDIE

Die navorsingsprojek is onder kontrak vir die Waternavorsingskommissie en die Geologiese Opname uitgevoer met die doel om die regionale geologie van die gebied te bepaal. Die studie het die volgende behels:

- (i) Lufoto-^ginterpretasie en regionale geologiese kartering van gebiede 2922 C en D met behulp van lugfoto's op 'n skaal van 1:70 000.
- (ii) Die vasstelling van die westelike rand van die Griekwaland-Weskom.
- (iii) Die litostratigrafiese opeenvolging tussen die Kaaienheuwels en die Doornbergreeks.
- (iv) Die litologiese, petrografiese en geochemiese eienskappe van die gesteentes tussen die Kaaienheuwels en die Doornbergreeks.
- (v) Die bepaling van die metamorfe sonering in hierdie

deel van die Namakwalandse Mobiele Gordel.

(vi) 'n Regionale struktuuranalise van die gebied.

2 LITOSTRATIGRAFIE

2.1 MARYDALE-GROEP

2.1.1 Historiese Oorsig

Die Marydale-Groep dagsoom in 'n sone vanaf Soetvlei, 35 km suidoos van Prieska, tot by Marydale. Die geologie van die gebied is die eerste deur Wyley in 1859 beskryf. In 1873 het Dunn 'n verslag oor die gesteentes van die 'Doornbergen', wat hy met soortgelyke gesteentes in Klein Namakwaland gekorreleer het, gepubliseer. Later het hy hierdie korrelasie na die Malmesburylae van die Westelike Kaapprovinsie en die Lydenberglae van Noord-oos-Transvaal uitgebrei. 'n Jaar later het Stow die Kheisserie in Griekwaland-Wes as volg onderverdeel:

(bo)	4 Matsapserie	Kwartsiet
	3 Griekwastadserie	Magnetiese jaspiliet
	2 Campbell Randserie	Kalksteen en kwartsiet
(onder)	1 Keisserie	Kwartsiet en glimmerskis

(Let op spelling van Kheis)

Rogers en Schwarz het in 1899 die geologie rondom Prieska beskryf en het die Marydale-Groep as 'n korrelaat van die Griekwaland-Wesopeenvolging beskou. Kartering van die gebied wes van Prieska is weer in 1908 deur Rogers en Du Toit hervat. Hulle gevolgtrekking was dat die Vloergraniet in die Marydale-Groep intrusief is, waardeur die korrelasie van laasgenoemde met die Griekwaland-Wesopeenvolging ongeldig bewys is. Hulle onderverdeling was:

Kheisserie	{	Kaaienlae	{ Kwartsiet, glimmer- en kwartsskis
		Marydalelae	{ Vulkaniese gesteente, kwartsiet, kalksteen en magnetietkwartsiet

Rogers (1910) korreleer die Kheisserie met die Kraaipan-Formasie en stel die volgende onderverdeling voor:

Kheisserie	{	Wilgenhout Driftlae	Hoofsaaklik skis
		Kaaienlae	Hoofsaaklik kwartsiet en skis
		Marydalelae	Hoofsaaklik vulkaniese gesteente, metasedimente, kalksteen en magnetiet= kwartsiet

Du Toit (1954) beskou die 'Kheissisteem' as deel van die 'Primitiewe Sisteem' en behou die onderverdeling van Rogers (1910). Vyf jaar later het De Villiers en Söhnge (1959) die idee dat die Marydaleserie in die hele noordwestelike Kaapprovinsie dagsoom, vanaf Prieska tot in die Richtersveld, gepropageer.

Beide Drewes (1963) en Leube (1964) het in die omgewing van Marydale gekarteer en albei behou Rogers (1910) se indeling.

'n Kort oorsig van die verskillende graniete in die Prieska-distrik is nodig om die huidige verwarring aangaande die graniet - dakgesteenteverwantskap te illustreer. Daar is in hoofsaak twee tipes graniet, naamlik Vloergraniet en Namakwagraniet. Eersgenoemde dien as vloer vir die Ventersdorp- en Griekwaland-Wes=opeenvolging en dagsoom in die T'Kuip-omgewing, oos van die sogenaamde Doornbergbreuksone, en weer vanaf Drag=

hoender in die noorde tot by Welgevonden in die suide, langs die westelike rand van die Doornberge.

Vajner (1974) onderskei twee tipes Vloergraniet in die Marydale-gebied, naamlik die Draghoendergraniet, wat deur 'n heterogene samestelling met baie insluitels van basiese gesteentes gekenmerk word, en die homogene, porfiritiese Skalkseputgraniet. Vajner (op cit) glo dat die Draghoendergraniet die Kheisopeenvolging indring, maar Cornell (1975), Van der Westhuizen (1977), Linström (1977) en Smit (1977) kon geen klinkklare bewyse van 'n intrusiewe verhouding vind nie. Vir die huidige studie is slegs een U/Pb isotoopouderdom (2 600 m.j.) van die Steenkoppiegraniet bekend (Burger en Potgieter, 1978), maar daar is nie onteenseglike bewys dat hierdie spesifieke graniet in die Marydalegesteentes intrusief is nie. Botha et al (1977) beskou die Vloergraniet as 'n paleohoog, die sogenaamde Marydalehoog, en meld dat beide die Griekwaland-Wes- en Matsapopeenvolging, teen die hoog uitwig.

Die Namakwagraniet bestaan uit verskeie tipes en dagsoom hoofsaaklik aan die westekant van die Kaaienheuwels, alhoewel klein dagsome so ver as Jackals Water 68 aangetref is. In 'n hele aantal lokaliteite dagsoom Namakwagraniet naby Vloergraniet en dit is soms baie moeilik om op veldgewens en in handmonster tussen die twee te onderskei. Op die 1970 1:1 000 000 Geologiese Kaart van die Republiek van Suid-Afrika word die Kheisopeenvolging met die Swazilandopeenvolging gekorreleer. Joubert (1971) beskou egter die oorgrote meerderheid van die Namakwalandse gneisse as deel van die basale eenheid van die Marydale-Groep. Smit (1973) stel voor dat die Kaaienlae met die Waterbergopeenvolging gekorreleer word. Vajner (1973) is van mening dat die Marydale-Groep ouer as die Witwatersrandopeenvolging is, maar dat dit nie 'n korrelaat van die Swazilandopeenvolging is nie. In 1974 het Vajner die volgende indeling voorgestel: Wilgenhout Drift-Formasie (bo), Kaaien-Formasie, Groblershoop-Formasie en

Marydale-Formasie (onder). Hy onderverdeel die Marydale-Formasie verder in twee lede, naamlik die Groot Modderfontein- en die Stuurmansputlid. Die enkele dagsoom van gestreepte ysterformasie, bekend as Swartkop, korreleer hy met die Marydale-Formasie.

Schumann (1974) beskou die Marydalelae as 'n ekwivalent van die Swazilandopeenvolging, maar bevraagteken die korrelasie van die Kaaienlae met die Marydale-Groep.

Cornell (1975) gee 'n petrologiese beskrywing van die Marydale-Formasie en doen die volgende onderverdeling aan die hand:

Marydale- Formasie	{	Marydale-gebied	
		Prieskas Poort -	Soetvleigordel;
		Soetvleigebied	Vaalberg - Groot Modderfonteingordel

Hy verwerp die Argeïese ouderdom op grond van Rb/Sr-ouderdombepalings wat 'n ouderdom van $1\ 901 \pm 63$ m.j. vir die metabasiete gee.

Van der Westhuizen (1977) beskryf die Marydalegesteentes van die Soetvlei-gebied en groepeer die sedimente, metalawa en skisagtige gesteentes saam as die Soetvlei-Formasie.

Linström (1977) bestudeer die Marydale-opeenvolging naby Marydale en noem dit die Dabep-Formasie, wat hy as deel van die Matsapopeenvolging beskou.

Die korrelasie van die voor-Griekwaland-Wesgesteentes in gebied 2922 C en D is steeds problematies en die verband tussen die Vloergraniet en die Marydale-Groep aan die een kant en tussen die Ventersdorp-Supergroep en die Marydale-Groep aan die ander kant, is weens 'n gebrek aan betroubare geochronologiese data nog nie

bevredigend vasgestel nie. Die volgende aspekte verdien vermelding:

- (i) Die Vloergraniet dagsoom plek-plek in 'n smal strook wes van die Doornberge in gebied 2922 C en D en kan van Soetvlei in die suide tot by Marydale in die noorde deurgevolg word. U/Pb-isotoopwerk op hierdie graniet (Burger en Potgieter, 1978 en R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) dui op 'n ouderdom van 2600 m.j.
- (ii) Die Ventersdorp-Supergroep (Seekoebaard-Formasie, Vajner, 1974) dagsoom op Witvlei 55 en word diskordant deur die Griekwaland-Wesopeenvolging oorlê. Geen kontak tussen Vloergraniet en Ventersdorp-Supergroep is hier blootgelê nie, maar verder noordwaarts (Vajner, 1974) is 'n duidelike diskordante verwantskap vasgestel. Rb/Sr-isotoopwerk op die Seekoebaard-Formasie (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) dui op 'n ouderdom van 2450 m.j. en bevestig die korrelasie met die Ventersdorp-Supergroep.
- (iii) Die Ventersdorp-Supergroep, sowel as die Marydale-groep, bestaan uit metasedimente en metalawa (amfiboliet) en in die veld kan daar nie tussen hierdie gesteentes onderskei word nie.
- (iv) Weens swak dagsome kon geen duidelike verband tussen die Vloergraniet en die Marydale-Groep vasgestel word nie. Insluitsels van amfibolitiese gesteentes is algemeen in die Vloergraniet, maar dit is onseker of eersgenoemde wel tot die Marydale-Groep behoort. Geen klinkklare intrusiewe verhouding tussen die Vloergraniet en die Marydale-Groep kon deur gedetailleerde veldkartering uitgewys word nie. Op Prieskas Poort 51 is 'n muskoviëtgraniet intrusief in die Marydale-Groep en alhoewel hierdie graniet in handmonster soos die Vloergraniet vertoon, is geen geochronologiese data tans beskikbaar nie.
- (v) Die boonste litostratigrafiese eenheid van die Marydale-

Groep (Spioenkop-Formasie, Tabel VI) het skynbaar dieselfde stratigrafiese posisie en litologiese eienskappe as die Dabep-Formasie, wat Linström (1977) as deel van die Matsapopeenvolgings beskou. Voorlopige Rb/Sr isotoopwerk op intrusiewe amfiboliet in die Spioenkop-Formasie (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) dui op 'n ouderdom van 1900 m.j., wat hierdie korrelasie moontlik bevestig.

- (vi) Voorlopige Pb/Pb- en Rb/Sr-werk op die gestreepte ysterformasie van die Perdeput-Formasie en op die metalava van die Uitzigt-Formasie (E. Barton en R.A. Armstrong, persoonlike mededelings) het 'n isotoopouderdom van 3100 m.j. gelewer, wat die Argeïese ouderdom van die onderste gedeelte van die Marydale-Groep bevestig.
- (vii) Op grond van bogenoemde, asook die intrusiewe verwantskap op Prieskas Poort 51, word die Marydale-Groep as deel van die Swasium beskou. Dit moet egter nogmaals beklemtoon word dat die korrelasie foutief mag wees en dat gedeeltes van die Marydale-Groep van gebied 2922 C en D die stratigrafiese ekwivalent van òf die Swasium òf die Ventersdorp-Supergroep òf die Matsapopeenvolging mag wees. 'n Litostratigrafiese indeling van die Marydale-Groep in gebied 2922 C en D word in Tabel VI weergegeef, sonder om te meld wat die verhouding met die onderliggende of oorliggende stratigrafieë mag wees.

Tabelle III, IV en V is 'n samevatting van die korrelasies wat tot op die hede voorgestel is.

2.1.2 Verspreiding

Die Marydale-Groep kom in 'n noordwesstrekke gordel, 'n paar honderd meter tot 11 km breed en wat wes van die Doornberge geleë is, voor. Die gesteentes dagsom uiters swak, met die beste dagsome langs spruite en pad- en spooruitgrawings (Fig. 2.1). Die gesteentes word in die weste deur talryke lense en groter liggame van Namakwagraniet ingedring. Die grootste gedeelte van die Marydale-Groep word deur Tersiere en Resente formasies bedek, hoewel dit op plekke ook

deur die Dwyka-Formasie oorlê word.

TABEL III. STRATIGRAFIESE OPEENVOLGING SUID VAN PRIESKA (ROGERS EN DU TOIT, 1908).

Sisteem Transvaal	Griekwastadserie	Gestreepte ysterformasie en jaspis
	Campbell Randserie	Dolomiet en kalksteen
	Swartrifserie	Kwartsiet
Serie Kheis	Kaaienlae	Kwartsiet en kwarts-serisietkies
	Marydalelae	Metalawa, gestreepte ysterformasie, meta-sedimente
Vloergraniet		Graniet intrusief in die Kheisserie

TABEL IV. LITOSTRATIGRAFIESE INDELING VAN DIE KHEISGESTEENTES (VAJNER, 1974).

Stratigrafiese Eenheid		Litologie	Dikte in meter	
KHEIS-GROEP	Wilgenhoutdrif- Formasie	Filliet, skis, geskuifskuurde tuf, kwartsiet met hematietryke lagies, dolomiet, lawa, porfiritiese lawa en konglomeraat	2 000	
	Kaaien-Formasie	Kwartsiet met ondergeskikte kwarts-serisietiskis	1 000 - 2 000	
	Groblershoop-Formasie	Helpmekaarlid	Kwarts-serisietiskis, ondergeskikte kwartsiet, magnetiese lae	150 - 200
			Kwarts-serisietiskis, glimmerskis, ondergeskikte kwartsiet	1 500
		Mountain-Viewlid	Kwarts-serisietiskis, epidoot-chlorietiskis, tremoliet-aktinolitiskis	200 - 300
		Stuurmansputlid	Amfiboliet, hornblendeskis, ondergeskikte leptiet, leukogneis en granuliet	500 - 1 000
	Marydale-Formasie	Groot Modderfonteinlid	Geskuifskuurde metalawa met tussengelaagde magnetiese kwartsiet	1 000

TABEL V. DIE KHEISDOMEIN – BOTHA, *et al.* (1976)

KHEISDOMEIN	
KHEIS-GROEP	<p><i>Wilgenhoutdrif-Formasie (ekwivalent van die Groblershoop-Formasie)</i></p> <p>Variasie van gesteentetipes waarvan verskeie vulkaniese materiaal insluit. Kwartsiet, chloriet-talk-aktinolietskis, marmer, lensagtige tussengelaagde kalksteen, chlorietskis, gestreepte ysterformasie</p>
	<p><i>Groblershoop-Formasie</i></p> <p>Oorwegend skisagtige opeenvolging van kwarts-serietskis en kwarts-muskovietskis met tussengelaagde para-amfiboliet</p>
	<p><i>Kaaienkwartsiet-Formasie</i></p> <p>Wit en pienk kwartsiet met ondergeskikte kwarts-serietskis</p>
	<p><i>Dabep-Formasie</i></p> <p>Kwarts-serietsiet-, muskovietsiet-, chloriet- en aktinolietskis met tussengelaagde kwartsiet</p>
	<p><i>Volopkwartsiet-Formasie</i></p> <p>Dik- tot massiefgelaagde, rooibruin en grys kwartsiet met ondergeskikte konglomeraat en grintsteen</p>
MATSAP-GROEP	<p><i>Hartleyandesiet-Formasie</i></p> <p>Amandeldraende, andesitiese en intermediêre lawa met tussengelaagde chlorietskis, gestreepte ysterformasie, kwartsiet, 'n konglomeraatmerker naby die top, asook tufagtige, epidootryke lae</p>

TABEL VI. LITOSTRATIGRAFIE VAN DIE MARYDALEGROEP (HUIDIGE STUDIE).

Groep	Subgroep	Formasie	Litologie
MARYDALE		Spioenkop	Onvolwasse kwartsiet, massiewe amfiboliet, gebande amfiboliet, kwarts-velspaaggesteente, metagabbro, kwarts-serisiet
	Doornfontein	Uitzigt	Massiewe amfiboliet (granaatryk), gebande amfiboliet
		Perdeput	Gestreepte ysterformasie, ondergeskikte kalksteen/dolomiet, groensteen, meta-chert/kwartsiet
	Prieskas Poort	Modderfontein	Basalt, amandelbevattende lawa, tuf, kussinglawa, ondergeskikte veldspatiese kwartsiet, ondergeskikte ultramafiese lae, amfiboliet
		Steenkop	Konglomeraat, grintsteen, subgrouwak, vulkanoklastiese gesteente, tussengelaagde lawa, suurlawa, metakwartsiet

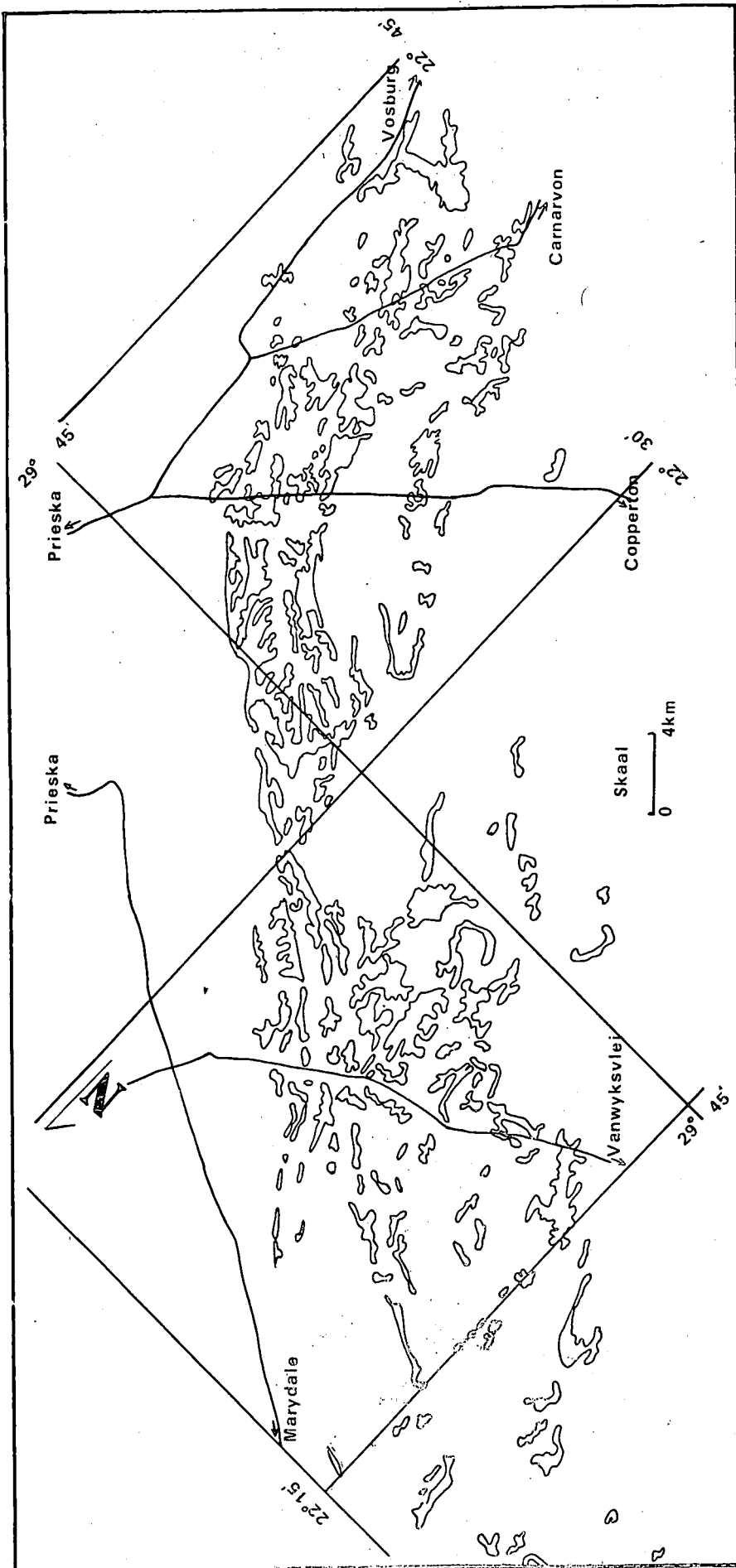


Fig. 2.1 Verspreiding van die Marydale-Groep

2.1.3 Stratigrafie

Die Marydale-Groep bestaan uit 'n vinnige afwisseling van onvolwasse sedimentêre en vulkanoklastiese gesteentes en lawa (Tabel VI).

2.1.3.1 Prieskapoort-Subgroep

2.1.3.1.1 Steenkop-Formasie

Die basale Steenkop-Formasie dagsoom in verskeie paduitgrawings langs die teerpad tussen Prieska en Copper-ton, onmiddellik wes van Prieskaspoort. Die blootlegging in die eerste padsnit is ongeveer 60 m wyd en bestaan hoofsaaklik uit konglomeraat met groot, swakgesorteerde rolstene van aarkwarts en graniet. Die rolsteengrootte wissel van 3 tot 65 cm en alhoewel die meeste van die rolstene afgeplat en verleng is, is daar enkeles wat kantig vertoon (Fig. 2.2).



Fig. 2.2 Geronde en hoekige rolstene in die konglomeraat van die Steenkop-Formasie

Die matriks van die konglomeraat is 'n fynkorrelrige, gefolieerde chlorietskis. Daar is verskeie lae van

konglomeraat, maar dit mag die gevolg van isoklinale plooiing wees. Die konglomeraat word afgewissel met 'n grintsteen waarin die rolsteentjies goed afgerond is. Du Toit (1908) beskryf 'n aansienlike dikte van sedimentêre gesteentes in die Soetvlei-omgewing en onderskei arkoos, grintsteen en filliet, asook 'n hele opeenvolging van lawa van verskillende samestelling. Langs die grensdraad tussen Doornfontein 70 en Welgevonden 97 dagsoom 'n aansienlike dikte van arkosiese gesteentes en dit wil dus voorkom of hierdie dagsoom die verlenging van soortgelyke gesteentes suid van die navorsingsgebied is.

In die tweede lang pad-uitgraving dagsoom 'n aansienlike dikte van subgrouwak met tussengelaagde kwartsiet, skis, vulkanoklastiese gesteentes en grintsteen (Fig. 2.3). Hierop volg 'n dik opeenvolging van oorwegend groen, fyn- tot middelkorrelrige, intens genate vulkanoklastiese gesteentes.



Fig. 2.3 Goed genate, vulkanoklastiese gesteente van die Steenkop-Formasie

Geen primêre gelaagdheid kan herken word nie, behalwe waar dié gesteente in kontak met die meta-kwartsiet lê. 'n Suur- tot intermediêre lawa dagsoom net noordwes

van hierdie padsnit. Die lawa is 'n liggroen tot roomkleurige, gefolieerde gesteente met sigbare korrels van opaalagtige kwarts. Uitrekking en verlenging van die korrels is algemeen. Net suid van die teerpad, langs die draad tussen Prieskas Poort 51 en Jackals Water 68, dagsoom 'n dik opeenvolging van grintsteen met enkel konglomeraatlae. 'n Muskovietgraniet, soortgelyk aan die Vloergraniet, kom intrusief in hierdie metasedimente voor (Fig 2.4)



Fig. 2.4 Middel- tot grofkorrelrige muskovietgraniet intrusief in die Steenkop-Formasie. Op Prieskas Poort 51.

Verder weswaarts word algaande meer skisagtige materiaal en donker amfiboliet aangetref. Sommige van hierdie amfiboliet is skynbaar intrusief in die metagesteentes, aangesien kilwande aangetref word en dit opvallend minder gefolieerd as die naasliggende gesteentes is. Hierdie amfiboliet verteenwoordig dus heel waarskynlik 'n ou intrusiewe plaat.

2.1.3.1.2 Modderfontein-Formasie

Hierdie formasie volg konkordant op die Steenkop-Formasie en bestaan hoofsaaklik uit basiese lawa met sedimentêre tussenlae. Die lawa, meestal amandelbevattend, kan in die derde padsnit en ook in die spoornit net noordwes van die Waterkop-opstal waargeneem word. Die amandels wissel in grootte van kleiner as 1 cm tot 3 cm en is meestal verleng. Net suid van die derde padsnit dagsom 'n dik opeenvolging van hierdie gesteentes. Verskeie 'lawavloeië', aangedui deur amandelryke en amandelarme sones, kan waargeneem word. Die 'vloeië' wissel vanaf 'n paar meter tot 27 m in dikte. Die lawa is deurgaans geskuifskeur. Net soos in die vorige geval, is intrusiewe plate met kilwande ook aanwesig. Dun, ondergeskikte lae van ligkleurige suurlawa, chert en veldspatiese kwartsiet word ook aangetref. Skisagtige materiaal, moontlike tuflae, is ook waargeneem.

Noord van die treinspoor, net oos van die Perdeput-opstal, dagsom die verlenging van die gesteentes suid van die teerpad. Dieselfde opeenvolging word hier aangetref, behalwe dat die dagsom noordweswaarts meer amfiboliet bevat. Suid van die treinspoor, net oos van die plaasopstal op Waterkop, word gange van serpentiniet in die lawa aangetref.

Die spoornit, net noord van die Waterkop-opstal, bied 'n profiel van 530 m deur die Modderfontein-Formasie (Fig. 2.5). 'n Toename in metamorfe graad, van aktinolietskis na amfiboliet, word duidelik in die snit geïllustreer. Dit dui aan dat daar 'n progressiewe verhoging in die graad van metamorfose van oos na wes is.

Op Doornfontein 70, net oos van die pan, dagsom 'n opeenvolging van lawa, soms amandelbevattend, wat deel uitmaak van die Modderfontein-Formasie. Hierdie lawa vertoon onvervorm en lyk in alle opsigte soos die Ventersdorplawa. Aan die oostekant van die dagsom

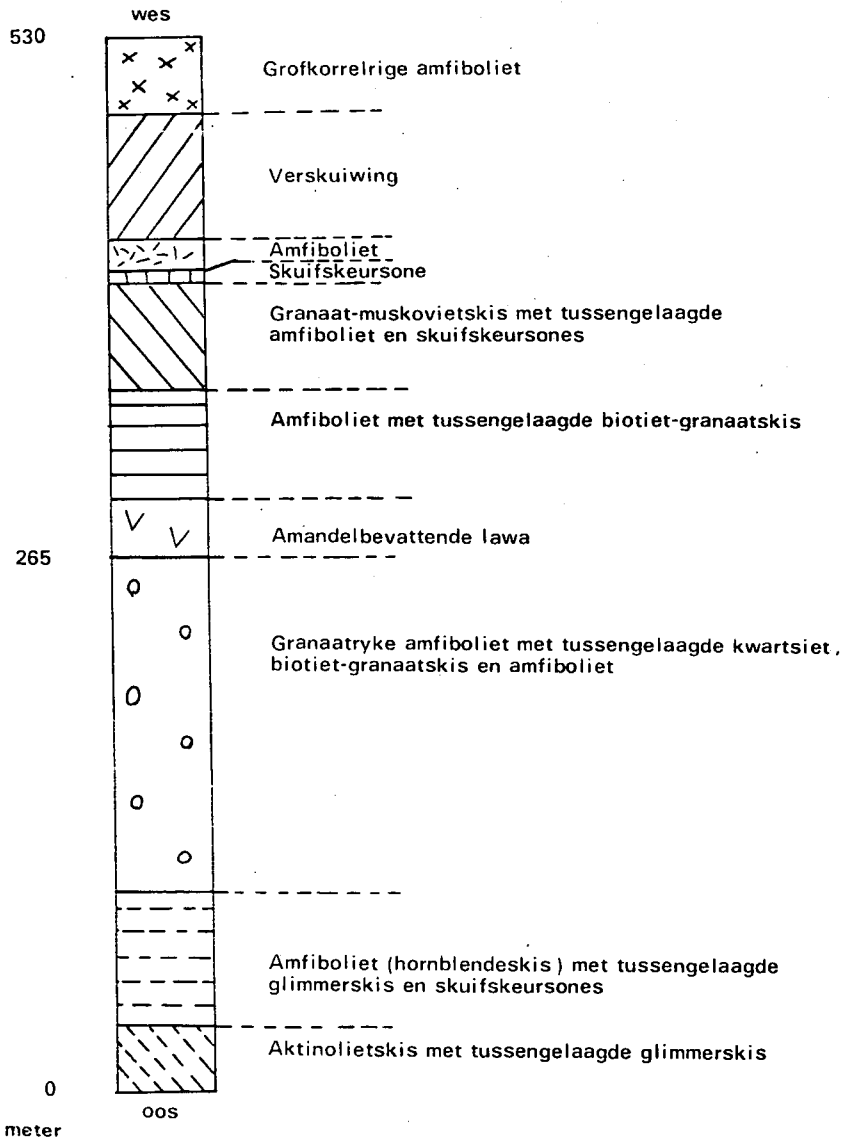


Fig. 2.5 Profiel van die Modderfontein-Formasie.
Op Jackals Water 68.

kom 'n dun lagie kwartsiet en groen chlorietskis voor.

Suid van gebied 2922 C en D word gesteentes soortgelyk aan die Steenkop- en Modderfontein-Formasie ook op Soetvlei aangetref (Van der Westhuizen, 1977). Ekwi-valente van hierdie formasies kom egter nêrens elders voor nie. Fig. 2.6 is 'n skematiese voorstelling van die verspreiding van die Vloergraniet in gebied 2922 C en D. Die hoofontwikkeling van die Steenkop-Formasie is op Prieskas Poort 51, waar dit skynbaar diskordant op die Vloergraniet rus, behalwe in die een lokaliteit waar 'n muskoviëetgraniet dit intrudeer. Verder suid, op Doornfontein 70 en Welgevonden 97, word geïsoleerde dagsome, wat litologies met die Steenkop-Formasie ooreenstem, aangetref. Op Prieskas Poort 51 volg die Modderfontein-Formasie skynbaar konkordant op die Steenkop-Formasie, maar verder noordwaarts, op Uitspanberg 52, is laasgenoemde afwesig en 'volg' die Modderfontein-Formasie direk op Vloergraniet. Dieselfde verhouding word verder suidwaarts, op Doornfontein 70, aangetref en nog verder suidwaarts, op Welgevonden 97, is die Modderfontein-Formasie skynbaar heeltemal afwesig. Dit volg uit hierdie bespreking dat 'n eenvoudige litostratigrafiese indeling van die Prieskaspoort-Subgroep nie moontlik is nie. Die rede hiervoor is: (a) die teenwoordigheid van intraformasionele diskordansies en/of (b) vulkanisme, met gepaardgaande sedimentasie, in lokale sentra.

2.1.3.2 Doornfontein-Subgroep

2.1.3.2.1 Perdeput-Formasie

Op Prieskas Poort 51 volg hierdie Formasie skynbaar konkordant op die Modderfontein-Formasie, maar verder noordwaarts, op Uitspanberg 52, 'volg' dit direk op Vloergraniet. In die suidoostelike gedeelte van die gebied, op Welgevonden 97, volg dit op gesteentes wat met die Steenkop-Formasie gekorreleer word. Aangesien

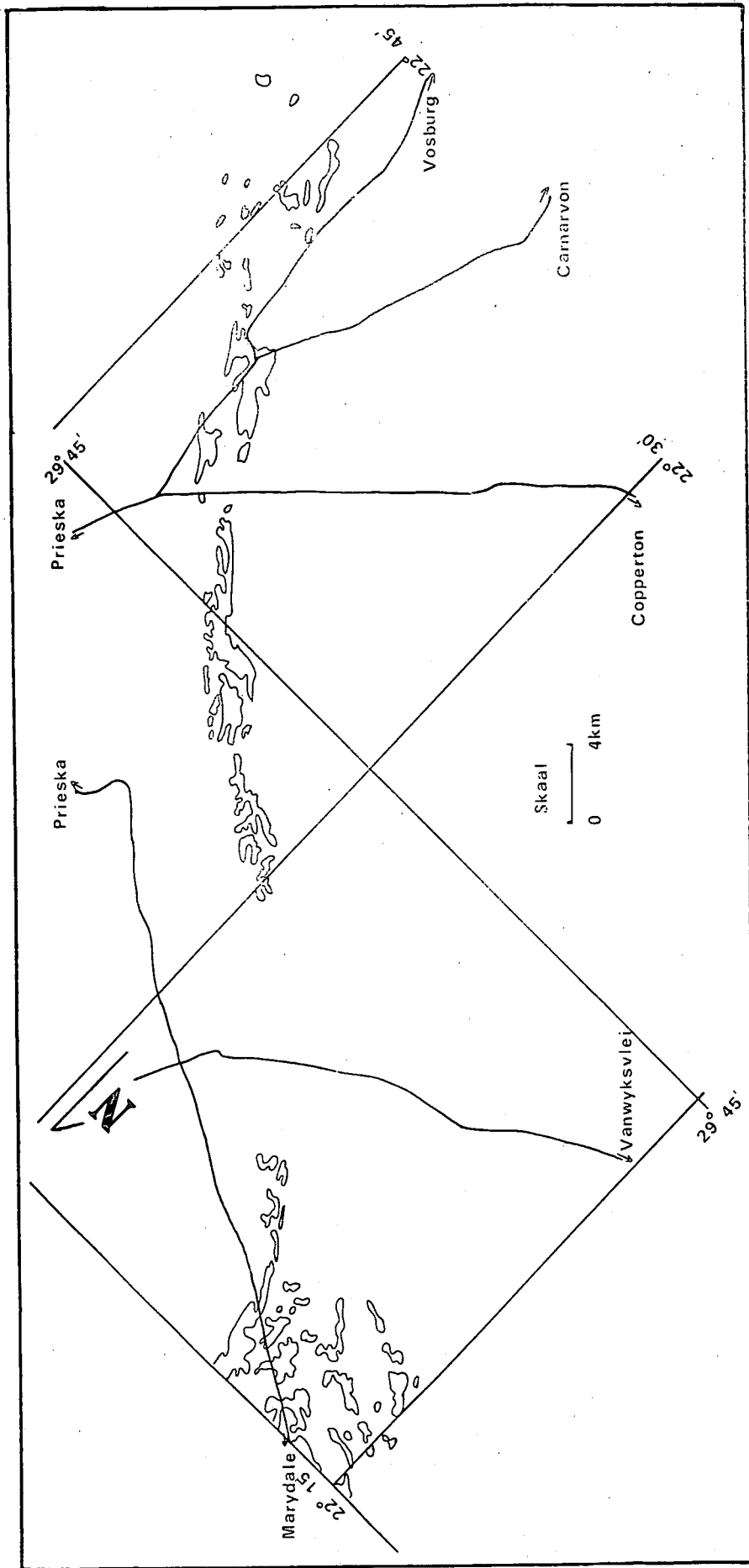


Fig. 2.6. Skematiese voorstelling van die verspreiding van die vloergraniet

geen ondubbelsinnige intrusiewe kontakte van Vloer=graniet in die Perdeput-Formasie gevind is nie, duidelike getuigenis op 'n diskordante verhouding. By Swartkop, net noordoos van Marydale, beweer Vajner (1974) dat 'n intrusiewe verhouding wel bestaan. Hierdie formasie is die enigste merkereenheid in die Marydale-Groep en, regionaal gesien, volg dit diskordant op die ouer formasies.

Die Perdeput-Formasie kan plek-plek vanaf Soetvlei in die suide tot by Marydale in die noorde, 'n totale afstand van 120 km, gevolg word. In gebied 2922 C en D is die beste blootstellings net suid van die Groot Modderfontein-opstal, op Prieskas Poort 51, op Uitspanberg 52, op Witfontein 54, op Witvlei 55 en net wes van die Perdeput-opstal. Die opeenvolging het oral die kenmerke van 'n Algoma-tipe opeenvolging, hoewel individuele lae nie oor groot afstande gevolg kan word nie. Die opeenvolging op Prieskas Poort 51 is verteenwoordigend van die soort van stratigrafiese opeenvolging wat aangetref word: aan die basis word 'n dun (1 - 2 m), redelik standhoudende kwartsiet, wat oor 'n afstand van minstens 4 km gevolg kan word, aangetref.

Dit word deur kalksteen/dolomiet of groensteen (amfiboliet op plekke), met 'n dikte van 20 - 50 m, oorlê. Hierop volg 'n gestreepte ysterformasie, 'n paar sentimeter tot 10 meter in dikte, wat die boonste eenheid van hierdie formasie verteenwoordig. Lokale verdikking, as gevolg van isoklinale plooiing, kan in baie lokaliteite waargeneem word. Die Perdeput-Formasie as geheel, knyp egter langs strekking uit, sodat daar in die veld, byvoorbeeld op die suidelike deel van Uitspanberg 52, geen skerp kontak tussen die Modderfontein- en Uitzigt-Formasie getrek kan word nie.

Die opvallendste eenheid in die Perdeput-Formasie is die gestreepte ysterformasie. Meestal vertoon dit soos 'n magnetietryke chert, maar op plekke is dit as gevolg van metamorfose baie grofkorrelrig en kan in

handmonster as 'n magnetiet-kwartsiet beskryf word. In die verlede is hierdie ysterformasie met òf die Kraaipan- òf die Asbesheuwels-Formasie gekorreleer. 'n Voorlopige Pb/Pb-ouderdom van 3100 m.j. op die gestreepte ysterformasie (E. Barton persoonlike mededeling) dui 'n moontlike Argeïese ouderdom aan, en word bevestig deur Pb/Pb- en Rb/Sr-ouderdomme (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) van 3100 m.j. op metalava van die Uitzigt-Formasie.

2.1.3.2.2 Uitzigt-Formasie

Hierdie litostratigrafiese eenheid dagsoom slegs op Prieskas Poort 51, Uitzigt 69 en Doornfontein 70. Dit bestaan uit 'n dik opeenvolging van amfibolitiese gesteentes en volg konkordant op die Perdeput-Formasie. Weens isoklinale plooiing kon die ware dikte van die eenheid nie bepaal word nie.

Die mees opvallende kenmerk van hierdie amfiboliet is hulle massiewe geaardheid en die teenwoordigheid van granaat, wat op plekke tot 3 cm in deursnit is. 'n Toename in die graad van metamorfose van oos na wes maak dit moeilik om te bepaal wat die oorspronklike gesteente was. Op plekke kan kwartsamandels (Fig. 2.7) duidelik herken word, wat aandui dat 'n deel van die amfiboliet oorspronklike lawa verteenwoordig.

In ander lokaliteite is dit grofkorrelrig en besit die kenmerke van metagabbro (Fig. 2.8). Op plekke is die amfiboliet massief en ongefolieerd en vertoon soos 'n intrusiewe plaat. Ook is daar voorbeelde van grofkorrelrige amfiboliet wat in kontak met psammitiese metasedimente lê (Fig. 2.9), wat weer op 'n metasedimentêre oorsprong dui.

Groot en klein intrusies van Namakwagraniet kom algemeen in hierdie litostratigrafiese eenheid voor, byvoorbeeld op Waterkop. Metasomatiese effekte van hierdie intrusies kan op baie plekke waargeneem word.



*Fig. 2.7 Kwartsamandels in metalawa van die Uitzigt-Formasie
Op Doornfontein 70.*



*Fig. 2.8 Ongefolieerde amfiboliet in intens gefolieerde
amfiboliet van die Uitzigt-Formasie. Op Doorn-
fontein 70.*



Fig. 2.9 Grofkorrelrige amfiboliet in kontak met metasediment van die Uitzigt-Formasie. Let op dat die hornblende=naalde oor die kontak groei. Op Doornfontein 70.

2.1.3.3 Spioenkop-Formasie

Die beste dagsome van hierdie eenheid is op Klein Modderfontein 100, Uitzigt 69, Jackals Water 68, Witfontein 54, Spioen Kop 65, Kareeboomput 57, Kalk Put 16 en Eyerdrop Pan 58. Die indruk is dat dit meestal in strukturele koepels blootgelê is. Dit is die enigste eenheid van die Marydale-Groep wat oos en wes van die Kaaienheuwels aangetref is. Dit bestaan uit 'n op=eenvolging van onvolwasse kwartsiet en kwarts-serisiet=skis, tussengelaagde, gebande en gevlekte amfiboliet en ondergeskikte, massiewe amfiboliet en kwartsveld=spaatgesteentes. Individuele eenhede kon, weens die swak dagsome, nie uitgekarteer word nie.

In die suide, byvoorbeeld op Uitzigt 69 en Jackals Water 68, is slegs 'n arbitrêre kontak tussen die Spioenkop- en die Uitzigt-Formasie moontlik. Die kontak is geneem by die verskyning van metaklastiese gesteentes wat op die amfiboliete van die Uitzigt-Formasie volg. Die probleem word bemoeilik omdat

groot massas van Namakwagraniet hier langs die kontak ingeplaas is. Verder noordwaarts, noord en noordwes van die Erfdeel-opstal, word slegs tonge en are van Namakwagraniet in die Spioenkop-Formasie gevind.

Op Witfontein 54 is die Doornfontein-Subgroep heeltemal afwesig en 'volg' die Spioenkop-Formasie direk op Vloergraniet (Fig. 1.1). Geen intrusiewe of diskordante verhouding kon egter hier vasgestel word nie. Verder noordweswaarts, noord van Gras Bult 56, is geen onderliggende gesteentes blootgelê nie. Hier is die Spioenkop-Formasie slegs in strukturele koepele aanwesig. Soortgelyke blootleggings is noordwaarts deur Linström (1977) as die Dabep-Formasie, wat hierdie outeur as deel van die Matsapopeenvolging beskou, gekarteer. Hierdie korrelasie word moontlik bevestig deur Rb-Sr-werk (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) wat op basiese gesteentes naby die Spioenkop-opstal uitgevoer is.

Die Spioenkop-Formasie word deur die Uitdraai-Formasie van die ou 'Kheisserie' oorlê. Geen ondubbelsinnige diskordansie kon tussen hierdie twee eenhede vasgestel word nie, hoewel dagsome so swak is dat 'n direkte kontak nêrens blootgelê is nie. Die moontlikheid bestaan dus dat hierdie kontak 'n konkordansie of 'n diskordansie of 'n laaghellende stootverskuiving verteenwoordig.

Die stratigrafiese opeenvolging in die Spioenkop-Formasie verskil van lokaliteit tot lokaliteit. 'n Skematiese voorstelling van die opeenvolging op Klein Modderfontein 100 word in Fig. 2.10 gegee. Die opeenvolging bestaan hier hoofsaaklik uit metasedimente met ondergeskikte amfiboliet.

Die opeenvolging op Jackals Water 68, langs die teerpad tussen Prieska en Copperton, is naastenby dieselfde (Fig. 2.11).

Op Witfontein 54, suid van die grondpad na Vanwyksvlei, is die dagsome uiters swak en bestaan die opeenvolging hoofsaaklik uit 'n oostelike gedeelte van oorwegend meta-sedimente (kwartsiet, kwarts-serisietskis en kwarts-

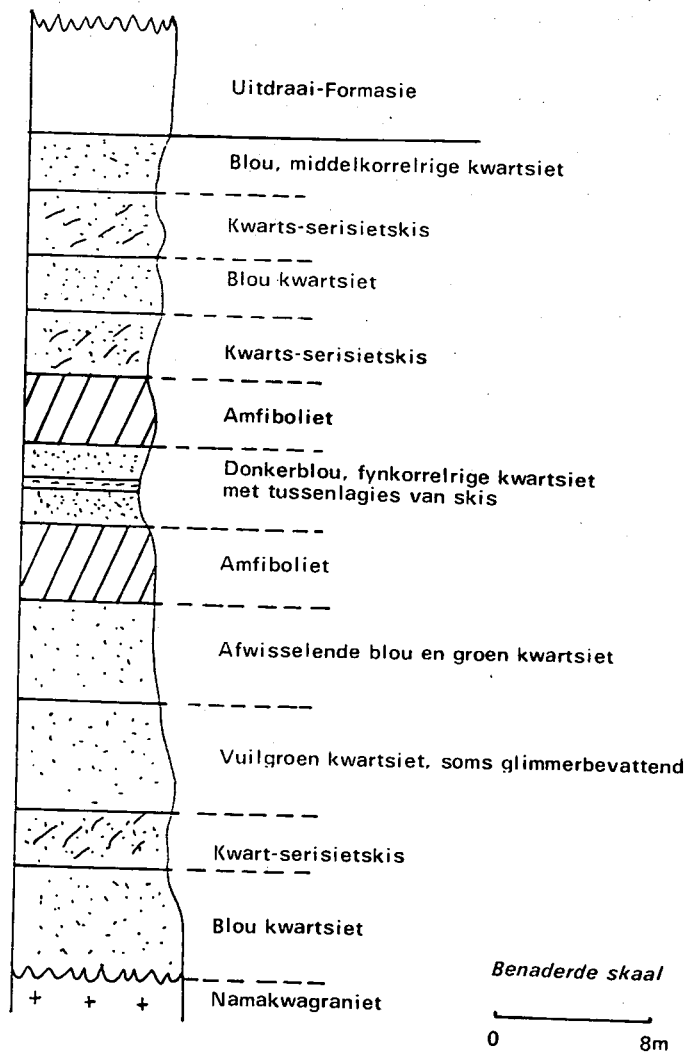


Fig. 2.10

Skematiese voorstelling van die stratigrafiese opeenvolging in die Spioenkop-Formasie op Klein Modderfontein 100.

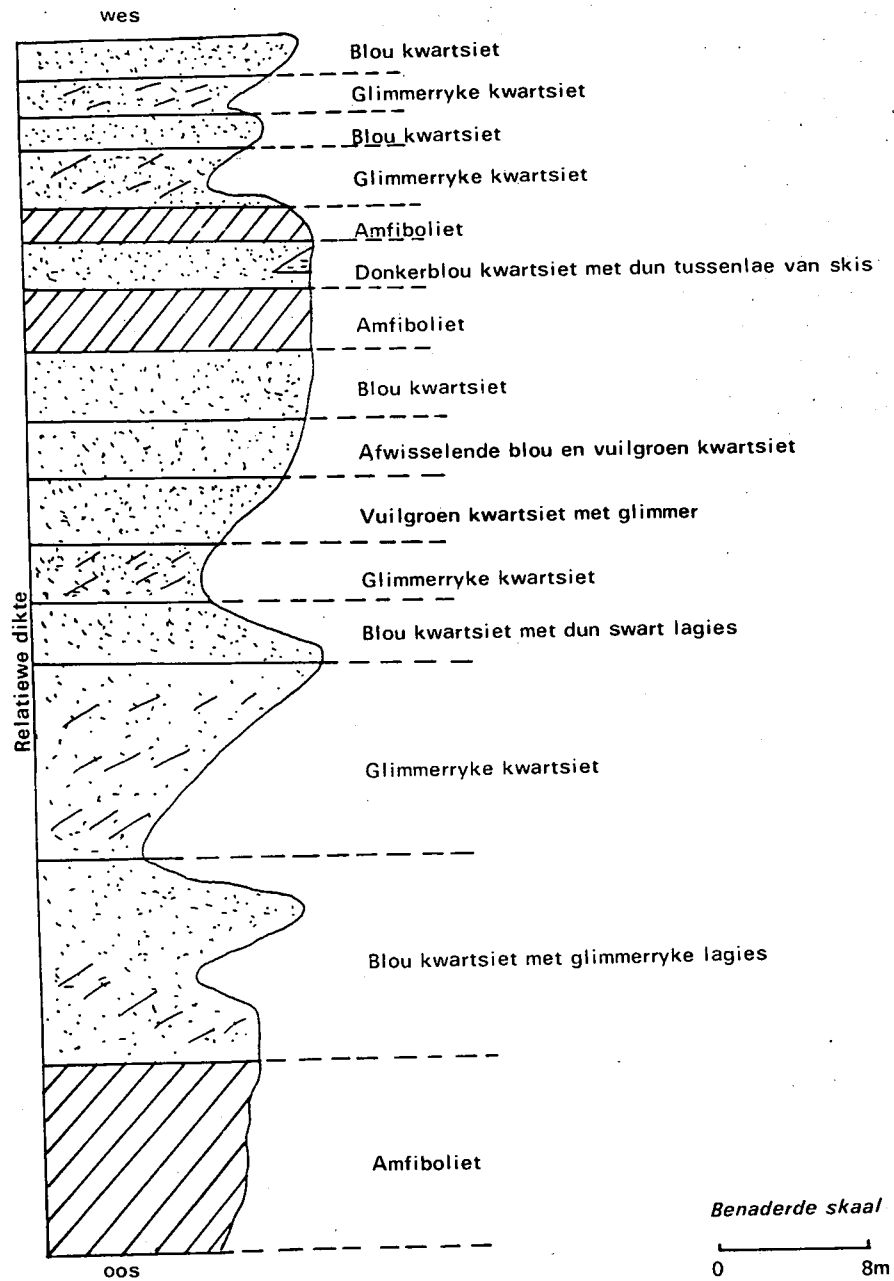


Fig. 2.11 Profiel van die Spienkop-Formasie langs die Prieska-Coppertonpad.

veldspaatgesteente) en 'n westelike gedeelte van oorewegend amfiboliet. Isoklinale plooiing, met meegaande duplisering, is algemeen. Die amfiboliet is geband of massief, bevat lokaal diopsied en vertoon soms soos 'n metagabbro.

Fig. 2.12 is 'n skematiese voorstelling van die opeenvolging noord van die Erfdeel-opstal. Intrusiewe are van Namakwagraniet (Fig. 2.13) en van amfiboliet kom in die opeenvolging voor.

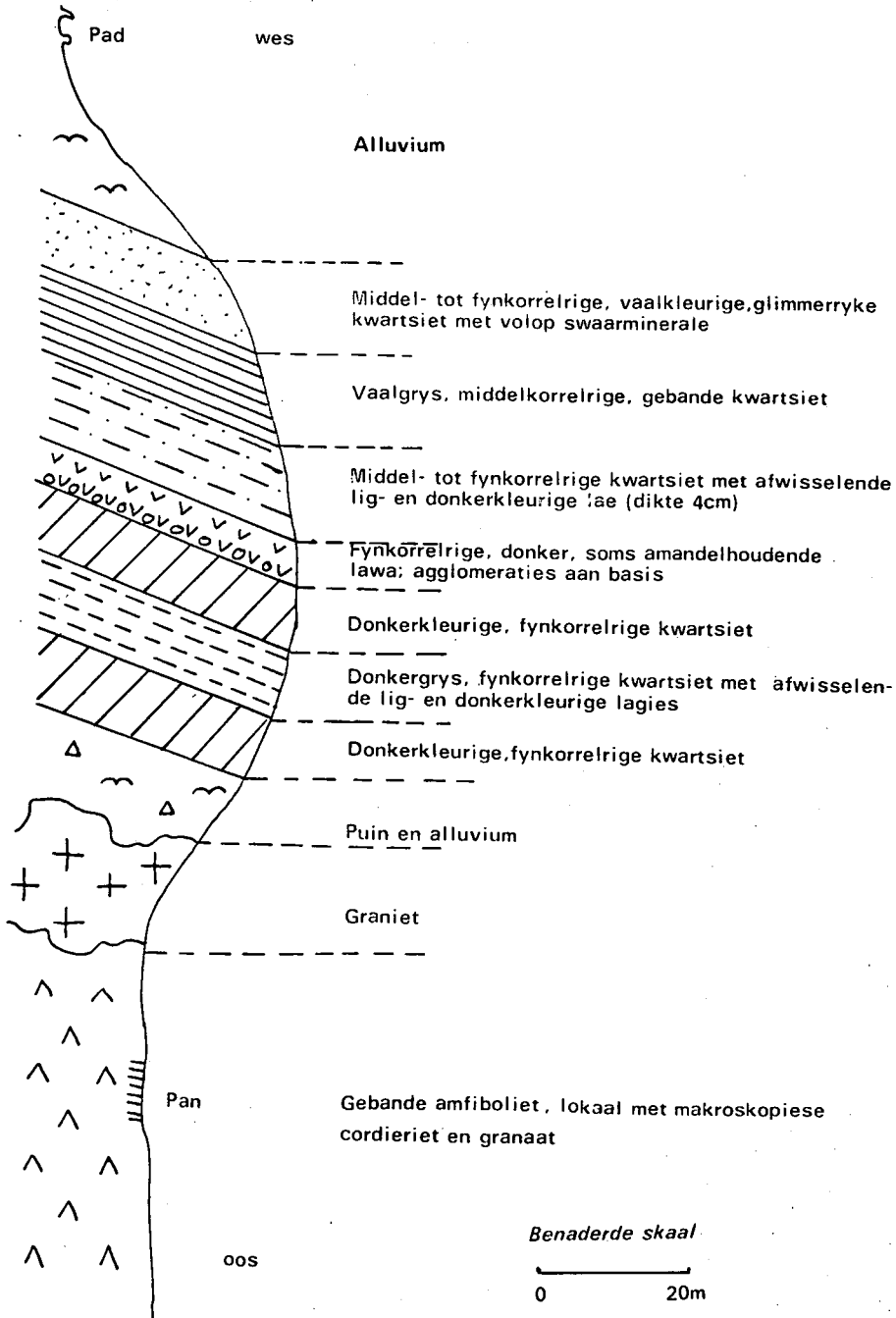


Fig. 2.12 Skematiese voorstelling van die opeenvolging in die Spioenkop-Formasie noord van die Erfdeel-opstal.



Fig. 2.13 Ligkleurige graniet intrusief in die amfiboliet van die Spioenkop-Formasie. Net wes van die Erfdeel-opstal.

Die blootstelling suid van die Neeldale-, Happy Valley- en Bloubospoortjie-opstal en op Kalk Put 16 het min of meer dieselfde kenmerke (Fig. 2.14). Dit bestaan uit onvolwasse metasedimente (kwartsiet, serisitiese kwartsiet en kwarts-serisiet) met ondergeskikte, pienkleurige kwartsveldspaatgneis en tussengelaagde, gebande en gevlekte amfiboliet. Dagsome is oor die algemeen swak, sodat geen akkurate profiele gemeet kon word nie. Tonge en are van Namakwagraniet kom in baie lokaliteite voor. Die intrusiewe verhouding is veral goed blootgestel in 'n spruitjie langs 'n vrugteboord, ongeveer 3 km noordwes van die Ebenezer-opstal.

Geïsoleerde dagsome met dieselfde kenmerke as voorge-noemde, word op Hedley Plains A64 en Doonies Pan 106, wes van die Kaaienheuwels, aangetref. Op litologiese gronde word hierdie blootleggings as deel van die Spioenkop-Formasie beskou. Rogers en Du Toit (1908) was onseker of hierdie gesteentes wel deel van die Marydale-Groep uitmaak en of dit as deel van die Namakwa-oppeenvolging beskou moet word.

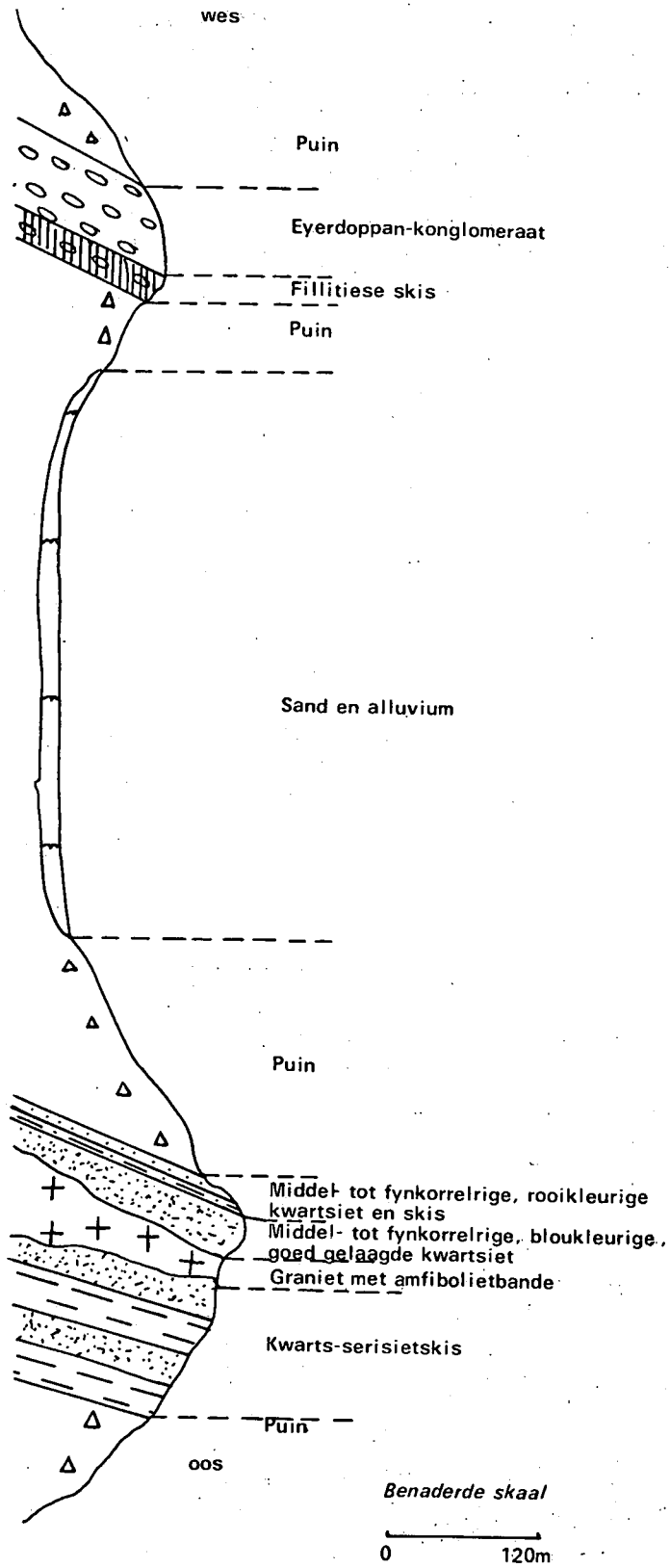


Fig. 2.14 Profiel aan weerskante van 'n noordwesstreckende vallei op Eyerdop Pan 58.

2.1.4 Petrografie Van Marydale-amfiboliete

Amfiboliet kom in al die litostratigrafiese eenhede van die Marydale-groep voor. Gerieflikheidshalwe word die petrografie van die Marydale-amfiboliete in tabelvorm (Tabel VII) weergegee.

2.1.4.1 Groenskis

Groenskis is die mees algemene rotstipe in die Modderfontein-Formasie en is heelwaarskynlik die laegraadse metamorfe produk van basiese vulkaniese gesteentes. Hierdie gesteentes bestaan hoofsaaklik uit liggroen, effens pleochroïese aktinoliet/hornblende (40-70 persent) albiet (20-50 persent) en ondergeskikte kwarts (1-10 persent). Sommige monsters bevat biotiet en epidoot as ondergeskikte bestanddele, terwyl chloriet algemeen voorkom in die talle skuifskursones wat hier aangetref word.

In handmonster vertoon die skis 'n goed ontwikkelde foliasie, maar onder die mikroskoop word aggregate van ongeoriënteerde aktinolietnaalde dikwels in die grondmassa aangetref; amandelvormige teksture is algemeen teenwoordig. Onteenseglike bewyse van 'n magmatiese oorsprong is egter skaars; Cornell (1975), byvoorbeeld beskryf soortgelyke teksture in Marydalegesteentes wat duidelik nie van magmatiese oorsprong is nie.

2.1.4.2 Amfiboolgneis

Lokaal, byvoorbeeld op die westelike gedeelte van Doornfontein 70 word grofkorrelrige amfiboolgneis aangetref. Mineralogies is hierdie gesteentes feitlik identies aan die amfiboliet in ander lokaliteite, behalwe dat eersgenoemde 'n gebande, gneisagtige tekstuur besit.

2.1.4.3 Amfiboliet

Die meeste basiese gesteentes wes van die Jackalswaterskuiving kan as amfiboliet beskryf word. Dit kom voor as redelike dik eenhede of is tussengelaagd met metasedimentêre lae. Die metavulkaniese oorsprong van sommige amfiboliete word deur goed ontwikkelde amandelvormige teksture geïllustreer. In die meeste gevalle egter is alle primêre teksture deur hoëgraadse metamorfose en intense vervorming geheel en al uitgewis. Die tekstuur

TABEL VII: PETROGRAFIE VAN DIE MARYDALE-AMFIBOLIETE

Lito-stratigrafie	Lokalisiteit	Monster No.	Petrografie							
			Tekstuur	Hornblende %	Pirokseen %		Plagioklase %	Kwarts	Ander minerale	Gesteente tipe
					Orto-	Kliino-				
Prieskaspoort-Subgroep	Prieskas Poort 51 (paduitgraving)	1	C	60-70	-	-	20-30 An ₈	1-5	-	Amfiboliet
		2	C	50-60	-	-	30-40	5-10	-	Amfiboliet
		3	C	60-70	-	-	20-30	1-5	-	Amfiboliet
		4	C	60-70	-	-	30-40 An ₆	1-5	-	Amfiboliet
		5	C	50-60	-	-	40-50 An ₈	1-5	biotiet (2%)	Biotietbevattende amfiboliet
		6	B	50-60	-	-	40-50	1-5	-	Amfiboliet
		7	B	40-50	-	-	40-50 An ₆	5	biotiet (5%)	Biotietbevattende amfiboliet
Prieskaspoort-Subgroep	Prieskas Poort 51 (paduitgraving)	8	B	50-60	-	-	40-50 An ₁₀	1-5	-	Amfiboliet
		9	A	60-70	-	-	20-30	5	epidoot (5-10%)	Amfiboliet
		10	D	60-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
		12	C	60-70	-	-	20-30	5-10	-	Amfiboliet
		19	D	50-60	-	-	30-40 An ₅	5	epidoot (5%)	Amfiboliet
Modderfontein-Formasie		20	D	40-50	-	5-10	30-40	1-5	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		21	D	40-50	-	5	30-40	1-5	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		22	C	50-60	-	-	40-50 An ₉	5	-	Amfiboliet
Prieskaspoort-Subgroep	Naby Waterkop-opstel	23	C	60-70	-	-	20-30	1-5	epidoot (5%)	Amfiboliet met amandels
		24	C	50-60	-	-	40-50	5	-	Amfiboliet
		25	B	50-60	-	-	40-50	5	-	Amfiboliet
Modderfontein-Formasie	(Treinspoor-uitgraving)	26	E	-	-	-	5-10	-	tremoliet (80%)	Tremolietstels
		27	E	-	-	-	5-10	-	tremoliet (70-80%)	Tremolietstels
		28	C	70-80	-	-	10-20	5-10	-	Amfiboliet
		29	C	60-70	-	-	20-30	5	epidoot (5%)	Amfiboliet
Modderfontein-Formasie		30	C	60-70	-	-	20-30	5	epidoot (5%)	Amfiboliet
		31	C	60-70	-	-	20-30	5	epidoot (5%)	Amfiboliet
Doornfontein-Subgroep	Oos van Alicedale-opstal	33	C	50-60	-	-	30-40	5	-	Amfiboliet
		34	D	50-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
		35	T	50-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
		3								
Doornfontein-Subgroep	Oos van Alicedale-opstal	36	C	70-80	-	-	10-20	5	-	Amfiboliet
		37	C	70-80	-	-	10-20	5	-	Amfiboliet
Perdeput-Formasie		38	B	50-60	-	-	30-40	5-10	epidoot	Amfiboliet
		39	D	50-60	-	-	40-50 An ₄₀	5-10	-	Amfiboliet
		40	D	30-40	-	-	40-50 An ₅₅	5-10	granaat (5-10%)	Granaatbevattende amfiboliet
		41	D	30-40	-	-	40-50	10-15	epidoot	Amfiboliet
		42	C	30-40	-	-	40-50 An ₆₅	5-10	-	Amfiboliet
		44	C	30-40	-	-	30-40	10	epidoot	Amfiboliet
		46	C	-	-	-	30-40 An ₄₀	30-40	(biotiet 10-20%)	Amfiboliet
		47	C	40-50	-	-	30-40	5-10	(granaat, 5-100%)	Granaat-biotietgneis
		48	D	40-50	-	-	40-50 An ₆₅	1-5	epidoot	Amfiboliet
		49	C	50-60	-	-	40-50	1-5	-	Amfiboliet
Uitzigt-Formasie		50	D	40-50	5-10	10-20	20-30	-	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		51	D	40-50	5-10	10-20	20-30	-	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		52	B	70-80	-	-	10-20	1-5	-	Amfiboliet
		53	D	60-70	-	-	20-30	5-10	-	Amfiboliet
Doornfontein-Subgroep	Naby Waterkop-opstal	53	D	60-70	-	-	20-30	5-10	-	Amfiboliet
		54	C	60-70	-	-	20-30	1-5	-	Amfiboliet
Uitzigt-Formasie	(Treinspoor-uitgraving)	55	C	60-70	-	-	20-30	5-10	-	Amfiboliet
		56	C	60-70	-	-	20-30	5	epidoot (10%)	Amfiboliet
		57	C	70-80	-	-	10-20	5-10	-	Amfiboliet
Doornfontein-Subgroep	Noord van trein-spooruitgraving op	58	C	50-60	-	-	20-30	5	epidoot (10%)	Amfiboliet
		59	B	60-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
Uitzigt-Formasie	Prieskas Poort 51	59	B	60-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
		60	C	60-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
Doornfontein-Subgroep	Suidoos van Erfdeel-opstal	60	C	60-70	-	-	20-30	5	-	Amfiboliet
		62	D	40-50	-	-	30-40	10-20	-	Amfiboliet
Uitzigt-Formasie		63	B	40-50	-	-	30-40	5-10	-	Gebande amfiboliet
		64	D	30-40	-	-	20-30	10-20	granaat (10%)	Granaatbevattende amfiboliet
		65	B	30-40	-	-	20-30	10-20	epidoot (10%)	Amfiboliet
		66	C	40-50	-	-	30-40	5-10	titaniet (2%)	Amfiboliet
Spioenkop-Formasie	Suidoos van Uitsig-opstal	68	B	60-70	-	-	20-30 An ₃₅	5	-	Amfiboliet
		70	F	50-50	-	-	30-40	1-5	-	Amfiboliet
		72	C	40-50	-	-	30-40	5	granaat (5-10%)	Granaatbevattende amfiboliet
		73	C	40-50	-	-	30-40	5-10	-	Amfiboliet
		74	D	30-40	-	20-30	20-30	5	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		76	D	50-60	-	10-20	10-20	1-5	-	Pirokseenbevattende amfiboliet
		77	D	70-80	-	-	10-20	5-10	-	Amfiboliet

A - Fynkorrelrig
 B - Fyn- tot middelkorrelrig
 C - Middelkorrelrig
 D - Middel- tot grofkorrelrig
 E - Grofkorrelrig

van die amfiboliet varieer van grofkorrelrig en swak gefolieerd tot middelkorrelrig en goed gefolieerd; gebande of gestreepte amfiboliete kom ook lokaal voor. Mineralogies bestaan hierdie gesteente uit blougroen tot donkergroen hornblende (40-80 persent), plagioklaas (20-50 persent; samestelling An 40-65), kwarts (1-10 persent), en ondergeskikte biotiet, epidoot en chloriet. Op die plase Jackals Water 68 en Witfontein 54 bevat die amfiboliet lokaal 10-20 persent epidoot.

2.1.4.4 Granaatbevattende amfiboliet

Hierdie gesteente vorm deel van die opeenvolging op die plase Witfontein 54 en Doornfontein 70. Die gesteente is donkergrys tot swart van kleur, is middel- tot grofkorrelrig en bevat opvallende donkerbruin granaatporfiroblaste (tot 2,5 cm in deursnee). Mineralogies bestaan die gesteente uit hornblende (30-50 persent), plagioklaas (20-50 persent), kwarts (ongeveer 5 persent) en granaat (5-10 persent). Dit is opvallend dat die foliasie om die granaatporfiroblaste buig, wat vervorming na kristallisatie aandui.

2.1.4.5 Pirokseenbevattende amfiboliet

Amfibool met relikte van pirokseen (laasgenoemde vorm die kerne van hornblende) word op Doornfontein 70, Uitzigt 69 en Witfontein 54 aangetref. Sommige van die amfiboliete op Doornfontein 70 (monster nos. 50 en 51) kan as metagabbro beskryf word. Die gesteente is donkergrys van kleur, grofkorrelrig en vertoon 'n effense foliasie. Mineralogies bestaan die gesteente uit donkerkleurige, half- tot eievormige hornblende (40-50 persent) wat dikwels pirokseen omsluit. Beide orto- en klinopirokseen is teenwoordig. Die klinopirokseen is liggroen van kleur met $Z^{\wedge}c = 40^{\circ}-50^{\circ}$, dus diopsied. Die ortopirokseen vertoon 'n effense pleochroïsme en is hipersteen. Plagioklaas maak ongeveer 30 persent van die gesteente uit, terwyl kwarts in ondergeskikte hoeveelhede teenwoordig is.

Cornell (1975) het twee-pirokseengranuliete naby die plaas=opstalle Irene en Happy Valley (Kalk Put 16), langs die noordelike grens van die huidige studiegebied beskryf en volgens hierdie outeur is hierdie gesteentes die produk van

hoëgraadse metamorfose. Getuienis soos dwarssnydende verwantskappe, kilfases en die teenwoordigheid van insluitels dui egter op 'n intrusiewe en nie 'n metamorfe oorsprong nie.

Die intrusies op Uitzigt 69 (monster nos. 74 en 76) en Prieskas Poort 51 (monster nos. 20 en 21 bevat slegs relikte van klinopirokseen). Die amfiboliet op Uitzigt 69 is intrusief in kwartsiet en dié op Witfontein 54 in gebande amfiboliet en amfiboolgneis. Die intrusiewe amfiboliete is dus meta-stollingsgesteentes en verteenwoordig oorspronklike meta-gabbroïese plate of gange, heelwaarskynlik van Marydale-ouderdom. Die mineralogiese samestelling van hierdie gesteentes is feitlik identies aan dié op Doornfontein 70.

Gemetamorfoseerde ultramafiese gesteentes (serpentiniet en tremolietskis) dagsoom op die plaas Prieskas Poort 51, naby die Perdeput-opstal. Die tremolietskis kom as tussenlae in amfiboliet voor, terwyl die serpentiniet as gangagtige massas dagsoom.

2.1.5 Petrochemie van Marydale-amfiboliete

Chemiese analyses van sewe en sewentig monsters van basiese en ultrabasiese gesteentes van die Marydale-opeenvolging word in Tabel VIII gegee.

Die lae H_2O^+ -inhoud (0,2-0,4 persent) dui aan dat die gesteentes relatief onverweer is. Die SiO_2 -inhoud val binne die perke (45-52,5 persent) van basiese stollingsgesteentes (Middlemost, 1975). Die gesteentes is ryk aan kalsium, is verryk aan MgO (7-20 persent) en is verarm aan alkalië; die Na_2O -inhoud varieer tussen 1,2 en 2,5 persent en die K_2O -inhoud tussen 0,1 en 0,4 persent. Die meeste gesteentes het dus 'n samestelling soortgelyk aan dié van lae-kalium-basalte.

2.1.5.1 Erongesteentes van Marydale-amfiboliete

Aangesien stollings- en sedimentêre gesteentes dikwels dieselfde chemiese samestelling besit, is dit van groot belang om die oorsprong van hoogsveranderde gesteentes soos dié van die Marydale-Groep te bepaal. Ten einde hierdie doel te

TABEL VIII: CHEMIESE ANALISES VAN DIE ANFIBOLIEITE VAN DIE HARVDALE-GROEP EN VERWANTE BASIESE INTRUSIE

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21*	22'	23	24	25	26	27	28	
SiO ₂	(a)	47,37	49,33	47,41	44,91	58,56	54,75	55,06	47,74	54,53	47,32	77,35	47,28	47,34	50,59	54,39	44,91	47,29	47,49	49,14	47,51	46,28	47,52	48,01	50,56	49,52	50,40	51,17	48,43
TiO ₂	(a)	2,20	1,40	2,46	2,33	1,13	0,71	0,74	2,14	2,14	0,73	2,09	0,43	0,23	1,57	0,82	1,62	1,95	1,72	0,68	1,02	0,95	1,18	0,96	1,21	1,41	1,04	0,93	1,72
Al ₂ O ₃	(a)	13,15	14,17	12,24	14,96	14,02	15,74	15,45	14,39	15,56	14,37	9,83	12,92	13,93	14,21	14,58	16,83	13,38	13,63	15,75	15,60	15,46	15,00	15,27	14,75	15,21	4,40	16,33	14,43
Fe ₂ O ₃	(a)	5,49	4,17	5,55	5,13	3,63	3,75	3,36	4,85	3,59	3,28	0,10	5,11	2,67	2,71	2,34	1,69	3,27	3,21	3,56	2,55	2,81	2,34	4,15	4,17	6,35	4,55	3,89	6,25
FeO	(b)	14,58	12,33	14,13	14,25	8,63	7,44	7,40	13,07	6,68	15,60	1,54	13,08	12,89	7,26	7,13	7,35	12,86	12,93	6,90	9,54	8,20	9,98	9,97	11,29	9,48	7,06	6,77	12,00
MnO	(a)	0,26	0,22	0,24	0,24	0,17	0,15	0,15	0,24	0,16	0,25	0,05	0,26	0,25	0,19	0,18	0,20	0,27	0,27	0,19	0,23	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,15	0,25
MgO	(a)	3,51	4,64	4,10	4,03	2,71	4,11	4,09	3,61	3,34	3,94	4,28	5,27	6,17	7,34	5,61	8,06	5,93	5,92	5,43	7,15	9,80	6,42	6,84	4,45	4,69	19,21	5,73	4,56
CaO	(a)	9,57	10,44	9,53	8,87	6,29	9,50	9,10	9,49	9,34	9,93	0,16	9,33	10,14	10,19	9,94	10,88	10,09	9,83	12,91	11,35	10,31	10,44	12,06	9,63	10,59	11,82	5,89	10,42
Na ₂ O	(a)	1,35	1,46	2,37	2,21	2,42	2,41	2,61	1,96	3,78	1,68	0,10	2,15	1,72	3,81	2,38	3,97	1,97	1,72	2,08	1,63	2,38	2,76	1,58	1,97	1,11	0,10	3,34	0,46
K ₂ O	(a)	0,36	0,37	0,28	0,28	0,43	0,61	0,62	0,41	0,47	0,28	2,38	0,54	0,42	0,32	0,37	0,68	0,56	0,51	0,40	0,42	0,31	0,38	0,09	0,28	0,24	0,03	0,25	0,34
P ₂ O ₅	(a)	0,30	0,27	0,27	0,27	0,29	0,23	0,24	0,33	0,26	0,30	0,18	0,31	0,30	0,27	0,27	0,38	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26	0,29	0,19	0,25	0,26	0,21	0,21	0,27
Cr ₂ O ₃	(a)	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
H ₂ O ⁺	(c)	1,05	0,69	1,40	1,56	1,25	0,40	0,64	1,13	0,93	0,34	2,84	0,63	0,73	0,94	1,19	2,31	1,00	0,86	1,04	0,70	1,80	2,30	0,32	0,67	0,31	0,33	1,65	0,22
H ₂ O ⁻	(c)	0,11	0,14	0,05	0,07	0,05	0,04	0,06	0,15	0,06	0,14	0,11	0,09	0,10	0,14	0,08	0,10	0,15	0,10	0,07	0,06	0,09	0,14	0,05	0,12	0,15	0,11	0,16	0,28

Analiseerder: Laboratorium van die Geologiese Opname van Suid-Afrika

- (a) Energie-dispersie-XRF
- (b) Volumetriese titrasie
- (c) Evolusie-analise

* Intrusiewe gesteentes

- 1 - 7 Prieskaspoort-Subgroep, Steenkop-Formasie, Prieskas Poort 51 (paduitgraving)
- 8 - 22 Prieskaspoort-Subgroep, Modderfontein-Formasie, Prieskas Poort 51 (paduitgraving)
- 23 - 25 Prieskaspoort-Subgroep, Modderfontein-Formasie, Waterkop (treinspooruitgraving)
- 26 - 31 Prieskaspoort-Subgroep, Modderfontein-Formasie, noordoos van Perdeput-opstal
- 32 - 35 Doornfontein-Subgroep, Perdeput-Formasie, oos van Alice Dale-opstal
- 37 - 36 Doornfontein-Subgroep, Perdeput-Formasie, naby Groot Modderfontein-opstal
- 53 - 54 Doornfontein-Subgroep, Uitzigt-Formasie, wes van Groot Modderfontein-opstal
- 55 - 59 Doornfontein-Subgroep, Uitzigt-Formasie, naby Waterkop-opstal (treinspooruitgraving)
- 60 - 62 Doornfontein-Subgroep, Uitzigt-Formasie, noord van treinspooruitgraving op Prieskas Poort 51
- 63 - 67 Spienkop-Formasie, suidoos van Erfdeel-opstal
- 68 - 77 Spienkop-Formasie, suidoos van Uitsig-opstal

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50°	51°	52	53	54	55	56	57	58
68,97	45,07	46,48	48,51	50,49	47,97	47,81	49,40	48,07	48,44	48,75	53,47	54,28	48,16	47,69	46,48	50,85	60,36	47,85	50,56	50,60	47,80	48,94	44,97	48,85	44,36	62,17	51,94	48,44	51,03	
1,21	2,42	1,36	1,70	0,17	2,10	1,25	1,43	1,25	1,41	1,22	1,41	1,21	1,23	1,26	0,59	1,61	1,45	1,37	0,62	0,53	1,11	0,47	0,68	1,58	0,81	2,03	1,14	1,34	0,09	1,16
15,15	14,10	15,54	13,63	4,08	14,57	17,38	15,22	14,75	14,58	15,55	18,68	16,94	16,27	19,31	16,40	14,72	17,54	18,56	18,56	16,19	19,02	16,42	15,71	16,99	12,80	14,64	15,08	17,95	14,95	
5,81	5,29	4,20	5,89	7,25	4,53	8,79	4,17	4,33	4,60	6,27	0,75	7,36	5,21	3,12	6,86	5,40	5,35	3,48	1,94	6,31	1,06	1,85	4,45	4,76	6,91	4,47	5,58	4,24	7,78	
9,57	14,86	10,20	11,77	32,13	12,61	7,22	12,37	11,62	11,16	10,23	14,05	6,17	10,77	7,29	10,66	9,45	9,48	7,15	7,39	7,47	8,03	9,51	11,70	8,49	13,80	6,09	10,60	7,45	6,31	
0,23	0,26	0,18	0,25	0,36	0,23	0,22	0,23	0,24	0,24	0,22	0,21	0,28	0,23	0,17	0,28	0,24	0,22	0,17	0,16	0,21	0,18	0,19	0,22	0,23	0,29	0,13	0,19	-0,10	0,10	
5,68	4,26	5,20	4,43	1,15	4,64	3,89	4,28	5,20	5,43	4,97	1,34	2,12	3,88	6,47	4,93	4,94	1,09	6,69	5,49	5,40	7,86	6,97	10,51	6,84	6,37	1,08	4,66	5,64	2,59	
11,81	8,74	7,67	10,08	3,14	10,30	12,22	9,90	10,96	11,09	10,41	6,94	9,13	12,53	13,12	10,19	10,99	2,62	13,06	12,90	10,57	14,81	14,61	9,62	11,47	12,10	9,13	9,13	11,89	14,83	
0,41	1,31	1,29	1,52	0,10	1,35	0,10	1,92	1,68	2,32	0,76	3,74	1,11	0,97	1,02	1,12	0,96	2,91	1,30	0,89	0,91	0,19	0,10	0,34	0,10	0,40	0,10	0,32	1,56	0,10	
0,25	0,28	0,17	0,17	0,23	0,33	0,08	0,18	0,15	0,22	0,22	0,18	0,38	0,13	0,32	0,23	0,58	1,78	0,20	0,42	0,41	0,02	0,05	0,10	0,06	0,34	0,20	0,11	0,04	0,03	
0,21	0,28	0,27	0,26	0,20	0,36	0,26	0,24	0,23	0,23	0,23	0,26	0,29	0,27	0,23	0,19	0,24	0,20	0,20	0,18	0,20	0,24	0,18	0,17	0,29	0,18	0,23	0,24	0,26	0,21	0,29
0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,07	0,09	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	
0,33	1,54	6,56	1,31	0,63	0,57	0,35	0,46	0,36	0,09	0,25	0,19	0,33	0,10	0,30	0,41	0,38	0,54	0,29	0,62	0,10	0,36	0,12	0,19	0,32	0,37	0,21	0,34	0,41	0,23	
0,07	0,55	0,11	0,18	0,11	0,07	0,05	0,09	0,98	0,89	0,15	0,10	0,08	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08	0,05	0,04	0,03	0,04	0,01	0,05	0,16	0,08	0,06	0,04	0,07	0,06	

	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
	50.26	48.01	64.51	55.90	50.82	54.13	63.01	52.81	44.48	47.86	51.84	49.76	71.21	54.97	51.42	53.73	46.32	43.08	47.83
	1.34	0.59	1.02	1.04	1.03	1.49	0.59	1.62	1.61	2.25	2.38	2.27	0.40	1.45	1.08	1.07	1.54	1.22	2.52
	15.23	13.43	13.65	15.02	14.95	15.35	13.33	15.40	17.65	16.73	14.79	15.57	12.95	14.51	15.42	14.28	16.81	13.14	5.14
	6.37	1.19	3.61	4.08	3.68	4.51	4.08	3.07	1.68	5.49	8.28	6.09	2.89	4.97	4.96	4.96	3.90	3.14	5.14
	9.53	8.51	3.99	5.61	6.62	9.14	3.29	7.85	7.46	11.44	9.72	10.77	2.12	10.30	8.38	7.44	9.40	12.02	10.86
	0.19	0.23	0.13	0.19	0.20	0.19	0.16	0.19	0.22	0.21	0.24	0.12	0.10	0.22	0.21	0.19	0.21	0.25	0.22
	5.32	10.27	2.90	3.51	5.54	5.44	2.82	4.62	8.01	4.11	3.13	3.75	0.24	3.00	5.83	3.06	7.95	15.04	4.39
	10.32	14.68	8.09	8.63	14.51	6.74	9.52	11.63	10.72	8.90	8.18	8.92	2.35	8.91	10.49	13.13	9.96	7.85	8.78
	0.10	0.61	0.58	2.45	0.35	2.60	0.88	0.63	3.00	1.58	0.10	1.58	4.92	0.14	0.91	0.10	1.58	0.56	1.54
	0.24	0.26	0.54	0.79	0.33	0.36	0.63	0.39	0.77	0.20	0.57	0.19	1.30	0.54	0.27	0.57	0.29	0.25	0.42
	0.26	0.24	0.33	0.31	0.25	0.30	0.24	0.30	0.39	0.29	0.47	0.29	0.18	0.31	0.24	0.28	0.31	0.32	0.31
	0.02									0.05	0.03	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03			
	0.25	1.35	5.54	5.61	5.35	9.14	0.35	0.33	2.32	0.15	0.23	0.18	0.76	0.18	0.32	0.54	0.38	1.73	0.10
	0.25	1.25	0.10	0.16	0.16	0.10	0.11	0.10	0.07	0.05	0.06	0.11	0.10	0.10	0.07	0.19	0.10	0.11	0.14

bereik is die chemiese analyses van die Marydale-amfiboliete aan diskriminante-analise onderwerp.

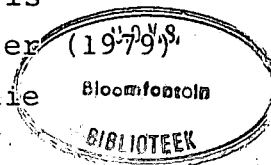
Veldverwantskappe en petrografiese getuienis dui aan dat sommige amfiboliete van die Marydale-Groep 'n metavulkaniese oorsprong besit. In baie gevalle egter is die rotse so deur metamorfe prosesse verander dat afleidings oor die oorsprong slegs hoogs spekulatief kan wees. Om die ware aard en oorsprong van die amfiboliete te bepaal, is die diagram van Bard en Moine, (1979), wat op diskriminante-analise gebaseer is, gebruik (Fig. 2.15). Volgens hierdie diagram is dit duidelik dat die meeste Marydale-amfiboliete vulkaniese voorlopers gehad het, terwyl slegs vier moontlik van sedimentêre oorsprong kon gewees het. Moontlike para-amfiboliet is granaatbevattende amfiboliet (monster no. 65) muskoviet-chlorietskis (monster no. 11) en tweemonsters van gestrepte amfiboliet (monsters nos. 61 en 71). Hierdie monsters is nie in latere berekeninge gebruik nie.

2.1.5.2 Samestelling van bronmagma

Gunn (1976) het aangetoon dat die hoofelementchemie van lawa slegs in 'n geringe mate deur metamorfe prosesse geaffekteer word en dat Argeïese metavulkaniese gesteentes slegs in 'n geringe mate van hedendaagse oseaaniese vulkaniese gesteentes verskil. Om die samestelling van die moedermagma van die Marydale-amfiboliete vas te stel, is die chemiese data verwerk en vergelyk met dié van gedokumenteerde oseaaniese tholeiïet en metavulkaniese gesteentes van groensteengordels (Tabel IX).

Die ternêre diagram ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) - MgO - Al_2O_3 van Jensen (1976) dui aan dat die amfiboliete van die Marydale-Groep 'n sterk tholeiïtiese eerder as 'n kalk-alkaliese karakter besit (Fig. 2.16). 'n Paar monsters groepeer in die komatiïetveld, wat in ooreenstemming is met die resultate wat Cornell (1975) op rotse van die Soetvlei-gebied verkry het.

Aangesien tholeiïtiese basalte 'n wye verspreiding het en as kontinentaal of as oseaanies geklassifiseer kan word, is diagramme, volgens Middlemost (1975), Hoffmann en Keller (1979) en Pearce et al. (1977) respektiewelik, opgestel en die



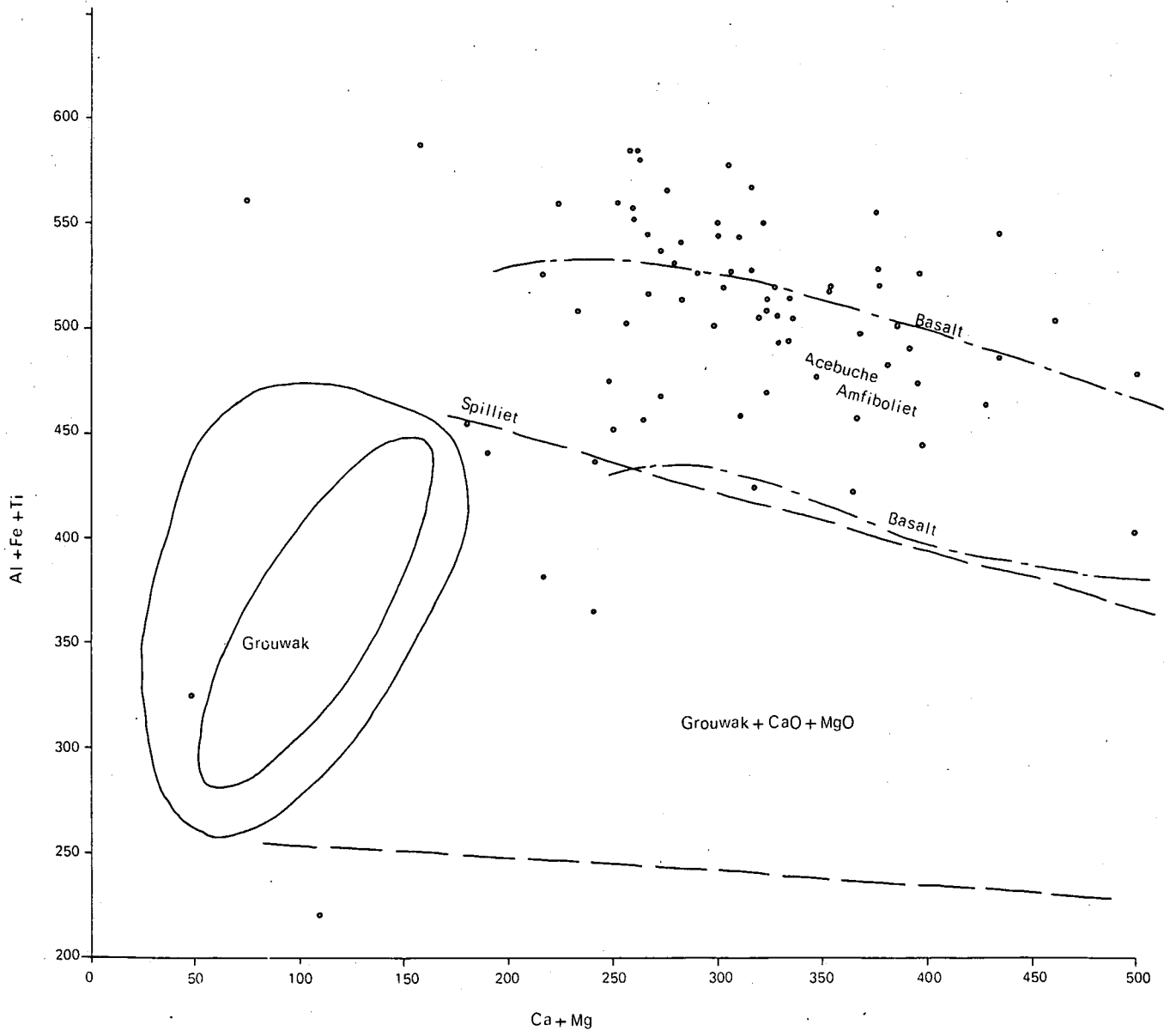


Fig. 2.15 Diagram om die aard en oorsprong van die Marydale-amfiboliete te bepaal; diagram volgens Bard en Moine, 1979.

TABEL IX CHEMIESE ANALISES VAN DIE METAVULKANIESE GESTEENTES VAN DIE MARYDALE-GROEP, OSEANVLOERBASALTE, ARGEIESE BASALTE EN KOMATIETE

ELEMENTE	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
SiO ₂	51,05	48,63	48,42	48,84	50,43	50,97	51,94	50,56	49,94	47,98	49,50	49,20	49,57	52,90	50,28	49,26	52,55	53,15	52,61	51,60	50,19	51,93	51,10	51,21	49,83
TiO ₂	1,56	1,32	1,45	1,27	1,14	1,25	0,81	1,43	1,92	2,63	1,24	1,84	1,62	0,61	0,64	0,80	0,45	0,79	0,64	0,65	0,86	0,97	1,70	0,94	0,94
Al ₂ O ₃	14,24	14,58	13,33	12,98	16,78	15,40	14,22	15,84	15,56	15,75	13,60	15,75	16,43	7,80	14,30	11,76	10,27	10,14	12,67	13,30	13,94	14,89	13,30	13,71	14,64
Fe ₂ O ₃	4,44	3,26	5,00	6,12	4,69	5,73	2,04	3,23	5,54		5,80	0,89	6,46	1,03	2,82	1,28	13,35	11,27	10,40	11,70	14,60	10,63	15,00	2,93	3,03
FeO	11,25	10,72	10,08	15,22	9,45	9,00	7,06	7,77	10,12	10,25	6,70		3,40	9,40	7,02	9,00								9,28	8,77
MnO	0,20	0,21	0,22	0,26	0,22	0,13	0,20	0,20	0,19				0,17	0,20	0,16	0,16	0,23	0,24	0,17	0,19	0,24		0,28	0,15	0,21
MgO	3,88	5,43	7,46	3,68	4,46	4,64	6,89	5,90	4,58	6,50	7,80	6,16	5,76	10,97	7,56	10,97	10,95	10,89	11,22	10,00	6,92	6,78	5,92	7,95	7,36
CaO	9,03	10,21	9,39	9,13	10,35	11,25	11,55	10,90	9,16	9,14	8,40	10,75	9,90	11,23	11,11	9,20	8,67	10,74	9,61	10,40	9,70	10,39	8,60	10,36	10,46
Na ₂ O	2,12	2,38	1,15	1,10	1,42	0,38	1,53	1,65	1,06	2,86	3,45	3,50	4,16	2,96	2,17	2,25	2,70	1,90	2,53	2,16	2,50	2,73	3,90	1,72	2,02
K ₂ O	0,42	0,48	0,22	0,19	0,40	0,15	0,39	0,46	0,35	1,73	0,11	0,04	0,37	0,10	0,13	1,17	10,17	0,30	0,16	0,11	0,27	0,18	0,25	0,15	0,23
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,24	0,26	0,23	0,24	0,27	0,32	0,30		0,11	0,13	0,22	0,60	0,04	3,36	0,03	0,06	0,10		0,07	0,12		0,23	0,19

A - Gemiddelde van 7 amfiboliete Steenkop-Formasie, Prieskas Poort 51 (paduitgraving)
 B - Gemiddelde van 11 amfiboliete Modderfontein-Formasie, Prieskas Poort 51 (paduitgraving)
 C - Gemiddelde van 6 amfiboliete Modderfontein-Formasie, noordoos van Perceput-opstal
 D - Gemiddelde van 5 amfiboliete Perdeput-Formasie, oos van Alicedale-opstal en naby die Groot Modderfontein-opstal
 E - Gemiddelde van 13 amfiboliete Uitzigt-Formasie, naby Groot Modderfontein-opstal
 F - Gemiddelde van 7 amfiboliete Uitzigt-Formasie, naby Waterkop-opstal (treinspooruitgraving) en wes van uitgraving op Prieskas Poort 51
 G - Gemiddelde van 2 amfiboliete Uitzigt-Formasie, suidoos van Erfdeel-opstal
 H - Gemiddelde van 4 amfiboliete Spioenkop-Formasie, suidoos van Erfdeel-opstal
 I - Gemiddelde van 7 amfiboliete Spioenkop-Formasie, suidoos van Uitzigt-opstal
 J - Gemiddelde van 5 basalte, Taurus, Turkey (Nocci, 1973)
 K - Basalt, Oostelike Papua (Davies, 1971)
 L - Basalt, Carlsberg Rif, Indiese-oseaan (Cann, 1969)
 M - Gemiddelde van 3 tholeiitiese basalte, Tyrreense See (Dietrich et al., 1977)
 N - Gemiddelde van 3 basaltiese komatiete, Komati-Formasie, Barberton (Herrmann et al., 1976)
 O - Gemiddelde van 2 kussingbasalte, Barberton (Viljoen en Viljoen, 1969)
 P - Gemiddelde van 2 M-rvk basalte, Hoogenoeg-Formasie, Barberton (Williams en Furnell, 1970)
 Q - Gemiddelde van 4 basaltiese komatiete, Hoogenoeg-Formasie, Barberton (Williams en Furnell, 1970)
 R - Gemiddelde van 6 basaltiese komatiete, Komati-Formasie, Barberton (Viljoen en Viljoen, 1969)
 S - Gemiddelde van 5 basaltiese komatiete, Mt. Monger, Westelike Australië (Williams, 1972)
 T - Gemiddelde van basaltiese komatiete, Munro Township, Canada (Arndt et al., 1977)
 U - Gemiddelde van 4 tholeiitiese basalte, Hoogenoeg-Formasie, Barberton (Williams en Furnell, 1970)
 V - Gemiddelde van 37 Argeiese tholeiitiese basalte, westelike Australië (Halberg en Williams, 1972)
 W - Gemiddelde van Argeiese tholeiitiese basalte, Munro Township, Canada (Arndt et al., 1977)
 X - Gemiddelde van 7 Argeiese basalte, Coolgardie, Westelike Australië (Glikson, 1972)
 Y - Gemiddelde van 53 Argeiese Keewatir-basalte, Kanada (Wilson et al., 1965)

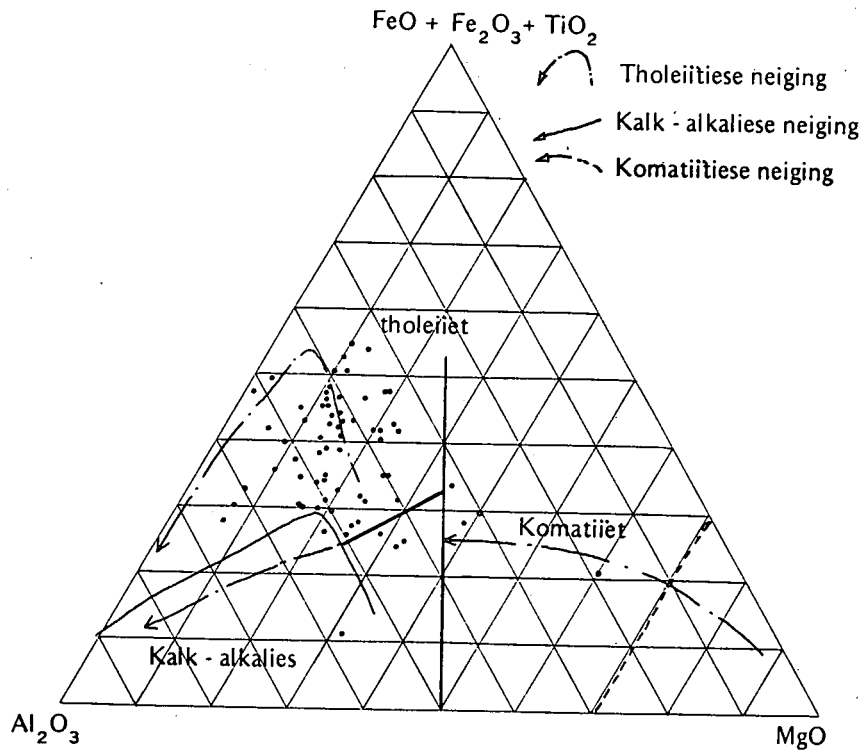


Fig. 2.16 Diagram om die sterk tholeiitiese eerder as kalk-alkaliese karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Jensen, 1976.

resultate word in Figure 2.17, 2.18 en 2.19 weergegee. Fig. 2.17 toon aan dat die Marydale-amfiboliete 'n oorwegende lae-kalium, sub-alkaliese karakter besit; dit illustreer ook dat die amfiboliete van die Doornfontein-Subgroep oorwegend oseaniese en dié van die Prieskaspoort-Subgroep oseaniese of kontinentaal van aard is. Beide Vajner (1974) en Cornell (1975) het die lae-kaliumkarakter van die Marydale-metavulkaniese gesteentes onderstreep.

Die chemiese data (Tabel VIII) toon 'n klein verskil in alkali-konsentrasie tussen die amfiboliete van die Modderfontein- en Uitzigt-Formasies. Veld- en petrografiese getuienis toon aan dat die gesteentes van die Uitzigt-Formasie hoogsvervorm en amfibolietfasies-metamorfose ondergaan het, terwyl dié van die Modderfontein-Formasie minder vervorm en tot groenskisfasies gemetamorfoseer is. Die verskil in die alkali-inhoud tussen die twee Formasies kan dus moontlik die gevolg van die differensiële beweging van alkalië onder verskillende metamorfe toestande wees.

In Fig. 2.18 groepeer die Marydale-amfiboliete ook in of naby die oseaanvloerbasalt-veld, maar dit is nie 'n onteenseglike bewys van 'n oseaniese oorsprong nie aangesien die TiO_2 - en P_2O_5 -inhoud van beide kontinentale en oseaniese tholeiïet binne dieselfde perke varieer.

Fig. 2.19, in teenstelling met Fige. 2.17 en 2.18, toon dat die Marydale-amfiboliete 'n oorwegende kontinentale karakter besit. Hierdie figuur is egter vir Senosoïese gesteentes opgestel (Pearce et al., 1977) en dit is te betwyfel of hedendaagse eilandboog-modelle op Argeïese groensteengordels toegepas kan word.

2.1.5.3 Vergelyking van Marydale-amfiboliete met oseaan-kors- en groensteenoepenvolgings

Aangesien lae-kaliumbasalt 'n integrale deel van beide oseaankors- en groensteengordeloepeenvolgings uitmaak (Gunn, 1976), volg dit dat die Marydale-amfiboliete tot beide kan behoort.

- Doornfontein - Subgroep
- Prieskaspoort - Subgroep

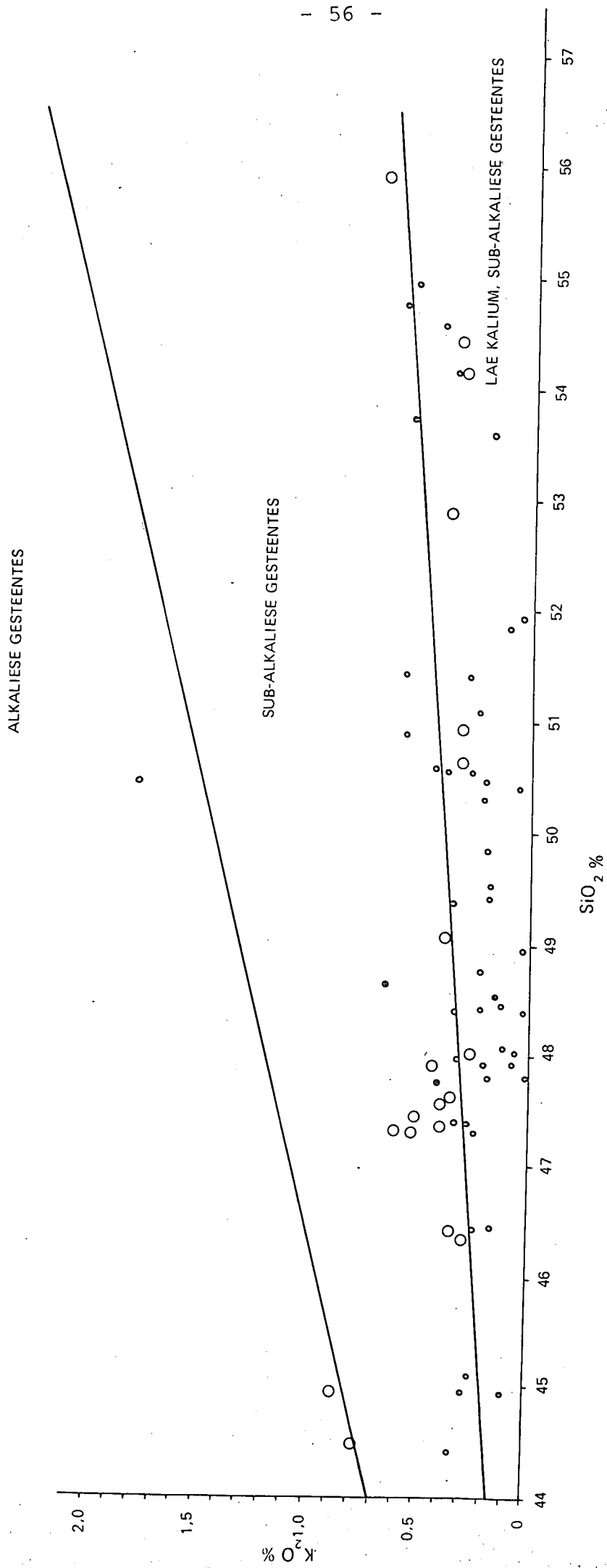


Fig. 2.17 Diagram om die oorwegende lae-kalium, sub-alkaliese karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Middlemost 1975.

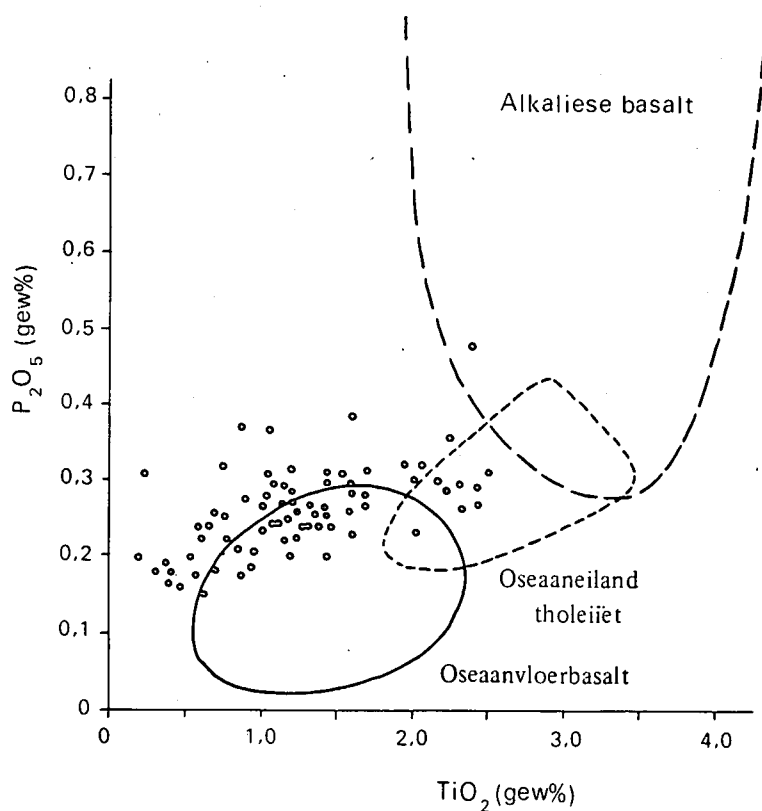


Fig. 2.18 Diagram om die groepering van die Marydale-amfiboliete in of naby die oseaanvloerbasaltveld te illustreer; diagram volgens Hoffmann en Keller, 1979.

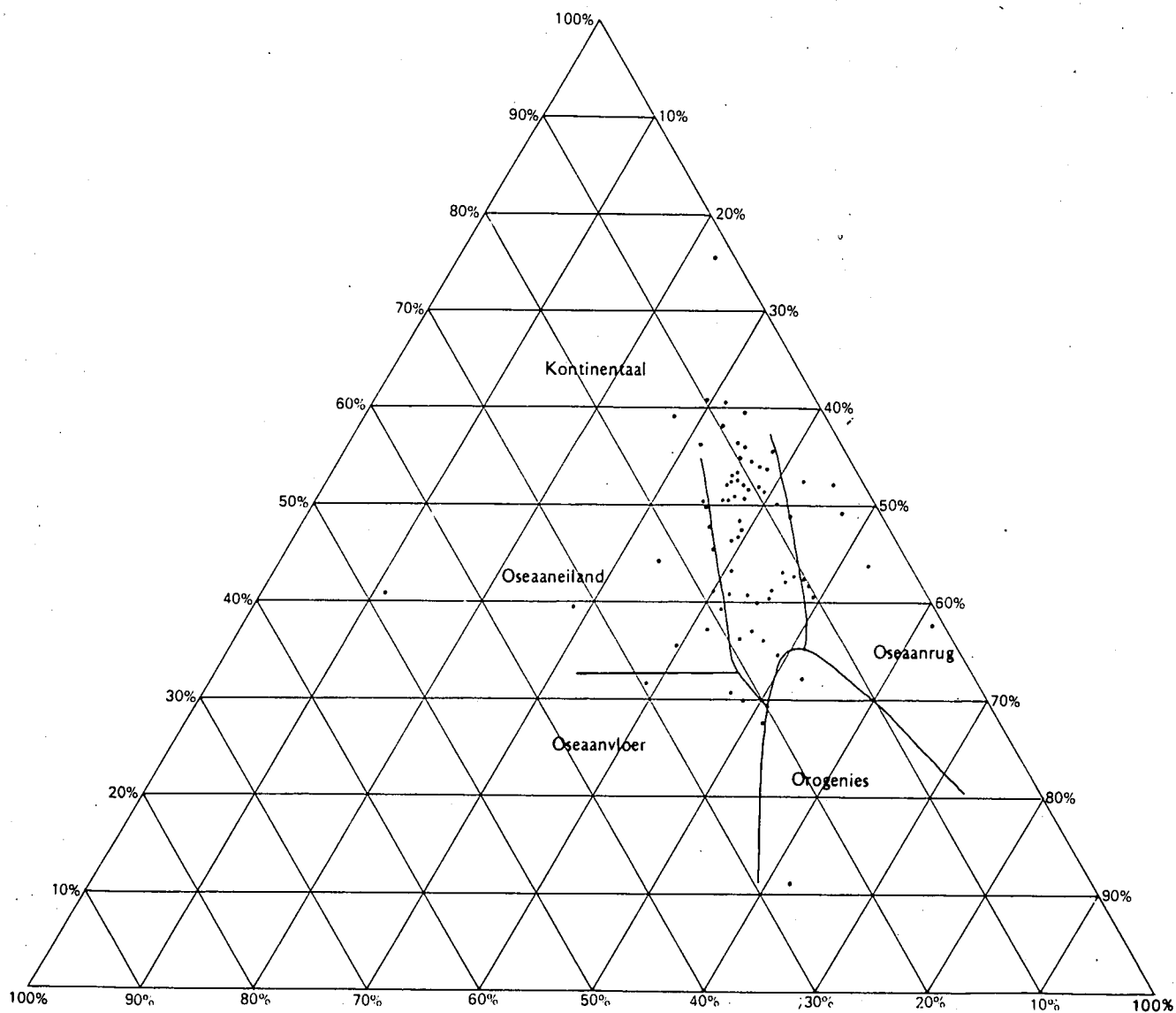


Fig. 2.19 Diagram om die oorwegende kontinentale karakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Pearce et al., 1977.

Die litostratigrafie van groensteengordels in Suid-Afrika, Westelike Australië, Suid-Amerika, Zimbabwe en Kanada kom tot 'n groot mate ooreen. Die opeenvolging bestaan uit gemetamorfoseerde ultramafiese gesteentes en sluit peridotitiese komatiïet en pikriet, beide met spinifeks-teksture, in. Dit word opgevolg deur metabasalt, wat dikwels kussings en amandels bevat. Nou geassosieer hiermee word metadoleriet aangetref. Intrusiewe ultramafiese liggame met hoë MgO-inhoud is dikwels teenwoordig en word verteenwoordig deur massiewe serpentinitiese of tremolitiese gesteentes. Tuf en vulkaniese breksie mag ook teenwoordig wees. Andesiet en meer suurryke lawa kom in die boonste gedeeltes van die opeenvolging voor. Metasedimente, gewoonlik onvolwasse grouwakke, met geassosieerde konglomeraat en kwartsiet vorm in sommige gevalle 'n belangrike deel van die opeenvolging.

'n Opvallende litostratigrafiese eenheid in feitlik alle groensteengordelopeenvolgings is gestreepte ysterklip; dit varieer in dikte van 'n meter tot 'n paar honderd meter en word gekenmerk deur 'n konstante dikte langs strekking. Die gestreepte ysterklip gradeer langs strekking dikwels oor na ysterryke kwartsiet of kwartsiet.

Dit is duidelik uit bogenoemde dat die Marydale-Groep heelwat eienskappe in gemeen met 'n groensteengordel besit en aangesien die amfiboliete van eersgenoemde 'n duidelike tholeiïtiese karakter besit, is 'n vergelyking met beide oseaankors en groensteengordel noodsaaklik (Tabel IX)..

Die hoofelement-chemie van die Marydale-amfiboliete is soortgelyk aan die van oseaankors-tholeiïet en groensteen-metabasalt, maar verskil aansienlik van dié van groensteen-komatiïet. Die ondergeskikte elemente (P_2O_5 en TiO_2) stem ooreen met dié van oseaankors-tholeiïet, maar verskil van groensteen-metabasalt.

In Fig. 2.20 word Al_2O_3 teenoor TiO_2 aangestip, terwyl Fig. 2.21 (volgens Coleman, 1977) 'n ternêre diagram van CaO, MgO, en Al_2O_3 is. Beide figure toon aan dat die Marydale-amfiboliete goed met oseaankors-tholeiïet ooreenstem, maar in 'n mindere of meerdere mate van groensteengordels verskil.

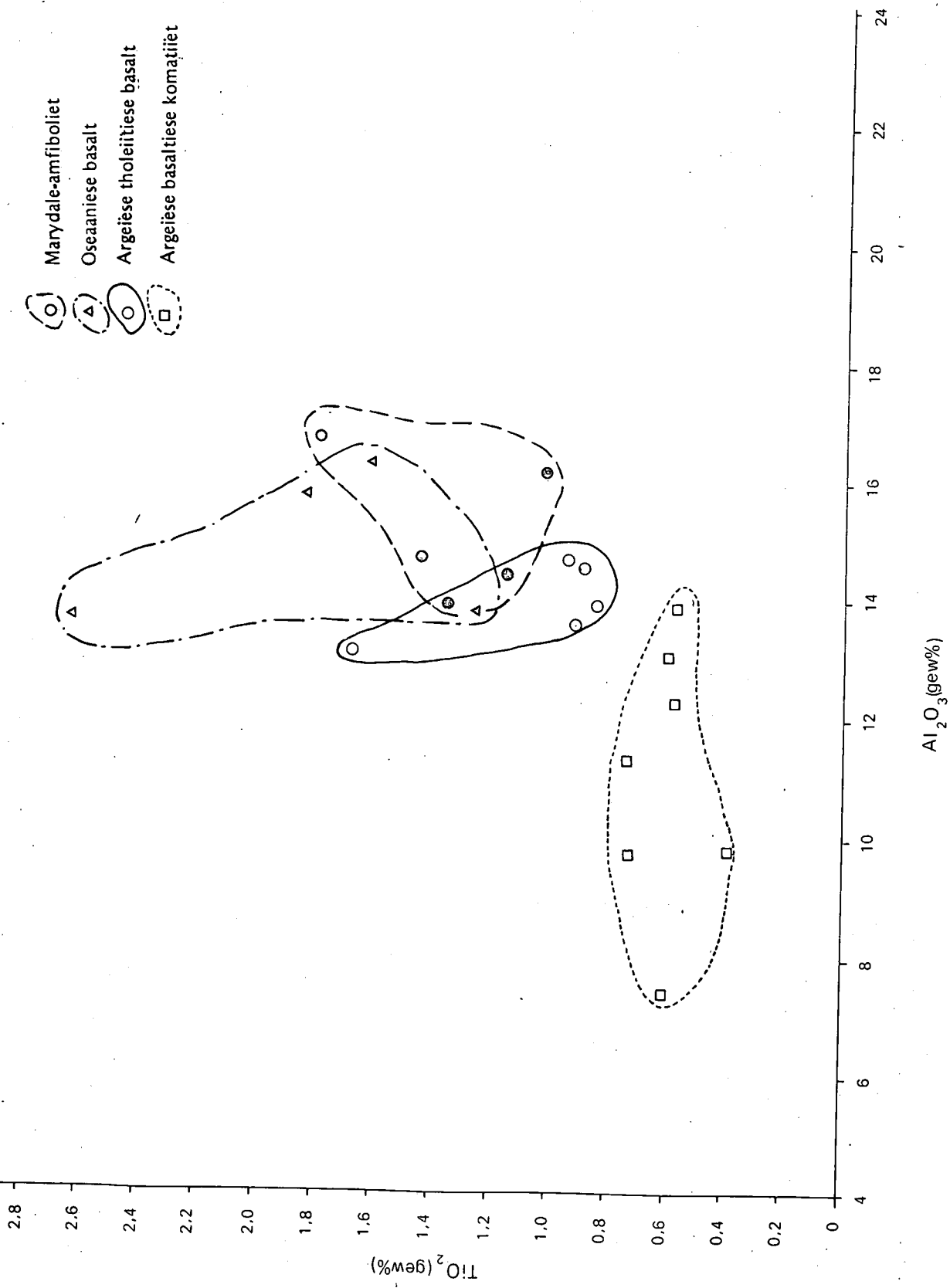


Fig. 2.20 Diagram om die Marydale-amfiboliete met Oseaankors- en groensteengordel-vulkanisme te vergelyk

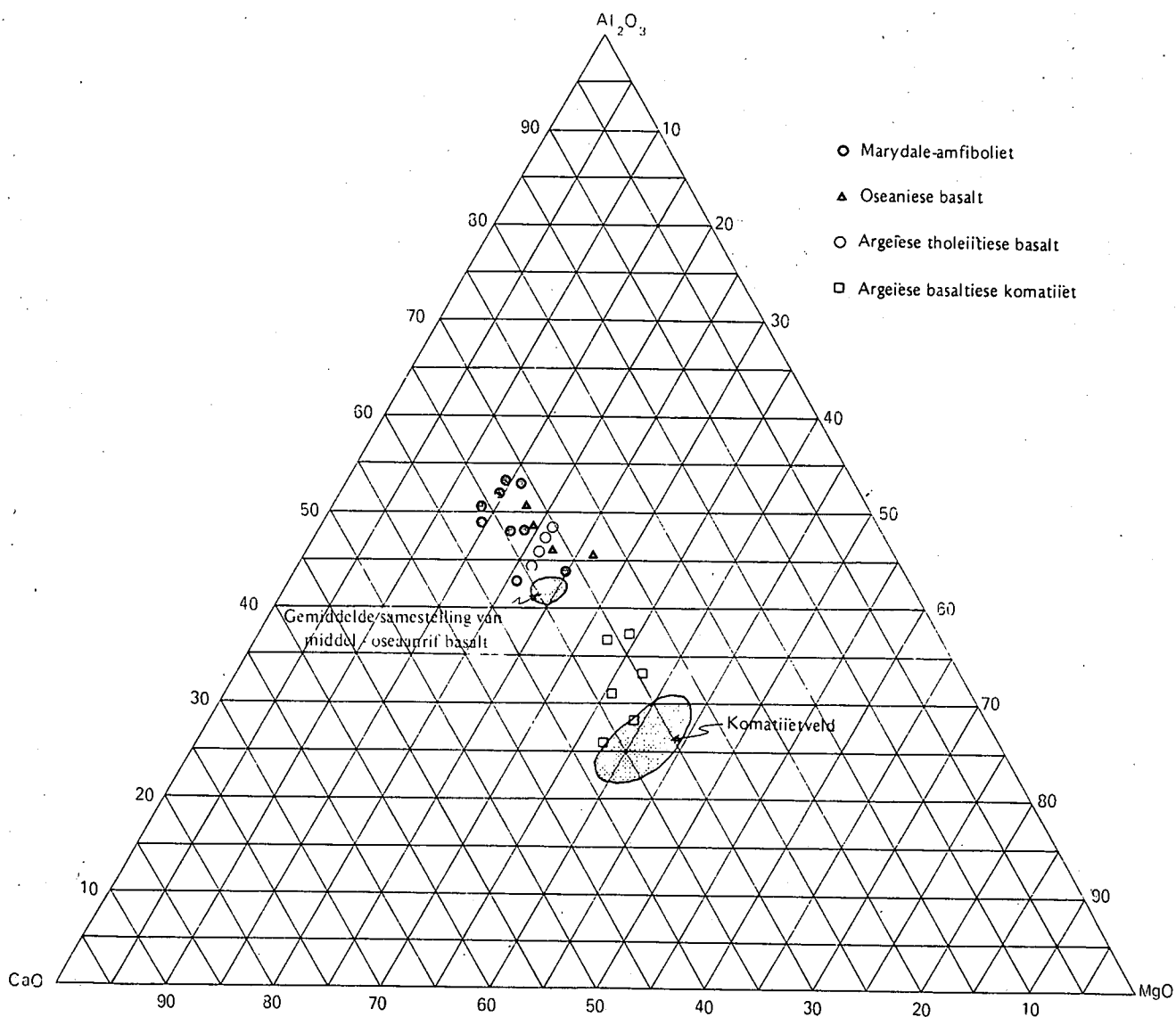


Fig. 2.21 Diagram om die oorheersende oseaankors of groensteengordel-tholeiïetkarakter van die Marydale-amfiboliete aan te dui; diagram volgens Coleman, 1977.

Die spoorelemente in die Marydale-amfiboliet kom redelik met dié in oseaniese tholeiïet ooreen, maar verskil opvallend van dié in groensteenkomatiïet. Ongelukkig is geen spoorelementdata op groensteen-metabasalt beskikbaar nie, sodat 'n vergelyking nie moontlik is nie.

Cornell (1975) beskryf metabasiete van die Soetvlei-gebied, wat volgens hom 'n komatiïtiese samestelling besit. Hy meld dat die gesteentes aan TiO_2 , Al_2O_3 en alkalië verarm is en dat die CaO/Al_2O_3 -verhouding minder as een is. Hierdie gegewens stem egter nie met dié van komatiïet en peridotiet afkomstig van Barberton ooreen nie (Viljoen en Viljoen, 1969). Enkele gesteentes met 'n komatiïtiese samestelling kom ook in die Prieska-gebied voor, maar hulle is sonder twyfel ondergeskik aan dié met 'n tholeiïtiese samestelling.

'n Vergelyking van die chemie van die basiese intrusies in die Marydale-Groep met dié in oseaankors- en groensteenomgewings word in Tabel X gegee en die resultate word diagrammatis in Fig. 2.22 voorgestel. Dit sal onthou word dat die Marydale-intrusies dikwels pirokseen bevat. Fig. 2.22 toon aan dat die Marydale-intrusies in die basiese kumulaatveld van Coleman (1977) val en dat hierdie intrusies gevolglik moontlike voerkanale van die Marydale-metalawa verteenwoordig (vergelyk Fig. 2.22 met Fig. 2.21).

In opsomming: die bronmagma van die meeste Marydale-amfiboliete toon 'n ooreenkoms met lae-kaliumtholeiïet, hoewel enkele amfiboliete met 'n komatiïtiese samestelling ook voorkom. Die getuienis vir 'n kontinentale of oseaniese oorsprong is dubbel-sinnig.

2.1.6 Bespreking

Die studie van die veldverwantskappe van die Marydale-opeenvolging het nie veel inligting aangaande die tektoniese plasing en oorsprong van hierdie gesteentes gelewer nie. Litologies verskil dit van die meeste groensteengordels daarin dat ultramafiese gesteentes relatief skaars is en dat slegs 'n relatiewe dun opeenvolging van onvolwasse sedimente teenwoordig is. Die individuele litostratigrafiese eenhede van die groep

TABEL X CHEMIESE ANALISES VAN BASIESE INTRUSIEWE GESTEENTES IN DIE MARYDALE-GROEP EN IN OSEAANVLOER- EN GROENSTEENOMGEWINGS

Elemente	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j
SiO ₂	48,37	44,97	44,70	46,24	50,59	48,40	50,50	46,50	45,94	42,90
TiO ₂	0,58	1,58	1,38	1,10	0,75	0,10	0,13	0,25	0,34	0,31
Al ₂ O ₃	17,72	15,71	14,97	15,54	14,21	19,70	18,30	7,00	2,98	2,60
Fe ₂ O ₃	1,45	4,45	3,52	1,44	2,71	0,63	0,94	2,60	6,23	2,50
FeO	8,77	11,50	10,71	7,98	7,26	3,73	5,50	6,50	4,80	7,20
MnO	0,18	0,22	0,23	0,22	0,19	0,10	0,13	0,18	0,18	0,13
MgO	7,41	10,51	11,49	9,14	7,34	9,40	9,50	21,60	33,79	30,00
CaO	14,71	9,62	8,90	12,70	10,19	16,10	12,80	11,00	4,73	1,80
Na ₂ O	0,15	0,34	1,07	1,80	3,81	0,46	1,49	0,43	0,15	0,03
K ₂ O	0,04	0,10	0,27	0,51	0,32	0,02	0,03	0,14	0,03	0,01
P ₂ O ₅	0,18	0,29	0,32	0,32	0,27	0,02	0,01	0,06	-	0,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,24	0,19	0,56	2,06	0,94	1,20	0,70	2,70	-	9,30
H ₂ O ⁻	0,02	0,05	0,10	0,06	0,14	-	-	-	-	-

a - Gemiddelde van 2 klino- en ortopirokseenbevattende amfiboliete van die Uitzigt-Formasie op Doornfontein 70

b - Amfiboliet van die Uitzigt-Formasie op Doornfontein 70

c - Gemiddelde van 2 klinopirokseenbevattende amfiboliete van die Spienkop-Formasie op Uitzigt 69

d - Gemiddelde van 2 klinopirokseenbevattende amfiboliete van die Modderfontein-Formasie op Prieskas Poort 51

e - Amfiboliet van die Modderfontein-Formasie op Prieskas Poort 51

f - Gabbro, Cyprus (Coleman en Peterman, 1975)

g - Gabbro, Papua (Davies, 1971)

h - Gabbro, Red Mountain ofioliet, California (Baily en Blake, 1974)

i - Gemiddelde van 8 peridotiete, Komati-Formasie, Barberton (Viljoen en Viljoen, 1969)

j - Peridotiet, Komati-Formasie, Barberton (Herrmann et al., 1976)

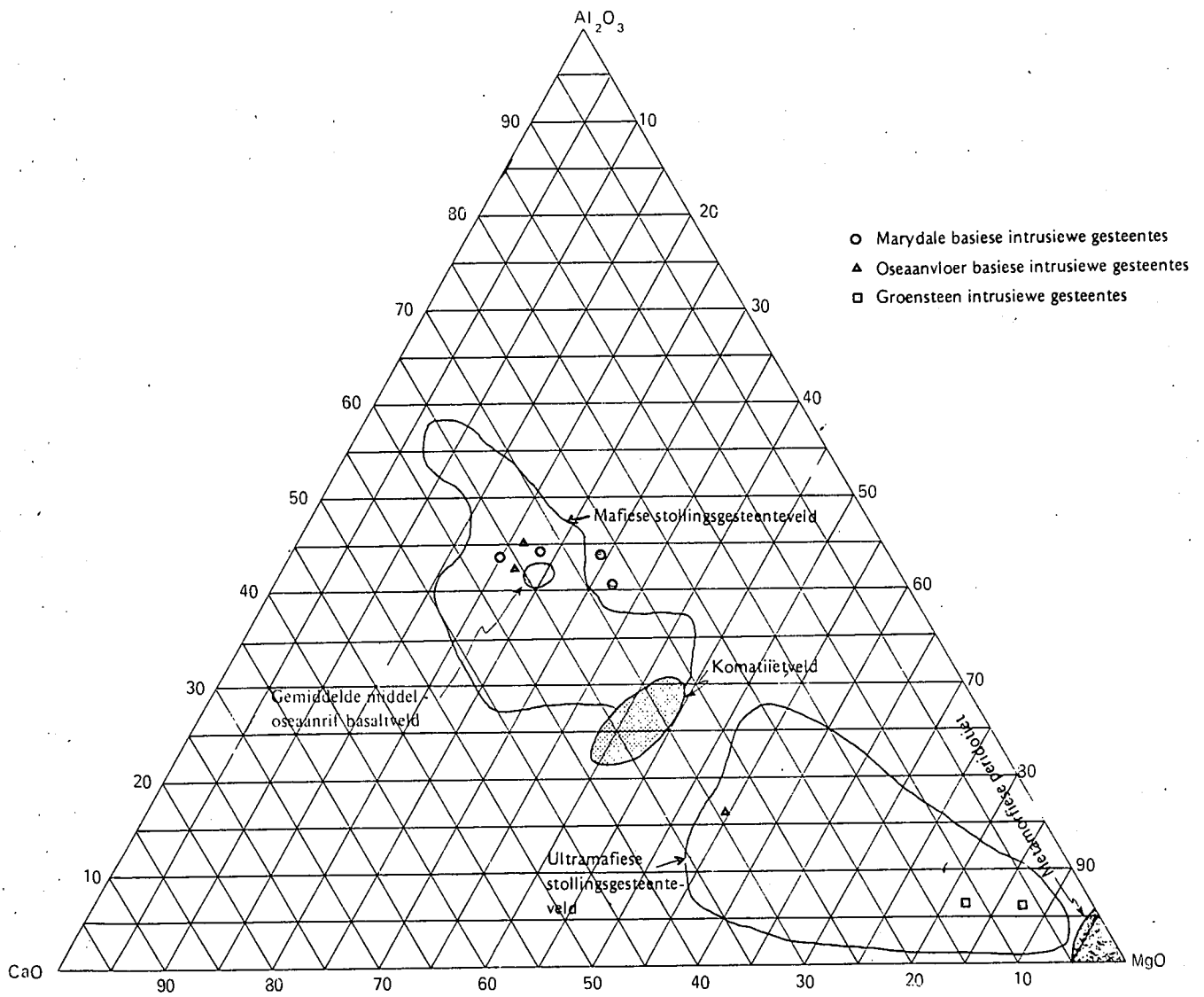


Fig. 2.22 Diagram om die aanstipposisie van die Marydale-intrusies in die basiese kumulaatveld aan te dui; diagram volgens Coleman, 1977.

kan selde oor groot afstande gevolg word. Dit mag die gevolg van nie-afsetting of erosie wees. Die waarskynlikste verklaring is dat die groep as geheel 'n vulkaniese en vulkanoklastiese opeenvolging van tholeiïtiese samestelling verteenwoordig wat in lokale sentra gevorm en afgeset is. Intense plooiing, veral in Namakwa-tyd het grootskaalse koepel- en komvorming tot gevolg gehad, met die gevolg dat die Marydale-Groep tans in geïsoleerde lokaliteite dagsoom.

Beide Pb/Pb- en Rb/Sr-geochronologie gee 'n isotoopouderdom van 3100 m.j. vir die Marydale-Groep en hierdie ouderdom, tesame met die petrochemiese resultate, dui aan dat die groep heelwaarskynlik 'n Argeïese ofiolietgordel, soortgelyk aan dié in die Kalgoorlie-Coolgardie-gebied van Westelike Australië (Glikson, 1972) verteenwoordig.

Isotoopbepalings van Argon $40/39$ is op drie monsters van die Marydale-amfiboliet uitgevoer (F.M. Consultants, Engeland) en het "ouderdomme" van 1042 m.j., 1072 m.j. respektiewelik gelewer. Die monsters is afkomstig van Prieskas Poort 51 en Uitzigt 69 en is so gekies dat dit agtereenvolgens relatief hoër grade van metamorfose van oos na wes verteenwoordig. Hierdie "ouderdomme" moet as datums van koeling geïnterpreteer word en dui daarop dat die meer westelike segmente, as gevolg van stootverskuiwing bo-oor die meer oostelike segmente geskuif is, en dus vroeër "gevries" het.

Twee moontlike modelle kan vir die inplasing van die Marydale-gordel, in Argeïese tyd, voorgestel word. Die eerste model is een van subduksie, vergesel van plitsing van die Argeïese litosfeer en die daaropvolgende obduksie van die oseaankors, 'n konsep wat deur Dewey en Burke (1973) voorgestel is. Dit is egter onwaarskynlik dat die groot volumes van Argeïese groensteengordels die klassieke subduksie-model, wat vir die Senosoïkum gepropageer word, sal pas. Die beskikbare gegewens dui eerder 'n analogie met hedendaagse "in-plaat"-vulkanisme aan. Hierdie tweede model word bevestig deur die teenwoordigheid van oer-kontinentale kors wes van Prieska.

Die hoofelementchemie van die Marydale-Groep verskaf nie onweerlegbare bewys van die oer-tektoniese omgewing waarin die groep gevorm het nie. Die huidige ligging langs die suid=westelike rand van die Kaapvaal-kraton, dit is tussen kratoniese gesteentes na die ooste en Namakwalandse metamorfe gesteentes na die weste, is die produk van tektonisme gedurende Namakwatyd. As gevolg van stootverskuiwing word 'n korsblok met hoëgraadse metamorfose (dit is die Doornfontein-Subgroep) tans naasliggend aan 'n korsblok met laegraadse metamorfose (dit is die Prieskaspoort-Subgroep) gevind.

2.2 VLOERGRANIET

2.2.1 Inleiding

Die Vloergraniet varieer van normale graniet tot granietgneis en dagsoom as 'n paleohoog wat vanaf Welgevonden in die suide, tot by Draghoender in die noorde, strek. Soos die naam aandui, verteenwoordig hierdie gesteentes die vloer waarop die Ventersdorp-Supergroep en jonger gesteentes afgeset is. Rogers en Du Toit (1908) beskryf die graniet as 'n gefolieerde biotiet=ryke massa en hulle, asook Schumann (1974, p. 63) glo dat dit intrusief in die ou Kheissisteesem is. Hierdie outeurs het egter gefouteer deur nie konsekwent tussen Vloer- en Namakwa=graniet te onderskei nie.

Vajner (1974, p. 9) onderskei twee hooftypes van Vloergraniet, naamlik die Draghoender- en Skalseputgraniet. Eersgenoemde is 'n heterogene massa met volop insluitings van amfiboliet. Vajner (op cit) onderskei die volgende fases in hierdie graniet:

- (i) Muskoviet-biotietgraniet en biotietgraniet as die oorspronklike fase.
- (ii) 'n Leukokratiese, biotiet-muskovietgraniet en adamelietfase.
- (iii) Jonger intrusiewe gesteentes van granodioritiese samestelling met eerstelinge van veldspaat en blou opaalagtige kwarts.

Die Skalkseputgraniet daarenteen is 'n meer homogene, middel- tot grofkorrelrige, biotiet-muskovietgraniet. Vajner (op cit)

glo dat die Draghoendergraniet intrusief in beide die Marydale- en Kaaienopeenvolging is, niesteenstaande die feit dat die kontak tussen die graniet en hierdie opeenvolgings in sy studiegebied 'n verskuiwingskontak is.

Van der Westhuizen (1977, p. 45) onderskei twee fases in die Welgevondengraniet, wat suid van gebied 2922 C en D dagsoom:

- (i) 'n Middelkorrelrige, soms porfiritiese biotietgraniet, gewoonlik goed gefolieerd.
- (ii) 'n Middelkorrelrige, biotietgraniet wat ongefolieerd is.

Jonger intrusiewe gesteentes in die graniet bestaan uit:

- (i) 'n Intrusiewe gesteente met eerstelinge van veldspaat en blou opaalagtige kwarts.
- (ii) Granietapliet en -pegmatiet en diabaas- en dolerietgange.

Smit (1977, p. 28-34) beskryf ook die Draghoender- en Skalseputgraniet en meld dat die Kaaienkwartsiet (Uitdraai-Formasie) op Blouputs met 'n sedimentêre kontak op die Vloergraniet rus.

2.2.1.1 Verspreiding

Die Vloergraniet in gebied 2922 C en D is hoofsaaklik in drie lokaliteite blootgelê, naamlik: (i) op Doornfontein 70 en Prieskas Poort 51, (ii) op Uitspanberg 52 en Witfontein 54 en (iii) op Witvlei 55. In die eerste twee lokaliteite dagsoom dit op die vlakte wes van die Doornberge, d.i. tussen die dagsoomgebied van die Griekwaland-Wesopeenvolging in die ooste en dié van die Marydale-Groep in die weste. In die laaste lokaliteit dagsoom gesteentes van die Ventersdorp-Supergroep oos van die graniet, met gesteentes van die Griekwaland-Wesopeenvolging verder ooswaarts. Dagsome is meestal swak en slegs by Steenkop het 'n inselberg van Vloergraniet bewaar gebly. In al drie lokaliteite is die graniet betreklik homogeen en kan dus heel waarskynlik met die Skalkseputgraniet gekorreleer word. U-Pb-werk op die graniet by Steenkop op Prieskas Poort 51 (Burger en Potgieter, 1978) en op die graniet naby die Witvleiofstal (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) dui 'n isotoopouderdom van 2600 m.j. aan.

2.2.1.2 Litologie

Die suidelike voorkoms, dit is die graniet op Steenkop, is 'n middel- tot grofkorrelrige, effens gefolieerde, pienkkleurige biotietgraniet. Die biotiet kom dikwels as aggregate, tot 1,5 cm in deursnee, voor. By Steenkop is enkele insluitels, ongeveer 5 cm in deursnee, van kwartsiet in die graniet teenwoordig. Die graniet besit ook 'n fynkorrelrige fase met dieselfde samestelling as die hooffase.

Slegs in een lokaliteit, onmiddellik wes van Prieskaspoort, is daar 'n verskuiwingskontak met die Vryburg-Formasie van die Griekwaland-Wesopeenvolging. Geen kontakte met die Marydale-Groep is blootgelê nie, hoewel klein dagsome van 'n grofkorrelrige, pegmatitiese muskovietgraniet op Prieskas Poort 51 intrusief in die Marydalegesteentes gevind is. Hierdie graniet vertoon soos die Draghoendergraniet, maar geen geochronologiese gegewens is tans beskikbaar om hierdie korrelasie te regverdig nie.

Die graniet in die Witfontein-gebied is 'n middel- tot grofkorrelrige, muskoviet - biotietgraniet. Hierdie graniet lê slegs in kontak met die Modderfontein-Formasie van die Marydale-Groep, maar geen intrusiewe kontakte is gevind nie. Enkele gange van amfiboliet kom in die graniet voor.

Die graniet in die Witvlei-gebied is 'n porfiritiese biotietgraniet, met 'n fyner fase van dieselfde samestelling (Fig. 2.23 en Fig.2.24); laasgenoemde sny as tonge en are deur eersgenoemde. Normaalweg is geen insluitels teenwoordig nie, hoewel heelwat insluitels van amfiboliet net noord van die Deelpanopstal gevind is. Hierdie graniet is die suidelike voortsetting van die Skalkseputgraniet, soos deur Vajner (1974) gekarteer is.

Op Kalk Put 16, net oos van die grondpad na Stuurmans=



*Fig. 2.23 'n Intrusiewe tong van fyn- tot middelkorrel-
rige biotietgraniet in die porfiritiese
Skalkseputgraniet. Op Witvlei 55.*



*Fig. 2.24 Fyn- tot middelkorrelrige en grofkorrelrige,
porfiritiese fases van die Skalkseputgraniet.
Op Witvlei 55.*

put, dagsoom 'n lae heuwel van graniet wat deur jonger, ongefolieerde amfiboliet, ingedring is. In hierdie graniet is daar heelwat insluitings van ouer, gefolieerde amfiboliet en talkagtige materiaal met knolle van chromiet. Die graniet is heel waarskynlik 'n suidelike verlenging van die Draghoendergraniet (Vajner, 1974).

2.2.2 Petrografie

Die petrografie van die Vloergraniet langs die westelike rand van die Kaapvaal-kraton is deur Vajner (1973, 1974), Cornell (1975), Linström (1977), Smit (1977) en Van der Westhuizen (1977) volledig bespreek. Die graniet in gebied 2922 C en D wissel van 'n ligkleurige, grofkorrelrige, porfiritiese tot 'n donkerkleurige grofkorrelrige, profiritiese gesteente. Pienkkleurige variëteite is algemeen opgemerk.

Die mineralogiese samestelling in die Marydale-omgewing varieer tussen granodioriet en tonaliet (Vajner, 1974). Die graniet in gebied 2922 C en D stem ooreen met Vajner (1974) se Skalseput-graniet en bestaan uit kwarts, plagioklaas en mikroklien, met ondergeskikte muskoviet en biotiet en bykomstige sfæen en epidoot.

2.3 VENTERSDORP-SUPERGROEP

2.3.1 Inleiding

Hierdie gesteentes dagsoom net wes van Koegas (Vajner, 1974) en strek as 'n smal gordel verder suidwaarts, onmiddellik wes van die Doornberge, tot op Witfontein 54 in die huidige navorsingsgebied. Indien 'n deel van die Marydale-Groep nie tot hierdie stratigrafiese eenheid behoort nie, beteken dit dat die naaste dagsoom van die Ventersdorp-Supergroep verder suidwaarts deur dié in die T'Kuipheuwels (Emslie, 1972) verteenwoordig word.

Reeds in 1908 het Rogers en Du Toit gesteentes in die Marydale-gebied gekarteer en beskryf. Hulle het dit die Zoetliefserie genoem en die gesteentes met die Ventersdorpoppeenvolging gekorreleer. Reeds in 1906 het Du Toit die vulkaniese gesteentes, wat aan die Ventersdorpsisteam behoort, in die omgewing van Vryburg gekarteer. Die opeenvolging daar is in 'n onderste eenheid, bestaande uit suurvulkaniese gesteentes (die sogenaamde Zoetlieflae) en 'n boonste eenheid (die sogenaamde Diabaas-Formasie) ingedeel; laasgenoemde bestaan hoofsaaklik uit basiese lawa, vulkaniese breksie, kwartsiet en konglomeraat. Hierdie eenheid is in 1907 deur Du Toit met die Vulkaniese Pnielserie van Stow (1874) gekorreleer. Du Toit (op cit) het besef dat die Ventersdorpoppeenvolging van plek tot plek baie verskil en ook dat daar 'n hele aantal stratigrafiese diskontinuiteite is. Truter en Strauss (1941) het later voorgestel dat die Zoetliefserie met die veel ouer Dominiumrifserie gekorreleer moet word. 'n Soortgelyke siening is deur De Wet (1942) gehuldig. Matthysen (1953) en Winter (1965) het, op grond van stratigrafiese en litologiese waarnemings, weer na Du Toit se korrelasie teruggekeer. Winter (1976) het die Zoetliefdagosome by Schweizer-Reneke en Taung as tipiese Makwassie-Formasie beskou en nie as die Dominiumrifkwartsporfier (Syferfontein-Formasie) nie.

Potgieter en Visser (1976) het die ignimbriete en ander vulkanoklastiese gesteentes in die Herbert-distrik beskryf en dit met die Ventersdorpepeenvolging gekorreleer. Emslie (1972) het die vulkaniese opeenvolging naby Strydenburg ondersoek en die kwartsporfriere aldaar ook as deel van die Ventersdorp beskou. Die Zoet-liefgesteentes in die Ritchie-gebied is deur Potgieter en Lock (1978) beskryf en hulle besluit dat, aangesien geen noemenswaardige hiatus tussen die kwartsveldspaatporfier en die oorliggende andesitiese Ventersdorplawa bestaan nie, die hele opeenvolging deel van die Ventersdorp-Supergroep uitmaak.

Vajner (1974) het die gebied wes van Koegas ondersoek en beskryf die Ventersdorpgesteentes as die Seekoebaard-Formasie met die volgende onderverdeling:

Seekoebaard-Formasie	Witvlei-konglomeraat-lid	
	Blinkfonteinlid	Bucklegraf-komponent-laag
	Watervallid	Skalkseput-konglome- raatlaag
	Geelbeksdamporfierlid	

In die huidige studie is die indeling van Vajner (op cit) gevolg. Die hele opeenvolging, met die uitsondering van die Watervallid, is teenwoordig.

2.3.2 Verspreiding en Litologie

Die Seekoebaard-Formasie is slegs in die noorde van die gebied, op Witvlei 55, Nauga 17 en die heel noordelike gedeelte van Witfontein 54, blootgelê. Op Uitspanberg 52 is 'n baie klein blootlegging wat nie op Fig. 1.1 aangetoon kon word nie.

'n Direkte kontak tussen Ventersdorpgesteentes en Vloergraniet is nêrens in gebied 2922 C en D blootgelê nie, maar verder noordwaarts kon Vajner (1974) 'n duidelike diskordante verhouding demonstreer. In gebied 2922 C en D word die dagsoomgebied van die Seekoebaard-Formasie gekenmerk deur talryke verskuiwings wat aansienlike dislokasies tot gevolg gehad het.

Die Seekoebaard-Formasie word deur die Vryburg-Formasie oorlê, maar geen duidelike diskordante verhouding kon in die studiegebied vasgestel word nie.

2.3.2.1 Geelbeksdam-porfierlid

Hierdie lid kom kol-kol in die studiegebied, byvoorbeeld oos van die Witfontein-opstal, suid van die Deelpan-opstal, in 'n antiklinale struktuur oos van die Deelpan-opstal en net suid en noord van die teerpad op Nauga 17, voor. Die verhouding met die onderliggende Vloergraniet is nie duidelik nie, aangesien hier hoofsaaklik verskuiwingskontakte voorkom.

Die lid bestaan slegs uit kwartsveldspaatporfier en word gekenmerk deur die teenwoordigheid van opaalagtige kwarts-eerstelinge. Die gesteente is dikwels intens geskuifskur en gemilonitiseer. Op plekke, byvoorbeeld op Nauga 17, word 'n agglomeraat aan die bokant van die lid aangetref. Hoewel dit moeilik is om die dikte van hierdie lid te bepaal, is dit lokaal ten minste 20 m.

2.3.2.2 Blinkfonteinlid

Die grootste gedeelte van die Seekoebaard-Formasie word deur hierdie lid beslaan. Dit bestaan uit amandelhoudende, basiese lawa wat skynbaar op 'n ongelyke vloer van Vloergraniet en Geelbeksdamporfierlid uitgevloei het sodat die elevasie van laasgenoemde lokaal hoër as dié van die basiese lawa is. In die meeste gevalle, soos oos van die Witvlei-opstal, volg die basiese lawa direk op die Vloergraniet.

Die basiese lawa varieer van massief, met intense breukkliewing, tot intens geskuiwskleur en gefolieerd. As gevolg van die talryke verskuiwings, is tekens van kataklase algemeen. Net suid van die teerpad op die heel noordoostelike deel van Witvlei 55, word uitgerekte kwartsamandels, met 'n lengte van 3 mm tot 5 cm, aangetref (Fig. 2.25).



Fig. 2.25 *Uitgerekte kwartsamandels in die Blinkfonteinlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Witvlei 55.*

Die dikte van die Blinkfonteinlid varieer aansienlik, maar langs die teerpad op Nauga 17 is 'n dikte van 65 m bepaal.

Rb/Sr- en Pb/Pb- werk op die basiese lawa afkomstig van Nauga 17, dui 'n isotoopouderdom van 2450 m.j. aan, wat die korrelasie van die Seekoebaard-Formasie met die Ventersdorp-Supergroep bevestig.

2.3.2.3 Witvlei-konglomeraatlid

Hierdie lid is ook slegs lokaal in 'n sinklinale struktuur, op die grens tussen Witvlei 55 en Nauga 17, ontwikkel. Dit volg op die Blinkfonteinlid en word skynbaar konkordant deur die Vryburg-Formasie oorlê.

Op Witvlei 55 bestaan die konglomeraat uit goed afgeronde, maar swak gesorteerde rolstene van kwartsiet in 'n kwartsitiese matriks (Fig. 2.26).



Fig. 2.26 Afgeronde kwartsietrolstene in die Witvlei-konglomeraatlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Witvlei 55.

Die konglomeraat word hier oorlê deur 'n kalkareniet met 'n dikte van 5 m, waarop die Vryburg-Formasie volg. Op Nauga 17 is hoekige tot geronde rolstene van beide kwartsiet en kwartsveldspaatporfier in die konglomeraat teenwoordig (Fig. 2.27) en is die kalkareniet afwesig.

Die dikte van die Witvlei-konglomeraatlid is ongeveer 10 m.

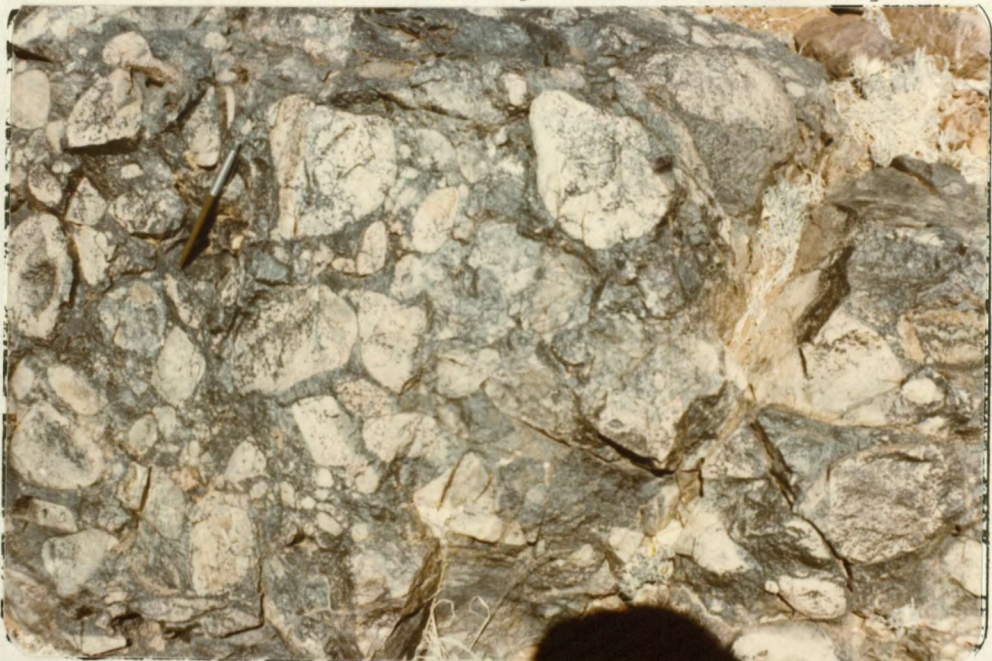


Fig. 2.27 Hoekige tot afgeronde rolstene van kwartsveldspaatporfier en kwartsiet in die Witvlei-konglomeraatlid van die Seekoebaard-Formasie. Op Nauga 17.

2.4 GRIEKWALAND-WESOPEENVOLGING

2.4.1 Inleiding

Hierdie opeenvolging sluit Proterosoïese gesteentes in, waarvan die afsettingsomgewing en -toestande geheel en al van die onderliggende stratigrafiese eenhede verskil. Aangesien die onderste stratigrafiese eenhede drasties wes van Prieska verdun, volg dit dat die rand van die Griekwaland-Weskom net wes van Prieska geleë was. Die opeenvolging begin met volwasse kwartsiet, word gevolg deur vulkaniese aktiwiteit, waarna relatiewe stil, stabiele toestande ingetree het met die ontwikkeling van 'n groot dikte van chemiese presipitate. In Tabel VII word die opeenvolging aangedui.

TABEL XI INDELING VAN DIE GRIEKWALAND-WESOPEENVOLGING

FORMASIE	LITOLOGIE
Asbesheuwels	Gestreepte ysterformasie, jaspiliet en skalie
Ghaapplato	Dolomiet, kalksteen en chert
Nauga	Basiese lawa, skalie/moddersteen, kwartsiet, kalkareniet, stromatolitiese kalkareniet, kalkryke kwartsiet met chertbande (soms oölities), grintsteen (soms konglomeraties)
Vryburg	Ondergeskikte konglomeraat, grintsteen, kwartsiet en ondergeskikte kalkryke lae

Reeds in 1905 het Schwarz melding van die gesteentes rondom Prieska gemaak en Rogers en Du Toit (1908) het die gebied in groter detail beskryf. Die indeling van hierdie outeurs was basies dieselfde as die huidige, behalwe dat die Nauga-Formasie tydens die huidige

ondersoek geïdentifiseer is. Vajner (1974) en Van der Westhuizen (1977) het dieselfde indeling as Rogers en Du Toit (op cit) gevolg.

2.4.2 Stratigrafie

2.4.2.1 Vryburg-Formasie

2.4.2.1.1 Verspreiding

Die Vryburg-Formasie is blootgelê in sin- en antiklinale strukture al langs die westelike rand van die Doornberge, vanaf Nauga 17 in die noorde tot by Keikams Poort 71 in die suide. Op Nauga 17 en Witvlei 55 word noordstrekke, relatief oop plooi van Griekwaland-Wes-ouderdom aangetref. Suid van Witfontein is dit blootgelê in langwerpige, dubbelduikende, noordwesstrekke, oorgeplooi plooistruktuur van Namakwa-ouderdom. Gepaard met die verandering in plooiestyl van noord na suid, is daar 'n drastiese verdunning van die formasie, sodat dit suid van Keikams Poort 71 heeltemal verdwyn.

Slegs in een lokaliteit oos van die westelike rand van die Doornberge is die Vryburg-Formasie lokaal in 'n oop, antiklinale struktuur van Griekwaland-Wes-ouderdom op Kalkfontein 53 blootgelê.

2.4.2.1.2 Stratigrafie en Litologie

Op Witvlei 55, Nauga 17 en die suidelike deel van Kalkfontein 53 volg die Vryburg-Formasie skynbaar konkordant op die Seekoebaard-Formasie en word konkordant deur die Nauga-Formasie oorlê. As gevolg van intense verskuiwing is alle primêre strukture lokaal vernietig. Slegs een gedetailleerde profiel deur die Vryburg-Formasie is op die suidelike deel van Kalkfontein 53 gemeet (Fig. 2.28). Die Vryburg-Formasie volg in hierdie noordelike dagsoomgebied op die Witvlei-konglomeraatlid of direk op die Blinkfonteinlid. Dit is onseker of hierdie konglomeraat 'n basale konglomeraat van die Vryburg-Formasie is en of dit deel van die Seekoebaard-Formasie uitmaak. Die Vryburg-

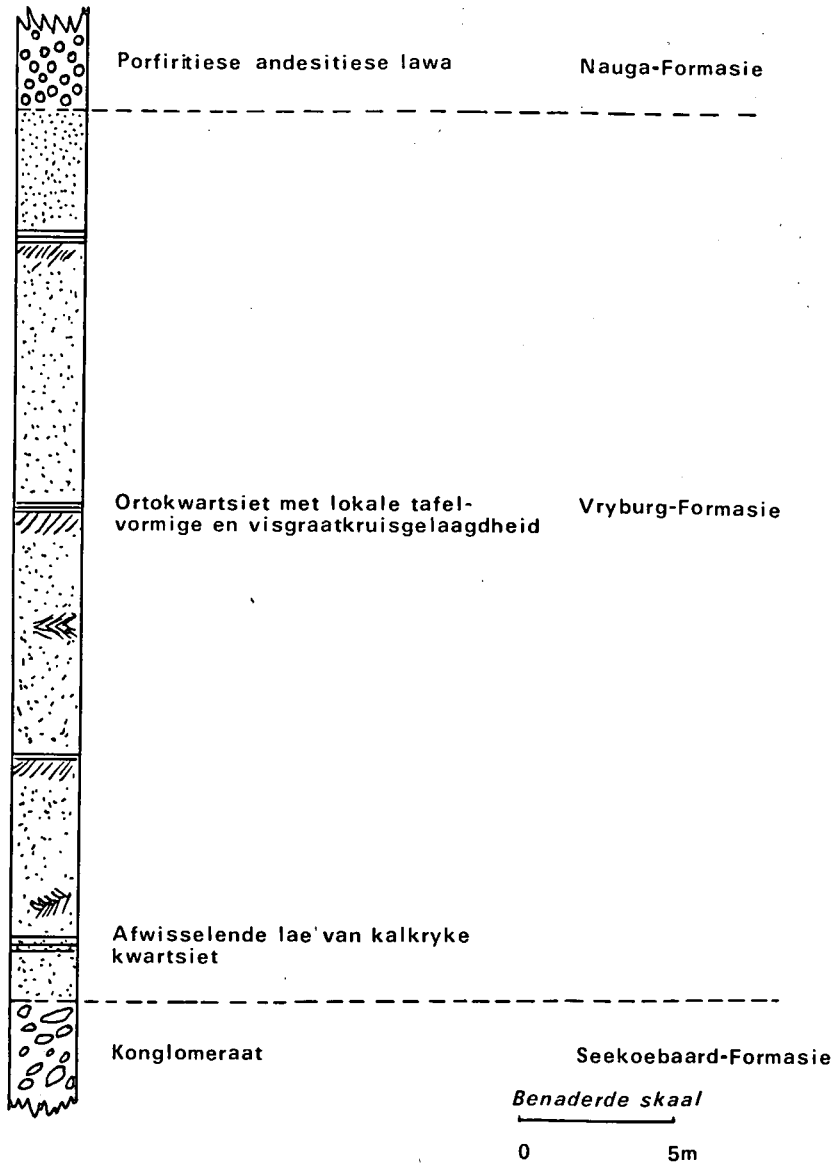


Fig. 2.28 Profiel deur die Vryburg-Formasie op Kalkfontein 53

Formasie bestaan uit 'n eentonige opeenvolging van kwartsiet, wat lokaal tafelvormige of visgraat-kruisgelaagdheid toon. Laag af in die opeenvolging is daar 'n kalkryke sone, wat ook deur Rogers en Du Toit (1908) beskryf is. In die heel boonste gedeelte van die opeenvolging word volop skalieklaste aangetref. Dit dui op 'n verandering in afsettingsomgewing wat tot die oorgangslae van die Nauga-Formasie aanleiding gee.

Suidoos van Witfontein 54 volg die Vryburg-Formasie direk op die Vloergraniet. As gevolg van die intense Namakwa-orogense is die kwartsiet hier intens geskuif-skeur, genaat en lokaal gemilonitiseer met volop kwartsare. Primêre strukture kan selde in hierdie gebied waargeneem word. Wes van die De Hoop-opstal kom 'n dun, skisagtige, donkerkleurige, vermoedelik kalkryke laag aan die bokant van die opeenvolging voor. Hierdie laag mag 'n lokale ontwikkeling van die Nauga-Formasie verteenwoordig, hoewel hierdie eenheid hier slegs deur lawa verteenwoordig word. Net wes van die De Hoop-opstal is 'n dun, amfibolitiese 'laag' in die kwartsiet teenwoordig. Hierdie 'laag' mag 'n basiese gang verteenwoordig, of dit, sowel as die oorliggende kwartsiet mag nog 'n lokale ontwikkeling van die Nauga-Formasie wees. Die tektonisme is hier egter so intens dat die presiese stratigrafiese verhoudings nie bepaal kon word nie. In die omgewing van die Brakpoort-opstal knyp die Vryburgkwartsiet heeltemal uit en volg die dolomiet van die Ghaaplatto-Formasie skynbaar direk op die vloergesteentes.

Die Vryburg-Formasie langs die Doornberge verskil aansienlik van die in die Douglas-omgewing. Volgens Du Toit (1954) word die gesteentes meer kwartsities in die rigting van die Doornberge en kom daar selfs konglomerate voor. Uit die beskrywing van Potgieter en Visser (1978) is dit ook duidelik dat die Vryburg-Formasie in die Douglas-gebied heelwat dikker en meer fynkorrelrig as in die huidige navorsingsgebied is. Volgens Visser et al. (1978) het die formasie in

Griekwaland-Wes 'n dikte van ongeveer 130 m en bestaan dit uit fyngelaagde kwartsiet, sliesteen en skalie met tussenlae van tuf. In die Boegoeberg-omgewing (Smit, 1977) het die Vryburg-formasie dieselfde algemene karakter as in gebied 2922 C en D. In laasgenoemde gebied, veral waar die kwartsiet naby die Vloergraniet dagsoom, bevat dit dikwels groot korrels en halfafgeronde brokke van veldspaat. Dit dui aan dat die paleohoog van Vloergraniet (Botha et al., 1977) 'n aansienlike invloed op die sedimentasie gehad het: enersyds het dit gedien as lokale brongebied en andersyds as 'n hoog waarteen die stratigrafiese eenhede uitwig. Geen dagsome van die Griekwaland-Wesopeenvolging kom wes van hierdie paleohoog voor nie, sodat hierdie hoog die posisie van die westelike rand van die Griekwaland-Weskom definieer.

2.4.2.2 Nauga-Formasie

2.4.2.2.1 Verspreiding

Dit dagsoom as 'n smal, aaneenlopende gordel vanaf Nauga 17 in die noorde, tot op Witfontein 54, en dan plek-plek verder suidooswaarts, al langs die westelike rand van die Doornberg. Dit bestaan uit 'n opeenvolging van klastiese, vulkaniese en chemiese gesteentes wat lokaal tussen die Vryburg- en Ghaapplato-Formasie ontwikkel is, sodat dit met reg as 'n oorgangsonne beskryf kan word. In die Griekwaland-Wesgebied is 'n soortgelyke oorgangsonne, bekend as die Schmidtsdrift-Formasie, deur Visser en Grobler (1972), Smit (1973), Van der Merwe (1973) en Visser et al. (1977) beskryf.

2.4.2.2.2 Stratigrafie en Litografie

Op Nauga 17 en Witfontein 54 volg die Nauga-Formasie konkordant op die Vryburg-Formasie en word konkordant deur die Ghaapplato-Formasie oorlê. Behalwe vir ondergeskikte sleurplooie en verskuiwings met klein verplasing, word geen grootskaalse vervorming hier aangetref nie. Op Uitspanberg 52 volg dit normaal op

die Vryburg-Formasie, maar word hier direk deur die Asbes-
heuwels-Formasie oorlê. Die rede hiervoor is dat die Ghaap-
plato-Formasie geheel en al deur 'n regionale, steilhellende
stootverskuiwing uitverskuif is. Verder suidooswaarts ver-
minder die klastiese en chemiese komponente van die Nauga-
Formasie, sodat op die grens tussen Buisvlei 19 en Prieskas
Poort 51 en op Keikams Poort 71 slegs lawa teenwoordig is. In
beide hierdie lokaliteite volg die lawa, as gevolg van stoot-
verskuiwing, op die Asbesheuwels-Formasie en word ook deur die-
selfde formasie oorlê. Rogers en Du Toit (1908) het hierdie
lawa as deel van die Ongeluk-Formasie beskou, maar litologies
is dit identies aan die porfiritiese lawa op Nauga 17.

Vajner (1974) het ook die Nauga-Formasie noord van gebied
2922 C en D herken, maar het dit as die Potdans- en Schalks-
driftlede van die Vryburg-Formasie gekarteer. Smit (1977) het
'n opeenvolging van filliet, kwartsiet en kalkareniet in die
Boegoeberg-omgewing as die Waterval-Formasie beskryf, maar
laasgenoemde sluit beide die Vryburg- en Nauga-Formasie van
die huidige ondersoek in.

'n Skematiese voorstelling van die Nauga-Formasie op Nauga 17
word in Fig. 2.29 en gedetailleerde profiele van gedeeltes
van die opeenvolging op Nauga 17 en Kalkfontein 53 word in
Fig. 2.30 en Fig. 2.31 gegee. Dit is duidelik dat, hoewel die
opeenvolging as geheel dieselfde is, individuele lae lateraal
verdik of verdun of selfs heeltemal uitwig.

Die kwartsitiese eenhede in die Nauga-Formasie is meestal
onvolwasse sedimente, maar lokaal vertoon dit in alle opsigte
net soos die kwartsiet van die Vryburg-Formasie. Die fyn-
klastiese en kalkarenitiese gesteentes van die Nauga-Formasie
dagsoom weens hulle sagtheid baie swak of glad nie, sodat
slegs die kwartsitiese eenhede as lae heuwels uitstaan. Dit
is dikwels moeilik om in die veld te besluit of die kwartsiet
tot die Vryburg of tot die Nauga-Formasie behoort. Die asso-
siasie van kalkareniet, moddersteen en lawa met kwartsiet,
dui egter in die meeste lokaliteite aan dat die opeenvolging
tot laasgenoemde behoort.

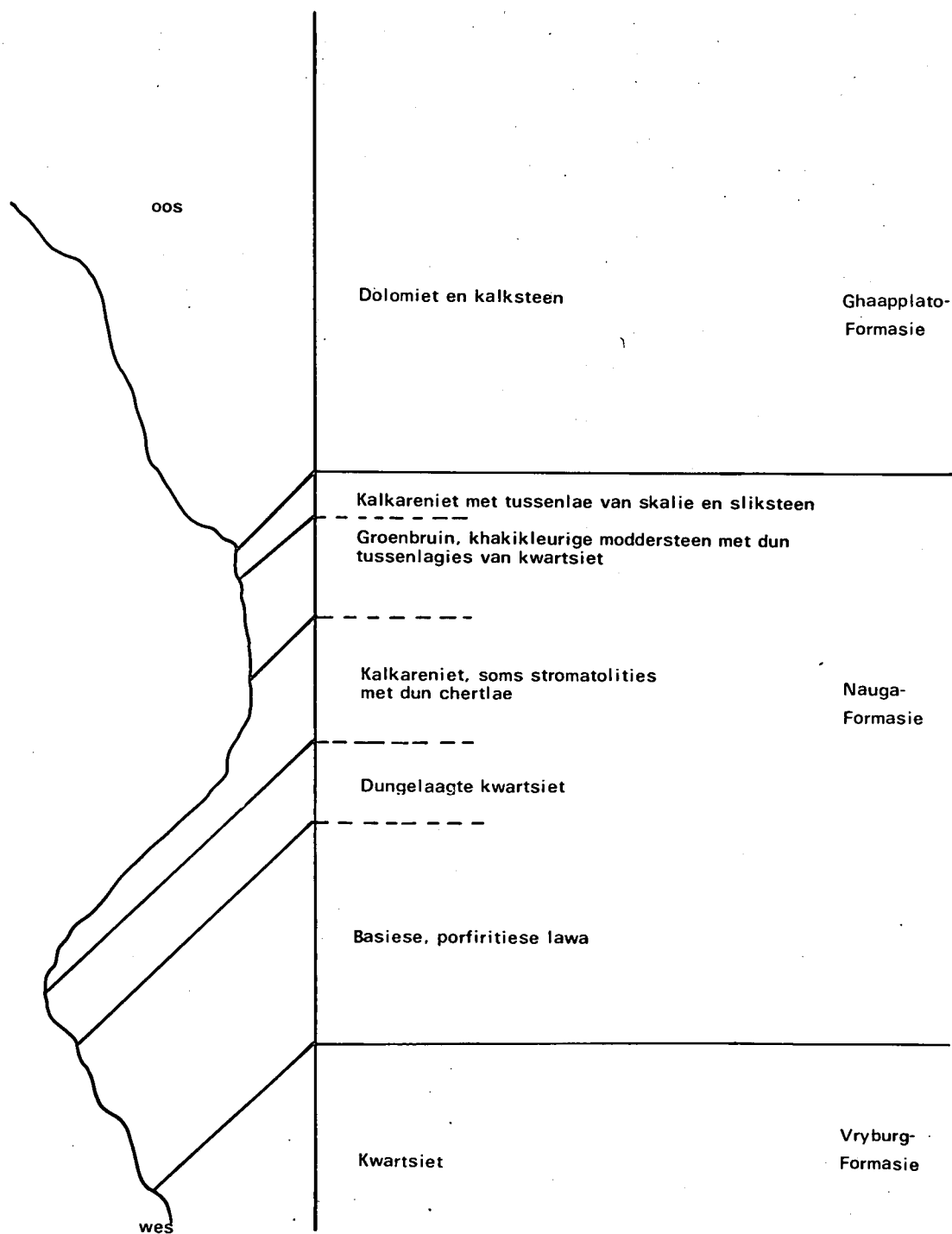


Fig. 2.29 Skematiese voorstelling van 'n profiel deur die Nauga-Formasie. Op Nauga 17.

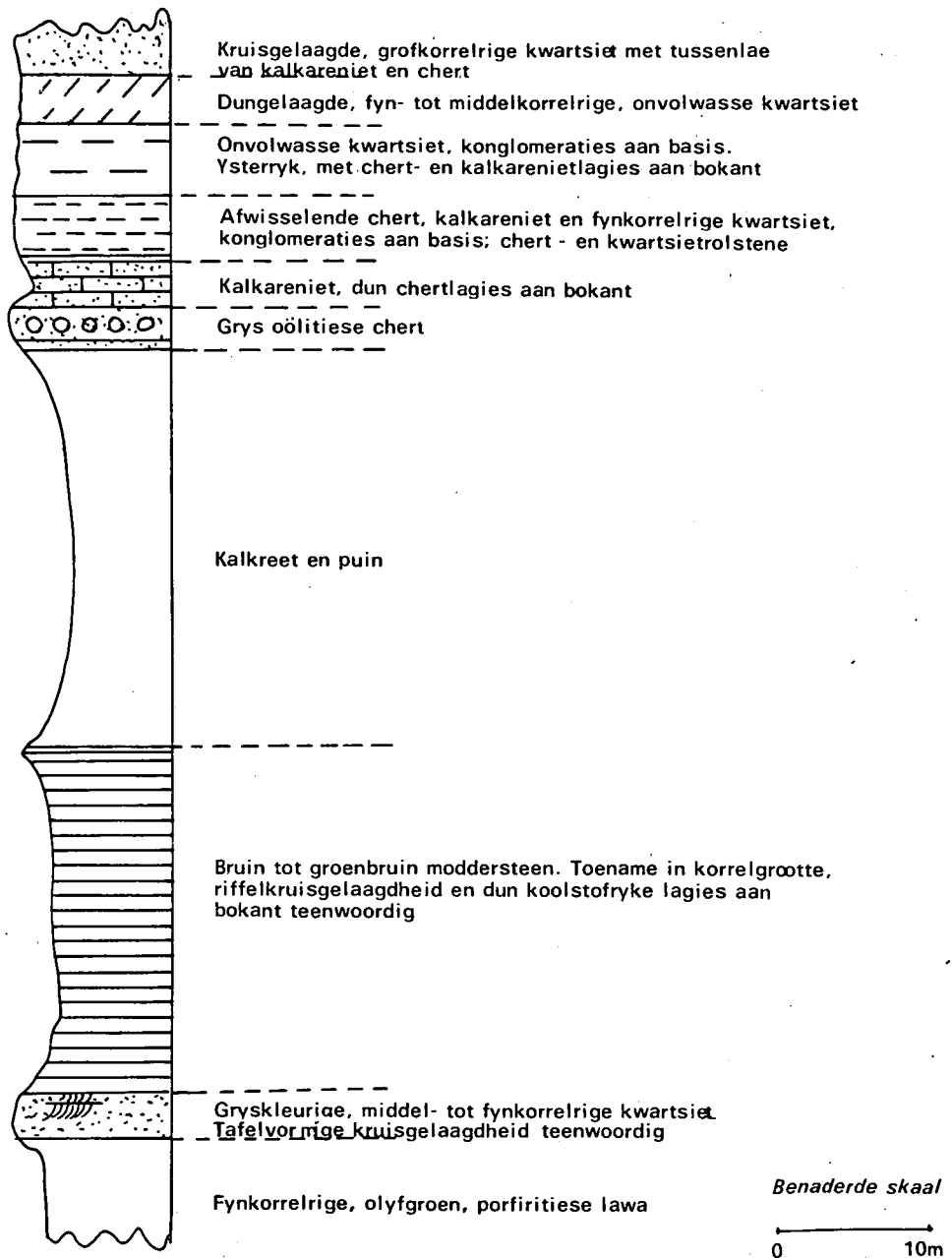


Fig. 2.30 Profiel deur die Nauga-Formasie op Nauga 17.

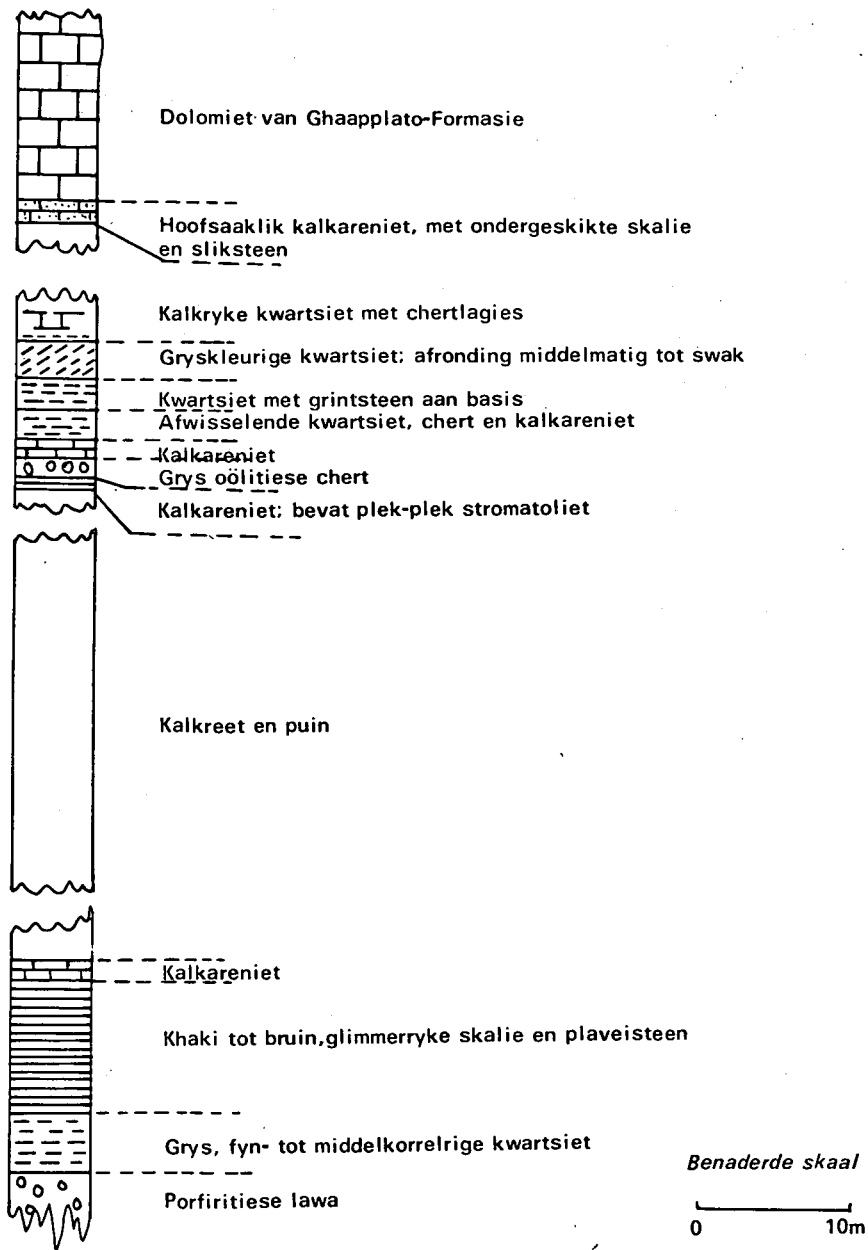


Fig. 2.31 Profiel deur die Nauga-Formasie op Kalkfontein 53

Die Nauga-lawa is 'n baie opvallende gesteente met groot eersteling (tot 3,5 cm) van veldspaat in 'n fynkorrelrige grondmassa. Dit verskil in handmonster geheel en al van die Seekoebaard- of Ongeluklawa. Die gesteente is ongefolieerd, maar in die dagsome op Keikams Poort 71 en Prieskas Poort 51 besit dit 'n opvallende breukkliewing. Die lawa volg skynbaar konkordant op die kwartsiet van die Vryburg-Formasie.

Voorlopige Rb-Sr- en Pb-Pb-werk op die lawa dui 'n isotoopouderdom van 2400 m.j. en 2300 m.j. respektiewelik aan (R.A. Armstrong, persoonlike mededeling) wat daarop dui dat die Nauga-lawa 'n moontlike lokale fasies van die Seekoebaard-Formasie is. Feitlik alle kontakte van die Nauga-Formasie met onderliggende litostratigrafiese eenhede is verskuiwingskontakte, maar op beide Kalkfontein 53 en Nauga 17 wil dit voorkom of die lawa stratigrafies op die Vryburg-Formasie "volg" en dat dit dus deel van die Griekwaland-Wesopeenvolging moet wees.

Die boonste kontak van die Nauga-Formasie is graderend en die basale kontak van die Ghaapplato-Formasie is geneem waar geen kalkarenitiese of klastiese gesteentes meer voorkom nie. Die kalkarenitiese gesteentes is dikwels kruisgelaagd (Fig. 2.32) wat aandui dat die kalkryke materiaal meestal ook van klastiese oorsprong is. Ondergesikte chemiese sedimente soos chert en kalksteenlagies is egter ook teenwoordig.

Volgens Visser en Grobler (1972) volg die Schmidtsdrift-Formasie (ekwivalent van die Nauga-Formasie) konkordant op die Black Reef-Formasie (= Vryburg-Formasie) en word eersgenoemde onderverdeel in 'n onderste Boomplaaslid (bestaande uit dolomiet, skalie, sliestein en tufagtige sedimente), 'n middelste Clearwaterlid (bestaande uit skalie met dun tussenlae van dolomiet) en 'n boonste Montevillelid, wat uit dolomiet, skalie, sliestein en kwartsiet bestaan. Konkordant hierop volg die Campbellrand-Formasie (= Ghaapplato-Formasie). Beukes (1978), daarenteen, groepeer die Vryburg-Formasie (bestaande uit argilliete, areniete en wakke), die Boomplaas-Formasie ('n koolstof-argilliete-eenheid) en die Lokammona-Formasie (= Clearwaterlid van Visser en Grobler, 1972) saam as die Schmidtsdrift-Subgroep; hierop volg konkordant die Monteville-Formasie (= Monte-



Fig. 2.32 Kruisgelaagdheid in kalkareniet van die Nauga-Formasie. Op Nauga 17.

villelid van Visser en Grobler, 1972) wat Beukes (op cit) as deel van die Campbell-Subgroep beskou.

Dit is duidelik uit die bespreking van die opeenvolging in gebied 2922 C en D dat geeneen van bogenoemde indelings as sulks geld nie. Die Vryburg-Formasie verteenwoordig hier 'n volwasse strandafsetting, gevolg deur 'n varieerbare oorgangsonne, wat deur 'n eentonige opeenvolging van dolomiet met ondergeskikte kalksteen van die Ghaapplato-Formasie oorlê word. Daar bestaan geen gemeenskaplike litologiese gronde om die Vryburg- en Nauga-Formasie as 'n subgroep saam te groepeer nie en die indeling van Beukes (1978) word nie deur gedetailleerde veldgegevens in gebied 2922 C en D bevestig nie.

2.4.2.3 Ghaapplato-Formasie

2.4.2.3.1 Verspreiding

Hierdie stratigrafiese eenheid is hoofsaaklik in twee

antiklinorium op Kalkfontein 53 en Engeldewilgeboomfontein 22, asook in smal, langwerpige, dubbelduikende, noordwesstreckende, oorgeplooiide sin- en antiklienes langs die westelike rand van die Doornberge, suid van Witfontein 54, blootgelê.

Die noordstreckende antiklinorium is die gevolg van oop, Griekwaland-Wesplooiing, terwyl die noordwesstreckende, oorgeplooiide plooiervorme langs die Doornberge die produk van die interferensie van Namakwa- met Griekwaland-Wesplooiing is.

2.4.2.3.2 Stratigrafie en Litologie

Die Ghaapplato-Formasie volg in die noorde konsekwent konkordant op die Nauga-Formasie, maar in die verre suide direk op die Vryburg-Formasie of transgresseer oor direk op die Vloergraniet. Die dikte in die noorde is ongeveer 70 m, maar in die suide, op Keikams Poort 71, verdun dit na 15 m en wig suidwaarts heeltemal uit. Hierdie suidwaartse verdunning word skouspelagtig in 'n klein antiklinale struktuur, net suid van die Lemoenpoortopstal, gedemonstreer: hier is die Vryburg-Formasie slegs 20 m en die Ghaapplato-Formasie slegs 15 m dik, waarop 'n groot dikte (200 m plus) van die Asbesheuwels-Formasie volg.

Die dolomiet van hierdie deel van Noord-Kaapland is tevore deur Rogers en Du Toit (1908), Vajner (1974), Van der Westhuizen (1977) en Beukes (1978) onder verskillende name soos Etage Hoofdolomiet, Campbellrand-Formasie en Campbellrand-Subgroep beskryf. Hierdie outeurs het verskeie litologiese eenhede soos kalksteen, dolomiet, stromatolitiese sones, gestreepte ysterformasie en skalielae onderskei. In die huidige ondersoek is geen poging aangewend om die Ghaapplato-Formasie te onderverdeel nie.

In die noorde, op Kalkfontein 53, begin die opeenvolging met donker kalksteen en tussenlae van bruin dolomiet

met 'n dikte van ongeveer 30 m. Hierop volg 'n groot dikte (300 m) van bruin dolomiet met volop tussenlae van chert. Dit word oorlê deur 'n dun skalielaag (10 m), waarop die Asbesheuwels-Formasie konkordant volg. Stromatolitiese en kalsitiese sones kom in die bruin dolomiet voor.

In die suide, langs die Doornberge, is die eenheid as geheel aan intense tektonisme onderwerp, sodat die dolomiet aansienlike rekristallasie, skuifskewing en laegraadse metamorfose ondergaan het. In 'n padnit in Prieskaspoort kan die gesteente as 'n talkagtige, dolomitiese skis beskryf word. Chertlae kan nog herken word, maar is gerekristalliseer en intens vervorm en geboudin. Geen kalksteen of skalie is in hierdie op-eenvolging teenwoordig nie. As gevolg van stootver-skuiving is die eenheid as geheel dikwels afwesig, byvoorbeeld op die noordelike deel van Uitspanberg 52.

Volgens Beukes (1978) is die grootste dikte van die Griekwaland-Wesopeenvolging in die Koegas-Prieska-omgewing geleë. Hieruit volg dat drastiese verdunning verder weswaarts moes geskied het, omdat 11 km suidwes van Prieska ten minste die onderste stratigrafiese eenhede (Vryburg- tot Ghaapplato-Formasie) heeltemal uitwig. Weer eens demonstreer dit die groot invloed van die Marydale-paleohoog op die sedimentasie. Ook demonstreer dit dat die rand van die afsettingskom nie ver wes van Prieska geleë was nie.

As gevolg van vinnige trans- en regressies wat aan die rand van 'n afsettingskom verwag kan word, volg dit dat die opeenvolging in die Prieska-omgewing nie vanself-sprekend met die opeenvolging in Griekwaland-Wes (Beukes, 1978) sal ooreenstem nie.

2.4.2.4 Asbesheuwels-Formasie

2.4.2.4.1 Verspreiding

Die Asbesheuwels-Formasie bou die hoogste gedeeltes van die Doornberge en dagsoom hoofsaaklik in oop, noord-strekkende sinklinoriums en kleiner sinklinale strukture. Parallel aan die Doornbergbreuksone, het, net soos in die geval van die Ghaapplate-Formasie, aansienlike interferensie van Griekwaland-Wes- en Namakwa-plooiing plaasgevind en word talle, dubbelduikende, noordwesstrekkende sin- en antiklines van Asbesheuwels-Formasie aangetref. Hierdie interferensie word aanskoulik in Prieskaspoort gedemonstreer: skerp oorplooiing na die noordooste kan tussen die De Hoop- en Lemoenpoort-opstal, 'n afstand van 2,5 km, waargeneem word; onmiddellik noordoos van die Lemoenpoort-opstal kan slegs oop Griekwaland-Wes-plooiing waargeneem word. Die effekte van Namakwa-plooiing is slegs waarneembaar in 'n noordwesstrekkende gordel van 4 - 5 km langs die westelike rand van die Doornberge; verder ooswaarts is slegs die invloed van oop Griekwaland-Wes-plooiing sigbaar. In die gordel is die hellings konstant $60 - 70^{\circ}$ na die suidweste, maar oos daarvan verplat dit oor 'n baie kort afstand na $15 - 50^{\circ}$ oos en wes. Oos van Prieska verdwyn die Asbesheuwels-Formasie onder die Dwyka-Formasie, wat deur 'n dun laag van oppervlakgesteentes, hoofsaaklik kalkreet, bedek is.

2.4.2.4.2 Stratigrafie en Litologie

Die Asbesheuwels-Formasie volg konkordant op die Ghaapplate-Formasie en bestaan hoofsaaklik uit gestreepte ysterformasie met ondergeskikte jaspiliet, chert, krokidoliet-massavesel en krokidoliet-asbes en skalie. Ook in hierdie geval is geen poging aangewend om die formasie verder litologies te onderverdeel nie. Beukes (1978) bied 'n gedetailleerde litostratigrafiese onderverdeling van sy Asbesheuwels-Subgroep aan en dit is moontlik dat beide sy Kuruman-Ysterformasie en

Griquatown-Ysterformasie teenwoordig mag wees. Vajner (1974) het die Asbesheuwels-Formasie in die Koegas-gebied in groot detail ondersoek, maar dit is duidelik dat 'n aantal van sy litostratigrafiese eenhede nie in gebied 2922 C en D voorkom nie. Van der Westhuizen (1977) beskryf hierdie formasie in die Soetvlei-omgewing en toon aan dat dit suidwaarts verdun en uitsterf.

Langs die westelike rand van die Doornberge het die Asbesheuwels-Formasie 'n dikte van tussen 65 en 200 m, wat aantoon dat hierdie gesteentes vir 'n aansienlike afstand oor die onderliggende stratigrafiese eenhede van die Griekwaland-Wesopeenvolging, tot op die Vloer-gesteentes moes getransgresseer het. Geen erosiereste het egter op die Boesmanlandplato, wes van die Doornberge, behoue gebly nie. Daar is egter geen rede om te glo dat dit ooit wes van die Marydalehoog voorgekom het nie.

Opvallende litologiese veranderinge word waargeneem sodra die gesteentes van die Asbesheuwels-Formasie met die Namakwa-orogenese betrokke raak: skalie word skisagtig en beide ysterformasie, chert en jaspiliet rekristalliseer. Dit is moontlik dat asbesvorming ook met hierdie tektonisme verband hou.

2.5 MATSAPOPEENVOLGING

2.5.1 Inleiding

Hierdie afdeling sluit die stratigrafiese opeenvolgings in wat in die verlede as die Kheissisteam of Namakwa=landopeenvolging beskryf is. Rogers en Du Toit (1908) het die kwartsiet en kwarts-serisietskis as deel van die Kaaienlae van die Kheisserie beskryf en dit met die Primitiewe Sisteme van Suidelike Afrika gekorreleer. Tot in 1974 het alle navorsers hierdie indeling nagevolg, behalwe dat Vajner (1974) die Kaaienlae in 'n boonste Kaaien-Formasie en 'n onderste Groblershoop-Formasie ingedeel het. Smit (1973) beweer egter dat die Kheis=serie konkordant op die Matsaplae volg en dat die hele opeenvolging deel van die Waterbergsisteam uitmaak. Smit (1977) karteer die kritiese gebied rondom Groblers=hoop en kom tot dieselfde gevolgtrekking as Smit (1973) behalwe dat hy die opeenvolging as volg indeel:

Matsap-Groep	Groblershoop-Formasie	Kwartsiet, kwarts-seri=sietskis, ondergeskikte amfiboliet
	Kaaien-Formasie	Volwasse kwartsiet
	Dabep-Formasie	Kwarts-serisiet-, muskoviet-, chloriet- en aktinolietskis met ondergeskikte kwartsiet
	Volop-Formasie	Volwasse kwartsiet met ondergeskikte konglo=meraat en grintsteen
	Hartley-Formasie	Basiese en suurlawa, filliet, chlorietskis, veldspatiese kwartsiet, kwartsiet, gestrepte ysterformasie, konglo=meraat

Botha et al. (1976, 1977) toon aan dat die Matsap/Kheis=opeenvolging die stratigrafiese ekwivalent van die Namakwa-opeenvolging wes van die Kaaienheuwels is en dat die litologiese verskille aan sedimentêre fasies=verandering en 'n toename in die graad van metamorfose van oos na wes toegeskryf kan word. Volgens hierdie outeurs het die Marydalehoog 'n belangrike rol in die sedimentasie gespeel : nie alleen knyp die Griekwa=land-Wesopeenvolging teen hierdie hoog uit nie, maar ook progressief die onderste stratigrafiese eenhede van die Matsap, sodat slegs die heel boonste eenhede (d.i. die ou Kheisopeenvolging) oor die hoog transgresseer. Hierdie outeurs meld ook dat die volledige geologiese siklus die volgende ingesluit het: afsetting van die Griekwaland-Wesopeenvolging, plooiing van die Griekwa=land-Wesopeenvolging (oop plooië met 'n noordelike strekking), erosie (verteenwoordig deur 'n regionale diskordansie), afsetting van die Matsapopeenvolging (wat die Kheis- en Namakwa-opeenvolging insluit), gevolg deur die Namakwa-orogense (wat isoklinale oorplooiing na die Kaapvaal-kraton tot gevolg gehad het en beide die Griekwaland-Wes- en Matsapopeenvolging geaffekteer het). Botha et al. (1976) korreleer al die volwasse kwartsiete in die Kheisdomein met die dik kwartsiet wat by Boegoeberg dagsoom en noem dit die Kaaien-Formasie. Die onvolwasse metasedimente (serisitiese kwartsiet, kwarts-serisietkies en metalawa, laasgenoemde deel van die Marydaleserie van Rogers en Du Toit, 1908) wat onder die Kaaien-Formasie voorkom, word deur Botha et al. (1976), Smit (1977) en Linström (1977) as deel van die Dabep-Formasie beskou.

Soos reeds aangetoon, dagsoom Dabep-tipe gesteentes in gebied 2922 C en D en word hier as die Spioenkop-Formasie beskryf. Dit is ook genoem dat die verhouding van die Marydale-Groep tot die vloer- en dakgesteentes nog nie bevredigend opgeklar is nie. Opvallende litologiese ooreenkomste bestaan tussen 'n gedeelte van die Marydale-Groep en die Seekoebaard-Formasie van die Ventersdorp-Supergroep, tussen 'n gedeelte van die

Marydale-Groep en die Dabep-Formasie van die Kheisop-eenvolging en tussen 'n gedeelte van die Marydale-Groep en die Hartley-Formasie van die Matsapopeenvolging.

2.5.2 Uitdraai-Formasie

2.5.2.1 Verspreiding

In gebied 2922 C en D dagsoom hierdie formasie in 'n onderbroke, noordwesstreckende gordel wat as die Kaaien-heuwels bekend staan. Die heuwels bestaan uit 'n reeks van lae, kwartsitiese rante wat op die Boesmanland-plato, wes van die Doornberge, ontwikkel is.

2.5.2.2 Stratigrafie en Litologie

Die Uitdraai-Formasie bestaan uit grys tot blou, volwasse, middel- tot grofkorrelrige kwartsiet met ondergeskikte kwarts-serisietskis. Die kwartsiet dagsoom feitlik ononderbroke vanaf Kareeboom Put 57, verder noordwaarts, verby Marydale, tot by Klein Begin, waar hierdie eenheid deur Vajner (1974), Linström (1977) en Smit (1977) as die Kaaien-Formasie beskryf is. Suid van gebied 2922 C en D dagsoom hierdie stratigrafiese eenheid onderbroke tot by Poortjie 3022 B, waar dit onder Karoogesteentes verdwyn (Van der Westhuizen, 1977). Laasgenoemde outeur postuleer 'n stratigrafiese breuk tussen die Kaaien-Formasie en die onderliggende Soetvlei-Formasie (Marydale-Groep). Aangesien die naam 'Kaaien' nie vir die Suid-Afrikaanse Komitee vir Stratigrafie aanvaarbaar is nie, is besluit om hierdie stratigrafiese eenheid die 'Uitdraai-Formasie' te noem; die naam is ontleen aan die plaas Uitdraai 44, noordwes van Marydale.

In gebied 2922 C en D volg die Uitdraai-Formasie in die heel noorde en heel suide skynbaar konkordant op die Spioenkop-Formasie van die Marydale-Groep. In die sentrale gedeelte, op Jackals Water 68, Witfontein 54 en Uitspanberg 52, transgresseer dit oor verskillende litostratigrafiese eenhede en lê dit agtereenvolgend

op Spioenkop-Formasie, Doornfontein-Subgroep en uiteindelik op Vloergraniet. Dit is onduidelik of hierdie transgressie 'n diskordansie of 'n laaghellende stootverskuiwing verteenwoordig.

Wes van die Doornberge is die Uitdraai-Formasie altyd die hoogste topografiese eenheid en word nêrens direk deur jonger stratigrafiese eenhede, behalwe Dwyka- en Resente gesteentes, oorlê nie. Die eenheid as geheel is aan intense, isoklinale plooiing van Namakwa-ouderdom onderwerp en word deur 'n hele reeks toe, dubbelduikende sin- en antivorms gekenmerk.

Die beste blootleggings van die Uitdraai-Formasie is op Kareeboom Put 57 en Gras Bult 56. As gevolg van die intense tektonisme is alle primêre strukture op plekke heeltemal uitgewis. Die kwartsiet is normaalweg 'n suiwer, homogene, volwasse kwartsiet, hoewel daar oos van die Kareeboomput-opstal magnetietkolle, 1 - 5 cm in deursnee, in die gesteente voorkom. 'n Enkele U/Pb-ouderdom op sirkoon in die kwartsiet het 'n minimum ouderdom van 2 252 m.j. gelewer (A.J. Burger, persoonlike mededeling), wat aandui dat die kwartsiet nie van Swasium-ouderdom is nie, maar dat dit heel waarskynlik deel van die Matsapopeenvolging uitmaak soos onder andere Smit (1977) gepostuleer het.

2.5.3 Korannalandopeenvolging

2.5.3.1 Inleiding

Wes van die Kaaienheuwels word uiters swak, geïsoleerde dagsome van konglomeraat, skis, gneis en kalksilikaatgesteentes op die Boesmanlandplato aangetref, wat litologies ooreenstem met die Namakwalandopeenvolging, soos deur Vajner (1974), Botha et al. (1976), Linström (1977) en Smit (1977) beskryf is. Die term 'Namakwalandopeenvolging' is nie vir die Suid-Afrikaanse Komitee vir Stratigrafie aanvaarbaar nie en daar is besluit om kollektief na die hoogs-metamorfe gesteentes wes van

die Kaaienheuwels as die 'Korannalandopeenvolging' te verwys. Volgens Botha et al. (1976), Linström (1977) en Smit (1977) is die Korannalandopeenvolging die stratigrafiese ekwivalent van die Groblershoop- en Wilgenhoutdrif-Formasie.

In gebied 2922 C en D kon geen stratigrafiese of strukturele verhouding tussen die platvormgesteentes (Uitdraai-Formasie en ouer stratigrafiese eenhede) en die Korannalandopeenvolging vasgestel word nie. Ook is dit nie moontlik om die gesteentes in laasgenoemde opeenvolging met dié verder noord te korreleer nie. Om hierdie rede word van lokale, informele litostratigrafiese name gebruik gemaak om na hierdie gesteentes te verwys.

Volgens Botha et al. (1976), Linström (1977) en Smit (1977) word die Korannalandopeenvolging as volg ingedeel:

Kenhardt-Formasie	Leukokratiese of porfiroblas-tiese kwartsveldspaatgneis, mafiese gneis en skis, granaat-bevattende alumineuse skis ondergeskikte kwartsiet en kwarts-muskovietskis
N'Rougas-Formasie	Granuliet en kalksilikaat-gesteentes, kwartsbiotietskis, marmer, amfiboliet
Kokerberg-Formasie	Kwarts-veldspaat gneis (pienk gneis), ondergeskikte kwartsiet

Volgens Botha et al. (1976) is die Kokerberg-Formasie by Kenhardt die stratigrafiese ekwivalent van die Kaaien-Formasie (= Uitdraai-Formasie) van die Kaaienheuwels en die Kenhardt-Formasie van die Groblershoop-Formasie; die N'Rougas-Formasie is 'n wig van kalkhoudende en vulkaniese gesteentes wat in die Kenhardt-Formasie voorkom.

2.5.3.2 Eyerdoppan-formasie

'n Interessant opeenvolging word aan weerskante van 'n smal, noordwesstreckende vallei op Eyerdop Pan 58 gevind (Fig. 1.1). In die oostelike heuwel dagsoom gesteentes wat sonder twyfel deel van die Spioenkop-Formasie uitmaak. In die westelike heuwel dagsoom 'n dun, fillitiese skis, wat deur ongeveer 150 m konglomeraat oorlê word. Die konglomeraat is lokaal intens geskuifskur. Hierdie eenheid kan noordwaarts oor 'n afstand van ongeveer 10 km gevolg word en is moontlik ekwivalent aan 'n konglomeraat wat Linström (1977) op Boks Puts 118, noord van die huidige navorsingsgebied in die Kenhardt-Formasie gevind het. Die rolstene in die konglomeraat bestaan uit blou en groen kwartsiet, ondergeskikte aarkwars en enkele granietrolstene (Fig. 2.25) in 'n skisagtige grondmassa. Die rolstene vertoon in alle opsigte soos die kwartsiet in die naasliggende Spioenkop-Formasie. Die stratigrafiese posisie van hierdie konglomeraat is onseker. Dit mag 'n basale of intraformasionele konglomeraat van die Korannalandopeenvolging verteenwoordig, of dit mag selfs jonger as hierdie opeenvolging wees.

2.5.3.3 Vogelstruisbult-formasie

Swak dagsome van hierdie formasie word op Eyerdop Pan 58, Hedley Plains A64, Doonies-Pan 106 en Smous Pan 105 gevind. Op Vogelstruisbult 104 is die beste dagsome beskikbaar en wel in 'n spoorsnit suidoos van Copperton, asook waar die oppervlakgesteentes onder die Copperton-damwal weggeskraap is. Geen verhoudings met onderliggende of boliggende formasies kon vasgestel word nie, behalwe suid van die Witkop-opstal, waar dit skynbaar konkordant op die Eyerdoppan-Formasie lê.

Met behulp van gedetailleerde lugfoto-interpretasie kon vasgestel word dat beide die Vogelstruisbult- en Hedley Plains-formasie in 'n reeks koepel- en komstrukture op die Boesmanlandplato wes van die Kaaienheuwels



Fig. 2.33 Uitgerekte, oorwegend kwartsitiese rolstene in die Eyerdoppankonglomeraat. Op Eyerdop Pan 58.

voorkom (Fig. 1.1). Die grootste deel van hierdie gebied is egter met Dwyka- en Resente gesteentes bedek.

Die formasie bestaan hoofsaaklik uit kwartsveldspaat-gneis (met of sonder amfibool, granaat en sillimaniet), minder amfiboliet en ondergeskikte kwartsiet. Litologies stem die Vogelstruisbult-formasie dus met die Kenhardt-Formasie van Linström (1977) en Smit (1977) ooreen. Op baie plekke is litologies-verskillende intrusies van Namakwagraniet in hierdie formasie gevind. Strydom (1979) beskryf intrusies van beide graniet en anortosiet in die spoorsnit suidoos van Copperton.

2.5.3.4 Hedley Plains-formasie

Dit het dieselfde verspreiding as die Vogelstruisbult-formasie en swak dagsome is op Geluk Pan 61, Kraanvogel Pan 62 en Hedley Plains A64 teenwoordig. Die algemene indruk is dat dit, net soos die N'Rougas-Formasie van Linström, as 'n wig in die Vogelstruisbult-formasie, voorkom. Die formasie bestaan hoofsaaklik uit gebande

kalksilikaatgesteentes, sodat korrelasie met die N'Rougas-Formasie verder noordwes baie waarskynlik is.

In die Copperton-myn bestaan die opeenvolging uit grofgebande kwartsveldspaat-amfiboolgneis (minimum dikte van 800 m), gevolg deur fyngebande kwartsveldspaatgneis met 'n mafiese inhoud (amfibool met skaars diopsied) wat van 5 - 70 persent varieer (dikte ongeveer 450 m), gevolg deur 'n tussengelaagde sulfiedliggaam (piriet, sfaleriet, chalkopiriet en ondergeskikte galeniet), wat deur 'n minimum dikte van 500 m van gestreepte kwartsplagioklaas-hornblendegneis oorlê word. Gelamineerde, fynkorrelrige kalksilikaatgesteentes kom in die fyngebande gneis, asook in die ertssone voor. Wagener (1978) is van mening dat die litologiese opeenvolging konkordant en die ertsliggaam 'n strat^agebonde, sedimentêre eenheid is. Die gestreepte gneis is volgens Wagener (op cit) moontlik van vulkaniese oorsprong. Hierdie opeenvolging stem tot 'n groot mate ooreen met die van die N'Rougas-Formasie (Linström, 1977) en sy moontlike ekwivalent op Van Wyks Pan (Botha et al., 1979).

Swak dagsome van amfiboolryke gneis op die suidelike deel van Smous Pan 105 mag deel van die Hedley Plains-formasie of van die Vogelstruisbult-formasie uitmaak. Enkele intrusiewe are van Namakwagraniet kom lokaal in die Hedley Plains-formasie voor.

2.6 INTRUSIES VAN NAMAKWA-OUERDOM

2.6.1 Waterkoppluton

2.6.1.1 Inleiding

Die Waterkoppluton (Fig. 1.1) dagsoom op die plase Jackals Water 68, Prieskas Poort 51 en Uitzigt 69. Die pluton is ovaalvormig, is ongeveer 15 km lank en 4 km breed, en het 'n lang as wat noord-noordwes strek. Die rand van die pluton word deur 'n reeks lae rante en koppies gebou; die prominentste hiervan is Waterkop, vandaar die naam.

Die Waterkoppluton bestaan uit Namakwagraniet met jonger intrusies van siënitiese gesteentes. 'n Enkele U-Pb-ouderdom van 1170 m.j. is op sirkoon van die siënië verkry (A.J. Burger, persoonlike mededeling).

2.6.1.2 Veldverhoudings

Gerieflikheidshalwe word die Waterkoppluton aan die hand van verskillende dagsome, soos op die dagsoomkaart (Fig. 2.34) aangedui, bespreek.

- (i) Gebied noord van die Copperton-Prieska treinspoor op Jackals Water 68 en Prieskas Poort 51. Die dagsome in hierdie gebied bestaan hoofsaaklik uit Namakwagraniet. Enkele intrusiewe gange van leukokratiese siënië kom in die graniet voor.
- (ii) Westelike randgebied op Jackals Water 68, net suid van die treinspoor. Intrusiewe verhoudings met die Marydale-Groep is hier duidelik blootgelê. Tonge en gange van donkerkleurige siënië is algemeen parallel aan die foliasie van die Marydale-amfiboliete ingeplaas, hoewel dwarsnydende verhoudings ook waargeneem is. Weg van die kontak bestaan die dagsome hoof-

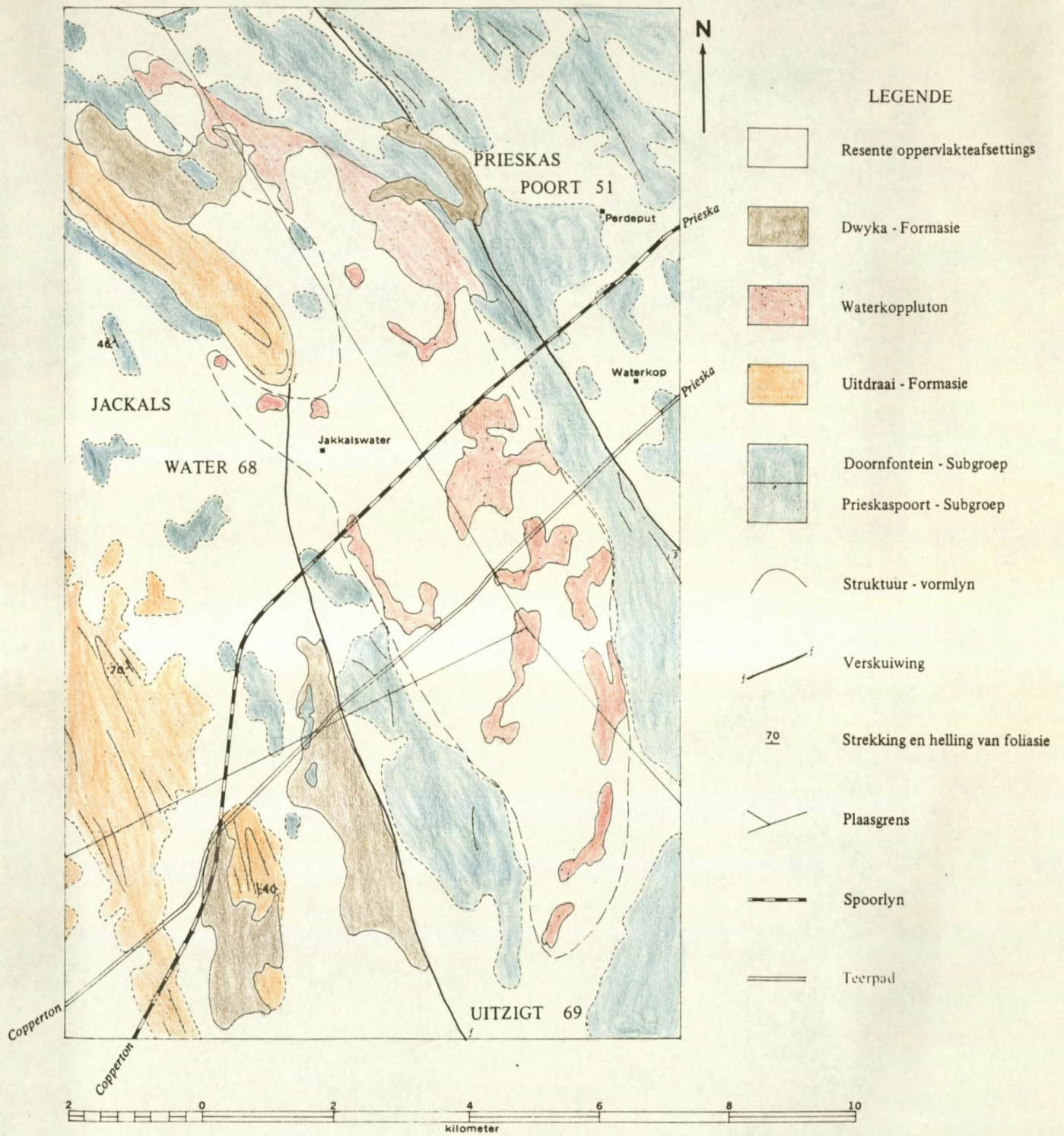


Fig. 2.34 Verspreiding van die Waterkoppluton suidwes van Prieska.

saaklik uit leukokratiese siënië waarin daar volop insluitels van Marydale-amfiboliet in voorkom. Kleiner, ligkleurige gange van siënië, soms kwarts-houdend, word in beide bogenoemde aangetref. Nog jonger gange van donkergrys siënië kom intrusief in al hierdie fases voor. Die jongste intrusie word verteenwoordig deur dwarssnijdende, ligkleurige aartjies, 'n paar sentimeter in wydte, van siëniëapliet wat deur al die vorige fases sny.

- (iii) Padsnit langs teerpad naby oostelike rand van die pluton op Prieskas Poort 51. Die hoofkomponent hier is 'n leukokratiese siënië wat oorgradeer na nefeliënsiënië aan die westekant van die dagsoom. Gange van jotunië en pirokseëmonsonië kom intrusief in die Marydale-amfiboliet voor, terwyl insluitels van jotunië algemeen in die leukokratiese siënië aangetref word.
- (iv) Waterkop op grens tussen Prieskas Poort 51, Uitzigt 69 en Jackals Water 68. 'n Lae heuwel, bekend as Waterkop, verteenwoordig die prominentste dagsoom. Hierdie blootlegging bestaan hoofsaaklik uit leukokratiese siënië met insluitels van jotunië. Groot eersteling van mikroklien en plagioklaas kom algemeen in die siënië voor. Gange van 'n jonger, grys siënië word in die leukokratiese siënië aangetref.

Net suid van Waterkop is 'n put wat feitlik in die middelste gedeelte van die pluton gesink is. Die materiaal afkomstig uit hierdie put bestaan hoofsaaklik uit jotunië en leukokratiese siënië.

- (v) Suidoostelike randgebied suid van die teerpad op Prieskas Poort 51. Die dagsoom hier bestaan hoofsaaklik uit grys siënië. Mafiese insluitels, waarskynlik Marydale-amfiboliet, kom algemeen voor, terwyl

intrusiewe gange van leukokratiese siënië deur die grys siënië sny. 'n Prominente donker milonietsonesny oor die westelike rand van die dagsoom.

- (vi) Suidelike randgebied op Uitzigt 69. Die pluton bestaan hier oorwegend uit donkerkleurige siënië waarin daar gange van leukokratiese kwartssiënië in voorkom. Die randfase van hierdie gange word gekenmerk deur groot eersteling van mikroklien, wat die produk van onderkoeling mag wees. Insluitsels van Marydale-amfiboliet, sowel as pirokseenmonsoniet kom in die kwartssiënië voor. Enkele dwarssnydende aartjies van leukokratiese siëniëtaplië is intrusief in beide die donkerkleurige siënië en die kwartssiënië.

2.6.1.3 Petrografie

Volgens veldverhoudings is die waarskynlike volgorde van intrusie die volgende: liggame van Namakwagraniet, gange van jotuniet en pirokseenmonsoniet (oudste), liggame en gange van siënië (gewoonlik leukokraties, soms nefelienhoudend, soms donkerkleurig), gange van leukokratiese siënië (soms kwartshoudend), enkele gange van donkergrys siënië en leukokratiese aartjies van siëniëtaplië (jongste).

Die mineralogiese samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton word in Tabel XII gegee. Die modale samestelling van die verskillende gesteentes wat die pluton bou, word op die QAP-diagram (Fig. 2.35) volgens die klassifikasiestelsel van Tobi (1971) aangedui.

- (a) Die Jotuniet en pirokseenmonsoniet is donkergrys tot grysswart, middelkorrelrige gesteentes wat as gange en as insluitsels in die siënië voorkom. Die hoofminerale is plagioklaas (An_{26}), wat ongeveer 40 - 50 persent van die gesteente uitmaak, en ongeveer 5 - 10 persent alkaliveldspaat (mikroklien-mikropertiet), terwyl klino- en ortopirokseen, hornblende en biotiet

TABEL XII MINERALOGIESE SAMSTELLING VAN DIE SIËNITIESE GESTEENTES VAN DIE WATERKOPPLUTON

MONSTER NO.	Veldbeskrywing	Kwarts	Káliumveldspaat	Nefelien	Plagioklaas	Biotiet	Hornblendes	Ortopirokseene	Klinopirokseene	Bykomstig	Gesteentetipe
1 en 2	Gange van Jotuniet	-	0 - 10	-	40 - 50 (Λn_{26})	0 - 50	20 - 30	0 - 5	10 - 20	magnetiet titaniet sirkoon	Jotuniet
3	Pirokseemonsoniet	-	10 - 30	-	30 - 40 (Λn_{26})	-	20 - 30	0 - 5	5 - 10	magnetiet	Pirokseemonsoniet
4	Leukokratiese siënië	-	70 - 80	-	5 - 10 (Λn_{14})	10 - 15	-	-	-	-	Biotiet=siënië
5	Pirokseene-nefelien=siënië	-	60 - 70	5 - 10	-	5 - 10	-	5 - 10	10 - 20	magnetiet kalsiet	Pirokseenebevattende nefelien=siënië
6	Donkerkleurige siënië	0 - 2	60 - 70	-	5 - 10 (Λn_{14})	10 - 30	-	-	-	magnetiet kalsiet	Biotiet=siënië
7 en 8	Gange van leukokratiese kwartssiënië	5 - 10	50 - 60	-	5 - 10 (Λn_{10})	10 - 30	-	-	-	kalsiet titaniet	Kwart=biotiet=siënië
9	Aartjies van leukokratiese siënië	-	65 - 75	-	10 - 30 (Λn_{10})	5 - 10	-	-	-	magnetiet sirkoon	Biotiet=siënië

Modale analise is met behulp van 'n Swiftpunteerder uitgevoer.

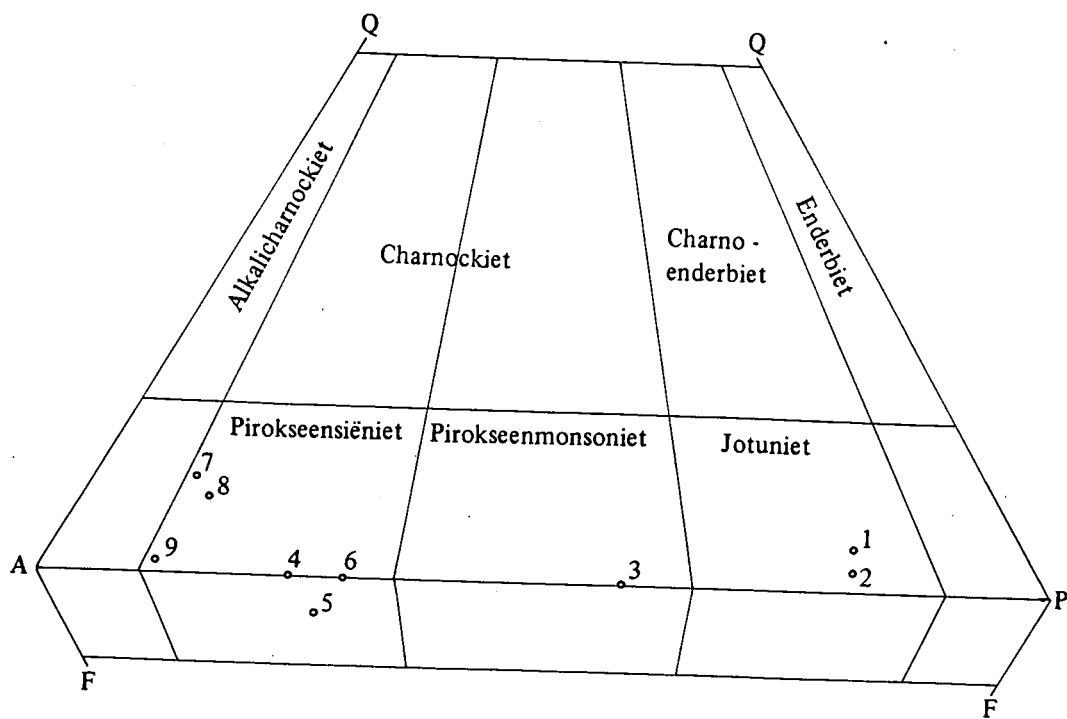


Fig. 2.35 Samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton; diagram volgens Tobi, 1971.

(Tabel XII) die donkerminerale vorm. Magnetiet, titaniet en sirkoon kom as bykomstige minerale voor. Die pirokseenmonsoniet verskil van die jotuniet deur dat dit meer kaliumveldspaat en minder plagioklaas bevat.

- (b) Die siënië vorm donkerkleurige, sowel as leukokratiese, grof- tot middelkorrelrige liggame. Mineralogies bestaan die leukokratiese siënië uit ongeveer 70 - 80 persent alkaliveldspaat, hoofsaaklik mikroklien-mikropertiet en mesopertiet, terwyl die plagioklaas (An_{14}) 5 - 10 persent van die gesteente uitmaak. Die donkermineraal is biotiet (10 - 15 persent), terwyl pirokseen afwesig is. Magnetiet, titaniet en sirkoon kom as bykomstige minerale voor, terwyl een monster ook kalsiet bevat.

Die donkerkleurige siënië verskil mineralogies van die leukokratiese siënië daarin dat dit bietjie meer biotiet en bietjie minder alkaliveldspaat bevat (Tabel XII). Die grys kleur van die veldspaat verleen 'n donker kleur aan hierdie gesteente.

- (c) Die pirokseen-nefeliënsiënië maak deel uit van die dagsoom in die padsnit op Prieskas Poort 51. Die gesteente is leukokraties, grof- tot middelkorrelrig en bestaan uit ongeveer 60 - 70 persent alkaliveldspaat, hoofsaaklik mikroklien-mikropertiet en mesopertiet, met 5 - 10 persent nefelien. Klino- en ortopirokseen, saam met biotiet, is die donkerminerale, terwyl epidoot as veranderingsproduk voorkom (Tabel XII).
- (d) Die kwartssiënië, wat as gange in die suidelike dagsoomgebied voorkom, is 'n middel- tot grof-, ongelyk- korrelrige, leukokratiese gesteente. Mineralogies verskil dit van die leukokratiese siënië deurdat dit 5 - 10 persent kwarts bevat. Mikroklien-mikropertiet

is die dominante veldspaat, met kleiner hoeveelhede plagioklaas (An_{10}). Biotiet is die enigste donkermineeraal in hierdie gesteente (Tabel XII).

- (e) Die siënietapliet bestaan uit mikroklien-mikropertiet en mesopertiet en plagioklaas (An_{10}) met biotiet as donkermineraal (Tabel XII). Magnetiet en sirkoon kom as bykomstige minerale voor.

2.6.1.4 Petrochemie

Die hoofelement-, chemiese samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton word in Tabel XII gegee. Die normatiewe samestellings dui aan dat die meeste gesteentes versadig is, met enkele onderversadigde of effens oorversadigde komponente (Tabel XIII).

2.6.1.5 Genese

Die volgende assosiasies van alkaligesteentes word aangetref:

- (i) Tragiet en fonoliet, saam met alkali-olivienbasalt, geassosieer met oseaaniese eilande of met slenkdale (Sørensen, 1974);
- (ii) Siëniet, saam met graniet, as produkte van kalksteen- of basiese gesteente-assimilasie deur granietmagma (Ginsburg, 1958):
- (iii) Siëniet, saam met anortosiet, as deel van kalk-alkaliese siënietkomplekse (Sørensen, 1974).
- (iv) Siëniet geassosieer met ultramafiese en karbonatietintrusies.

Die gesteentes in die Waterkoppluton stem skynbaar nie met enige van bogenoemde assosiasies ooreen nie. Die Plat Sjambok-anortosietkompleks (Geringer en Strydom, 1980), wat

TABEL XIII CHEMIESE SAMESTELLING VAN DIE SIËNITIESE GESTEENTES VAN DIE WATERKOPPLUTON

Oksides	1	2	3	4	5	6	7	9
SiO ₂	46,612	46,740	53,185	56,001	55,196	44,970	57,250	56,325
TiO ₂	2,452	2,123	1,441	1,031	,280	1,243	1,153	,165
Al ₂ O ₃	12,748	14,119	14,479	18,674	19,248	18,908	17,271	22,438
Fe ₂ O ₃	14,042	10,916	7,367	4,436	7,757	7,939	6,094	1,543
FeO	,000	,000	,,000	,000	,000	,000	,000	,000
MnO	,343	,227	,239	,192	,192	,285	,156	,126
MgO	7,302	7,338	5,415	2,114	1,587	3,140	1,780	1,046
CaO	9,928	9,180	8,864	3,000	1,736	9,601	3,180	,576
Na ₂ O	4,378	3,273	4,333	4,456	7,998	2,484	5,352	10,250
K ₂ O	1,683	2,857	3,627	7,962	4,952	7,817	4,597	4,856
P ₂ O ₅	,226	1,301	,734	,351	,236	,982	,487	,091
LOI	1,270	1,112	3,320	2,690	,522	7,847	1,436	,433
H ₂ O ⁻	,079	,031	,013	,055	,087	,039	,053	,059
CIPW-Norme van die ontledings								
qw							1,47	
or	9,53	16,96	23,75	48,16	29,55	46,90	27,44	29,53
ab	19,51	22,54	29,00	24,03	38,74	24,97	47,84	38,72
an	10,70	16,15	13,10	6,68	1,71	17,26	9,26	0,07
ne	10,11	3,35	3,64	8,64	16,52	-	-	28,00
ac	-	-	-	-	-	-	-	-
di	30,05	17,27	18,59	5,26	4,54	18,88	3,14	1,80
hy	-	-	-	-	-	-	2,27	-
ol	8,00	10,00	1,48	1,02	1,43	-	-	0,27
mt	8,11	6,42	6,20	3,07	6,29	5,80	4,27	1,33
il	2,66	4,01	2,63	-	0,36	2,36	2,08	0,14
ap	0,32	2,89	1,56	0,64	0,36	2,12	0,98	0,02
he	-	-	-	0,41	-	-	-	-

- 1 en 2 Jotunietgange intrusief in Marydale-amfiboliet, padsnit op Prieskas Poort 51
- 3 Insluitsels van pirokseenmonsoniet in leukokratiese siënië, suidelike randgebied, Uitzigt 69
- 4 Leukokratiese siënië, westelike randgebied, Jackals Water 68
- 5 Pirokseen-nefeliënsiënië, padsnit op Prieskas Poort 51
- 6 Donkerkleurige siënië, suidelike randgebied, Uitzigt 69
- 7 Leukokratiese kwarssiënië, suidelike randgebied, Uitzigt 69
- 9 Leukokratiese siëniëaplië-gange, westelike randgebied, Jackals Water 68

ongeveer 25 km suidwes van die Waterkoppluton dagsoom, bevat egter jotuniet, wat ook in die Waterkoppluton voorkom. Daar is 'n sterk moontlikheid dat hierdie twee komplekse met mekaar verband hou en dat die Waterkoppluton dus deel van die kalk-alkaliese, anortosiet-siëniëtassosiasie uitmaak.

Die anortosiet-mangeriëtassosiasie is algemeen in anortosietkomplekse bekend. Daar bestaan egter nog nie eenstemmigheid aangaande die verwantskap tussen hierdie gesteentetipes nie. De Waard (1970), sowel as De Waard en Römey (1969) beskou die gesteentes as produkte van dieselfde moedermagma, terwyl Buddington (1972) die anortosiet en siëniët as die produkte van verskillende magmas beskou: volgens Buddington (1972) is die pirokseënsiëniët (mangeriët) die kristallasieprodukt van kwartssiëniëtiese magma, terwyl die anortosiet 'n gabroïse anortosietmagma as bron mag hê (Fig. 2.36).

Die prosesse wat aanleiding tot die ontstaan van hierdie magmas gee, sluit ondermeer die volgende in:

- (i) gedeeltelike insmelting van die bo-mantel (Harris, 1974);
- (ii) gedeeltelike insmelting van die onderkors (Bailey, 1973);
- (iii) kalksteenassimilasie.

Wyllie (1974) voer egter redes aan waarom alkaliese magmas nie deur assimilasie van kalksteen gevorm sal word nie en daarom word laasgenoemde proses nie as 'n moontlikheid beskou nie.

Insmelting van onderkorsmateriaal, soos voorgestel deur Bailey (1973), is 'n moontlikheid en in hierdie verband het navorsers soos Green (1969) en Emslie (1970) voorgestel dat anortosiet en geassosieerde pirokseënsiëniët by 'n druk van 15 - 29 kb sal vorm, wat met 'n diepte van 50 - 60 km ooreenstem. Hierdie diepte lê bokant die basalt-eklogietoor=

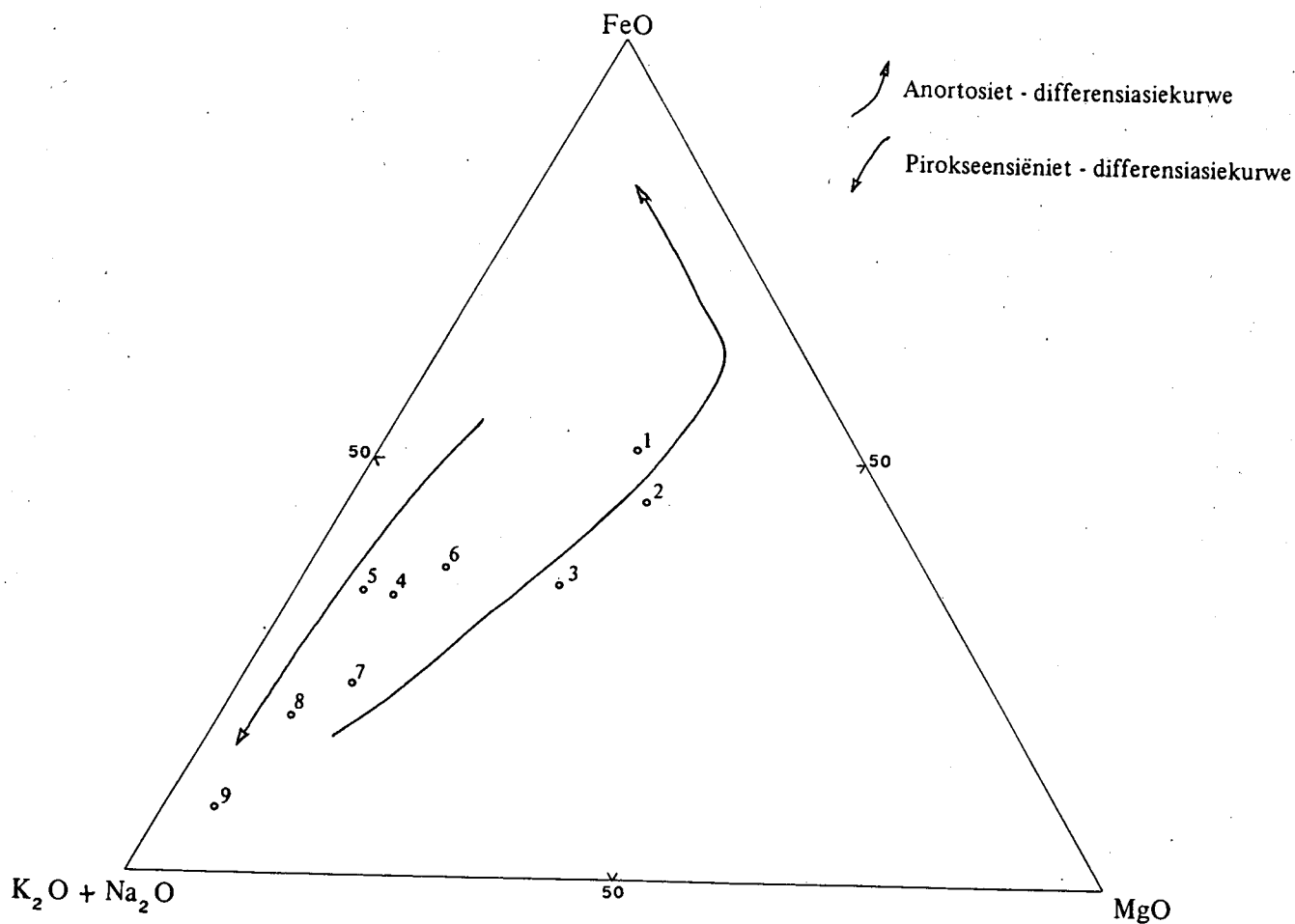


Fig. 2.36 Variasie in die chemiese samestelling van die siënitiese gesteentes van die Waterkoppluton. Die jotuniet en pirokseenmonsoniet lê op die anortosiet-differensiasiekurwe en die siëniet op die pirokseniet-differensiasiekurwe van Buddington (1972).

gang, dus in die boonste gedeelte van die bo-mantel of, soos voorgestel deur Simmons en Hanson (1978), in die onderste gedeelte van 'n verdikte kors.

Uit bostaande word die afleiding gemaak dat die pirokseen= bevattende siëniëte en die geassosieerde anortosiet langs die oostelike rand van die Namakwalandse Mobiele Gordel die produkte van gedeeltelike insmelting van hetsy die boonste gedeelte van die bo-mantel of van die diepliggende onderkors= materiaal, wat by hoë druktoestande in 'n gebied van aansien= like korsverdikking gekristalliseer het, verteenwoordig. Laasgenoemde lyk die mees aanneemlike en word bevestig deur struktuurgegewens (Hoofstuk 3) van die gebied.

2.6.2 Namakwagraniet

2.6.2.1 Klein Modderfonteingraniet

Hierdie gangvormige liggaam dagsoom op die grens tussen Klein Modderfontein 100, Doornfontein 70 en Uitzigt 69. Die liggaam is ongeveer 10 km lank en 0,5 km breed. Dit is 'n effens gefolieerde, middelkorrelrige biotiet= graniet met grofkorrelrige, pegmatitiese fases.

Suid van gebied 2922 C en D verbreed hierdie liggaam tot 2 km in breedte voordat dit onder jonger Dwyka= gesteentes verdwyn. Van der Westhuizen (1977) het die liggaam as 'n metagneis beskou, maar duidelike intrusiewe verhoudings (Fig. 2.37) kan verder noordwaarts waargeneem word. 'n Enkele U/Pb-isotoopouderdom van 1 797 m.j. op sirkoon is van hierdie graniet verkry (A.J. Burger, persoonlike mededeling), wat moontlik daarop dui dat die penetratiewe foliasie in gebied 2922 C en D rondom 1800 m.j. geïnisieer is.

2.6.2.2 Kleiner Granietintrusies

'n Groot aantal kleiner intrusies van Namakwagraniet, die meeste in die Spioenkop-Formasie, is wes van die Marydalehoog in gebied 2922 C en D gevind. Die meeste intrusies kan as tonge, gange en are beskryf word, maar weens die swak blootleggings mag sommige groter afmetings aanneem. Volledigheids=halwe word die volgende voorbeelde, in en oos van die Kaaien=heuvels, bespreek:

- (i) 'n Hele aantal klein blootleggings op Eyerdrop Pan 58, oos en suidoos van die Neeldale-opstal. Hierdie is 'n middel- tot grofkorrelrige, blastoporfiritiese, sterk gefolieerde, biotietgraniet (Fig. 2.38). Die Neeldalegraniet is intrusief in beide die Spioenkop- en Uitdraai-Formasie. Die blaste bestaan uit aggregate van veldspaat en kwarts en die foliasie is om die blaste gebuig (Fig. 2.39). Sommige blaste is aansienlik uitgerek en 'sterte' parallel aan die foliasie is ontwikkel. Klein kinkploitjies is algemeen en 'n jonger foliasie, gedefinieer deur biotietvlokkies, vergesel die ploitjies. Die algemene karakter van die graniet dui op 'n vroeg-sintektoniese oorsprong. Soortgelyke intrusies is deur Linström (1977) as die De Bakkengraniet verder noord beskryf.
- (ii) Klein blootstellings op Kalk Put 16, Kareeboom Put 57, Witvlei 55 en Gras Bult 56. Hierdie graniet is ook in die Spioenkop- en Uitdraai-Formasie intrusief. Dit is 'n middel- tot grofkorrelrige, sterk gefolieerde, blastoporfiritiese biotietgraniet. Die Kalkputgraniet vertoon baie soos die Neeldalegraniet, behalwe dat die blaste aansienlik kleiner is (Fig. 2.40). Dit word



Fig. 2.37 Intrusiewe gang van Klein Modderfonteingraniet in amphiboliet van die Uitzigt-Formasie. Let op dat beide die graniet en amphiboliet deur 'n jonger plooi fase vervorm is. Op Doornfontein 70.



Fig. 2.38 Die blastoporfiritiese Neeldalegraniet. Op Eyerdop Pan 58.



Fig. 2.39 *Foliasie wat om die blaste in die Neeldale=*
graniet gebuig is. Op Eyerdop Pan 58.



*Fig. 2.40 Die blastoporfiritiese, sterk gefolieerde Kalk=
putgraniet. Op Kalk Put 16.*

gevolglik as 'n fyner fase van die Neeldalegraniet beskou. 'n Enkele U/Pb-ouderdom van 1 328 m.j. op sirkoon is van hierdie graniet verkry (A.J. Burger, persoonlike mededeling) en dit word bevestig deur 'n isotoopouderdom van 1339 ± 54 m.j. wat deur R.A. Armstrong (persoonlike mededeling) verkry is. Beide die graniet en die gesteentes van die Spioenkop-Formasie vertoon dieselfde penetrasiewe foliasie en dit dui aan dat hierdie foliasie ten minste 1400 m.j. gelede tot stand gekom het.

- (iii) Gange van leukokratiese, fyn- tot middelkorrelrige graniet, net noord van die Erfdeel-opstal, op Witfontein 54. Hierdie ongefolieerde graniet is intrusief in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie (Fig. 2.41). 'n Enkele U/Pb-ouderdom van 1 100 m.j. is op muskovië van die Erfdeelgraniet verkry (Nicolaysen en Burger, 1964).
- (iv) Op Witfontein 54, ongeveer 4 km suidoos van die Erfdeel-opstal, is 'n middelkorrelrige, effens gefolieerde, biotietgraniet met insluitings van amfiboliet (Fig. 2.42). Hierdie dagsoom is 150 x 50 m groot, maar geen intrusiewe verwantskap is blootgelê nie. Aangesien geen isotoopouderdom beskikbaar is nie, is dit onseker of hierdie graniet tot die Vloer- of Namakwagraniet behoort.

Verskeie klein granietblootleggings in die Namakwadomein, wes van die Kaaienheuwels, is aangetref. Die graniet is intrusief in die Vogelstruisbult- en Hedley Plains-formasie en van noord na suid, word die volgende voorbeelde bespreek:

- (i) 'n Grofkorrelrige, profiritiese, gefolieerde biotietgraniet, intrusief in kwarts-veldspaatgneis van die Vogelstruisbult-formasie, is in die sentrale gedeeltes van Hedley Plains A64 gevind. Hierdie graniet verskil van die Neeldalegraniet daarin dat dit geen blaste bevat nie.
- (ii) By Copperton-myn is 'n middelkorrelrige, gefolieerde biotietgraniet intrusief in die Vogelstruisbult-formasie. 'n Enkele U/Pb-ouderdom van 1 427 m.j. op sirkoon is van hierdie graniet verkry (A.J. Burger, persoonlike mededeling).



Fig. 2.41 Gang van die leukokratiese, ongefolieerde Erfdeel-graniet intrusief in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie. Op Witfontein 54.



Fig. 2.42 Insluitsels van amfiboliet in effens gefolieerde biotietgraniet op Witfontein 54. Die monster net bokant die potlood is van die naasliggende amfiboliet van die Spioenkop-Formasie.

(iii) In die spoorsnit, suidoos van Copperton, is 'n middelkorrelrige, ongefolieerde biotietgraniet intrusief in amfiboolgneis van of die Vogelstruisbult- of die Hedley Plains-formasie (Fig. 2.43).

2.6.3 Anortosiet

Die Plat Sjambok-anortosietkompleks op Plat Sjambok 102, Kaf-firskolk 105 en Vogelstruisbult 104, net suid van gebied 2922 C en D, is volledig deur Strydom (1979) beskryf. Slegs die heel noordelike deel van hierdie kompleks, wat oor 'n gebied van 3 x 15 km dagsoom, kom in die huidige studiegebied voor. Die kompleks bestaan uit 'n kern van anortosiet (Fig. 2.44) met leukogabbro, gabbro en jotuniet aan die rande. Die kompleks is ingedring in paragneis van die Vogelstruisbult-formasie. Volgens Strydom (1979) kan die kompleks as 'n massiewe-tipe anortosiet geklassifiseer word en dit is heel waarskynlik die produk van kalk-alkaliese, hoë alumina, basaltiese vulkanisme wat in die skarniersone van die Namakwalandse Metamorfe Kompleks plaasgevind het.

2.6.4 Basiese Intrusies

Die beste blootlegging is in 'n lae heuwel op Kalk Put 16, ongeveer 4 km suid van die Stuurmansput-opstal, net oos van die grondpad tussen Stuurmansput en Stuurmanspoort. Die heuwel bestaan uit gefolieerde Vloergraniet, met insluitels van gefolieerde amfiboliet en talk-serpentyngesteentes; die foliasie in al die gesteentes is parallel aanmekaar. Intrusief hierin word basiese gange, wat skynbaar in plate oorgaan, aangetref. Die gange is minder as 1 m wyd, hoewel die plaatvormige gedeeltes dikker is. Die basiese gesteentes toon geen foliasie nie en hoewel die gange dikwels parallel aan die foliasie van die graniet ingeplaas is, is dit lokaal duidelik dwarsnydend (Fig. 2.45). Kontakmetamorfe effekte in die naasliggende graniet is duidelik waarneembaar.



Fig. 2.43 *Insluitsel van amfiboliet in ongefolieerde, biotietgraniet in 'n spoorsnit suidoos van Copperton. Op Vogelstruisbult 104.*



Fig. 2.44 *Grofkorrelrige anortositet intrusief in paragneis van die Vogelstruisbult-formasie. In 'n spoorsnit op Vogelstruisbult 104.*



Fig. 2.45 *Ongefolieerde basiese gang in gefolieerde
Vloergraniet op Kalk Put 16. Let op dat
die gang skuins oor die foliasie in die
graniet sny.*

Op die noordwestelike deel van Witvlei 55, aan weerskante van die grondpad tussen Stuurmansput en Stuurmanspoort, word klein dagsome van soortgelyke basiese gange aangetref. In albei gevalle is dit intrusief in metasedimente van die Spioenkop-Formasie, alhoewel 'n milonietzone in die oostelike dagsoom aangetref is. Granaat kan makroskopies in beide gange waargeneem word, wat aandui dat die gesteente aan hoëgraadse, heel waarskynlik kontakmetamorfose, onderwerp was.

Dit is reeds genoem dat ongefolieerde, basiese gange of plate waarskynlik ook in die Perdeput- en Uitzigt-Formasie voorkom. Al hierdie intrusies het heel waarskynlik dieselfde ouderdom en is jonger as die Namakwalandse plooifase wat die penetratiewe foliasie in die gesteentes wes van die Doornberge tot gevolg gehad het.

2.6.5 Serpentiniet

Klein serpentinietliggame, heel waarskynlik gange, word op Prieskas Poort 51, net noordoos van die Waterkopopstal, op die suidelike deel van Uitspanberg 52 en langs die grens tussen Uitspanberg 52 en Witfontein 54 aangetref. In die eerste twee lokaliteite is dit intrusief in die Prieskaspoort-Subgroep en in die laaste in Vloergraniet. Die serpentiniet vertoon 'n penetratiewe foliasie, maar die gange is nogtans duidelik dwarsnydend.

Sommige van hierdie liggame is ook deur Rogers en Du Toit (1908) beskryf, terwyl Vajner (1974), Linström (1977) en Smit (1977) soortgelyke klein liggame noord van gebied 2922 C en D gevind het. Klein, geïsoleerde serpentinietliggame is skynbaar algemeen in die skarniersone van die Namakwalandse Metamorfiese Kompleks, vanaf Sultana-oord in die noorde, tot by Prieskas Poort 51 in die suide.

2.6.6 Pirokseniet

Klein gangetjies van pirokseniet, intrusief in die Griekwaland-Wesopeenvolging, is in die heel noordelike gedeelte van Doornfontein 70, aangetref. Die gange is deur Moon (1976) beskryf, wat meld dat hoë Th-waardes in hierdie gesteente voorkom. Volgens hierdie outeur is klein veldspaatryke gange met die piroksenietgange geassosieer. Die gange kom in die Doornbergbreuksone voor en is met behulp van 'n lugradiometriese opname opgespoor. Karbonatiet, skynbaar geassosieer met die pirokseniet, kom in dieselfde dagsoom voor.

2.6.7 Siënië

Siëniëproppe en -gange is in die Doornbergbreuksone op die noordelike deel van Doornfontein 70 en die westelike deel van Prieskas Poort 51 gevind. Die siënië is grofkorrelrig en ongefolieerd en is intrusief in die Griekwaland-Wesopeenvolging. Die grootste dagsoom is op Prieskas Poort 51 en het 'n deursnit van 70 m.

Soortgelyke siëniëliggame, wat met die Koras-Groep geassosieer is, is deur Smit (1977) op Karos Nedersetting beskryf.

2.7 DWYKA-FORMASIE

2.7.1 Verspreiding

Die plat landstreek oos van Prieska word deur Dwyka-Formasie, met 'n dun bedekking van Resente gesteentes, onderlê. Werklike dagsome is hier afwesig, hoewel swerfstene oral aangetref word. In die Griekwaland-Wesdomein, oos van die Doornberge, word goeie dagsome van die Dwyka-Formasie op die suidelike deel van Kalkfontein 53, die sentrale en suidelike deel van Buisvlei 19 en suid van Prieskadorp, aangetref.

Groot gedeeltes van die Boesmanlandplato, wes van die Kaaienheuwels, word ook deur Dwykagesteentes onderlê. Swak dagsome word veral in die suidwestelike gedeelte van gebied 2922 C en D op Hedley Plains A64, Zaalspan 108, Doonies-Pan 106, Gras Pan 112 en Klipgatspan 117 gevind. Bedekking deur kalkreet en sand veroorsaak dat veldverhoudings selde bestudeer kan word.

Tussen die Kaaienheuwels en die Doornberge word dagsome van die Dwyka-Formasie op Spioen Kop 65, Blaauwbosch Poortje 66, Jackals Water 68, Uitzigt 69, Klein Modderfontein 100 en Doornfontein 70 aangetref. Op laasgenoemde plaas het aansienlike inkerwing, met meegaande panvorming, in die Dwyka-Formasie plaasgevind.

2.7.2 Stratigrafie en Litologie

Nêrens is 'n gedetailleerde opeenvolging blootgelê nie. Langs die teerpad tussen Prieska en Britstown, ongeveer 25 km suidoos van Prieska, is khakikleurige skalie met tussengelaagde sliksteen in padsnitte blootgelê (Fig. 2.46). Hierdie skalie oorlê heel waarskynlik die tilliet van die Dwyka-Formasie.

'n Tweede klein blootlegging is in 'n padsnit langs die teerpad tussen Prieska en Marydale, ongeveer 15,5 km wes van Prieska. Die opeenvolging hier bestaan uit



Fig. 2.46 Skalie met tussengelaagde sliksteen van die Dwyka-Formasie. In 'n padsnit 25 km suidoos van Prieska.

2 m tilliet, gevolg deur 1,5 m verkalkte tillietpuin, wat deur 1,5 m kalkreet oorlê word (Fig. 2.47).



Fig. 2.47 Dwykatilliet, oorlê deur verkalkte tillietpuin en kalkreet in 'n padsnit 15,5 km wes van Prieska.

Op Uitzigt 69 bestaan 'n lokale blootlegging uit 'n onderste gedeelte van rolblokskalie, gevolg deur tilliet, wat deur 15 cm gelaagde kalksteen oorlê word. Dun kalksteenlense, wat deel van die Dwyka-opeenvolging uitmaak, is op verskeie plekke tussen die Kaaienheuwels en die Doornberge blootgelê.

In die meeste dagsome van die Dwyka-Formasie in gebied 2922 C en D kan slegs verstrooide swerfstene waargeneem word. Die swerfstene wissel van 'n paar sentimeter tot 3 m in deursnee en bestaan hoofsaaklik uit Venters=dorplawa en gestreepte ysterklip van die Griekwaland-Wesopeenvolging. Gletserskrape kan dikwels op gepoleerde vlakke van die swerfstene waargeneem word.

Op die Namakwalandplato in die Doornberge en Kaaienheuwels het die Dwyka-Formasie slegs in ou paleovalleie bewaar gebly. Op die Boesmanlandplato, daarenteen, word reste van Dwykagesteentes oral aangetref. Dit dui daarop dat die huidige topografie tot 'n groot mate in voor-Karootye geïnisieer is.

2.8 KAROODOLERIET

'n Groot aantal dolerietgange en enkele plate kom in en oos van die Doornberge voor. Wes van die Doornberge is geen doleriet aangetref nie, wat aandui dat hierdie gebied in Juratyd nog tot 'n baie groot mate aan drukspanning onderwerp was.

'n Menigte dolerietgange, die meeste met 'n noordwestelike, maar enkeles met 'n noordoostelike strekking, word in die Griekwaland-Wesopeenvolging aangetref. Die meeste van hierdie strukture is verweer en gekalkretiseer en besit 'n negatiewe verwering. Dit is moontlik dat sommige van hierdie strukture diabaasgange van Griekwaland-Wes-ouderdom verteenwoordig. Waar die gange egter in padsnitte blootgelê is, is dit ongetwyfeld doleriet. Die gange wissel van 'n paar sentimeter

tot 15 m in wydte.

Slegs drie dolerietplate, een elk op Uitdraai 33, Doorn-Berg-Fontein 72 en Keikams Poort 71, kom in gebied 2922 C en D voor. Eersgenoemde twee is skynbaar albei intrusief in die Dwyka-Formasie, terwyl laasgenoemde (met 'n dikte van 30 m) in die Asbesheuwels-Formasie voorkom.

2.9 KIMBERLIET

'n Enkele kimberlietvoorkoms, wat reeds in 1908 deur Rogers en Du Toit beskryf is, is net oos van die Uitsig-opstal teenwoordig. 'n Soeksloot, ongeveer 6 m diep, is oor die dagsoom gegrawe, maar skynbaar is geen diamant gevind nie.

2.10 KWATERNÊR

Die grootste gedeelte van gebied 2922 C en D word deur 'n dun laag van Kwaternêre gesteentes onderlê. Dit sluit kalkreet, puinwaaiers, waaisand, riviergruis en alluvium in.

2.10.1 Kalkreet

Volgens Netterberg (1969) se klassifikasie kan twee tipes onderskei word. Die eerste oorelê alle gesteentes, maar is veral in die Dwyka-Formasie waarneembaar (Fig. 2.47).

Die meer Resente tipe word ook oral aangetref, maar is heelwat dunner (Fig. 2.48 en Fig. 2.49). Laasgenoemde kalkreetvorming is nog steeds aan die gang en kan ook in verkalkte riviergruise waargeneem word.

2.10.2 Riviergruis

Dit is hoofsaaklik tot die vallei van die Oranjerivier



Fig. 2.48 Kalkreetvorming van Kwaterneere ouderdom. Pad= snit langs die teerpad tussen Prieska en Britstown.



Fig. 2.49 Resente kalkreet op Kalk Put 16

beperk. Die gruis is polimikties en die oorgrote meerderheid van die rolstene en rolblokke is van die Asbesheuwels-Formasie afkomstig, hoewel Ventersdorplawa, aarkwarts en kwartsiet ook aangetref word. Op Stofbakkies 31 en De Hoop 32 is die gruis tot 30 m dik.

2.10.3 Waaisand

Fynkorrelrige, rooi waaisand, heel waarskynlik van Kalahari-ouderdom, word oor die hele gebied aangetref. Op die Boesmanlandplato is die dikte selde meer as 1 of 2 m, maar tussen die berge op Keikams Poort 71 en langs die Oranjerivier op Remhoogte 35 is dit tot 25 m dik.

2.10.4 Alluvium

Alluvium kom hoofsaaklik langs die Oranjerivier en langs die droë lope wes van die Kaaienheuwels voor. Langs die Oranjerivier word grootskaalse besproeiing op landerye in die alluvium toegepas.

3 STRUKTUURGEOLOGIE

3.1 VELDVERWANTSKAPPE

3.1.1 Inleiding

In die navorsingsgebied is daar 'n hele aantal struktuur=elemente waarvan plooië en verskuiwings die hoofelemente is. Vir die doel van hierdie verslag word die makro=strukture en veral verskuiwings in detail bespreek. Dit is van die grootste belang dat die tektonisme van Noord-Kaapland as geheel beskou word en dat die verskillende vervormingsfases in chronologiese volgorde gesien en behandel word. Om hierdie rede word die eerste waarneembare strukturele vervorming as D_n genoteer, gevolg deur $D_{n+1} \dots D_{n+4}$.

Om verwarring uit te skakel, word elemente wat met elke plooiëfase geassosieer is, as volg opgesom:

Plooiëperiode	Penetratiewe foliasie	Asvlakkliëwing	Lineasie	Metamorfose	Verskuiwing
D_n	—	—	L_1	—	?
D_{n+1}	S_1 (in mobiele gordel)	S_1 (slegs op kraton)	L_2	M_1 (progressief)	Stootverskuiwing
D_{n+2}	—	S_2	L_3	M_2 (baie beperk)	?
D_{n+3}	—	—	L_4	M_3 (kontak)	?
D_{n+4}	—	—	L_5	M_4 (retrogressief)	Wringverskuiwing Riedelverskuiwing Opskuiwing Afskuiwing

3.1.2 Vervormingsperiode D_n

3.1.2.1 Plooiing

Hierdie vervormingsperiode is slegs in die gesteentes van die Ventersdorp-Supergroep en die Griekwaland-Wesopeenvolging ontwikkel en is voor-Matsap (Smit, 1973 en Botha *et al.*, 1977) in ouderdom. Die Griekwaland-Wes-plooiing strek feitlik noord en het die groot, oopstrukture van onder andere die Maremane-antiklien en die Ongeluk-Witwatersinklien in Griekwaland-Wes tot gevolg gehad. In gebied 2922 D (Fig. 1.1) word die plooië gekenmerk deur (i) groot tophoeke ($90^\circ - 130^\circ$), (ii) feitlik horisontale plooiëasse en (iii) feitlik vertikale asvlakke en kan goed op Stofbakkies 31 bestudeer word. Volgens Smit (1973) word die Griekwaland-Wesopeenvolging deur 'n klinodiskordansie van die Matsapopeenvolging geskei en is geen plooië van die D_n -periode in laasgenoemde teenwoordig nie. Geen D_n -plooië is ook in die Marydale-Groep waargeneem nie, wat aandui dat hierdie gesteentes óf jonger as die Griekwaland-Wesopeenvolging is, of dat slegs die dak- en nie die vloergesteentes nie deur die plooiing geaffekteer is.

Geen regionale metamorfose is tydens D_n ontwikkel nie. D_n -plooië was van beide die konsentriese en vormgetroue tipe; laasgenoemde kan veral in die meer inkompetente eenhede van die Asbesheuwels-Formasie waargeneem word en in hierdie eenheid is die plooië ook dikwels disharmonies. Nie-tektoniese, versakkingsplooië kan ook dikwels in die gestreepte ysterformasie waargeneem word.

Die meganisme van D_n -plooiing is onseker en twee verklarings is moontlik:

- (i) Volgens Beukes (1978) is die diepste gedeelte van die Griekwaland-Weskom net noord van gebied 2922 D, met 'n platvormfasies verder noord van Griekwastad (Fig. 3.1). Die D_n -plooië mag

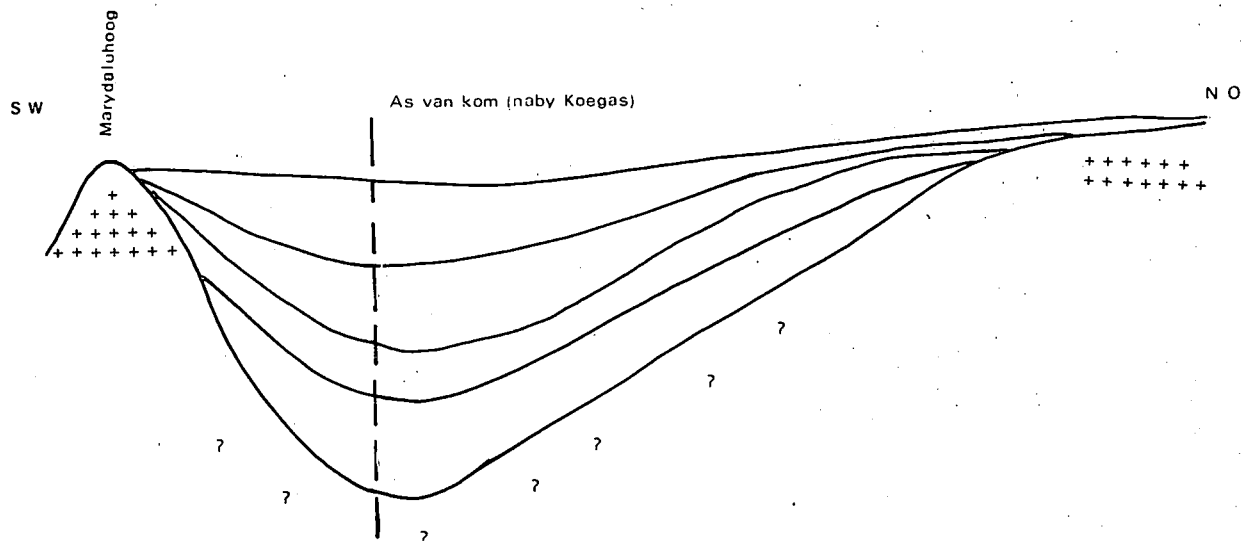


Fig. 3.1 Skematiese voorstelling van die Griekwaland-Weskom (volgens Beukes, 1978).

dus die produk van 'n insakkingsmeganisme wees. Weens die groot dikte van die sedimentêre opeenvolging, kan aangeneem word dat reëlmatige daling van die komgebied of styging van die brongebied plaasgevind het, met groter daling in die suide as in die noorde. Vertikale insakking, met gepaardgaande horisontale verkorting onder die invloed van swaartekrag, sal oop plooië aan die bokant en intenser plooiing dieper af tot gevolg hê. Die getuienis in gebied 2922 D onderskryf egter nie hierdie meganisme nie.

- (ii) Die tweede verklaring is dat die D_n -plooiing die heel vroegste tekens van onstabiliteit van die Namakwaland-tektogenese verteenwoordig en dat beide die Griekwaland-Wes- en Matsapopeenvolging deel van 'n aaneenlopende geodinamiese proses is, maar wat in laat Griekwaland-Westyd sterker na vore gekom het en in Namakwa-tyd 'n klimaks bereik het. Volgens hierdie beskouing verteen=

woordig die Griekwaland-Wes- en Matsapopeen-
volging afsetting op 'n stabiele platvorm, met
meer onvolwasse sedimentasie (Kheis- en Namakwa=
landopeenvolging) verder weswaarts.

Struktuurmetings op D_n -plooie in gebied 2922 D, wat nie
deur latere plooiing geaffekteer is nie, word in Fig. 3.2
geïllustreer. Geen foliasie is met D_n -plooie geasso=
sieser nie, hoewel 'n L_1 -lineasie ontwikkel het.

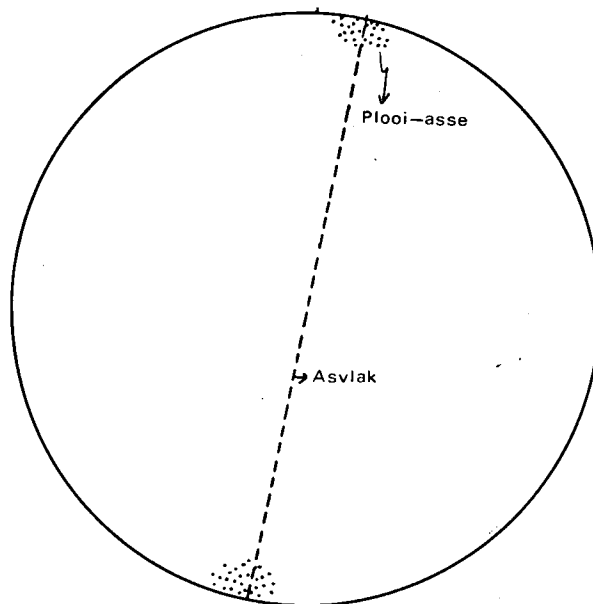


Fig. 3.2 Oriëntasie van struktuurelemente van D_n -plooie
noordoos van Prieska.

Vervorming van hierdie lineasie deur latere plooiing
kan dikwels waargeneem word (Fig. 3.3).

3.1.2.2 Verskuiwing

Klein en groot afskuiwings is algemeen in die Griekwa=
land-Wesopeenvolging teenwoordig, maar daar is geen
bewys dat hierdie verskuiwings van Griekwaland-Wes-ouderdom
is nie.



Fig. 3.3 L_1 -lineasie in die Asbesheuwels-Formasie wat deur 'n D_{n+2} -plooi vervorm word. Op Prieskas Poort 51.

3.1.3 Vervormingsperiode D_{n+1}

3.1.3.1 Plooiing

3.1.3.1.1 Algemeen

Die $D_{n+1} - D_{n+4}$ -periodes hou verband met die Namakwatektogenese en affekteer al die Voorkambriese gesteentes, behalwe dat die Ventersdorp-Supergroep en Griekwaland-Wesopeenvolging slegs in 'n smal sone langs die westelike rand van die Kaapvaal-kraton tekens van hierdie

vervorming vertoon. Langs die Doornberge is hierdie sone 4,5 km wyd.

Die vervormingsperiode D_{n+1} is sinchronies met die metamorfe periode M_1 en verteenwoordig die belangrikste en mees intense vervormings- en metamorfe-fase van die Namakwalandse tektogenese. Regionale metamorfose, wat van oos na wes in graad toeneem en wat deur 'n regionale, penetratiewe foliasie S_1 en lineasie L_2 vergesel word, kenmerk D_{n+1} ; S_1 en L_2 bestaan respektiewelik uit die parallelle oriëntasie van plaatvormige metamorfe minerale en die voorkeuroriëntasie van naaldvormige metamorfe minerale wat in D_{n+1} isoklinale, mesoplooië waargeneem kan word.

Skerp, isoklinale oorplooiing in die rigting van die Kaapvaal-kraton kom oor die westelike gedeelte van die studiegebied voor. Die spoor van D_{n+1} -asvlakke strek in gebied 2922 C en D deurgaans noordwes, maar swaai verder noordwaarts (in die Boegoeberg - Volop-omgewing) in 'n noordelike tot noord-noordoostelike rigting, parallel aan die Langebergreeks (Vajner, 1974; Botha et al., 1977).

Hierdie verandering in strekking val saam met die rand van die Kaapvaal-kraton en demonstreer die invloed van die kraton op die oriëntasie van die plooië. In gebied 2922 C en D het die D_{n+1} -asvlakke $60^\circ - 70^\circ$ na die suidweste, wat regionale oorplooiing in die rigting van die kraton aantoon. Aangesien D_{n+1} -plooië deur ten minste twee jonger plooiëfasies vervorm is, is dit dikwels moeilik om die sluiting van hierdie plooië in die veld vas te stel. Voorbeelde van plooiësluiting in ondergeskikte D_{n+1} -strukture kan egter in die Uitdraai-Formasie waargeneem word, maar in die meeste gevalle kan die makroplooië wat hiermee geassosieer is nie in die veld uitgekarteer word nie. Voorbeelde van D_{n+1} -makroplooië, wat deur jongere plooiing vervorm is, is egter op Vaalberg (op Witfontein 54) en net wes van die Kareeboomput-opstal (op Kareeboom

Put 57) blootgelê (Fig. 1.1).

'n Gedetailleerde studie van D_{n+1} -plooie en S_1 -foliasie is in die Perdeput-Formasie op Prieskas Poort 51 en Jackals Water 68 en in die Vloergraniet op Prieskas Poort 51 gemaak en die strukturelemente word in Fig. 3.4, Fig. 3.5 en Fig. 3.6 aangetoon. Die plooiasse van D_{n+1} is sub-horizontaal en deurgaans word primêre gelaagdheid en nie 'n ouer foliasie nie, geplooi.

Die D_{n+1} -plooing is so intens dat grootskaalse transposering, veral van ^{ouer} ondergeskikte plooie, plaasgevind het. Hierdie eienskap kan baie goed in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie bestudeer word (Fig. 3.7 en Fig. 3.8).

Die plooing is meestal van die vormgetroue tipe (Fig. 3.9); ontwrigting, veral in die meer inkomptente gesteentes, kan oral waargeneem word (Fig. 3.10). Die graad van ontwrigting is lokaal so hoog dat primêre gelaagdheid moeilik uitgevolg kan word.

Die effek van die D_{n+1} -plooing neem progressief van oos na wes toe en hierdie toename in intensiteit is goed demonstreerbaar langs die grondpad tussen die Kalkgate- en die Erfdeel-opstal; in die Nauga-Formasie, wat net suid van die teerpad tussen Prieska en Marydale op Kalkfontein 53 dagsoom, toon die kalkareniet geen effekte nie, maar in die skalie/moddersteen maak 'n swak ontwikkelde S_1 -foliasie, eintlik 'n asvlakkliewing, sy verskyning in klein D_{n+1} -plooie (Fig. 3.11).

Op Witfontein 54, 4,5 km suid van hierdie blootlegging, vertoon hierdie pelitiese gesteente 'n penetrieweg S_1 -foliasie en kan die gesteente as 'n chlorietskis beskryf word (Fig. 3.12).

Die invloed van D_{n+1} -plooing op die gesteentes van die Asbesheuwels- en Ghaapplato-Formasie kan ook baie goed langs die teerpad deur Prieskaspoort gedemonstreer

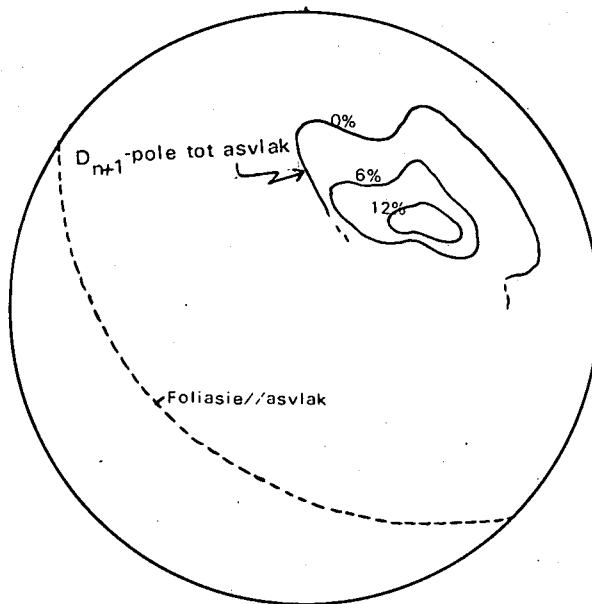


Fig. 3.4 Strukturelemente van die $D_n + 1$ -plooie in die Perdeput-Formasie. Op Prieskas Poort 51. (Aantal metings 112).

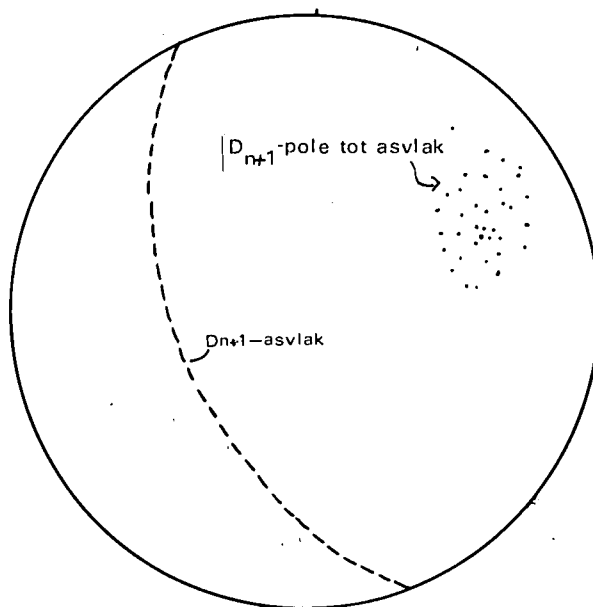


Fig. 3.5 Strukturelemente van die $D_n + 1$ -plooie in die Perdeput-Formasie. In spoorssnit op Jackals Water 68.

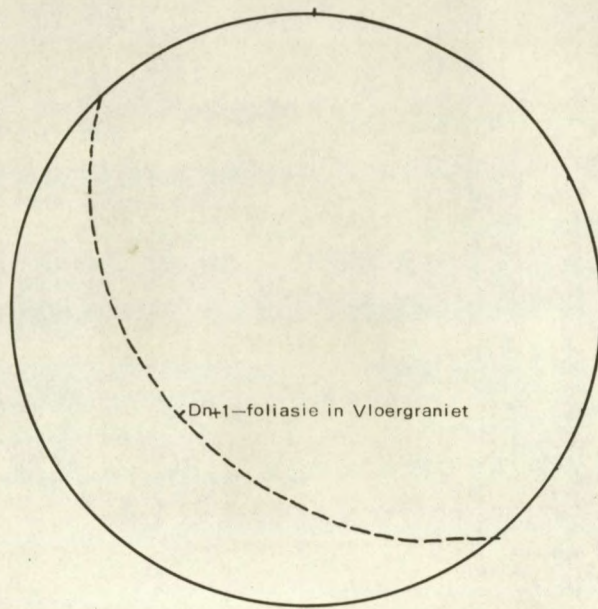


Fig. 3.6. Gemiddelde D_{n+1} -foliasievlak in Vloergraniet op Prieskas Poort 51. (Aantal metings 213).

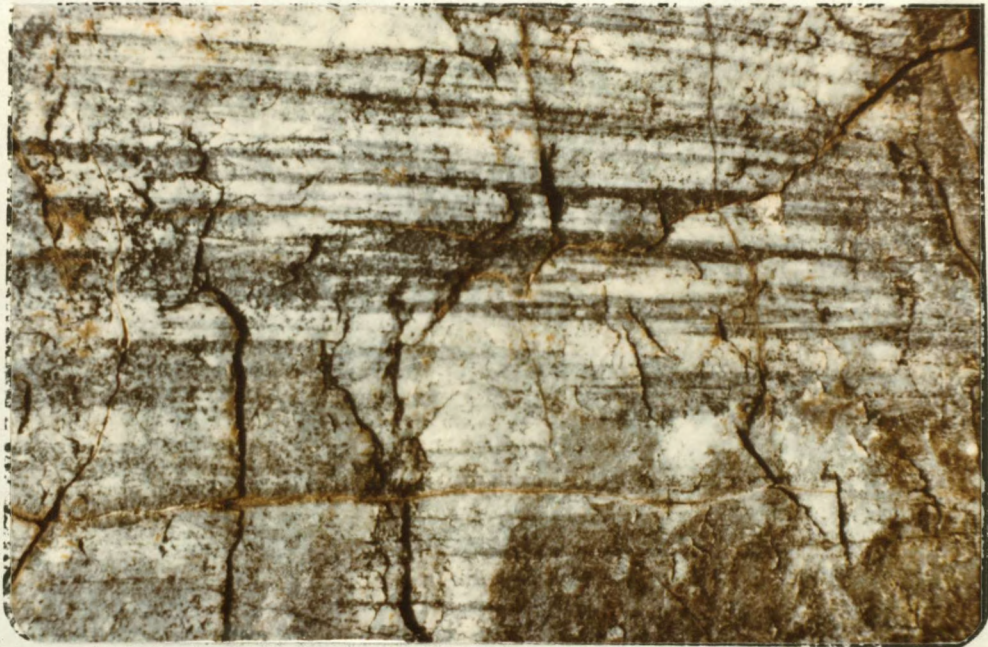


Fig. 3.7 Skerp, isoklinale D_{n+1} -plooie in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die transposering van ondergeskikte plooie, met die totstandkoming van 'n opvallende parallelisme, parallel aan die gelaagdheid. Op Bosjemans Berg 67.



Fig. 3.8 Skerp, isoklinale $D_n + 1$ -plooie in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die transponering van ondergeskikte plooie. Op Kalk Put 16.



Fig. 3.9 Vormgetroue $D_n + 1$ -plooie in kwartsiet van die Uitdraai-Formasie. Let op die ontwrigting in die kruingedeelte. Op Uitzigt 69.



Fig. 3.10 Ontwrigting van $D_n + 1$ -plooie in die dolomiet van die Nauga-Formasie. Op Uitspanberg 52, wes van die Doornberge.



Fig. 3.11 'n Swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlakkliewing) in die asvlakgedeeltes van klein $D_n + 1$ -plooie in skalie/moddersteen van die Nauga-Formasie. Let op dat geen kliewing in die tussengelaagde kalkryke lae voorkom nie. Op Kalkfontein 53.

word (Fig. 1.1). Ongefolieerde, gestreepte ysterformasie is in die oostelike padsnitte blootgelê. Net oos van die Lemoenpoort-opstal is 'n duidelike asvlakkliewing in klein, $D_n + 1$ -plooitjies reeds sigbaar (Fig. 3.13); in die volgende padsnit, verder weswaarts, is die gestreepte ysterformasie lokaal goed gefolieer (Fig. 3.14), terwyl die Ghaapplato-Formasie in die padsnit net wes van die Steenkop-opstal deur goed gefolieerde talkskis verteenwoordig word (Fig. 3.15).

Die aard van die $D_n + 1$ -plooie verander ook van oos na wes : in die ooste is hulle van die oop, konsentriese tipe (Fig. 3.16), 'n bietjie verder weswaarts nog steeds oop, maar effens oorgeplooï (Fig. 3.13) en in die heel westelike padsnit, oorgeplooï en isoklinaal (Fig. 3.15). Verder weswaarts is alle gesteentes oorgeplooï en vertoon 'n penetratiewe foliasie. Die penetratiewe S_1 -foliasie het Joubert (1971) en Botha *et al.* (1977) as hulle F_1 genoteer, terwyl Vajner (1974) dit met sy F_2 in verband bring.

3.1.3.1.2 Verwantskap tussen penetratiewe S_1 -foliasie en gelaagdheid

Die kliewing-gelaagdheidsverwantskap is slegs ondersoek om die rigting van stratigrafiese verjonging (E. stratigraphic facing direction) vas te stel. Hierdie verwantskap is veral van belang in die Marydale-opeenvolging wes van Prieskaspoort, omdat daar geen aanduiding is van wat onder en wat bo lê nie. In die eerste twee padsnitte langs die teerpad, wes van Prieskaspoort, is die kliewing deurgaans steiler as die gelaagdheid, wat aandui dat die opeenvolging normaal is en dat die Steenkop-Formasie die onderste litostratigrafiese eenheid van die Marydale-Groep verteenwoordig. Alhoewel klein isoklinale plooie algemeen in die Marydale-Groep voorkom, is daar geen regionale duplisering van die individuele litostratigrafiese eenhede van die Marydale-Groep wes van die Doornberge nie. Die strekking van die spoor van $D_n + 1$ -asvlakke is hier deurgaans



Fig. 3.12 Penetratiewe S_1 -foliasie in pelitiese gesteentes van die Nauga-Formasie. Let op dat die foliasie 'n groot hoek met die gelaagdheid maak. Op Witfontein 54.

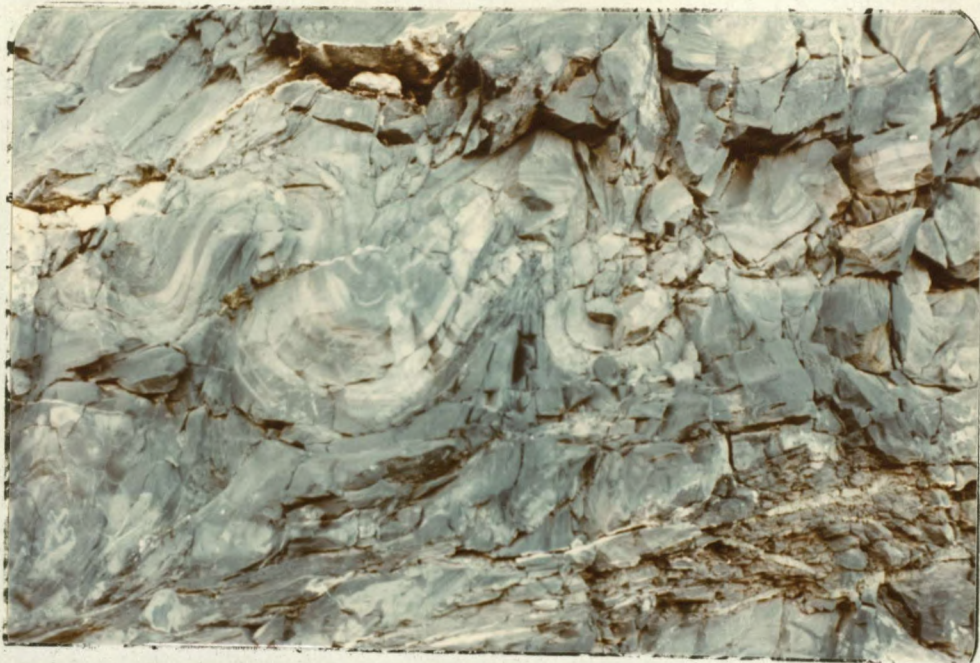


Fig. 3.13 'n Swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlakkliewing) in klein $D_n + 1$ -plooitjies in die Asbesheuwels-Formasie in 'n padsnit in Prieskaspoort. Let op dat die plooie effens oorgeplooie is.



Fig. 3.14 Goed ontwikkelde S_1 -foliasie in die Asbeshewels-
Formasie in 'n padsnit in Prieskaspoort. Let op
dat die foliasie 'n klein hoek met die gelaagd=
heid maak.



Fig. 3.15 Penetratiewe S_1 -foliasie in talkskis van die Ghaapplato-Formasie in Prieskaspoort. Let op dat die skis deur jonger plooiing vervorm is. Primêre gelaagdheid is nie meer waarneembaar nie, hoewel die gebandheid dit mag verteenwoordig.



Fig. 3.16 Oop, konsentriese D_{n+1} -plooie, met 'n swak ontwikkelde S_1 -foliasie (asvlakkliewing) in die Asbesheuwels-Formasie in Prieskaspoort. Op Prieskas Poort 51.

parallel of feitlik parallel aan die regionale strekking van die gelaagdheid. Dit geld vir die hele gebied wes van die Doornberge, behalwe vir die blootleggings op die noordelike gedeelte van Uitspanberg 52 tot Nauga 17, waar die spoor van die D_{n+1}^- -asvlakke 'n klein tot middelmatige hoek met die strekking van die gelaagdheid maak (Fig. 3.12).

3.1.3.1.3 Interferensie van D_{n+1}^- met D_n -strukture

Dit is reeds genoem dat geen D_n -strukture wes van die Doornberge voorkom nie en dat die effek van D_{n+1}^- -strukture op die Griekwaland-Wesopeenvolging slegs in 'n gordel, ongeveer 4,5 km breed, langs die westelike rand van die Doornberge waargeneem kan word en verder ooswaarts heeltemal afwesig is.

In die suidelike deel van gebied 2922 D is die hoek tussen die spoor van D_n^- en D_{n+1}^- -plooie ongeveer 45° , hoewel die plooiestyl van die twee plooifases heeltemal verskil. Die sintaksis van D_n^- en D_{n+1}^- -plooie word gekenmerk deur die insleur van D_n^- -plooie parallel aan D_{n+1}^- . Dit het aansienlike vernouing (verplattung) en uitrekking van D_n^- -sin- en antiklienes tot gevolg, met 'n rotering van D_n^- -asvlakke van noord na noordwes. Dit het verder tot gevolg dat naasliggende D_{n+1}^- -sinklienes (of antiklienes) en D_n^- -sinklienes (of antiklienes) gevind word, byvoorbeeld in die Asbesheuwels-Formasie, suidoos van Prieskaspoort (Fig. 1.1). Hierdie interferensie het lokaal ingewikkelde en disharmoniese plooiestyle tot gevolg (Fig. 3.17), wat ook regionaal waarneembaar is. In die sentraal-noordelike gedeelte van gebied 2922 C en D is die spoor van D_n^- en D_{n+1}^- -asvlakke feitlik parallel aanmekaar en is die interferensie nie so opvallend as verder suid nie.

3.1.3.2 Verskuiwing

Dit is logies om te aanvaar dat grootskaalse stoot=

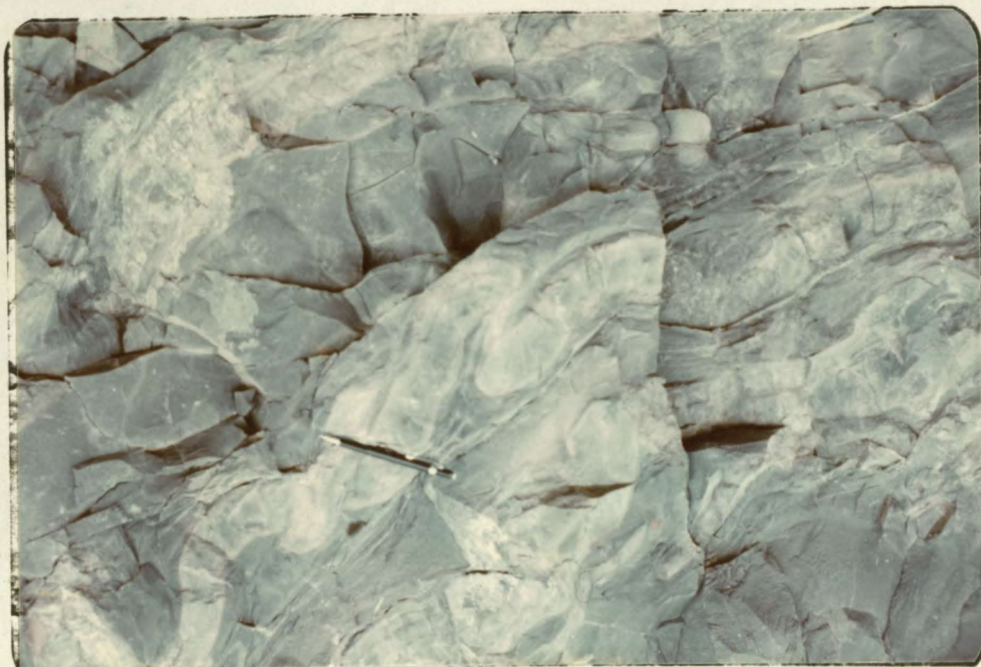


Fig. 3.17 Ingewikkelde, disharmoniese plooiestyl in die Asbesheuwels-Formasie as gevolg van die interferensie van D_{n+1} - met D_n -strukture. In 'n padsnit in Prieskaspoort.

verskuiwing met die D_{n+1} -fase geassosieer moet wees (Fig. 1.1). Weens die intense tektonisme sal sulke strukture baie moeilik in die mobiele gordel wes van die Doornberge herken kan word. Dit is reeds genoem dat beide die Modderfontein- en Uitdraai-Formasie oor litostratigrafiese eenhede transgresseer. Hierdie transgressie mag 'n regionale diskordansie of 'n laaghellende stootverskuiwing verteenwoordig.

Aangesien die stratigrafiese opeenvolging langs die westelike rand van die Doornberge lae of geen metamorfose as gevolg van die Namakwalandse tektonisme ondergaan het nie en ook omdat stratigrafiese kontrole hier goed is, kan verskuiwings van D_{n+1} -ouderdom wel herken word. Hierdie D_{n+1} -stootverskuiwings is regionaal nie van groot omvang nie. Die volgende kan as voorbeeld dien:

- (i) Die beste voorbeeld is in die Asbesheuwels-Formasie in die berg op die grens tussen Kalkfontein 53, Witfontein 54 en Uitspanberg 52

(Fig. 1.1). Die gesteentes van die Griekwaland-Wesopeenvolging is in hierdie gebied intens deur D_{n+1} -plooing beïnvloed. Verskeie laaghellende stootverskuiwings is hier demonstreerbaar (Fig. 3.18) en verplaas D_{n+1} -plooie.

- (ii) Op Kalkfontein 53, net noord van die kruispad tussen Prieska - Marydale en Erfdeel - Kalkgate (Fig. 1.1) is 'n klein stootverskuiwing in die Ghaaplato-Formasie blootgelê (Fig. 3.19). Aangesien die D_n -plooing oop, regop plooië tot gevolg gehad het, is dit onwaarskynlik dat 'n laaghellende, stootverskuiwing hiermee geassosieer sou gewees het. Die stootverskuiwing word gevolglik aan die D_{n+1} -fase gekoppel.
- (iii) In 'n padsnit in Prieskaspoort, net noordoos van die Lemoenpoort-opstal, is 'n laaghellende stootverskuiwing in die Asbesheuwels-Formasie blootgelê (Fig. 3.20).

3.1.4 Vervormingsperiode D_{n+2}

3.1.4.1 Plooing

3.1.4.1.1 Algemeen

Die vervormingsperiode D_{n+2} kan oral in die gebied wes van die Doornberge waargeneem word, maar het skynbaar geringe of geen invloed op die Griekwaland-Wesopeenvolging gehad nie. Dit sterf dus vinnig in die rigting van die Kaapvaal-kraton uit. Geen regionale en dus geen penetratiewe foliasie is met D_{n+2} geassosieer nie, hoewel 'n swak ontwikkelde asvlakkliëwing in 'n paar lokaliteite waargeneem is.

D_{n+2} -plooie het 'n algemene noordwestelike strekking en vervorm alle ouer strukturelemente. Die volgende sal as voorbeeld dien:

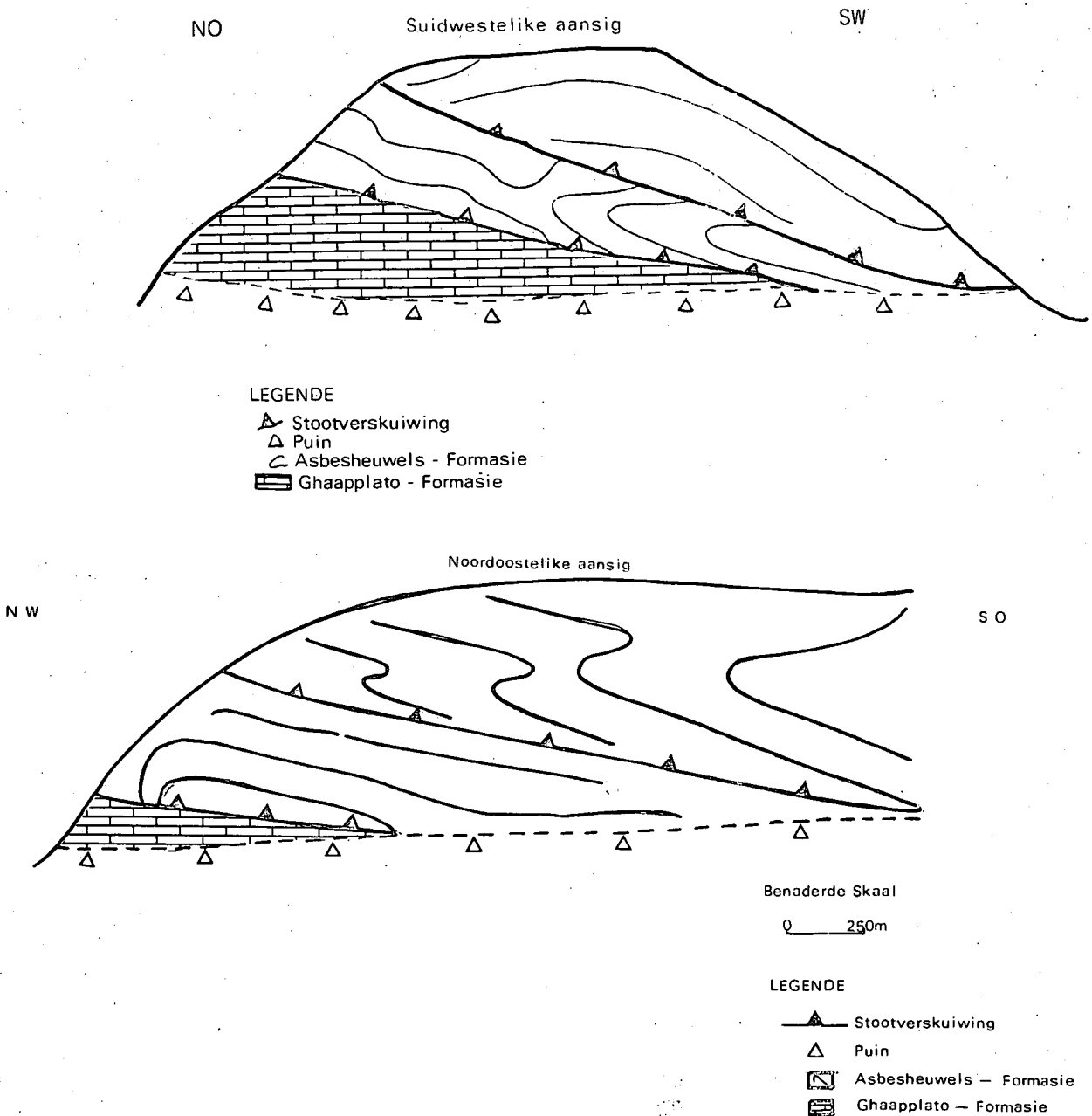


Fig. 3.18 Skematiese voorstelling van die stootverskuiwings in die Griekwaland-Wesopeenvolging in 'n berg op die grens tussen Kalkfontein 53, Witfontein 54 en Uitspanberg 52.



Fig. 3.19 Stootverskuiwing in die Ghaapplate-Formasie. Let op dat die verplasing vanaf 2 na 1 is en dat die verskuiwingsvlak deur latere plooiing vervorm is. Op Kalkfontein 53.

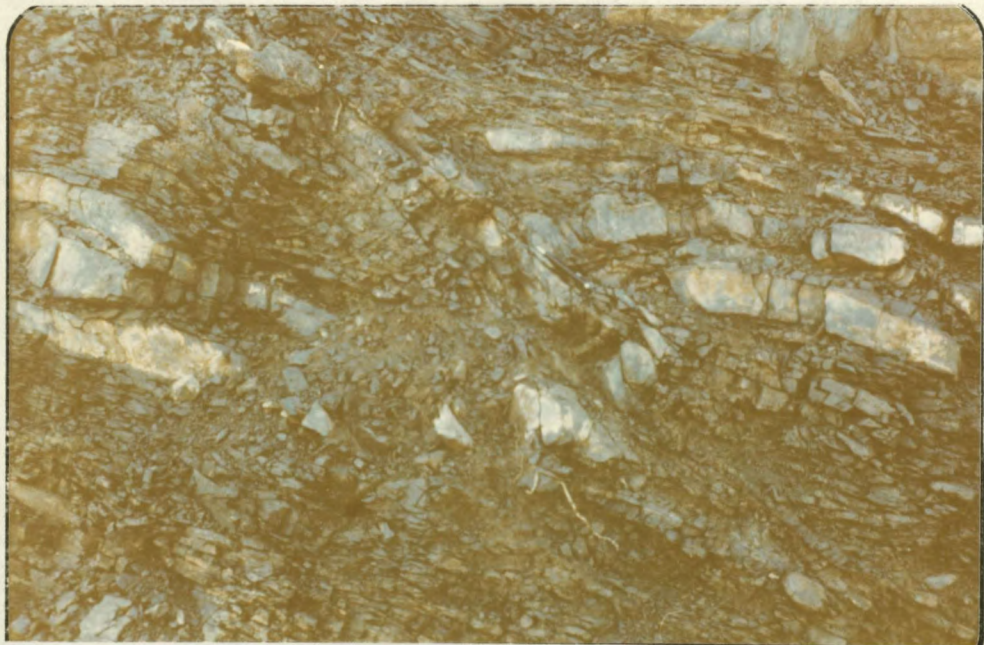


Fig. 3.20 Laaghellende stootverskuiwing in die Asbesheuwels-Formasie in 'n padsnit in Prieskaspoort, oos van die Lemoenpoort-opstal. Let op die sleur in die lae.

- (i) Op Uitzigt 69 is die S_1 -foliasie in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie deur D_{n+2} -plooie vervorm (Fig. 3.21).
- (ii) Op Uitzigt 69 word kwartsare wat parallel aan die S_1 -foliasie ingeplaas is, deur D_{n+2} -plooie vervorm (Fig. 3.22).
- (iii) Op Kalk Put 16 word D_{n+1} -strukture deur 'n D_{n+2} -plooie vervorm, met die ontwikkeling van 'n prominente L_3 -lineasie (Fig. 3.23).
- (iv) Op Prieskas Poort 51 word 'n S_1 -foliasie en L_2 -lineasie in talkskis van die Ghaapplatoformasie deur 'n D_{n+2} -plooie vervorm, met die ontwikkeling van 'n L_3 -lineasie, maar geen S_2 -foliasie nie (Fig. 3.24).
- (v) Op Jackals Water 68 word 'n S_1 -foliasie in vulkanoklastiese gesteentes van die Perdeput-Formasie konsentries deur 'n D_{n+2} -plooie vervorm (Fig. 3.25).

Die meeste makroplooie wat tussen die Kaaienheuwels en die Doornberge voorkom, behoort tot die D_{n+2} -fase of die interferensie van D_{n+2} met D_{n+1} . Die kenmerke van D_{n+2} -plooie is die volgende:

- (i) Die spoor van die asvlakke strek noordwes en is sub-vertikaal. Geringe oorplooiing na die noordooste is soms waarneembaar.
- (ii) Deurgaans word 'n S_1 -foliasie en/of 'n L_1 - en L_2 -lineasie vervorm.
- (iii) Die plooie varieer tussen oop en skerp en is meestal van die konsentriese tipe.
- (iv) Die plooiasse (L_3) duik ongeveer 30° noordwes of suidoos; die dubbelduiking is die gevolg



Fig. 3.21 S_1 -foliasie in amfiboliet van die Spioenkop-Formasie wat deur 'n D_{n+2} -plooï vervorm is. Op Uitzigt 69.



Fig. 3.22

Kwartsare wat langs die S_1 -foliasie in amfiboliet van Spioenkop-Formasie ingeplaas is, word deur 'n D_{n+2} -plooï vervorm. Jongere skuifskure het beide die foliasie en kwartsare verplaas. Op Uitzigt 69.



Fig. 3.23 D_{n+1} -struktuur in die Uitdraai-Formasie wat deur 'n D_{n+2} -plooï vervorm word. Let op die ontwikkeling van 'n prominente L_2 -lineasie. Op Kalk Put 16.



Fig. 3.24 S_1 -foliasie en L_2 -lineasie in talkskis van die Ghaapplato-Formasie, wat deur 'n D_{n+2} -plooï vervorm word. Let op die ontwikkeling van 'n L_3 -lineasie. Op Prieskas Poort 51.

van D_{n+3} . Die plooiase is dus ook subhorisontaal.

3.1.4.1.2 Interferensie van D_{n+2} met ouer strukture

Aangesien D_{n+2} -strukture nie in die kratoniese gesteentes ^{oos van die Doornberge} waargeneem is nie, is die interferensie van D_{n+2} met D_n beperk tot die heel westelike rand van die Doornberge. Hier kan lokaal waargeneem word dat L_2 -lineasies in D_{n+2} -plooie vervorm is.

Interferensie van D_{n+2}^- met D_{n+1}^- -strukture is algemeen wes van die Doornberge. Tussen die Jackalswatersverskuiwing en die Doornberge is die interferensie beperk tot D_{n+2}^- met D_{n+1}^- -strukture, hoewel enkele ondergeskikte D_{n+3} -plooitjies ook lokaal waargeneem is. Die D_{n+1}^- en D_{n+2}^- -vervorming was ko-aksiaal of feitlik ko-aksiaal, sodat geen koepel- of komvorming plaasgevind het nie. Die vervorming van die S_1 -foliasie in die Perdeput-Formasie word in Fig. 3.26 gedemonstreer. Die feit dat L_2 -lineasies lokaal effens deur D_{n+2}^- -plooie vervorm is, toon aan dat die vervorming nie heeltemal ko-aksiaal was nie.

Wes van die Jackalswatersverskuiwing is die interferensiepatrone meer kompleks as gevolg van D_{n+3} -plooing.

Die D_{n+2} -plooing stem met F_2 van Botha et al. (1977) en met F_3 van Vajner (1974) ooreen.

3.1.4.2 Verskuiwings

Dit is baie moeilik om te bepaal watter verskuiwings met die D_{n+2} -fase geassosieer is. Twee tipes gekonjugeerde plooie, soms met gekonjugeerde verskuiwings, word in enkele lokaliteite langs die westelike rand van die Doornberge aangetref. Die een tipe (Fig. 3.27) besit vlakhellende, gekonjugeerde verskuiwings en die spanningspatroon wat hiermee ooreenstem, toon aan dat



Fig. 3.25 'n S_1 -foliasie in vulkanoklastiese gesteentes van die Perdeput-Formasie wat konsentries deur 'n D_{n+2} -plooie vervorm word. In 'n spoorsnit op Jackals Water 68.

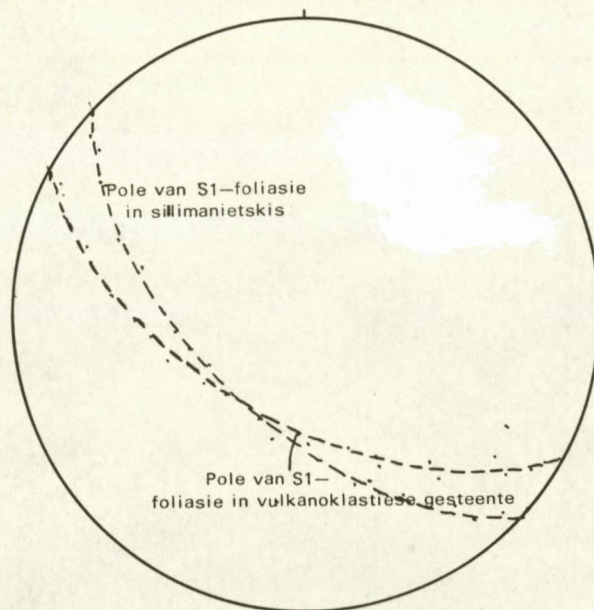


Fig. 3.26 Vervorming van S_1 -foliasies deur D_{n+2} -plooie in die Perdeput-Formasie. Gemeet in sillimaniet=skis op Uitspanberg 52 en in vulkanoklastiese gesteentes op Prieskas Poort 51.

die a-rioting vertikaal en die b-rioting noordoos georiënteer was, wat met die spanningspatroon van D_{n+2} saamval. Die ander tipe besit steilhellende gekonjugeerde verskuiwings en is heel waarskynlik met D_{n+4} geassosieer (word later bespreek).

Sub-horizontale reknate is in verskeie lokaliteite, veral in die kwartsiet van die Vryburg-Formasie (Fig. 3.25) waargeneem. Ook hierdie strukture stem met die spanningspatroon van D_{n+2} ooreen.

3.1.5 Vervormingsperiode D_{n+3}

3.1.5.1 Algemeen

Die vervormingsperiode D_{n+3} kan oral in die gebied, wes van die Jackalswatersverskuiwing, waargeneem word. Tussen die verskuiwing en die Doornberge is dit tot klein, ondergeskikte plooitjies beperk. Geen regionale foliasie is met D_{n+3} -strukture geassosieer nie. Die D_{n+3} -plooie word deur die volgende gekenmerk:

(i) Die spoor van die asvlakke strek noordoos, dus feitlik loodreg op D_{n+1} en D_{n+2} ; die asvlakke is sub-vertikaal.

(ii) Die plooie is deurgaans oop strukture.

Die D_{n+3} -plooie is soortgelyk aan Belousov (1960) se idiomorfiese, morfologiese tipe, d.i. die plooie is nie deurlopend nie, maar is wyd en koepelvormig en die plooie is geïsoleerd, dikwels sonder meegaande sinklienes.

3.1.5.2 Interferensie van D_{n+3} met ouer strukture

Die opvallende koepels en komme, veral dié wes van die Kaaienheuwels, is die produk van die interferensie van D_{n+3} met $D_{n+1} + D_{n+2}$. Die blootlegging van die Spioenkop-Formasie (onder die Uitdraai-Formasie) in

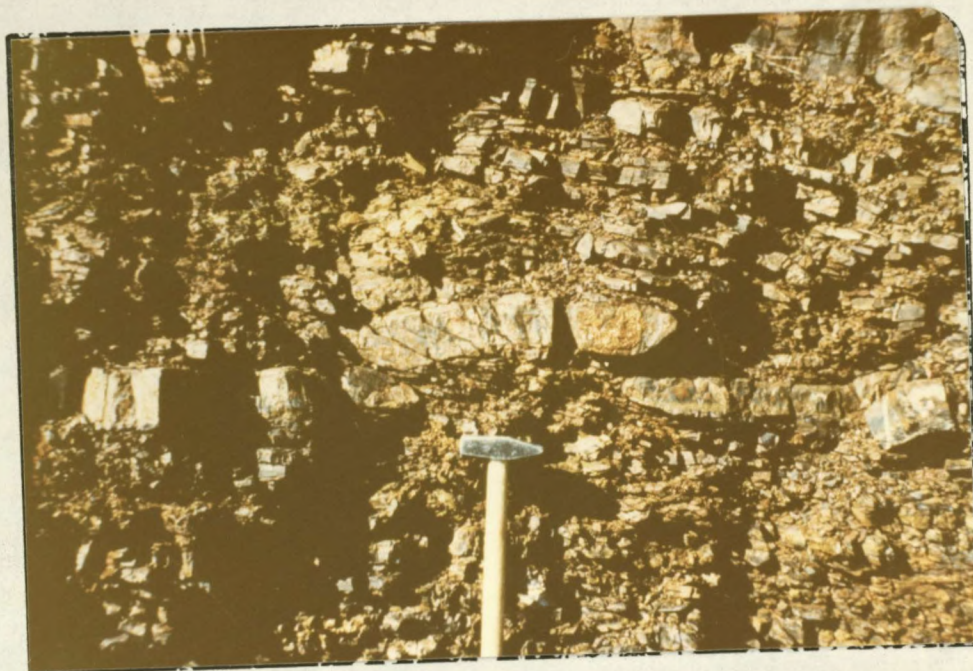


Fig. 3.27 *Gekonjugeerde verskuiwing in die Asbesheuwels-Formasie. In 'n padsnit in Prieskaspoort, oos van die Lemoenpoort-opstal.*



Fig. 3.28 *Subhorisontale reknate in die kwartsiet van die Vryburg-Formasie. Op Keikams Poort 71.*

koepelvormige strukture in die noordwestelike gedeelte van gebied 2922 C, is goeie voorbeelde van hierdie interferensie.

Die meso-interferensiestrukture in die Uitdraai-Formasie op Kalk Put 16 illustreer die interferensiepatroon baie goed; in plansnit is die patroon boemerang- (Fig. 3.29) of druppelvormig (Fig. 3.30). Dieselfde patroon kan ook op makroskaal op die Boesmanlandplato, wes van die Kaaienheuwels, waargeneem word.

In die heel suidoostelike gedeelte van gebied 2922 D word noordoosstrekende plooie in die Asbesheuwels-Formasie aangetref (Fig. 1.1). Soortgelyke, ondergeskikte plooitjies is ook langs die westelike rand van die Doornberge, net suid van Prieskaspoort, in dieselfde formasie waargeneem. Interferensie van $D_n + 3^-$ met D_n^- -strukture, met die totstandkoming van noordoosstrekende koepels en komme, is op die suidoostelike grens tussen Keikams Poort 71 en Doorn-Berg Fontein 72, blootgelê. Noord van Prieskaspoort, is geen $D_n + 3^-$ -plooie in die Griekwaland-Wesopeenvolging waargeneem nie. Net soos in die geval van die $D_n + 2^-$ strukture, sterf hierdie plooie vinnig ooswaarts uit.

Die $D_n + 3^-$ -plooie is heel waarskynlik met die inplasing van laat- tot na-tektoniese plutone van Namakwaland-graniet geassosieer. Ouderdombepalings op Namakwa-graniet- en pegmatiet (Nicolaysen en Burger, 1964) dui aan dat regionale hersetting van isotoopouderdomme in Noord-Kaapland, ongeveer 1 000 m.j. gelede, plaasgevind het. Hierdie termiese episode is sinchronies met die inplasing van graniet in die Namakwagordel en die uitvloei van basiese en suurlawa (dit is die Koraslaw) langs die rand van die gordel (Botha et al., 1979). Hoewel geochronologiese data in gebied 2922 C en D grotendeels ontbreek, word nogtans geglo dat die ongefolieerde Namakwagraniete (byvoorbeeld die Waterkop-



Fig. 5.29 Interferensie van D_{n+3} met $D_{n+1} + D_{n+2}$ in die Uitdraai-Formasie. Let op die druppelvormige patroon van die kern en die boemerangvorm van die struktuur as geheel. Op Kalk Put 16.



Fig. 3.30 Interferensie van D_{n+3} met $D_{n+1} + D_{n+2}$ in ligkleurige 'chert' van die Modderfontein-Formasie. Let op die ovaalvormige patroon in die sentrale gedeelte van die interferensiepatroon. Op Witvlei 55.

pluton), asook die ongefolieerde basiese intrusies (byvoorbeeld die Stuurmanspoort-intrusie) almal tot die periode 1 000 - 1 200 m.j. behoort. Die gefolieerde Namakwagraniete (byvoorbeeld die Neeldalegraniet) is voor of tydens D_{n+1} ingeplaas en die beperkte isotoopwerk wat tans beskikbaar is, dateer hierdie gebeurtenis tussen 1 300 en 1 450 m.j.

Die inplasing van graniet en basiese liggame tydens of net na D_{n+3} word deur beperkte kontakteffekte (M_3) gekenmerk. Grootskaalse kontakmetamorfose word nie aangetref nie, omdat die omgewingsgesteentes tydens die D_{n+3} -vervormingsperiode heel waarskynlik nog steeds onder 'n redelike hoë temperatuur verkeer het. Kontakmetasomatiese effekte, hoofsaaklik kaliummetasomatose, is algemeen in die kontakzone van die Waterkoppluton. Langs die ongefolieerde basiese gange in die Vloergraniet op Kalk Put 16 kan die kontakmetasomatiese effekte in die geskuifskerde en gefolieerde graniet naasliggend aan die gange waargeneem word. In die ongefolieerde, basiese gange op Witvlei 55, kom meta=

morfe granaat in die gange voor en is heel waarskynlik die metamorfe produk van 'n verborge pluton van laat-tektoniese Namakwagraniet.

3.1.6 Vervormingsperiode D_{n+4}

Die struktuur van die Noordelike Kaapprovinsie kan die beste aan die hand van wringtektoniek verklaar word. Hierdie tektoniek het reeds met D_{n+1} 'n aanvang geneem, maar het eers tydens D_{n+4} tot 'n finale klimaks gekom.

Wringverskuiwings is steilhellende, strekkings-glip=verskuiwings van groot lineêre omvang, waarlangs laterale verplasing in die orde van 10 km of meer mag wees (Kennedy, 1946; Anderson 1951). Wringtektoniek is in baie wêrelddele beskryf (Bishop, 1968; Crowell, 1954; Harding, 1973; Kennedy, 1946; Lowell, 1972; Moody en Hill, 1956; Quennell, 1959; Rattigan, 1967; Smith, 1965), terwyl Emmons (1969) en Wilcox et al. (1973) strekkings-glippatrone met behulp van sand- en kleimodelle gedemonstreer het.

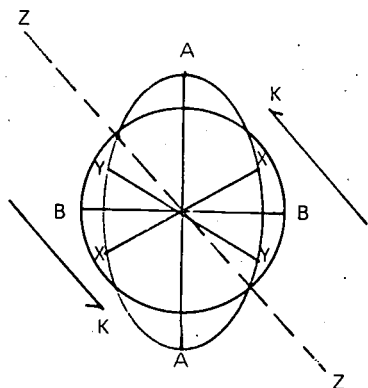
Wringverskuiwings is die produk van horisontale skuifspanning en kom tot stand wanneer korsblokke parallel aan hulle aangrensende kante in 'n teenoorgestelde rigting beweeg. Die produk hiervan is dat druk- en rekspanning in die oorliggende sedimente gegenerer word. Wanneer hierdie beweging nie presies parallel aan die korsblokke is nie, maar effens kon- of divergeer, dan is die resultaat as gevolg van die fundamentele wringkoppel des te meer intens. Eenvoudige, parallelle wringverskuiwing is 'n spesiale voorbeeld van eenvoudige skuifspanning, wat weer 'n voorbeeld van eindige, homogene vervorming is (Ramsay, 1967). Met verhoogde, eenvoudige skuifspanning, is daar 'n kontinue vergroting (rotasie) van die hoek van skuifskeuring. In homogene aardkorsmateriaal is die inisiële vervorming plasties en gaan gepaard met plooiing. Dit word gevolg deur 'n kombinasie van plastiese vervorming en brosbreking.

Met verdere vervorming, vermeerder die verplasing langs die wringsone, totdat alle glip uiteindelik langs nougespasiëerde, parallelle verskuiwings of 'n enkele, aaneenlopende wringverskuiwing plaasvind. Hierdie proses is goed demonstreerbaar in gebied 2922 C en D, behalwe dat die vervorming meer kompleks as gevolg van die heterogeniteit (dikte en samestelling) van die rotsopenvolging is. Die kompleksiteit word nog verder verhoog deurdat die tempo van vervorming heel waarskynlik nie oral dieselfde was nie, sodat die relatiewe beweging langs die wringsone van plek tot plek verskil het.

Die kenmerke van wringtektoniek, met toepaslike analogie in Noord-Kaapland, sal volledig behandel word:

- (i) Vloergesteentes is feitlik sonder uitsondering in wringtektoniek betrokke. In Noord-Kaapland is die wringsone ongeveer parallel aan die suidwestelike rand van die Kaapvaal-kraton en is die invloed van die Marydalehoog op sowel die sedimentasie as die struktuur, duidelik op regionale skaal waarneembaar (Fig. 1.1).
- (ii) En echelon-plooiing word in feitlik alle wringsones aangetref en is in der waarheid een van die belangrikste verskynsels om so 'n sone te herken. Soos die hoeveelheid verplasing langs die wringsone vermeerder, word die eerste plooië deur breuke en later deur verskuiwings gebreek en in die laaste stadiums is intense verbrokkeling en milonitisasie algemeen. Fundamentele wringtektoniek kan die beste aan die hand van die vervormingsellipsoïde gedemonstreer word (Fig. 3.31).

Die Doornbergbreuksone kan as 'n links-laterale wringsone beskryf word en die en echelon-plooië moet dus ook 'n links-laterale rangskikking toon. In gebied 2922 C en D is en echelon-plooië



- K-K Horizontale koppel
- A-A Plooi-asse van *en echelon*-plooi
- B-B Tensienate of afskuiwings
- X-X en Y-Y *En echelon* gekonjugeerde skuifseure of strekkingsglijverskuiwing
- Z-Z Strekking van wringsone of die primêre wringverskuiwing

Fig. 3.31 Fundamentele elemente van wringtektoniek aan die hand van die vervormingsellipsoïede.

wat 'n hoek van minder as 45° met die wringsone maak, slegs oos van die Doornbergbreuksone teenwoordig en is veral opvallend in die gebied noordwes en suid-oos van Prieskaspoort. Die plooi is beperk tot die Griekwaland-Wesopeenvolging, maar dit moet in gedagte gehou word dat die huidige erosievlak nie dieselfde stratigrafie oos en wes van die sone ontbloom nie. Dit is egter duidelik dat die en echelon-plooi reeds in D_{n+1} -tyd geïnisieer is en dat die finale rotasie van oer plooivlakke tydens die D_{n+4} -periode vir die opvallende parallelisme van plooistrukture langs die westelike rand van die Doornberge verantwoordelik is. Hierdie parallelisme (dit is die regionale noordwestrekkende grein) is egter ook wes van die Doornberge sigbaar en die verlenging van D_{n+1} - en D_{n+2} -en, tot 'n mindere mate, van D_{n+3} -strukture

in 'n noordwestelike rigting, kan duidelik in Fig. 1.1 gesien word. Die gevolgtrekking word gemaak dat wringvervorming in $D_n + 1$ -tyd geïnisieer is, tydens $D_n + 2$ 'n maksimum bereik het, maar dat dit na $D_n + 3$ -tyd voortgeduur het. In hierdie laaste stadium het brosbreking plastiese vervorming heeltemal oorheers, sodat die $D_n + 4$ -vervorming die klimaks van die hele proses voorstel. Dit moet egter onthou word dat wes van die Doornberge progressief dieper dele van die kors (aangedui deur 'n toename in die graad van metamorfose van oos na wes) tans blootgelê is en dat plastiese vervorming hier inisieel makliker as langs die rand van die Kaapvaal-kraton sou plaasvind. Tektoniese sweising (vervorming en metamorfose) het egter meegebring dat brosbreking aan die einde deur talryke verskuiwings beide oos en wes van die Doornberge gedemonstreer word.

- (iii) Gekonjugeerde, vertikale breuke, met voorspelbare oriëntasie, vorm algemeen langs 'n wringsone. Hierdie breuke is of nate of verskuiwings of albei, afhangende van die intensiteit van wringing. In Fig. 3.31 kan gesien word dat die een stel breuke (Y-Y) 'n klein hoek met die strekking (Z-Z) van die primêre wringverskuiwing maak, terwyl die ander stel (X-X) feitlik loodreg daarop is. Die skerp hoek tussen XX en YY word bepaal deur die geaardheid van die gesteentes en die intensiteit van die vervorming, maar is gewoonlik tussen 60° en 70° . Die wig wat deur die skerp hoek gedefinieer word, word na die middelpunt van die ellips verplaas soos vervorming voortduur. Belangrike aspekte van vervorming word gedemonstreer:
- (a) die rigting van verplasing langs YY (of XX) is teenoorgesteld, dus strekkingsglijp, (b) die wie is namekaar gerig en aangesien verplasing na die middelpunt is, moet plastiese vervorming

die skuifskewing vergesel, (c) YY het die selfde sin van strekkingsglipverplasing as KK (die primêre horisontale koppel) en word sintetiese breuke genoem, terwyl XX antitiese strekkingsglipbreuke verteenwoordig - Tchalenko en Ambraseys (1970) het hierdie gekonjugeerde breuke Riedels genoem, (d) aangesien wringing beide interne en eksterne draaivervorming tot gevolg het, sal sintetiese verskuiwing algemeen wees, terwyl antitiese verskuiwings meestal glad nie ontwikkel nie.

In gebied 2922 C en D is sintetiese verskuiwing, wat met die Doornbergbreuksone geassosieer is, redelik algemeen noord van Prieskaspoort (Fig. 1.1). Die verplasing langs hierdie strukture is skynbaar nie baie groot nie en dit is ook nie duidelik of die verplasing wel hoofsaaklik van die strekkingsglip-tipe was nie. Die verskuiwing net wes van die Uitspanberg-opstal (Fig. 3.32) het strekkingsglip wat met die wringpatroon ooreenstem. Dieselfde geld vir 'n verskuiwing in Prieskaspoort, wes van die Lemoenpoort-opstal (Fig. 3.33).

Op klein skaal is gekonjugeerde plooië, met meegaande gekonjugeerde verskuiwing (Fig. 3.34) redelik algemeen in die Asbesheuwels-Formasie langs die westelike rand van die Doornberge. Die spanningspatroon wat met die gekonjugeerde stel in Fig. 3.34 ooreenstem, dui 'n genetiese verband met die wringtektoniek aan.

Gekonjugeerde skuifskewe is ook in baie lokaliteite in die Namakwagordel waarneembaar (Fig. 3.35 en Fig. 3.36). In Fig. 3.35 word gedemonstreer dat plastiese vervorming die skuifskewing vergesel.

Antitiese breuke is slegs lokaal in gebied

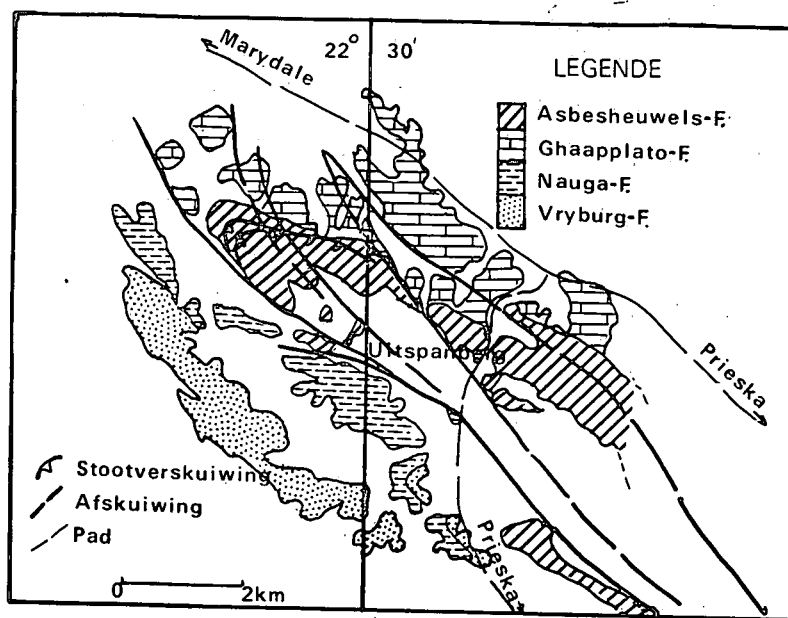


Fig. 3.32 Sketskaart van die verskuiwings net wes van die Uitspanberg-opstal. Let op die strekkingsglijp wat met die wringpatroon ooreenstem. Op Uitspanberg 54.

2922 C en D waarneembaar en is hoofsaaklik tot nate en reknate beperk. Noordoosstrekende nate is veral in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie op Bosjemans Berg 67 ontwikkel en is feitlik loodreg op die Jackalswatersverskuiwing geörienteer. Die nate in die Griekwaland-Wesopeenvolging verteenwoordig ook 'n gekonjugeerde stel, hoewel die noordwestelike (dit is die sintetiese) rigting verreweg die opvallendste is (Fig. 3.32).

Steilhellende reknate parallel aan BB (Fig. 3.31) word oral in gebied 2922 C en D aangetref. Uitstekende voorbeelde is in die Asbesheuwels-Formasie (Fig. 3.38) gevind.

- (iv) Konvergerende en divergerende blokke ontwikkel lokaal langs 'n wringsone. Die rede hiervoor is dat die teenoorgestelde korsblokke tydens



Fig. 3.33 Vertikale strekkingsglijpverskuiwing in die Griekwaland-Wesopeenvolging in Prieskaspoort, wes van die Lemoenpoort-opstal. Die strekkingsglijp word nie op die foto gedemonstreer nie, maar kan wel in die veld waargeneem word. Op Prieskas Poort 51.



Fig. 3.34 Een vleuel van gekonjugeerde plooie in die Asbesheuvels-Formasie. Let op die verplasing parallel aan die asvlak van hierdie plooie. In 'n padsnit in Prieskaspoort, wes van Lemoenpoortopstal. (Vertikale snit).

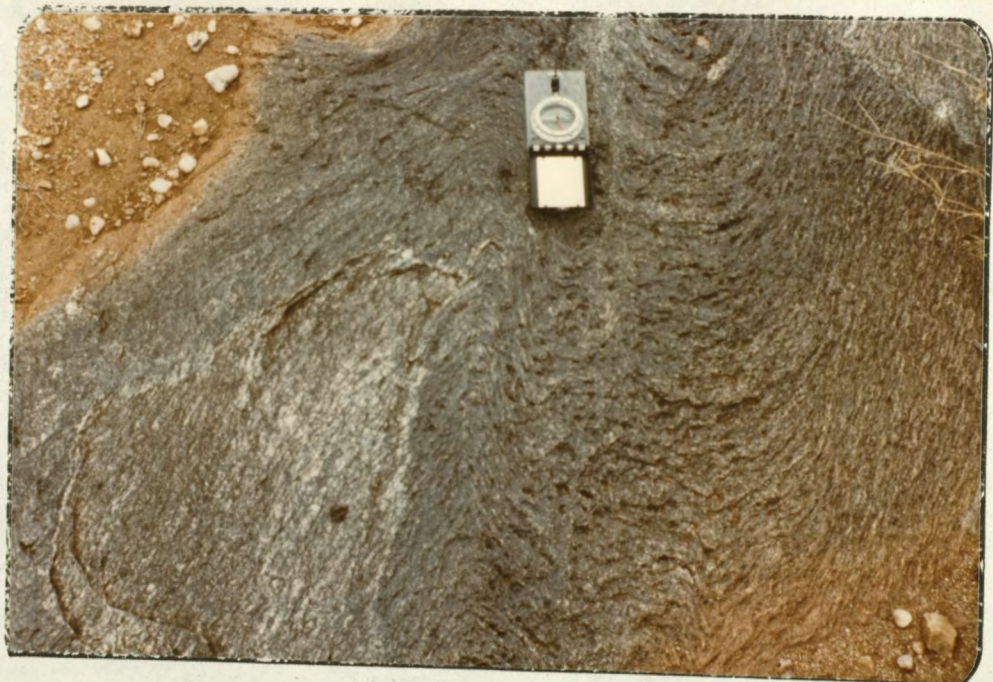


Fig. 3.35 Vervorming van die $D_n + 1$ -foliasie in die blastoporfiritiese Neeldalegraniet. Let op dat plastiese vervorming deur gekonjugeerde skuifskewing vergesel word. Op Eyerdop Pan 58.

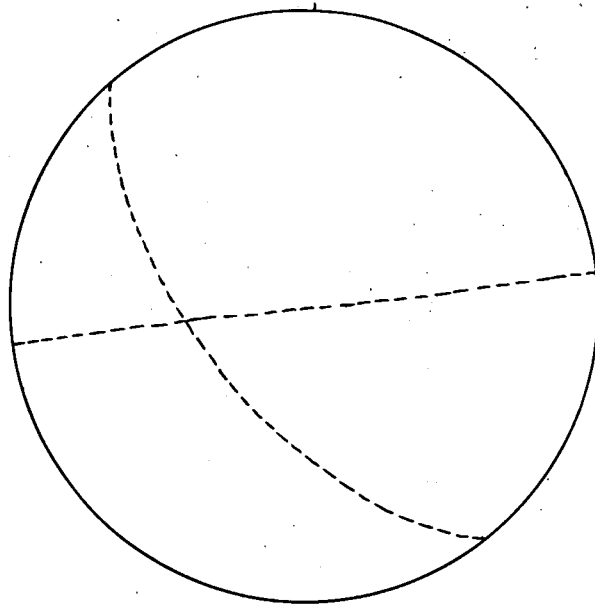


Fig. 3.36 Die oriëntasie van die gekonjugeerde skuifskure in Fig. 3.35.

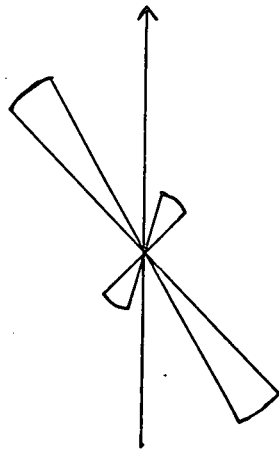
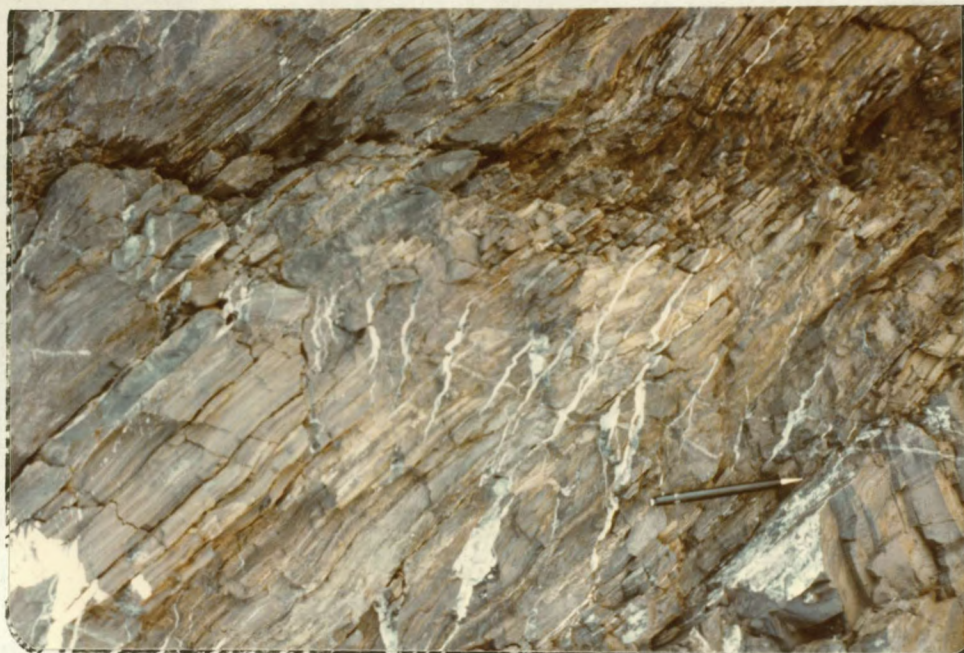


Fig. 3.37 Roosdiagram van die prominente naatrigtings in die Griekwaland-Wesopeenvolging, oos van die Doornbergbreuksone. (Aantal metings 91).



*Fig. 3.38 Steilhellende reknate in die Asbesheuwels-
Formasie langs die westelike rand van die
Doornberge. Op Prieskas Poort 51.*

wringtektoniek nie presies parallel nie, maar lokaal skuins tot mekaar beweeg. Regionaal gesien, is gebied 2922 C en D as geheel 'n gebied van intense konvergering, terwyl die gebied noord van die Marydalehoog 'n gebied van divergering definieer. In gebied 2922 C en D het die ver=skuiwingspatrone lokaal egter ook 'n opvallende gevlegte patroon, sodat lokale konvergering en divergering ook voorkom. Die gebied van kon=vergering word deur kompressiestrukture (plooie, gekonjugeerde strekkingsglipverskuiwings en op=skuiwings) gekenmerk en 'n gebied van divergering deur tensiestrukture (afskuiwings). Die gevolg is dat gräben en hörste langs die wringsone vorm. Die gräben vorm lokale komme waarin vinnige, onvolwasse sedimentasie plaasvind, met die naasliggende hörste as brongebiede; vulka=nisme vergesel gewoonlik hierdie proses.

In Noord-Kaapland word hierdie hele siklus deur die Koras-Groep gedemonstreer. Volgens Grobler

et al. (1977) bestaan die groep uit ses afwisse-
lende sedimentêre en vulkaniese eenhede wat in
vier of meer geïsoleerde komme afgeset is. Die
stratigrafie in die individuele komme is nie
presies identies nie, maar al die komme word deur
onvolwasse sedimente, wat heel waarskynlik as
alluviaale waaiers gevorm het, gekenmerk. Grobler
et al. (1977) het die gräben en horste nie met
wringtektoniek in verband gebring nie, maar meld
wel dat die Koras-vulkanisme in 'n pasgestabili-
seerde, orogeniese gebied, kort na voltooiing
van Namakwalandplooing, plaasgevind het.

Botha et al. (1979) dateer die Koras-vulkanisme
rondom 1 180 m.j. en beskou die plutonies-vulka-
niese opeenvolging in Noord-Kaapland as 'n enkele,
aaneenlopende proses. Die ooreenstemming tussen
die ouderdom van die Koraslawe en laat- en na-
tektoniese Namakwagraniet, dui aan dat die moeder-
magma gelyktydig as gevolg van onderkorsinsmel-
ting gevorm het. Die graniete is egter in 'n
omgewing van drukspanning ingeplaas, sodat die
plutone stadig opwaarts beweeg het, terwyl die
Koraslawe in 'n rekspanningsregime uitgevloei
het, met meegaande, vinnige styging van magma.
Die algemene ouderdom van 1 000 m.j. wat oor die
hele Noord-Kaapland in graniet, pegmatiet en
lawe vasgestel is, dateer dus slegs hierdie laaste
termiese gebeurtenis in die Namakwa-orogeen.
Wat as wringtektoniek aan die rand van die Kaap-
vaal-kraton as wringverskuiwing, met meegaande
op- en afskuiwing gesien word, word dieper in
die Namakwagordel, wat nog steeds aan druk-
spanning onderworpe was, deur $D_n + 3$ -plooing
verteenvoerdig. Soos reeds genoem, was die
Namakwagordel sensu stricto selfs in Karootyd
nog steeds aan drukspanning onderworpe, soos deur
die afwesigheid van dolerietgange aangetoon.

(v) Die finale stadium van wringtektoniek word deur

deurlopende wringverskuiwings gekenmerk. In gebied 2922 C en D word die Doornbergbreuk, die Jackalswater- en die Eyerdoppanverskuiwing as die laaste uitdrukking van die wringtektoniek beskou. Die vroegste fase van wringing bestaan uit plooiing met gekonjugeerde verskuiwing en eers in die laaste fase word die hoofwringverskuiwing gevorm. Die $D_n + 4$ -periode sensu stricto verteenwoordig laasgenoemde. Vervorming deur breking begin by verskeie punte langs 'n wringsone en die hoofverskuiwing verskyn geleidelik as 'n aanmeaargeskakelde serie van vroeëre breuke. Gepaard hiermee vind lokale intense milonitisasie en ondergeskikte plastiese vervorming plaas. 'n Groot verskeidenheid van verskuiwingsblokke word in die wringsone geproduseer en mag die eienskappe van of op- of afskuiwings besit. Die verplasing langs laasgenoemde word al minder soos verplasing langs die hoofwringverskuiwing vermeerder, sodat wringing en verskuiwing langs die hele sone meer kompleks word en uiteindelik 'n gevlegte patroon aanneem. Al hierdie eienskappe kan in gebied 2922 C en D gedemonstreer word (Fig. 1.1).

Die Doornbergbreuksone bestaan uit drie subparal= lelle hoofverskuiwings met 'n groot aantal ondergeskikte verskuiwings en skuifskeure, wat veral goed vanuit die lug waargeneem kan word (Fig. 3.39). Kwartsare is langs verskeie van hierdie breuke ingeplaas en weer deur latere beweging gebreksieer of gelinieer. Milonitisasie kan algemeen, veral noord en suid van Prieskaspoort, waargeneem word en is veral in die Vloergraniet en in die kwartsiet van die Vryburg-Formasie ontwikkel. In die veld vertoon die ultramiloniet dikwels soos gebande suurlawa (Fig. 3.40 en Fig. 3.41) en kataklase met meegaande plastiese vervorming word duidelik geillustreer. Die plastiese vervorming is uiters



Fig. 3.39 'n Skuins lugfoto om die spoor van die Doornbergbreuksone te illustreer. Die noordwesstrekende heuwels aan die regterkant is die westelike rand van die Doornberge en word hoofsaaklik deur die Asbesheuwels-Formasie gebou. Die Doornbergbreuksone lê in die laagliggende deel, onmiddellik wes hiervan. Foto direk noord van Prieskaspoort.

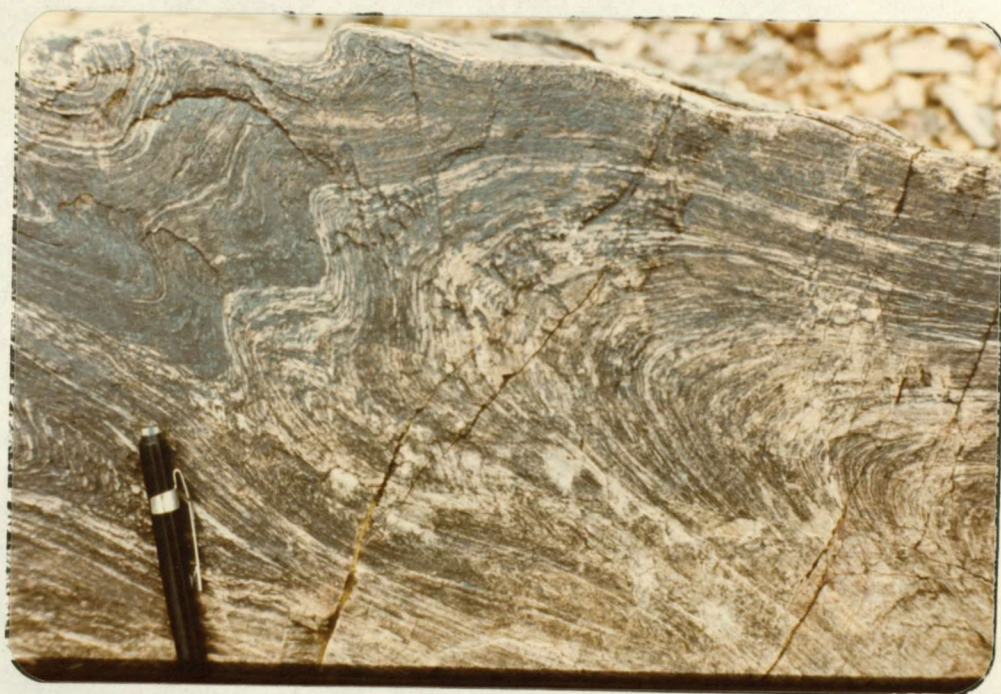


Fig. 3.40 Plastiese vervorming in ultramiloniet langs die Doornbergbreuksone. Uiterste plastiese vervorming word veral in die onderste deel van die foto geïllustreer. Let op dat die plooiasse subhorisontaal is. Op Prieskas Poort 51.



Fig. 3.41 *Plastiese vervorming in ultramiloniet van die Doornbergbreuksone. Let op dat die plooiasse subhorisontaal is. Op Prieskaspoort 51.*

kompleks, hoewel die plooiasse subhorisontaal is.

Miloniet is die produk van intense dinamiese metamorfose en die vorming kan in terme van vyf fases beskryf word (Roy, 1977). Fase 1 word deur kataklase en rekristallisering gekenmerk. Die groter kwartskorrels is omring deur kleiner mikrokorrels wat meestal spanningsvry uitdoof; veldspaat verbreek nie so maklik soos kwarts nie en is gewoonlik deur fyn korrels van kwarts omring. Gedurende fase 2 vind skuifskewing plaas en hierdie strukture kom tipies in gekonjugeerde pare voor. Glimmer neig om parallel aan die skuifskewingsone te ontwikkel. Roy (1977) meld dat klein skuifskewe met meetbare verplasing in veldspaatkristalle voorkom. Beide fases een en twee kan duidelik in die ultramiloniet net wes van Prieskaspoort waargeneem word. Fase drie word deur herstel en rekristallisering gekenmerk. Die kwarts teenwoordig in die skuifskewingsone van

fase twee rekristalliseer om klein spanningsvrye kristalle te vorm; die verbrokkelde kwarts wat die veldspaatkristalle omring rekristalliseer ook en glimmer groei slegs parallel aan die skuifskoursones. Gedurende fase vier vind afplatting plaas; die gekonjugeerde sones van fase twee word nader aanmekaar gedruk terwyl die tussenliggende kristalle augen-vorms aanneem. Enige veranderingsprodukte van die veldspaat word tot die skuifskoure gevoeg. Glimmer groei ook in die afgeplatte skuifskoure en nou kan daar reeds van milonietgebandheid gepraat word. Hierdie fase word ook gekenmerk deur die ontwikkeling van prominente lineasies as gevolg van die rotasie van die groter kristalle van veldspaat en kwarts en die parallelle rangskikking van die glimmerminerale. Hierdie lineasie is bekend as 'n rek-lineasie, wat baie opvallend in die miloniete naby Prieskaspoort ontwikkel is.

Gedurende fase vyf kom finale herstel en kristallisasie algemeen voor; die kwartskristalle ontwikkel in die skuifskoursones van fase vier en is tipies spanningsvry. Gedurende milonitisasie vind hoofsaaklik afplatting plaas, hoewel geringe rekking, aangedui deur die rek-lineasies, ook voorkom. Die meganisme van vorming van milonietsones is 'n omstrede onderwerp. Vernon

en Ransom (1971), Hara et al., (1973) en Schwerdtner en Bauer (1975) glo dat miloniete slegs deur skuifskewing vorm. Volgens Eispach (1970) is dit die produk van laminêre vloei, net soos in die geval van rioliete en ignimbriete. Johnson (1967), Dalziel en Bailey (1968), Ross (1973) en Tullis et al. (1973) glo dat miloniet die produk van vlakvervorming (plain strain) is. Ramsay en Graham (1970) dui aan dat die foliasie in miloniete parallel aan die XY-vlak van die vervormingsellipsoïed ontwikkel. Wilkenson et al. (1975) en Roy (1977a) stel voor dat die afplatting in stootverskuiwingsgordels parallel aan die maksimum skuifskewervorming (shear strain) is. Dit blyk dus dat miloniet die produk van beide skuifskewer- en vlakvervorming kan wees.

Die struktuurelemente in die milonietzone naby Prieskaspoort word in Fig. 3.42 aangetoon. Steil, noordwesduikende rek-lineasies kom in die milonietzone voor en definieer 'n laaste, skuif-opwaartse komponent. Die westelike verskuiwing van die Doornbergbreukzone is 'n steilhellende opskuiwing en dit verklaar hoekom gesteentes van verskillende ouderdom tans naasliggend gevind word. Die vinnige toename in metamorfose van oos na wes is die produk van blokke van vloergesteentes wat opgeskuif is, sodat dieper dele van die kors wes van die Doornberge blootgelê is.

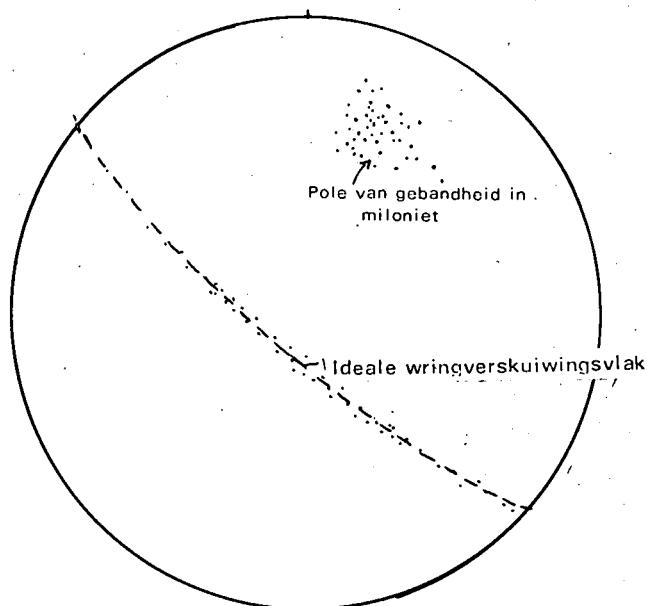


Fig. 3.42 . Strukturelemente (foliasie = gebandheid en lineasie) in ultramiloniet van die Doornbergbreuksone.

Vertikale lineasies is ook dikwels sigbaar op ouer kwartsare wat parallel aan die Doornbergbreuksone ingeplaas is (Fig. 3.43) en illustreer ook hierdie vertikale verplasingskomponent. Steilhellende opskuiwings is met baie wringsones in ander wêrelddele geassosieer, byvoorbeeld met die San Gabriel-verskuiwingsone in suidelike Kalifornië (Jennings et al., 1954).

Subhorisontale plooië is ook in talkskis van die Ghaaplato-Formasie, wat in die Doornbergbreuksone voorkom, ontwikkel (Fig. 3.44).

Die Jackalswatersverskuiwing kan slegs as 'n linieëre struktuur op lugfoto's waargeneem word, hoewel 'n wanaanpassing van plooistrukture op Witfontein 54



Fig. 3.43 Vertikale lineasies op 'n ouer kwartsaar wat langs die Doornbergbreuksone ingeplaas is. 'n Vertikale verplasingskomponent word duidelik geïllustreer. Op Prieskas Poort 51.



Fig. 3.44 Subhorizontale plooië in talkskis van die Ghaap=plato-Formasie wat in die Doornbergbreuksone voorkom. 'n S_1 -foliasie is hier plasties vervorm. In 'n padsnit in Prieskaspoort. Op Prieskas Poort 51.

aan weerskante van hierdie verskuiwing gevind word (Fig. 1.1). Die verskuiwingsone is egter baie goed in 'n spoorsnit deur amfibolitiese gesteentes van die Modderfontein-Formasie op Jackals Water 68 blootgelê. Die gesteentes is intens gemilonitiseer en het 'n goed ontwikkelde subvertikale foliasie (gebandheid) ontwikkel (Fig. 3.45).

Opvallend is die teenwoordigheid van geronde of uitgerekte aggregate van kwarts en veldspaat, sodat die gesteente oppervlakkig soos 'n konglomeraat vertoon. Parallel aan die gebandheid is kwartsare, wat lokale plastiese vervorming ondergaan het, ingeplaas. Hierdie sone illustreer dus kontinue beweging, met die inplasing van kwartsare op verskillende tye; die vroeëre are is gebreek en gemilonitiseer, terwyl lateres slegs effens geplooi is. Langs die rand van die verskuiwingsone kom brokstukke van gefolieerde amfiboliet in die gebande miloniet voor. Die S_1 -foliasie in die brokstukke is in alle rigtings georiënteer, wat aandui dat die beweging ten minste jonger as D_{n+1} is. In die onmiddellike omgewing van die milonietzone word subhorisontale plooië, wat 'n S_1 -foliasie vervorm, gevind (Fig. 3.46). Hierdie plooië is ongetwyfeld ook met beweging langs die Jackalswatersverskuiwing geassosieer, aangesien dit nie met D_{n+2} of D_{n+3} in verband gebring kan word nie.

Die Eyerdoppanverskuiwingsone definieer die westelike rand van die Kaaienheuwels en kan slegs as 'lyne' op lugfoto's waargeneem word. Hierdie sone vertak op Kareeboom Put 57 en Eyerdop Pan 58 (Fig. 1.1): die oostelike tak word die Brulpanverskuiwingsone verder noordwaarts (Vajner, 1974; Linström, 1977), terwyl die westelike tak noordwaarts as die Brakbosverskuiwingsone (Vajner, 1974; Linström, 1977; Smit, 1977) voortgeset en tot by



Fig. 3.45 Subvertikale gebandheid in die Jackalswaterver= skuiwing. Let op die geronde of uitgerekte ag= gregate van kwarts en veldspaat, met jongere, geplooiëde kwartsare. Op Jackals Water 68.



Fig. 3.46 *Subhorizontale plooi in die amfibolitiese gesteentes van die Modderfontein-Formasie langs die Jackalswaterverskuiwing. 'n S_1 -foliasie is hier skynbaar konsentries vervorm. In die spoorsnit op Jackals Water 68.*

Gariep gevolg kan word. In gebied 2922 C ver= teenwoordig beide hierdie takke sintetiese verskuiwings wat met die Eyerdoppan-wringsone geassosieer is; laasgenoemde is heel waarskynlik die suidoostelike voortsetting van die noord= wesstreckende Bovenrugzeermegaskuifskeur (Botha et al., 1977; Linström, 1977) wat oos van Kenhardt verby strek.

Die konglomeraat van die Eyerdoppan-Formasie, wat in die Eyerdoppan-wringsone lê, toon lokaal interessante vervorming : in die suide is die konglomeraat intens gemilonitiseer en kom die rolstene in 'n grondmassa van filloniet voor. Die lang asse van die rolstene is subvertikaal georiën= teer (Fig. 3.47) en reknate wat loodreg op die lang asse ontwikkel het (Fig. 3.48) is algemeen. 'n Vertikale verplasingskomponent word duidelik



Fig. 3.47 Die Eyerdoppankonglomeraat met rolstene in 'n grondmassa van filloniet. Die lang asse van die rolstene is subvertikaal georiënteer. Op die suidoostelike deel van Eyerdop Pan 58.



Fig. 3.48 Subhorisontale reknate in rolstene van die Eyerdoppaan-Formasie. Die rolstene is uit die matriks verwyder en die lang as was feitlik vertikaal georiënteer. Op Eyerdop Pan 58.

geïllustreer.

Verder noordwaarts, net suid van die Witkop-opstal is die konglomeraat nie gemilonitiseer nie en het die lang asse van die rolstene 'n normale duik van 30° na die suidooste (Fig. 3.49). Dit dui aan dat slegs gedeeltes van die opeenvolging langs die Eyerdoppan-wringsone gemilonitiseer is. Verder suidwaarts, op Hedley Plains A64, is milonietsones ook in die Spioenkop-Formasie langs die Eyerdoppan-wringsone, aangetref. Ongelukkig is die dagsome suid van hierdie lokaliteit so swak dat geen miloniet opgespoor kon word nie.

Lokale, noodwesstrekkeende milonietsones is ook in die Vloergraniet op Witfontein 54, op Witvlei 55 en op Kalk Put 16 aangetref. Hierdie voorkomste is heel waarskynlik met die Doornbergbreuksone geassosieer. Die graniet is intens gemilonitiseer en kwartsare is langs die filloniet ingeplaas (Fig. 3.50). Latere skuifskure (Fig. 3.51), asook vertikale beweging, kan in die filloniet gedemonstreer word (Fig. 3.52).

Die laaste bewegings wat in gebied 2922 C en D waargeneem word, is afskuiwings en is veral in die Griekwaland-Wesopeenvolging op die Kaapvaalkraton ontwikkel. Die Kalkfonteinverskuiwing is 'n goeie voorbeeld en word gekenmerk deur breksiasie en sekondêre silisifisering. Net suid van die Kalkfontein-opstal kom laegraadse Cu-mineralisasie (malagiet) in die verskuiwingsone voor. Wes van die Doornberge is afskuiwings ook redelik volop en hier kan dikwels waargeneem word dat kwartsare wat langs ouer bewegingsvlakke ingeplaas is, deur latere afskuiwings gebreksieer is. Fig. 3.53 en Fig. 3.54 is enkele voorbeelde van tensiever-skuiwings.

Die megaskuifskure soos die Tantalite Valley-,

Cnydas- en Bovenrugzeerstrukture (Beukes, 1973; Beukes en Botha, 1975; Geringer en Botha, 1976; Linström, 1977) word almal deur retrogressiewe metamorfose gekenmerk. So is gesteentes wat regionale amfibolietfases ($D_n + 1$ -metamorfose) vertoon retrogressief na groenskis verander. In gebied 2922 C is hierdie retrogressiewe metamorfose (M_4) langs wringsones nie so opvallend nie, behalwe in die fillonitiese gesteentes van die Eyerdoppa-Formasie.



Fig. 3.49 Die oriëntasie van die lang asse van rolstene in die Eyerdoppa-konglomeraat. Op Eyerdop Pan 58.



Fig. 3.50 *Kwartsaar in ultramyloniet (filloniet) in Vloergraniet. Let op latere vertikale beweging (vertikale lineasies en reknate) op kwartsaar. Op Witvlei 55.*



Fig. 3.51 *Ultramyloniet (filloniet) in Vloergraniet. Let op skuifskure wat deur die foliasie van die filloniet sny. Op Witvlei 55.*

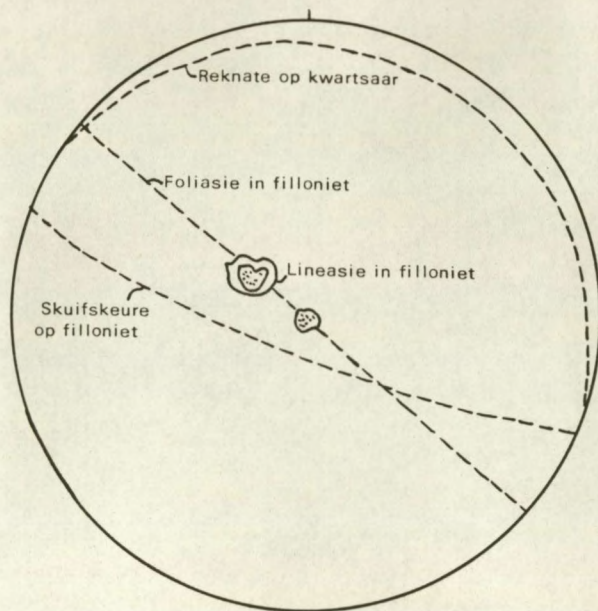


Fig. 3.52 *Struktuurelemente in die ultramyloniet (fillo-*
niet) in die Vloergraniet. Op Witvlei 55.



Fig. 3.53 *Breksie langs 'n afskuiwing in die Seekoebaard-*
Formasie. Op Witvlei 55.



Fig. 3.54 Afskuiwing in die Waterkoppluton. Let op die verplasing van 'n insluitel van kwartsiet in die graniet. Op Jackals Water 68.

3.2 VERVORMINGSANALISE

3.2.1 Inleiding

'n Vervormingsanalise is op sekere gesteentes in gebied 2922 C en D uitgevoer met die doel om moontlike strukturele sones uit te wys. Die vervorming in hierdie gebied was 'n kontinue proses en het heel waarskynlik (soos in Hoofstuk 3.1 bespreek) in Griekwaland-Westyd 'n aanvang geneem en in Namakwatyd tot volle verwerkliking gekom. Inisieel het slegs plastiese vervorming plaasgevind, gevolg deur stootverskuiwing en uiteindelik deur wringverskuiwing. Die fase van plastiese vervorming lewer die grootste bydrae tot die verkorting van die aardkors. In die huidige studie is skalieklaste (in die Vryburg-Formasie), amandels en amandelvormige strukture (in die Marydale-Groep) en kwartsietrolstene (in die Eyerdoppan-Formasie) aangewend om die mate van afplatting te bepaal. Die metodes van Flinn (1962), Dunnet (1969) en Elliot (1970) is deurgaans gebruik en die berekenings en aanstipdiagramme is respektiewelik met behulp van 'n Univac- en Hewlett Packard rekenaar gedoen.

3.2.2 Amandelvormige strukture in Marydale-Groep

Amandels en amandelvormige strukture kom in beide die lawa en amfiboliet van die Marydale-Groep voor. Slegs monsters met 'n hoë digtheid van amandels is geneem om die probleem van kompetensie-kontras tussen matriks en amandel uit te skakel.

Drie en sewentig monsters van bekende oriëntasie is in drie lokaliteite versamel, naamlik op Doornfontein 70 in die suide, op Prieskas Poort 51 in die sentrale gedeelte en op Witfontein 54 in die noorde. In die laboratorium is die monsters langs drie hoofvlakke, naamlik XY, XZ en YZ gesny ($X \perp Y \perp Z$), waar X, Y en Z die ortogonale asse van die vervormingsellipsoïed voorstel. Foto's is van elke snit geneem en (a) die lang as van die uitgerekte ellips,

(b) die kort as van die uitgerekte ellips en (c) die oriëntasie in grade van die lang as, (ten opsigte van enige arbitrêre lyn van elke snit), is gemeet.

3.2.3 Skalieklaste in Vryburgkwartsiet

Dieselfde tegniek soos hierbo beskryf is op ses en dertig monsters van kwartsiet toegepas.

3.2.4 Kwartsietrolstene in Eyerdoppan-formasie

Die X-, Y- en Z-asse, sowel as die oriëntasie van die lang as, is direk in die veld gemeet. Weens die beperkte dagsoomverspreiding van die konglomeraat is die resultate egter nie van veel diagnostiese waarde nie.

3.2.5 Verwerking van Data

3.2.5.1 Inleiding

Die parameters, wat van elke monster verkry is, is in 'n rekenaar vir latere verwerking gestoor. In die eerste verwerking van die data is die pooldiagramme van Elliot (1970) gebruik om te bepaal wat die oorspronklike vorm van die amandels en klaste was. Hierdie toets word uitgevoer om die aanvangsmaaksel te bepaal aangesien dit 'n invloed op die finale vorm van die tektoniet sal hê (Ramsay, 1967). 'n Voorbeeld van 'n pooldiagram word in Fig. 3.55 aangebied.

In die tweede verwerking is die k-waardes (volgens die metode van Flinn, 1962) bepaal om die mate van verlenging of verkorting te verkry. 'n Voorbeeld van hierdie verwerking word in Fig. 3.56 aangebied.

In die derde verwerking is R_f/ϕ -diagramme, volgens die metode van Dunnet (1969) gekonstrueer en met meesterkurwes (opgestel deur die Universiteit van Leeds) vergelyk om die R_s (vervormingswaarde) vas te stel.

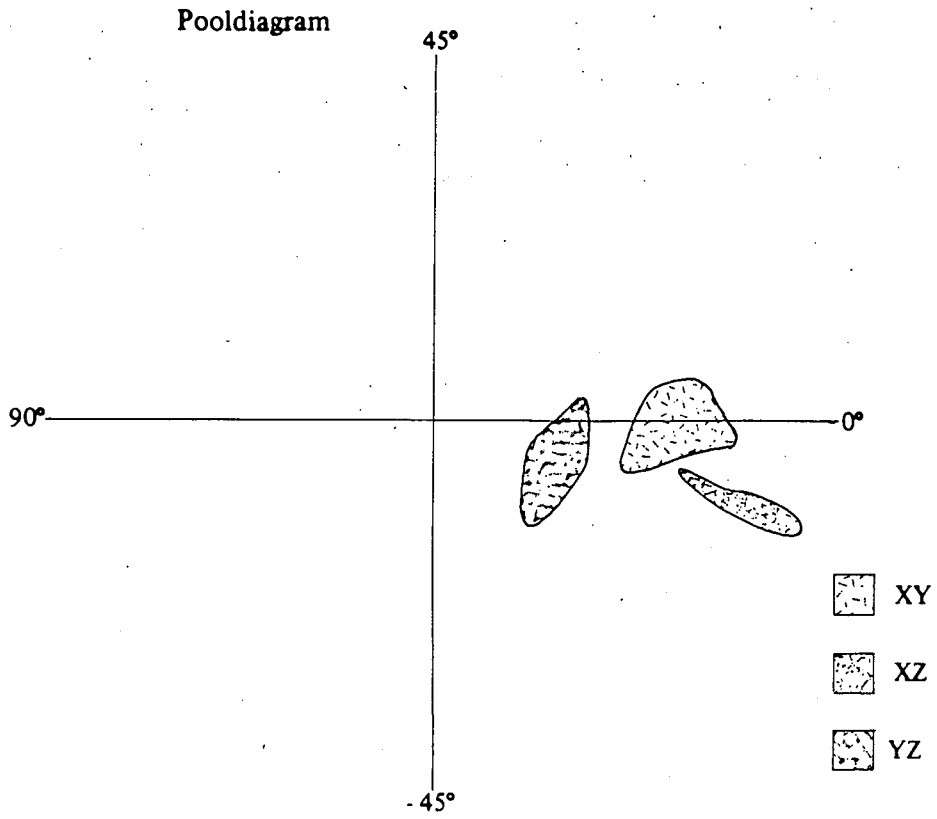


Fig. 3.55 Voorbeeld van 'n pooldiagram.

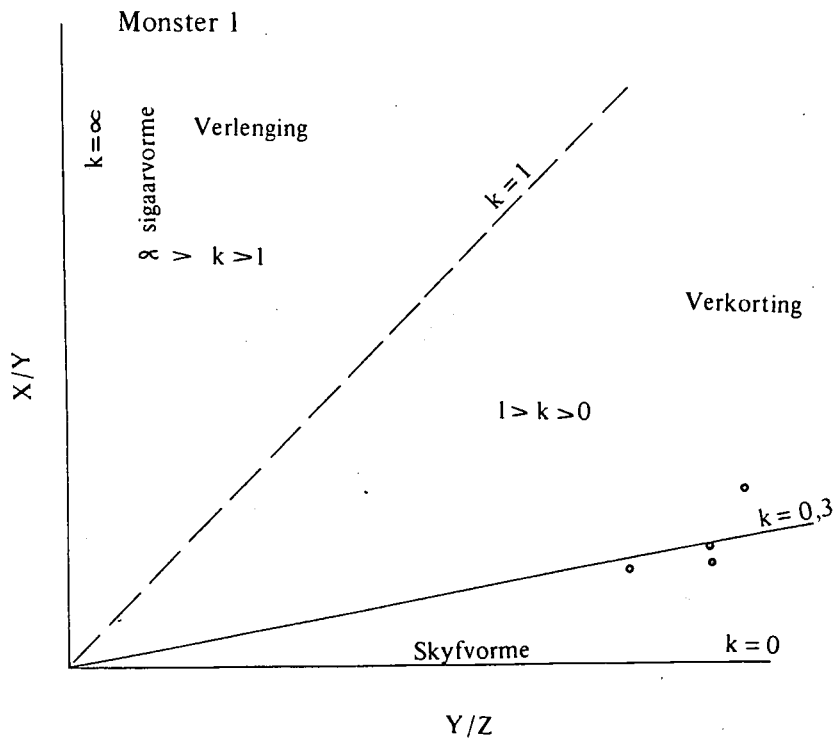


Fig. 3.56 Voorbeeld van 'n k-waardediagram.

In die laaste verwerking is die Kriging-metode gebruik om die R_s -waarde van die gebied te kontroleer.

3.2.5.2 Resultate

3.2.5.2.1 Pooldiagramme

Die amandelvormige strukture in die Marydale-amfiboliet dui deurgaans op intense vervorming; dit word geïllustreer deur waardes, verkry van die XY-, XZ- en YZ-vlakke, wat ver na regs op die figure aanstip; die aanstipvelde is ook van mekaar verwyder. Die vorm van die aanstipvelde wissel van linêr tot hartvormig, wat op uiterste afplatting, dus hoë vervorming dui. 'n Enkele voorbeeld word in Fig. 3.57 geïllustreer.

Die aanstipposisies van die drie snitte van die skalieklaste in die kwartsiet oorvleuel en is effens na regs van die pool verplaas, wat op matige vervorming dui. Die vorm van die aanstipvelde is hart of deltavormig, wat op enkelmodaal of bimodale aanvangsvorms dui. 'n Enkele voorbeeld word in Fig. 3.58 geïllustreer.

3.2.5.2.2 K-Waardes

Hierdie waardes word gebruik om omgewings waar regionale skuifskewing plaasgevind het, omgewings van samedrukking (kompresie) en omgewings van rekking (tensie) uit te wys. Die k-waardes vir die amfiboliete val in die kwadrant $1 < k < 0$, wat daarop dui dat afplatting hier die oorheersende vervormingsmeganisme was. Die waardes wat vir agt lokaliteite bepaal is varieer tussen 0,08 en 0,94 met 'n gemiddelde van 0,4. Vir die amandelhoudende lawa is die gemiddelde k-waarde feitlik gelyk aan 1,0, wat aandui dat hierdie gesteente net langs 'n regionale skuifskeursone voorkom; k-waardes wat vir agt lokaliteite bepaal is varieer tussen 0,7 en 3,3, met 'n gemiddelde van 1,2. Hierdie gevolgtrekking word bevestig deur veldgetuienis aangesien die amandelhoudende lawa tussen die Jackalswater- en Doornbergskuifskeursones dagsom. Die

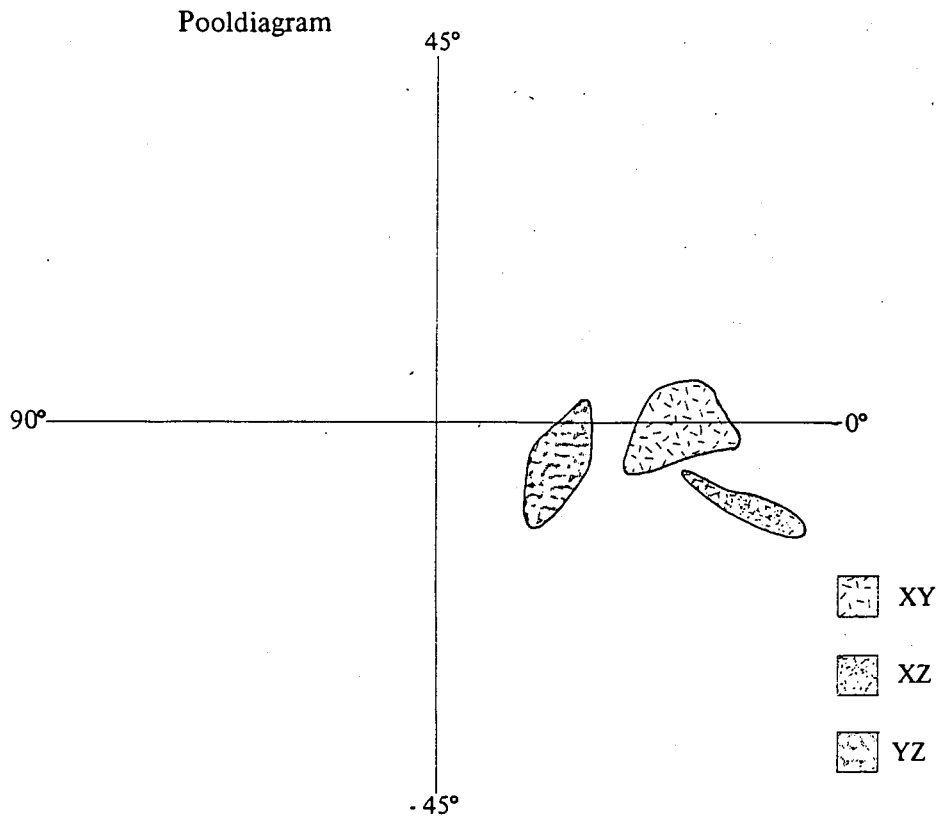


Fig. 3.57 Voorbeeld van 'n pooldiagram van die amandelvormige strukture in die Marydale-amfiboliet.

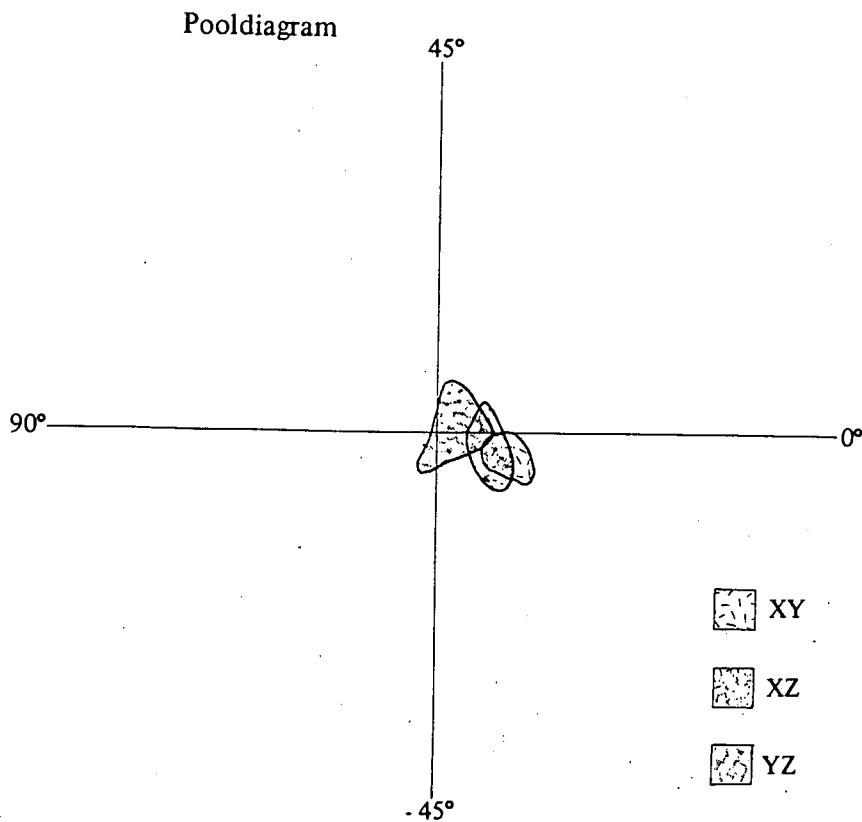


Fig. 3.58 Voorbeeld van 'n pooldiagram van die skalielaste in die kwartsiet (Vryburg-Formasie).

k-waardes verkry van monsters van die Vryburgkwartsiet
dui op matige afplatting; k-waardes wat vir vier
lokaliteite verkry is varieer tussen 0,5 en 0,8, met 'n
gemiddelde van 0,65.

3.2.5.2.3 R_s -Waardes

Die R_f/ϕ -tegniek is nuttig omdat dit 'n aanduiding van
die driedimensionele vervorming gee. Die R_s -waardes
van die amfiboliet, afkomstig van agt lokaliteite,
varieer tussen 7,0 en 8,0, met 'n gemiddelde van 7,9;
vir die amandelhoudende lae, afkomstig van agt lokali-
teite, varieer dit tussen 1,5 en 1,7, met 'n gemiddelde
van 1,67; die vir die Vryburgkwartsiet, afkomstig van
vyf lokaliteite, varieer dit tussen 1,5 en 2,25, met 'n
gemiddeld van 1,65. Die amfiboliete het dus aansienlik
meer afplatting ondergaan as die ander twee groepe
gesteentes, wat aandui dat maksimum korsverkorting wes
van die Jackalswatersverskuiwing plaasgevind het.

3.3 SAMEVATTING

Met behulp van die veldgegevens, sowel as die vervormingsanalise is dit moontlik om die gebied wes van Prieska in vyf strukturele sones in te deel (Fig. 3.59).

Sone 1. In hierdie sone dagsoom slegs bokorsgesteentes; hoofsaaklik dié van die Griekwaland-Wesopeenvolging. Die plooië is deurgaans van Griekwaland-Wes-ouderdom, die plooiëasse is sub-horizontaal en die spoor van die plooiëasse strek noord tot noordoos. Verskuiwings in hierdie sone is gewoonlik afskuiwings. Soos die spoor van hierdie plooië sone twee nader is daar 'n rotasie van die plooiëasse parallel aan sone twee.

Sone 2. Hierdie sone is slegs een tot vier kilometer wyd en strek noordwes, parallel aan die Doornberge. Dit kan aaneenlopend, van suid na noord, deur die hele gebied gevolg word. Die westelike grens is 'n miloniet-sone wat plek-plek van suid na noord ontwikkel is. Die litostratigrafiese eenhede wat in hierdie sone dagsoom sluit die Vloergraniet, die Ventersdorp- en die Griekwaland-Wesopeenvolging in. Die sone word gekenmerk deur regionale, steil stootverskuiwing vanuit die weste tot suidweste (wat ouer gesteentes bo-oor jonger gesteentes stoot), sowel as afskuiwings wat waarskynlik jonger is. 'n Verdere kenmerk is intense dinamiese vervorming en groenskifasiesmetamorfose. Die spoor van alle plooiëasse is noordwes, parallel aan die rand van die Doornberge geroteer en word lokaal deur terugplooiing (back folding) gekenmerk. Hierdie sone verteenwoordig die struktuurverskynsel wat algemeen as die "Doornbergbreuksone" bekend staan. Rek-lineasies in die milonietsones het 'n steil helling na die noordweste, wat aandui dat die laaste bewegings in $D_n + 4$ -tyd vanuit die noordweste plaasgevind het.

Sone 3. Hierdie sone word in die weste deur die Jackalswatersverskuiwing begrens, wat met onderbreking vanaf Doornfontein 70 in die suide tot Witvlei 55 gevolg kan

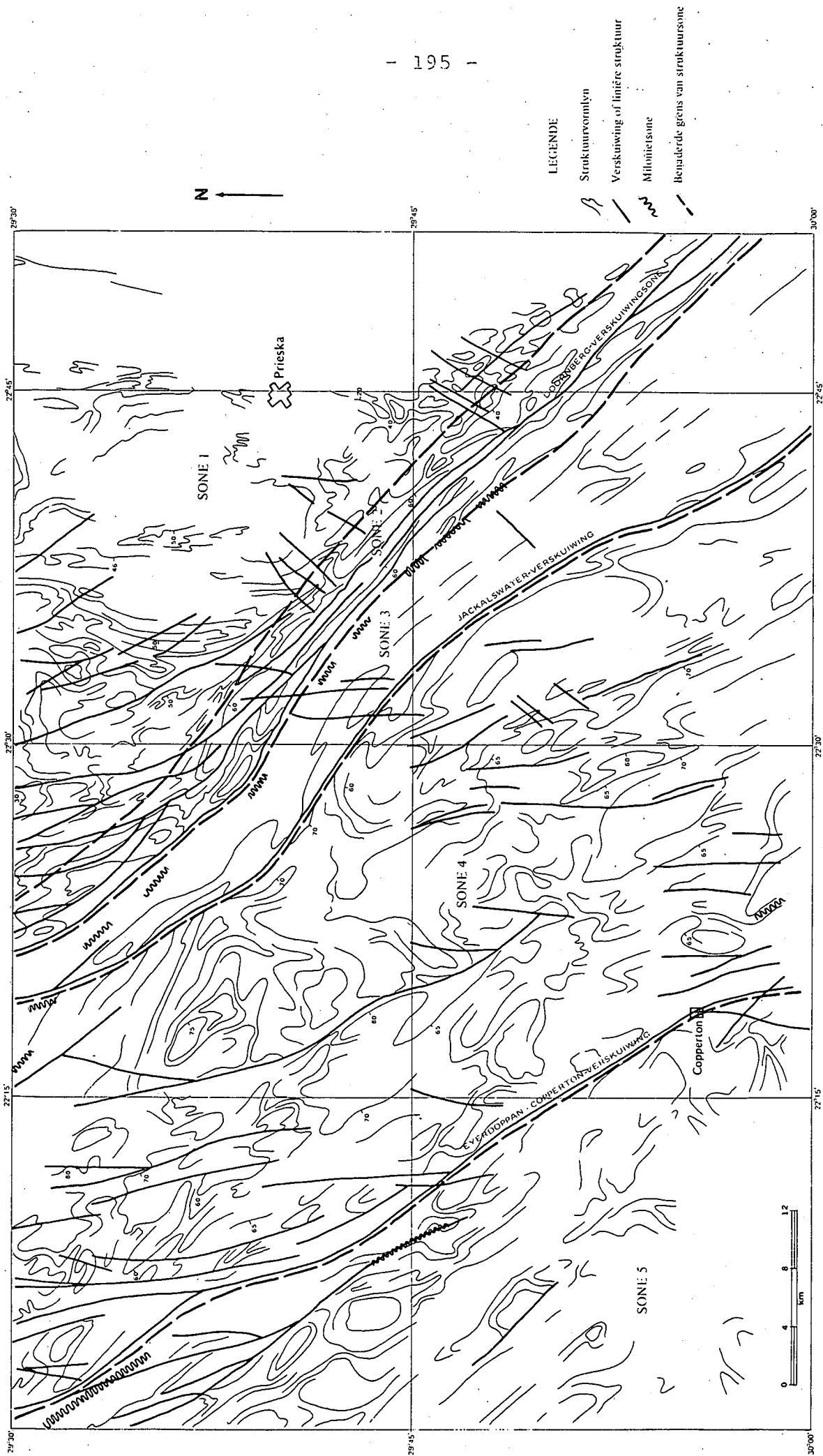


Fig. 3.59 Strukturele sones in die gebied wes van Prieska

word. Die spoor van die plooiasse strek weer eens noordwes en plooï-interferensie (D_{n+1} met D_{n+2}) is hoofsaaklik van die ko-aksiale tipe. Die gesteentes wat in hierdie sone dagsoom sluit hoofsaaklik die Vloergraniet en Prieskaspoort-Subgroep in. Vervorming is nie baie intens nie en hoofsaaklik groenskisfasiesmetamorfose word aangetref. Die oostelike en westelike grense word deur milonitiasie gekenmerk en die rek-lineasies in die miloniet besit 'n steil helling na die noordweste, wat aandui dat die laaste bewegings hoofsaaklik vanuit hierdie rigting plaasgevind het. Hierdie beweging was in laat D_{n+4} -tyd aktief en was hoofsaaklik vir die rotasie van alle oer struktuurelemente, parallel aan 'n noordwestelike rigting, verantwoordelik.

Sone 4. Hierdie sone word in die ooste deur die Jackalswatersverskuiwing begrens en in die weste deur die Eyerdoppan-Coppertonskuifskieursone wat hoofsaaklik as 'n lineament op lugfoto's herken kan word. In die noorde vorm die Eyerdoppanfilloniet deel van die sone. Die gesteentes wat in hierdie sone dagsoom sluit hoofsaaklik die Doornfontein-Subgroep en Spioenkop-Formasie van die Marydale-Groep, sowel as die Uitdraai-Formasie van die Matsap-opeenvolging in. Die spoor van die meeste plooiasse strek weer eens noordwes hoewel intense koepel- en komvorming as gevolg van plooï-interferensie (D_{n+1} en D_{n+2} met D_{n+3}) voorkom. Vervorming is intens en maksimale afplatting, aangedui deur volop klein skedeplooië, kom in die sone voor. Metamorfose is deurgaans van die amfibolietfasies en die sone as geheel word gekenmerk deur vele siënitiese en granitiese intrusies van Namakwa-ouderdom. Skedeplooië (sheath folds) is veral goed ontwikkel in die kwartsiete van die Uitdraai-Formasie en hierdie plooië, sowel as steilhellende, noordwesduikende rek-lineasies dui weer eens daarop dat die laaste beweging in D_{n+4} -tyd vanuit die noordweste was. Hierdie beweging verklaar hoekom groenskisfasies en amfibolietfasies naasliggend aan weerskante van die Jackalswatersverskuiwing

gevind word.

Sone 5. In hierdie sone dagsoom slegs gesteentes van die Korannaland-opeenvolging en dit word gekenmerk deur beide amfiboliet- en granulietfasiesmetamorfose. Vorming is weer eens intens en grootskaalse koepel- en komvorming as gevolg van interferensieplooiing kom algemeen voor. Dagsome is egter uiters swak sodat die ware tektoniese geskiedenis van hierdie sone nie ont- rafel kan word nie. Lineasies in enkele lokaliteite duik steil na die suidooste, wat daarop dui dat sone vyf regs lateraal relatief tot sone vier beweeg het; die laaste bewegings in sones twee, drie en vier het 'n linkslaterale sin.

4 METAMORFOSE

Die metamorfose langs die suidwestelike rand van die Kaapvaal-kraton in die Prieska-Marydalegebied is voorheen deur Cornell (1975) ondersoek. Hierdie outeur onderskei vyf sones van progressiewe metamorfose, wat op 'n toename in metamorfe graad van oos na wes dui. Botha et al. (1979) het die metamorfe sone-ring tussen Groblershoop en Kenhardt bestudeer en het vier metamorfe sones onderskei. Die metamorfe sonering in gebied 2922 C en D kom in breë trekke met die van Cornell (1975) ooreen.

In die huidige studie is geen poging aangewend om die gede-tailleerde metamorfe sonering vas te stel nie. Die redes hier-voor is:

- (i) Dagsome wes van die Doornberge en veral wes van die Kaaienheuwels is uiters swak en meestal intens verweer.
- (ii) Die grootste gedeelte van die stratigrafiese opeen-volging van die Marydale-Groep bestaan uit amfiboliete met vulkaniese of stollings-voorlopers, terwyl die samestelling van die ondergeskikte klastiese eenhede sulks is dat dit nie tot 'n verskeidenheid van meta-morfe mineraalparagenese aanleiding kon gee nie.
- (iii) Intense plooiing en verskuiwing gee tot aansienlike dislokasies van korsblokke aanleiding, en dit, tesame met die swak dagsome, veroorsaak dat 'n eweredige ver-spreiding van monsters nie bekom kon word nie.

Om hierdie redes word die progressiewe metamorfose in gebied 2922 C en D gerieflikheidshalwe aan die hand van die tekto-niese sones (Hoofstuk 3) bespreek.

Tektoniese Sone 1. In die Asbesheuwels-Formasie, oos van die Doornbergbreuksone, is die volgende mineraalassosiasies ge-vind: riebeckiet + stilpnomelaan en stilpnomelaan + chloriet.

Hierdie minerale is die produk van of diagenese of van baie laegraadse metamorfose (Winkler, 1979). Die graad van vervorming en van metamorfose in die Griekwaland-Wesopeenvolging is sulks dat die temperatuur heel waarskynlik nie 350°C oorskry het nie. Volgens Vajner (1974) dui die teenwoordigheid van stilpnomelaan aan dat die Griekwaland-Wesopeenvolging onder 'n groot dikte van oorliggende gesteentes begrawe moes gewees het, maar die nuutste getuienis (Winkler, 1979) weer spreek hierdie stelling.

Tektoniese Sone 2. Die mineraalparageneses wat hier aange-tref word, is die volgende:

- (i) Seekoebaard-Formasie
Aktinoliet + Chloriet + albiet + epidoot
- (ii) Nauga-Formasie
Chloriet + albiet
- (iii) Ghaapplato-Formasie
Talk + kalsiet/dolomiet + kwarts

Al bogenoemde parageneses is kenmerkend van laegraadse metamorfose. Die PT-toestande is feitlik dieselfde as die in Sone 1. Die metamorfe mineraal gloukofaan is in die miloniet-sone suid van Prieskaspoort aangetref. Aangesien die mineraal slegs in die miloniete opgemerk is, moes dit relatief laat in die tektoniese geskiedenis gevorm het en moet dit dus as die produk van dinamiese en nie regionale metamorfose nie, beskou word. Volgens Winkler (1979, p. 89) sal gloukofaan by 'n druk van 5 kb by 200°C en 7 kb by 350°C vorm, dus relatief lae temperatuur maar hoë druk.

Volgens Winkler (1979, p. 174) vind die verandering van aktinoliet na hornblende by ongeveer 500°C plaas en aangesien geen hornblende in Sone 2 voorkom nie, is hierdie temperatuur nie oorskry nie. Verder, aangesien lawsoniet/pumpellyiet afwesig is, moes die temperatuur $345^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ oorskry het (Winkler, 1979, p. 190-192). Sone 2 is dus kenmerkend van laetemperatuur-laegraadse metamorfose, dus die begin van die groenskisfasies.

Tektoniese Sone 3. Hierdie sone word deur amfiboliete en amfiboolskiste van vulkaniese en vulkanoklastiese oorsprong van die Prieskas Poort-Subgroep gekenmerk: ondergeskikte skisagtige klastiese gesteentes is lokaal teenwoordig. Die volgende mineraalassosiasies is opgemerk:

Aktinoliet + plagioklaas (An_{5-10}) \pm biotiet \pm kwarts
 \pm chloriet

Hornblende + plagioklaas (An_{5-10}) \pm biotiet \pm kwarts
 \pm epidoot \pm chloriet

Hornblende + plagioklaas (An_{5-10}) + granaat \pm kwarts

Volgens Winkler (1979) is epidoot die dominante aluminium-silikaat in die laetemperatuur-amfibolietfasies van baie metamorfe sones van lae tot middelmatige druk. Hierdie mineraal is egter stabiel vanaf laegraadse metamorfose tot by 694°C en 3kb (Winkler, 1979). Aangesien die plagioklaassamestelling tussen An_5 en An_{10} varieer en aangesien cordieriet nêrens in hierdie sone voorkom nie, moet aanvaar word dat Sone 3 nog steeds deel van die groenskisfasies uitmaak (verwys na Winkler, 1979). Die teenwoordigheid van almandien in die heel westelike dagsone van Sone 3, dui aan dat die hoëtemperatuursone van laegraadse metamorfose (Winkler, 1979, p. 90) hier bereik is. Aangesien die oorgang van aktinoliet na hornblende ook in hierdie sone plaasvind, moet aanvaar word dat die temperatuur 500°C oorskry het.

Die ondergeskikte ultramafiese gesteentes wat in Sone 3 voorkom is na serpentyn of tremoliet verander.

Tektoniese Sone 4. Hierdie sone word hoofsaaklik deur middel- tot grofkorrelrige amfiboliete van die Doornfontein-Subgroep gekenmerk, hoewel die onvolwasse sedimente (kwartsiet en kwartsserisietskis) van die Spioenkop-Formasie en die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie ook in die sone voorkom. Die mees algemene mineraalassosiasies in die amfiboliete is:

Hornblende + biotiet + plagioklaas (An_{34-65}) \pm kwarts
 \pm epidoot

Hornblende + plagioklaas (An_{50}) + almandien + kwarts

Hoewel pelitiese en semi-pelitiese gesteentes feitlik afwesig is in hierdie sone, is die volgende mineraalassosiasies op Uitspanberg 52 waargeneem:

Kaliumveldspaat + kwarts + almandien + sillimaniet \pm biotiet

Kwarts + cordieriet + plagioklaas \pm biotiet

Bogenoemde vier mineraalassosiasies is almal kenmerkend van middelgraadse metamorfose en hoewel slegs gesteentes met 'n beperkte mineralogiese samestelling ook in Sone 4 voorkom, word die gevolgtrekking gemaak dat die sone as geheel tot die amfibolietfasies behoort. Dit word deur die plagioklaassamestelling van An_{35} - An_{65} bevestig. Dit is baie moeilik om die PT-toestande wat in Sone 4 geheers het van bogenoemde mineraalparageneses af te lei. Cordieriet in middelgraadse metamorfose vorm deur die reaksie van chloriet + muskoviet + kwarts en is feitlik onafhanklik van P_{H_2O} ; volgens Winkler, (1979) vorm dit tussen $505^{\circ}C$ en $535^{\circ}C$ by 1-4 kb. Die "cordieriet-in"-isograad definieer egter die begin van middelgraadse metamorfose (Winkler, 1979, p. 77-81), hoewel hierdie mineraal tot in hoëgraadse metamorfose stabiel bly. Die afbreek van muskoviet in die teenwoordigheid van kwarts en plagioklaas definieer die oorgang van middel- na hoëgraadse metamorfose; dit gaan gepaard met die inbring van K-veldspaat in ewilbrium met sillimaniet en almandienryke granaat. Die PT-toestande vir die verdwyning van muskoviet is $580-660^{\circ}C$ by 1-3 kb indien P_{H_2O} nie 3,5 kb oorskry nie (Winkler, 1979, p. 83-85); by 3-5 kb sal anateksis begin. Geen tekens van anateksis is egter in Sone 4 aangetref nie.

Uit bogenoemde kan afgelei word dat die PT-toestande in Sone 4 tussen $500^{\circ}C$ en $660^{\circ}C$ by 1-4 kb gevarieer het.

Tektoniese Sone 5. Slegs metamorfe gesteentes van die Korannalandopeenvolging kom in hierdie sone voor en die volgende mineraalassosiasies is respektiewelik in sillimaniet-gneis, hipersteengranuliet, diopsiedgranuliet en biotiet-graanaatgneis opgemerk:

Kaliumveldspaat + kwarts + plagioklaas + sillimaniet

Plagioklaas + hornblende + diopsied + hipersteen + biotiet

Diopsied + plagioklaas + hornblende

Kwarts + biotiet + plagioklaas + almandien

Hierdie assosiasies is almal kenmerkend van hoëgraadse metamorfose en sommige van die regionale hipersteensone (Winkler, 1979). Die PT-toestande het heel waarskynlik tussen 640°C en 700°C by 1-5 kb gevarieer (kyk Winkler, 1979, p. 245-254, en p. 272).

Opsomming. Geen poging is in die huidige studie aangewend om die gedetailleerde progressiewe metamorfe sonering in die gebied wes van die Doornberge te bepaal nie. Dit is egter duidelik uit bogenoemde bespreking dat die strukturele sones min of meer met die metamorfe sones ooreenstem, naamlik baie lae- en hoëgraadse metamorfose oos van die Doornbergbreuksone, met progressief hoër metamorfe graad verder weswaarts. Dit is ook duidelik dat relatief lae en relatief hoë metamorfe sones tans naasliggend gevind word en dat relatief dieper korsblokke tans op dieselfde vlak van oos na wes blootgelê is.

Tekens van retrogressiewe metamorfose, hoewel nie so opvallend nie, word oral wes van die Doornberge aangetref. Die volgende dien as voorbeeld:

- (i) Gang- of plaatagtige intrusies van pirokseenbevattende amfiboliet word in beide tektoniese Sones 3 en 4 aangetref. In feitlik alle gevalle van pirokseenbevattende

amfiboliet kon daar deur gedetailleerde veldwerk bewys word dat hierdie gesteentes intrusies verteenwoordig. Die intrusies het deurgaans 'n gabbroïese samestelling en die afbreek van pirokseen na hornblende kan duidelik geïllustreer word. Dit is dus twyfelagtig of die granuliet-metamorfose wat Cornell (1975) in Tektoniese Sone 4 gevind het, wel bestaan.

- (ii) Retrogressiewe metamorfose is algemeen langs die talryke skuifskeursones wat wes van die Doornberge voorkom. In die skuifskeure wat in amfiboliet voorkom is die hornblende geheel of gedeeltelik verander na chloriet, terwyl die skuifskeure wat deur kwarts-veldspatiese gesteentes (graniet en konglomeraat) sny as fillonietsones beskryf kan word.

5 GEOTEKTONIEK

Hoewel gebied 2922 C en D belangrike elemente van die geotektoniese ontwikkeling van Noord-Kaapland vertoon, kan 'n sinvolle model slegs opgebou word met inagneming van die stratigrafie en struktuur van die hele gebied tussen Soetvlei en Upington.

Die sentrale gedeelte van die Suid-Afrikaanse subkontinent, die Kaapvaal-kraton (Pretorius, 1974 en Clifford, 1970) word progressief deur jonger orogenetiese gordels omsom (Fig. 5.1). Die Kaapvaal-kraton word deur Argeïese groensteenformasies en Proterosoïese sedimentêr-vulkaniese opeenvolgings (Witwatersrand-, Ventersdorp-, Transvaal- en Griekwaland-Wesopeenvolging) gekenmerk en die laaste, algemene regionale metamorfose wat die kratoniese gesteentes ondergaan het, word op ongeveer 3 000 m.j. gedateer. In die Kaapprovinsie kan respektiewelik die suidwestelike deel van die Kaapvaal-kraton, die Namakwalandse Mobiele Gordel (1 000 - 1 400 m.j.), die Malmesbury-Gariepgordel (550 - 750 m.j.) en die Kaapse Plooi Gordel (200 - 300 m.j.) onderskei word (Fig. 5.1). Die regionale grein in die ouer gordels word deur dié in die jonger gordels afgesny en die algemene indruk is dat die subkontinent deur die toevoeging van mikro-kontinentale blokke tot die Kaapvaal-kraton gegroei het.

Wes en suidwes van die Kaapvaal-kraton is lae- tot hoëgraadse skis, gneis en migmatiet van metasedimentêre oorsprong in die Namakwalandse Mobiele Gordel blootgelê. In die verlede is na hierdie metasedimente verwys as die Matsap-, Kheis- en Namakwalandopeenvolging, of kollektief as die Namakwalandse Mobiele Gordel of Namakwalandse Metamorfe Kompleks. Volgens die Suid-Afrikaanse Komitee vir Stratigrafie word die gebied wes van die Kaaienheuwels informeel na verwys as die Korannalandopeenvolging en die gebied wes van Keimoes-Kenhardt as die Boesmanlandopeenvolging. Pretorius (1974) beskryf beide as die Sonama-provinsie, terwyl

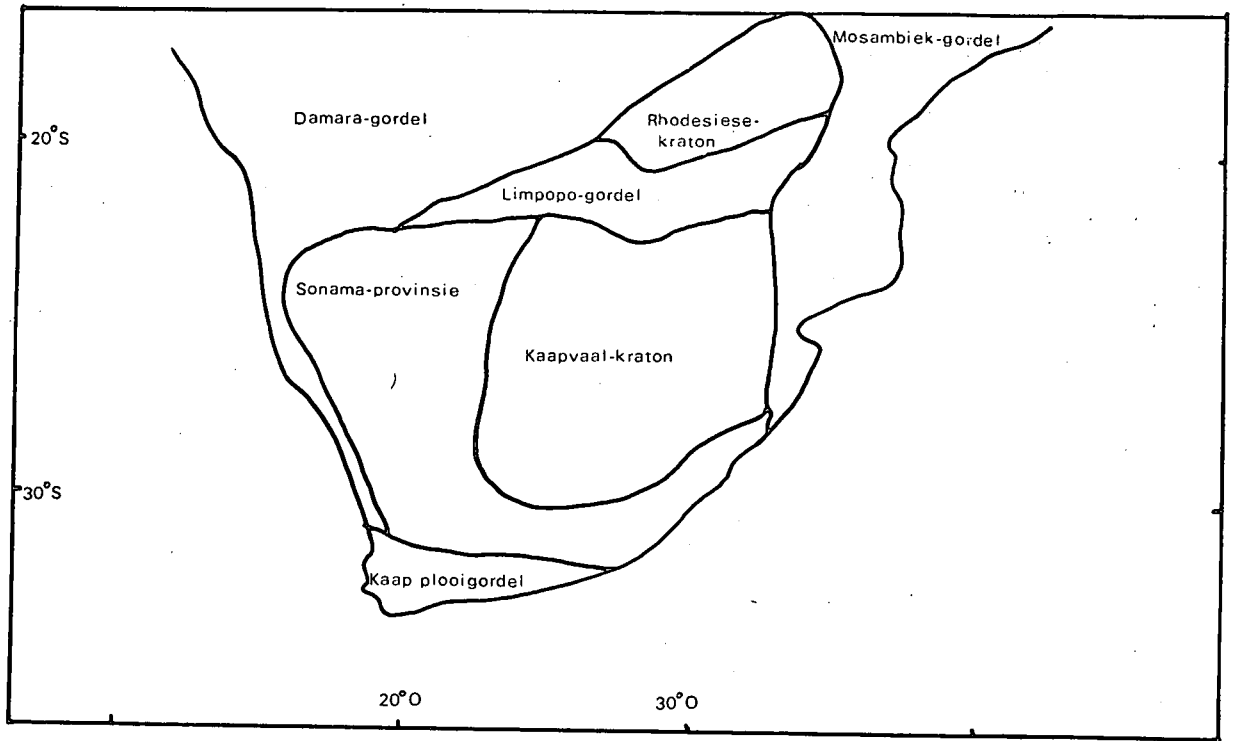


Fig. 5. | Skematiese voorstelling van die Kaapvaal-kraton wat deur progressief jonger orogenetiese gordels omsom word (volgens Clifford, 1970).

Clifford (1970) dit as 'n vestige^{ge}osinklien van die Kibaran-tektogenese beskou.

Joubert (1971), Beukes (1973), Geringer (1973), Botha et al. (1977) en Botha en Grobler (1979) toon aan dat polifase metamorfose in die gordel plaasgevind het. Die oorgang van ongemetamorfoseerde Kaapvaal- na gemetamorfoseerde Sonama-gesteentes word uitstekend in gebied 2922 C en D gedemonstreer en vind plaas in 'n gordel, 4,5 km breed, langs die westelik rand van die Doornberge. Die laaste tektono-termiese gebeurtenis in die gordel was 1 000 m.j. gelede (Nicolaysen en Burger, 1964; Clifford et al., 1975), maar die

vroegste vervorming het heel waarskynlik reeds ongeveer 1 400 m.j. gelede in aanvang geneem.

Onmiddellik wes en suidwes van die Kaapvaal-kraton volg die Matsap-, Kheis- en Korannalandopeenvolging wat deur Botha et al. (1976) as 'n kontinue sedimentêr-vulkaniese afsetting beskou word. Die opvallende litologiese verskille van oos na wes word deur sedimentêre fasiesverandering, gepaard met 'n toename in die graad van metamorfose in dieselfde rigting (Botha en Grobler, 1979), verklaar en die aanvang van sedimentasie word op

2 100 m.j. gedateer (Crampton, 1974). Die presiese korrelasie van die metasedimentêre opeenvolgings in gebied 2922 C en D is onseker, hoewel sommige eenhede ongetwyfeld met dié van Linström (1977) en Smit (1977) verder noord gekorreleer kan word en wat deur hulle as deel van die Matsapopeenvolging beskou word. In gebied 2922 C en D, soos verder noord, lê dieper vlakke van die Namakwalandkompleks tans teenaan 'n baie hoër vlak van die Kaapvaal-kraton. Die beskikbare getuienis toon aan dat sialiese kors oor die hele Suid-Afrikaanse subkontinent teenwoordig was (Clifford, 1970; Kröner, 1977; Martin en Paroda, 1977; Botha en Grobler, 1979) en dat die progressief jonger-wordende mobiele gordels slegs herwerking van die sialiese kors demonstreer. Die tektoniese elemente wat in gebied 2922 C en D ontbloot is, kan egter alles in terme van wringtektoniek verklaar word.

Volgens Botha en Grobler (1979) kan die Namakwalandse Mobile Gordel in Noord-Kaapland in 'n Matsap-, 'n Kheis- en 'n Namakwa-domein ingedeel word en die sedimentasie kan met behulp van slenkdaltektoniek verklaar word. Gedurende die eerste fase van slenkdalvorming is die volwasse sandstene van die Matsapopeenvolging langs 'n paleo-kuslyn langs die rand van die Kaapvaal-kraton neergelê. Tydens 'n tweede fase van slenkdalvorming, met gepaardgaande vinniger insakking, is die onvolwasse sedimente van die Kheisopeenvolging oos van die Kaaienheuwels en dié van die Namakwa-opeenvolging verder wes neergelê, sodat die Kheisdomein as 'n

miogeosinklinale fasies en die Namakwadomein as 'n eugeosinklinale fasies beskou kan word. Basaltiese vulkanisme (Hartley-Formasie) het die eerste fase van slenkaldalvorming vergesel en basalt-andesitiese vulkanisme (met kalk-alkaliese affiniteit; Geringer, 1979) en geassosieerde chemiese sedimente (dit is die N'Rougas- en Hartebeespanopeenvolging van Linström, 1977 en van Botha en Grobler, 1979), die tweede fase. Die hele sedimentêr-vulkaniese siklus het volgens Botha en Grobler (1979) tussen 1 800 en 2 100 m.j. plaasgevind. Laasgenoemde outeurs is van mening dat die Namakwalandtektogenese in laat-Voorkambriese tyd geïnisieer is en dat dit deur die evolusie van slenkaldalvorming, tot aulakogeen tot mobiele gordel (veroorzaak deur vastelandspluime van verskillende grootte en duurte) verklaar kan word. Botha en Grobler (1979) vind min getuienis wat met plaattektoniek versoenbaar is, maar meld dat die kalk-alkaliese, 'boog'-vulkanisme van die Koras-Formasie (Frick et al, 1978) moontlik op beperkte plaatbeweging in laat-Namakwatyd mag dui.

Pretorius (1974) is van mening dat die Namakwalandkompleks (Sonama-provinsie) en die Kaapvaal-kraton deel van dieselfde korsfragment gedurende Argeïese en vroeg-Proterosoïese tye uitgemaak het en Botha en Grobler (1979) gee sedimentêre, metamorfe en strukturele getuienis om hierdie bewering te staaf. Die hoofstrukturelemente in die gebied tussen Carnarvon en Wilgenhout Drift word in Fig. 5.2 uitgebeeld. Die strukturele evolusie kan in terme van wringtektoniek as volg verklaar word.

- (i) Na die afsetting van die Matsap-, Kheis- en Korannalandopeenvolging, was die Sonama-provinsie aan suidoosgerigte drukspanning (d.i. D_{n+1} -kragte) onderwerp. Selfs in hierdie vroegste tyd was daar reeds 'n wringkomponent teenwoordig, aangesien die Griekwaland-Wesplooiing (D_n -kragte) as die aanvang van die tektonisme beskou word. In D_n -tyd was die drukkragte ook suidooswaarts, in die rigting van die Kaapvaal-kraton, gerig.

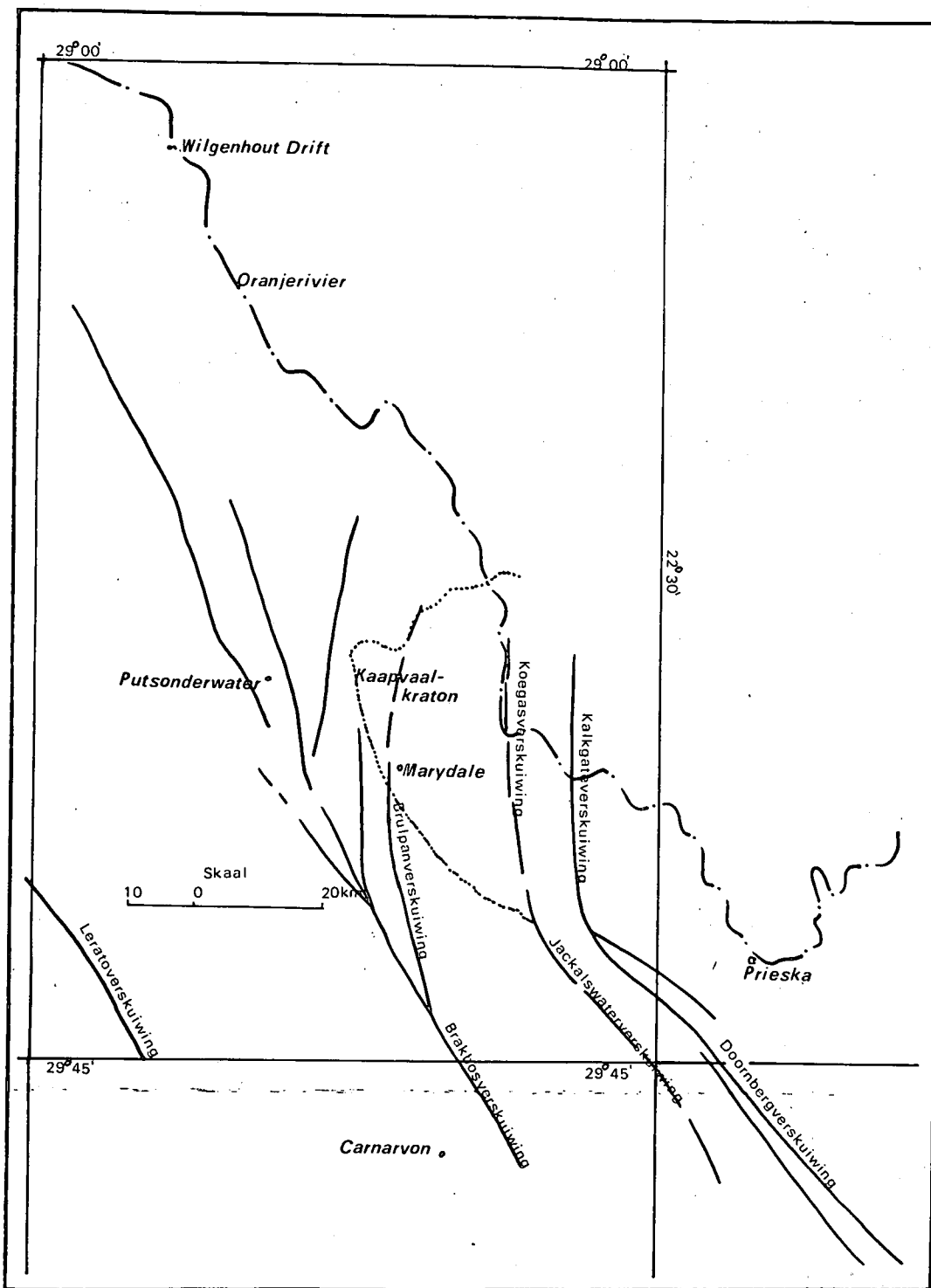


Fig. 5.2 Die hoofstruktuurelemente (verskuiwings) in die gebied tussen Carnarvon en Wilgenhout Drift (Botha et al., 1977; Vajner, 1974; Pretorius, 1974 en Van der Westhuizen, 1977).

(Fig. 5.3). Die rand van die kraton was deur

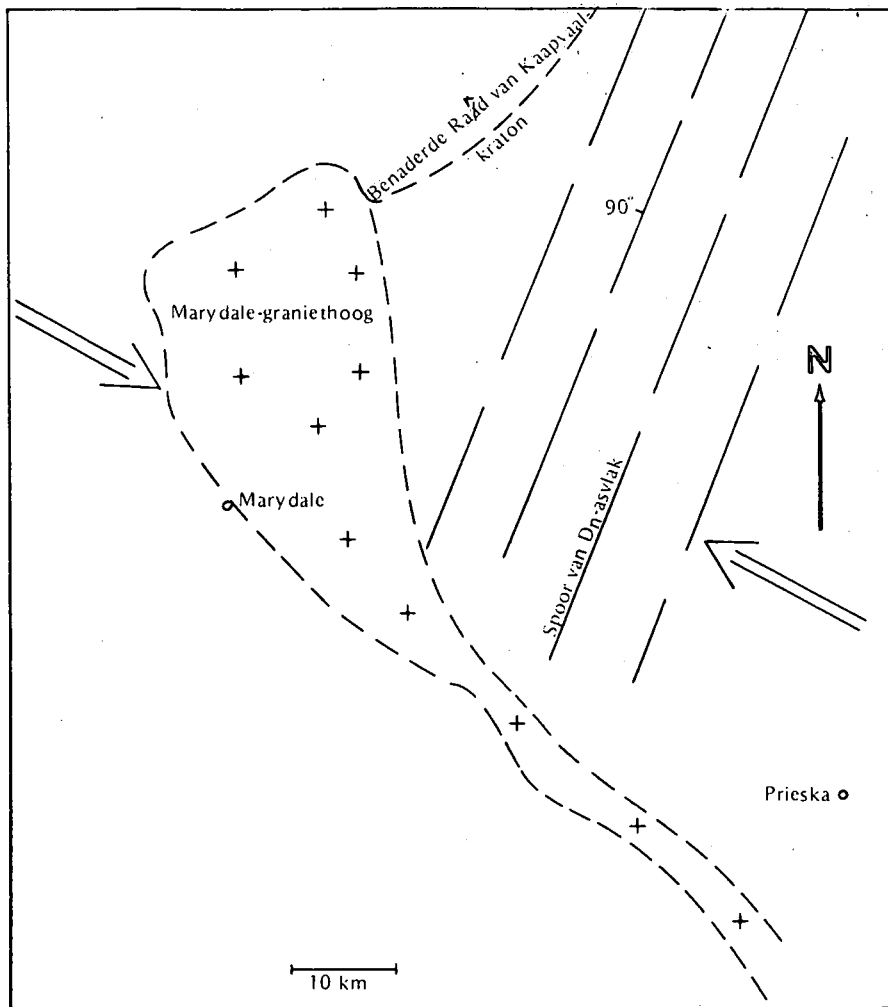


Fig. 5.3 Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale drukspanning gedurende D_n -tyd. Geen eksterne rotasie teenwoordig nie.

'n paleohoog gedefinieer en die suidwestelike deel van hierdie hoog het as die Marydalehoog behoue gebly. Geen groot hiatus tussen die Griekwaland-Weskom en die Matsap/Kheis/Korannalandkompleks het bestaan nie en hoewel die Griekwaland-Wesopeenvolging teen die hoog uitknyp, het die Matsapgesteentes oor die hoog getransgresseer. As gevolg van slenkdalvorming parallel aan die westelike rand van die kraton, is eers die Matsapopeenvolging neergelê, gevolg deur latere insakking verder weswaarts en so is die Kheisopeenvolging in die skarniersone en die Korannalandopeenvolging dieper in 'n

aulakogeen afgeset. 'n Aulakogeen is 'n mislukte slenkdaalsisteem wat nooit ver genoeg uitgesprei het sodat oseaniese kors kon ontwikkel nie (Hoffman et al., 1974).

Wringtektoniek het heel waarskynlik reeds vroeg 'n aanvang geneem, hoewel daar geen waarneembare eksterne rotasie van D_n - na D_{n+1} -tyd te bespeur is nie (vergeelyk Fig. 5.4 met Fig. 5.5).

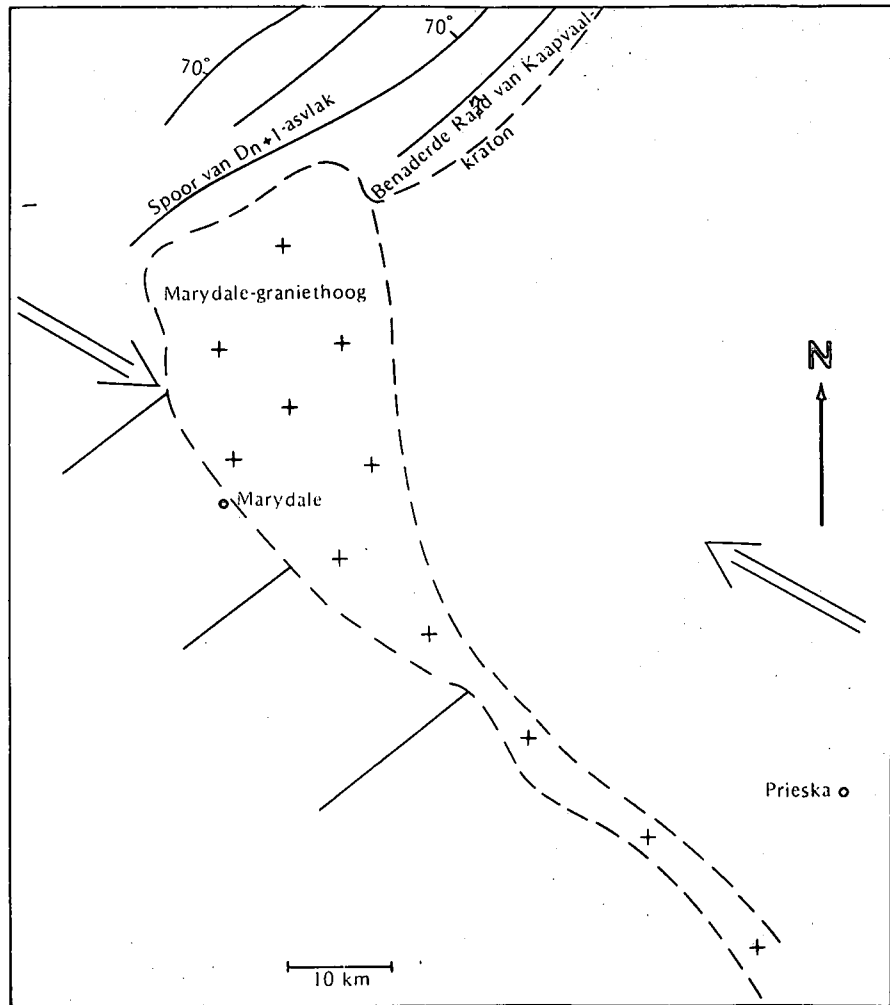


Fig. 5.4 Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale drukspanning met 'n komponent van horisontale wringspanning gedurende D_{n+1} -tyd. Geen eksterne rotasie van D_n - na D_{n+1} -tyd nie.

Die eerste fase van enige wringregime is plaas-tiese vervorming, sodat D_{n+1} -vervorming (veral

in die Sonama-provinsie) aan intense, isoklinale oorplooiing herken word. Die dieper gedeeltes van die Sonama-provinsie was sinchronies aan hoëgraadse metamorfose (M_1) onderwerp, maar in die rigting van die Kaapvaal-kraton neem die graad van metamorfose drasties af. As gevolg van die metamorfose het 'n penetratiewe S_1 -foliasie in die gesteentes wes van die kraton tot stand gekom, sodat, regionaal gesien, groenskisfasies tans tussen die Kaaienheuwels en die kraton en amfibolietfasies verder weswaarts waargeneem kan word. Die datering van D_{n+1} -vervorming is baie spekulatief : dit mag reeds tydens of kort na afsetting van die Matsap/Kheis/Korannalandopeenvolging 'n aanvang geneem het, maar indirekte getuieis dui aan dat dit 1 400 m.j. gelede 'n klimaks bereik het. Beperkte insmelting van die onderkors het ook plaasgevind, soos deur die teenwoordigheid van sintektoniese, anatektiese Namakwagraniet bewys word.

- (ii) In D_{n+2} -tyd het verdere eksterne, antikloks-gewyse rotasie (ongeveer 45°) plaasgevind en het die Sonama-provinsie in 'n suidoostelike rigting by die Kaapvaal-kraton begin verbyskuif (Fig. 5.5). Vervorming was steeds hoofsaaklik van 'n plastiese aard, maar was minder intens. Die D_{n+2} -plooie het die S_1 -foliasie meestal konsentris vervorm en word deur skerp tot oop plooie gekenmerk. Die omgewingsgesteentes was nog steeds by 'n redelike hoë temperatuur, maar geen penetratiewe foliasie is met D_{n+2} -vervorming geassosieer nie. Die rotasie van D_{n+1} -porfiroblaste het ongetwyfeld tydens D_{n+2} -vervorming plaasgevind en baie geringe tekens van progressiewe D_{n+2} -metamorfose (M_2) word deur Botha *et al.* (1979) gerapporteer. In die gebied noord van Marydale maak die D_{n+2} 'n klein tot middelmatige hoek met die D_{n+1} -asvlakke (Fig. 5.6'), met die gevolg dat die

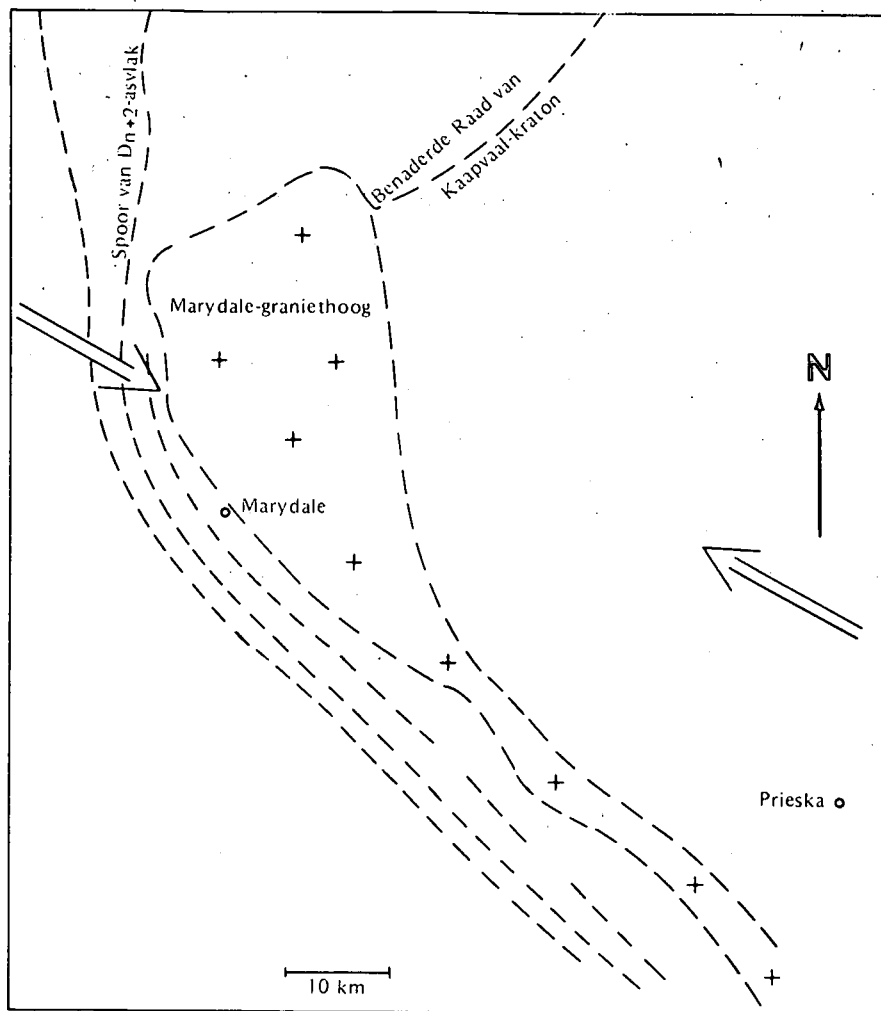


Fig. 5.5

Skematiese voorstelling van die oriëntasie van horisontale wringspanning met 'n groot komponent van horisontale drukspanning gedurende D_{n+2} -tyd. Eksterne rotasie vanaf D_{n+1} -tot D_{n+2} -tyd is ongeveer 45° antikloksgewys.

interferensie opvallende hoekvormige interferensie-plooiopatrone (Botha et al, 1977) tot gevolg het. Verder suidwaarts het D_{n+2} -ploeie D_{n+1} -strukture ko-aksiaal of feitlik ko-aksiaal vervorm, sodat D_{n+1} - en D_{n+2} -asvlakke moeilik regionaal in die veld onderskei kan word.

Die opvallende echelon-ploeie langs die rand van die Kaapvaal-kraton in gebied 2922 C en D het hoofsaaklik tydens D_{n+2} -tyd tot stand gekom. So ook is die sintetiese verskuiwings langs die Doornbergbreuksone geïnisieer. Dit

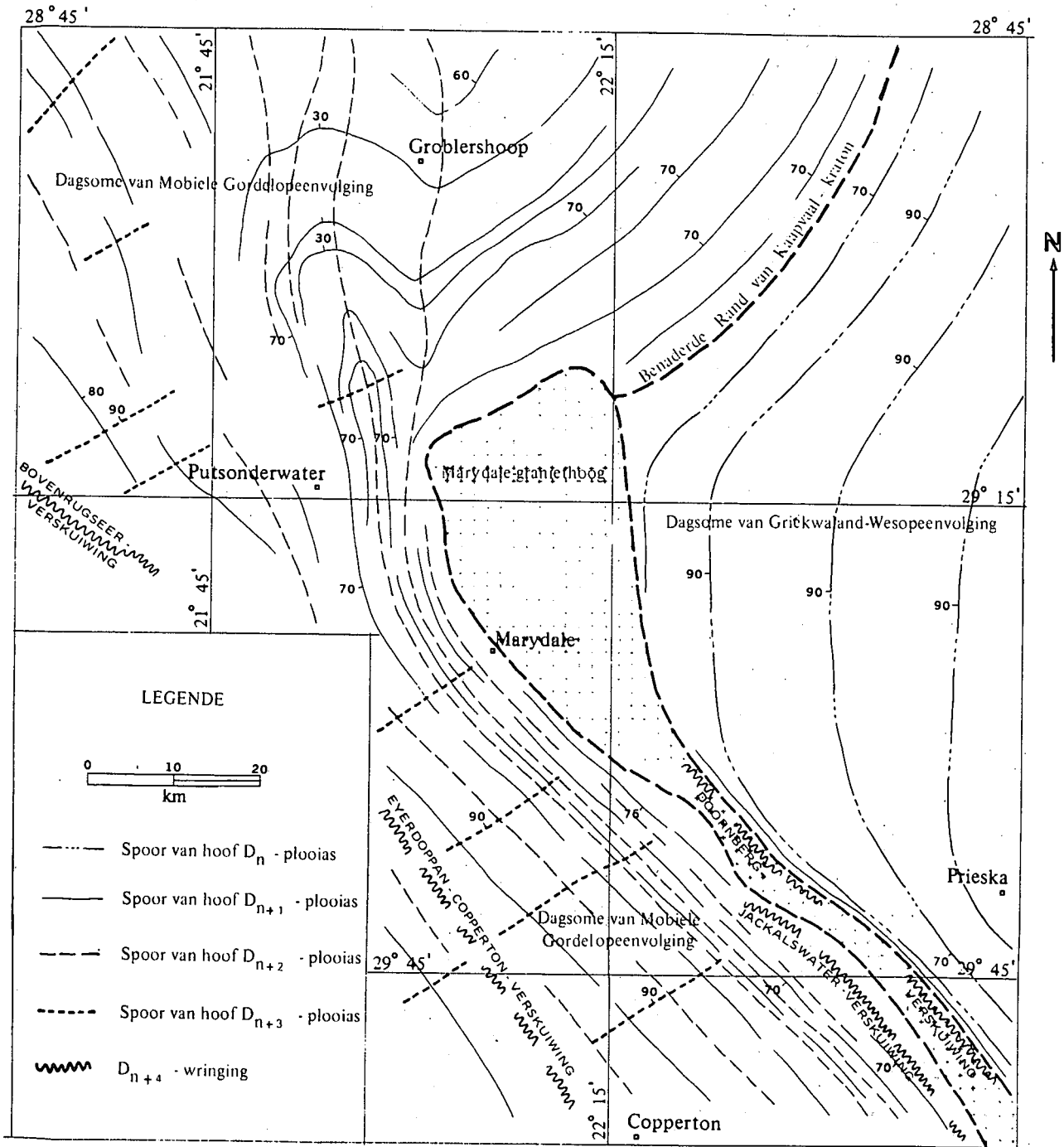


Fig. 5.6

Vereenvoudigde skematiese kaart wat die posisie van die Marydalehoog en die spore van die hoof-plooiasse wes en noordwes van Prieska aangedui.

is ook duidelik uit Fig. 5.2 en 5.6 dat die gebied suid van Marydale 'n konvergerende segment verteenwoordig, wat deur die meer komplekse vervorming en korsverkorting in hierdie gebied weer=spieël word. Dit verklaar hoekom die Kheisdomein noord van Marydale heelwat breër as wes van Prieska is en hoekom grootskaalse samedrukking van plooi=strukture in laasgenoemde gebied voorkom.

- (iii) Die D_{n+3} - en D_{n+4} -vervorming is feitlik sinchronies, behalwe dat die D_{n+4} -fase die klimaks van die wringvervorming verteenwoordig. Antikloksgewyse eksterne rotasie deur 90° is met hierdie vervorming geassosieer en as gevolg van tektoniese sweising het beide die Kaapvaal-kraton en die Sonama-provinsie feitlik dieselfde vervormingsvastheid gehad. Die D_{n+3} -plooie is noordoos gerig (Fig. 5.7), dit wil sê feitlik reghoekig tot D_{n+1} en D_{n+2} , en as gevolg van interferensie het grootskaalse koepel- en komvorming plaas=gevind. Die D_{n+3} -vervorming het oop, idiomorfiese plooie tot gevolg gehad, maar geen regionale metamorfose is hiermee geassosieer nie. Anateksis in die onderkors, wat reeds in D_{n+1} -tyd 'n aanvang geneem het, bereik 'n klimaks en laat- en na-tektoniese Namakwa-graniet (ouderdom 1 000 m.j.) word op groot skaal ingeplaas. Die omgewings=gesteentes was egter nog steeds by 'n relatief hoë temperatuur, sodat slegs beperkte kontak=metamorfose (M_3) kon plaasvind.

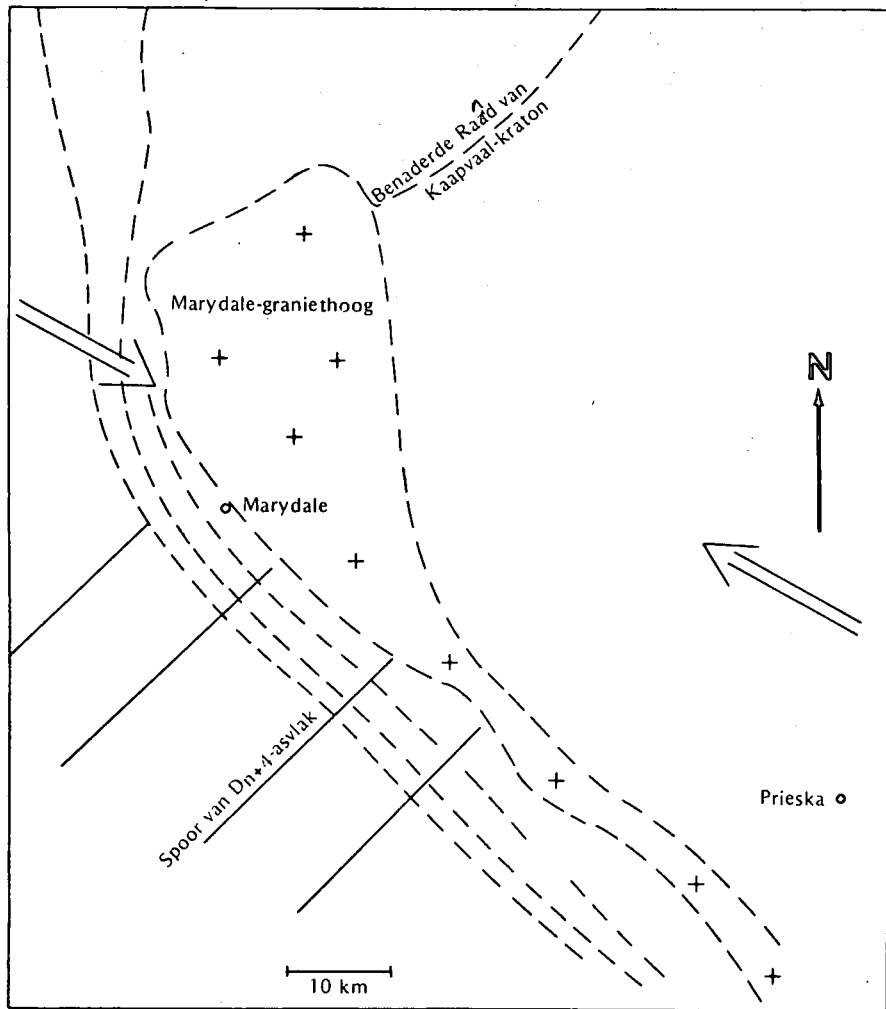


Fig. 5.7

Skematiese voorstelling van die horisontale wringspanning tydens $D_n + 3$ -tyd. Eksterne rotasie vanaf $D_n + 2$ na $D_n + 3$ -tyd is ongeveer 90° .

Die D_{n+4} -vervorming is slegs die laaste uitdrukking van die wringtektoniek en die Kaapvaalkraton, sowel as die Sonama-provinsie, was aan brosbreking, hoofsaaklik van die strekkingsglijptipe, onderhewig. Wringverskuiwings, met geassosieerde milonietsones, en steilhellende af- en opskuiwings tipeer hierdie vervorming. Die afskuiwings is meestal van die sintetiese tipe, terwyl die stootverskuiwings parallel aan die wringsone self georiënteer is. Die laaste beweging langs die stootverskuiwings word deur skuinsglijp gekenmerk en die bewegingsrigting word deur uitgerekte rolstene in die Eyerdoppankonglomeraat (Fig. 3.47), uitgerekte amandels in die Seekoebaard-Formasie (Fig 2.25) en deur rek-lineasies in verskeie lokaliteite gekenmerk. Unieke strukture, wat as skedeplooië (sheath folds; Quinquis et al., 1978) bekend staan is in verskeie lokaliteite in die kwartsiet van die Uitdraai-Formasie waargeneem (Fig. 5.8 en 5.9). Hierdie strukture dui op intense lokale uitrekking en kom algemeen in steilhellende stootverskuiwingsones voor. Die lineasies wat met die skedeplooië geassosieer is, is parallel aan die van die rek-lineasies wat in ander lokaliteite waargeneem is en illustreer dus ook grootskaalse skuinsglijpbeweging.

Die hoof-wringstrukture in gebied 2922 C en D word deur die Doornberg-, die Jackalswater- en die Eyerdoppan-verskuiwings verteenwoordig en sones van milonitiasie kom lokaal langs hierdie



Fig. 5.8 Skedeplooi in die kwartsiet van die Uitdraai-
Formasie. Let op die elliptiese vorm en die
geassosieerde steilhellende lineasies. Op
Kalk Put 16.



Fig. 5.9 Naasliggende skedeplooie in die kwartsiet van
die Uitdraai-Formasie. Op Kalk Put 16.

strukture voor. Die Brulpan-Brakbos-Koegas- en Kalkfonteinverskuiwings is heel waarskynlik sintetiese afskuiwings wat met die wringsones geassosieer is. Hierdie laaste stadium van wringing gaan gepaard met retrogressiewe metamorfose (M_4), wat oor die hele Namakwaland gedemonstreer kan word. In die milonietsones was daar egter nog steeds drukkragte teenwoordig, wat tot lokale, ondergeskikte plooiing in die gebande miloniete aanleiding gegee het (Fig.3.40).

Regionaal gesien, het die finale wringing konvergerende en divergerende komponente gehad, wat veral noord van Marydale goed gedemonstreer kan word. Hier is die Koras-Groep in lokale gräben en half-gräben afgeset, terwyl naasliggende hörsts as brongebiede gedien het. Die basiese- en suurlawa in die Koras-Groep besit 'n ouderdom van 1 200 m.j., wat aantoon dat hierdie strukture heel waarskynlik reeds in D_{n+2} -tyd geïnisieer, maar in laat D_{n+3} tot D_{n+4} -tyd tot volwasseheid gekom het.

D_{n+4} -wringverskuiwings kan oor die hele Koranna- en Boesmanland gedemonstreer word en die hoofelemente word in Fig. 5.10 gedemonstreer. Die Tantalite Valley- (= Pofadder) en Doornberg/Bovenrugzeer/Cnydasmegaskuifskure verteenwoordig die hoofelemente, terwyl die Yas-, Narries-, Keimoes-, Eindgoed-, Eyerdoppan en Jackalswaterstrukture en echelon-, sintetiese wringsones verteenwoordig (Beukes, 1973; Geringer, 1973; Toogood, 1976; Botha et al., 1977; Vajner, 1974; Du Plessis, 1979). Toogood (1976) het bereken dat die Tantalite Valley-struktuur regs-laterale verplasing van minstens 85 km het; geen berekening is nog op die Doornbergbreuksone gedoen nie, hoewel Coward (persoonlike mededeling) glo dat dit in die orde van 120 km mag wees. 'n Studie van

landsatfoto's toon aan dat noordwesstrekkinge 'lyne' (Fig. 5.10) in die Karoobedekking (wat die Voorkambriese gesteentes op die Kaapvaal-kraton oorsê) oors van die Doornbergbreuksone voorkom en word ook deur die algemene noordwestelike vloei-richting van die Oranjerivier tussen Hendrik Verwoerddam en Douglas gedemonstreer. Die gevolgtrekking word gemaak dat die wringtektoniek effekte tot diep in die Kaapvaal-kraton gehad het.

'n Regionale gravitasie-opname van 'n gedeelte van Noord-Kaapland (Van Zijl et al., 1977) toon 'n opvallende gravitasiehoogte wat wes van die Doornbergbreuksone geleë is, en wat baie goed met die posisie van die Marydale-hoog ooreenstem (Fig. 5.11). Met behulp van 'n regionale, magnetiese opname in die gebied tussen Aliwal-Noord en Copperton (Van Zijl, et al., 1976) is 'n deurlopende magnetiese anomalie op 'n diepte van tussen 3 en 6 km vasgestel. Die oorsaak van hierdie anomalieë is onseker, maar dit val naasteby met die rand van die Kaapvaal-kraton saam.

Die sintese van die voorafgaande stratigrafiese, metamorfe- en struktuurgegewens in 'n enkele geodinamiese model kan slegs hoogs spekulatief wees. Schackelton (1973), Sutton en Watson (1974) en Watson (1976) het tot die gevolgtrekking gekom dat groot, kontinentale skildgebiede gedurende die Proterozoïkum wêreldwyd bestaan het. Die Kibaran-tektogenese word in Suidelike Afrika deur die Rehoboth-, Namakwa- en Natal-episodes gekenmerk (De Villiers en Simpson, 1974; Kroñer, 1977). Dit sny oor die Kalahari-protoskildgebied en die ensialiese karakter van die mobiele gordel, met 'n ouderdom van $1\ 200 \pm 200$ m.j., kan oral gedemonstreer word (Clifford, 1970; Blignault, 1977). Paleomagnetiese gegewens, wat op voor-Kibaranopeenvolgings verkry is, definieer oënskynlik 'n enkele pool-swerfpad, sodat mikro- en makrokorsblokke, wat ver van hulle huidige posisie verwyder was, nie in voor-Kibarantye bestaan het nie. Die Namakwa-

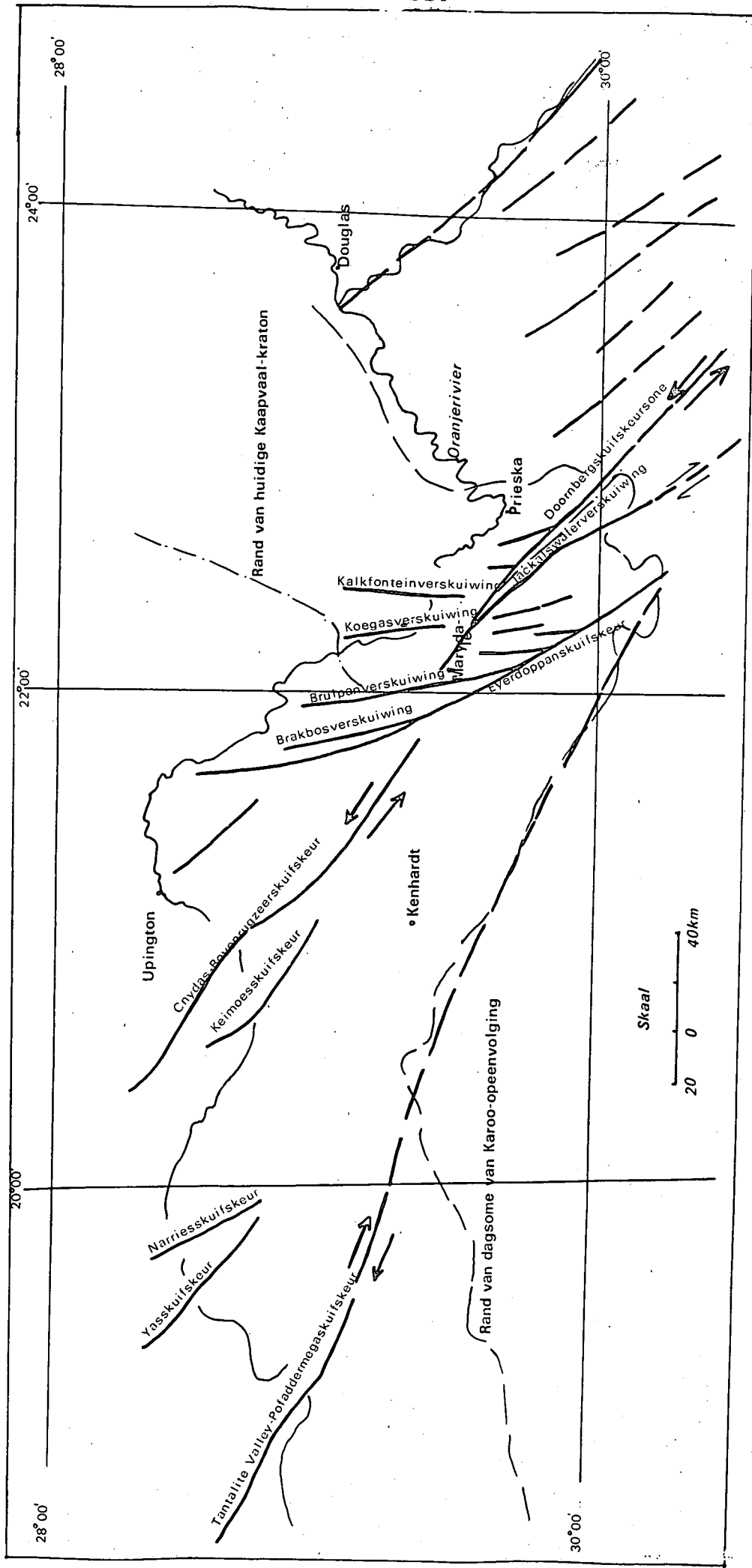


Fig. 5.10 Die belangrikste verskuiwings en lineêre strukture in die Noordelike Kaapprovinsie

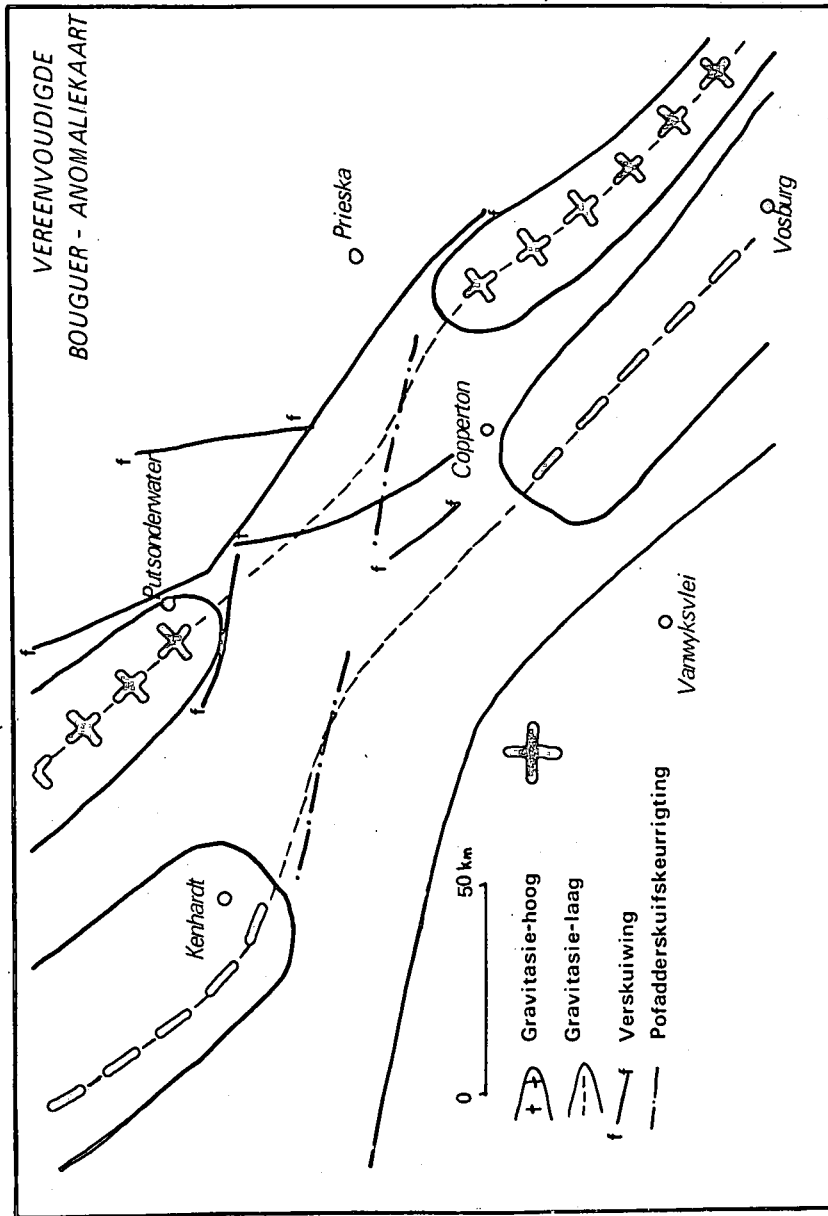


Fig. 5.11 Regionale gravitasie-opname van 'n gedeelte van Noord-Kaapland (Van Zijl et al, 1977).

soos die jonger Pan-Afrikaanse-episode (Martin en Paroda, 1977), was geheel en al intrakratonies, sodat die Suid-Afrikaanse subkontinent 'n ononderbroke sialiese kors besit het.

Die plaattektoniek-model impliseer dat ten minste 'n gedeelte van die Korannaland- en Boesmanlandopeenvolging op oseaaniese kors van onbekende afmeting, afgeset is. Deur subduksie is die oseaaniese kors tydens die Namakwaprogenese totaal vernietig. Volgens Burke en Dewey (1973) kan die mobiele gordels van Afrika in terme van plaatbotsing en subduksie verklaar word, maar dit impliseer dat mikro- en makrokontinentale korsblokke in voor-Namakwatyd aanmekaar gesweis is om Gondwanaland te vorm. Ons huidige kennis van die Mesosiese opbreking van Gondwanaland dui op vervormingsvastheid van die aardkors in Gondwana-tyd, wat nie met die grootskaalse plastiese vervorming in die Voorkambriese mobiele gordels versoenbaar is nie. Geologiese getuienis soos:

(i) die teenwoordigheid van subgrouwakke en grouwakke in die Korannalandopeenvolging (Linström, 1977), (ii) die teenwoordigheid van moontlike, hoogsvormde ofioliete in die Boesmanlandopeenvolging (Geringer, 1979), (iii) die teenwoordigheid van gloukofaan langs die Doornbergbreuksone, (iv) grootskaalse vervorming, veral van die lêplooi-tipe, (v) die wanaanpassing van litologieë en strukture in die Namakwalandse Mobiele Gordel en die teenwoordigheid van kalk-alkalivulkanisme langs die oostelike rand van hierdie gordel (Grobler, et al., 1977; Geringer, 1979), dui op plaattektoniek, hoewel die getuienis dubbelsinnig en ook met ander korsmodelle versoenbaar is.

Die groot omvang van 'n mobiele gordel soos die van Namakwaland word deur Watson (1976) verklaar met behulp van 'n breë astenoliet, bokant 'n stadigstygende konveksie, wat regionale uitrekking en verdunning van die kors sal veroorsaak. Die fisiese geaardheid van die aardkors in Voorkambriese tye was sulks dat hierdie proses, sonder gepaardgaande, grootskaalse slenkvalvorming plaasgevind

het. Die Matsap/Kheis/Korannalandopeenvolging is hier= volgens in mislukte slenkdale, wat nooit werklike vol= wassenheid bereik het nie, afgeset en dit verklaar hoekom hierdie strukture nie in Noord-Kaapland identi= fiseerbaar is nie. Die mobiele gordels van Suidelike Afrika kan die maklikste aan die hand van onderkorskon= veksies van verskillende ouderdom, intensiteit, duurte en rigting verklaar word. Hierdie konveksies is die voorloper van plaattektoniek, maar weens die inherente plastisiteit en vervormbaarheid van die kors in Voor= kambriese tye kon plaattektoniek in sy huidige vorm nie plaasvind nie. Stabiele, vervormvaste kerne, soos die Kaapvaal-kraton, het egter reeds in Voorkambriese tyd bestaan; tussenliggend was die kors relatief dun en gevolglik maklik vervormbaar. Die kerne verteenwoordig dus relatief stabiele oerplate wat as gevolg van onder= korskonveksie na mekaar en verby mekaar kon beweeg het. As gevolg van onderplating en tektoniese sweising het korsverdikking tussen en onder die oerplate plaasgevind en het die ensialiese, Suid-Afrikaanse subkontinent tot stand gekom.

Die evolusie van die Namakwalandse Mobiele Gordel kan aan die hand van bogenoemde, met gepaardgaande wring= tektoniek, volledig verklaar word. Elemente van hier= die wringtektoniek is oral in Noord-Kaapland, maar veral langs die rand van die Kaapvaal-kraton in gebied 2922 C en D, waarneembaar. Die Kaapvaal-kraton, insluitende die Kalahari-protoskildgebied, was in Middel-Voorkam= briese tye aan links-laterale draaibeweging relatief tot 'n ander kratoniese gebied in Gondwanaland, onderwerp. Die heel vroegste stadium (van hoofsaaklik plastiese vervorming) kom tot uiting in Griekwaland-Wes-plooiing op die Kaapvaal-kraton en mislukte slenkdalvorming langs die rand van die kraton. So word die fluviële fasies van die Waterberg-Groep op die Kaapvaalkraton, die volwasse strandfasies van die Matsapopeenvolging langs die westelike rand van die kraton en die onvolwasse klastiese en chemiese fasies van die Kheis- en Koranna= landopeenvolging verder wes in die Namakwalandse See,

afgeset. Tydens of kort na afsetting is drukkragte vanuit die noordweste geïnisiëer, maar as gevolg van die vervormvastheid van die Kaapvaal-kraton, het antikloks-gewyse rotasie 'n aanvang geneem. Die wringtektoniek kom egter eers in Laat-Voorkambriese tyd tot volle volwassenheid, sodat die vroeëre plastiese vervorming (dit is D_n^- , D_{n+1}^- en D_{n+2}^- -plooing) in D_{n+3}^- en D_{n+4}^- -tyd deur brosbreking en die grootskaalse inplasing van Namakwagraniet en wringverskuiwing oorheers word.

6. DANKBETUIGINGS

Graag word die volgende instansies en individue bedank vir bydraes wat gedurende hierdie ondersoek gemaak is:

Die Waternavorsingskommissie word vir die ruim finansiële steun bedank. Verdere finansiële steun van die Geologiese Opname en die Universiteit van die Oranje-Vrystaat het meer gedetailleerde geologiese navorsing moontlik gemaak.

Prof. B.J.V. Botha word vir sy entoesiasme, hulp en aanmoediging gedurende die projek bedank.

Prof. F.D.I. Hodgson word bedank vir sy toestemming tot die studie. Mnr. J.J. Mouton en mev. E. Heymans word onderskeidelik vir die voorbereiding van die figure en die tikwerk bedank.

Essa word vir haar hulp en geduld bedank.

VERWYSINGS

- Acocks, J.P.H. (1953). Veld types of Southern Africa. Mem. bot. Surv. S. Afr., 28, 192 pp.
- Anderson, E.M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation, with applications to Britain, 2nd ed. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- Arndt, N.T., Naldrett, A.J. and Pyke, D.R. (1977). Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario, J. Petrology, 18, p. 319-369.
- Bailey, D.K. (1973). Origin of alkaline magmas as a result of anatexis - melting in the deep crust. In H. Sørensen Ed. The Alkaline Rocks. John Wiley & Sons, New York, 622 pp.
- Bailey, E.H. and Blake, M.C. (Jnr), (1974). Major chemical characteristics of Mesozoic coast ophiolite in California. J. Res. U.S. Geol. Surv., 2, p. 637-656.
- Bard, J.P. and Moine, B. (1979). Ace buches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (south-west Spain): Geochemical variations and basaltic affinities. Lithos, 12, p. 271-282.
- Belousov, V.V. (1960). The conditions of fold formation. Rep. 21st Sess. int. geol. Congress, 18, p. 326-334.
- Beukes, G.J. (1973). 'n Geologiese ondersoek na die gebied suid van Warmbad, Suidwes-Afrika, met spesiale verwysing na die metamorf-magmatiese assosiasies van die Voorkambriese gesteentes. Ongepubl. D. Sc.-thesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 333 pp.

- Beukes, N.J. (1978). Die Karbonaatgesteentes en Ysterformasies van die Ghaap-Groep van die Transvaal-Supergroep in Noord-Kaapland. Ongepubl. Ph.D.-thesis, Randse Afrikaanse Univ., 580 pp.
- Beukes, G.J. and Botha, B.J.V. (1975). Die Tantalite Valley - megaskuifskeursone in die gebied suid van Warmbad, S.W.A. Ann. geol. Opn. S.A., 11, p. 247-251.
- Bishop, D.G. (1968). The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand. New Zealand J. Geol. and Geophys., 11/2, p. 405-417.
- Bignault, H.J. (1977). Structural-metamorphic imprint on part of the Namaqua Mobile Belt in South West Africa. Precamb. Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull., 23, 197 pp.
- Botha, B.J.V. and Grobler, N.J. (1979). Models for the geotectonic evolution of the Middle to Late Precambrian Namaqua Mobile Belt in Eastern Namaqualand, South Africa. Precamb. Res., 10. p. 21-41.
-
- _____ and Burger, A.J. (1979). A new U-Pb age measurement on the Koras-Group, Cape Province, and its significance as a time reference horizon in Eastern Namaqualand. Trans. geol. Soc. S. Afr., 82, p. 1-6.
-
- _____, Linström, W. and Smit, C.A. (1976). Stratigraphic correlation between the Kheis and Matsap formations and their relation to the Namaqualand Metamorphic Complex. Trans. geol. Soc. S.Afr., 79/3, p. 304-311.

Botha, B.J.V., Grobler, N.J., Linström, W, and Smit, C.A. (1977). Major structural features of the area between the Langeberg range and Kenhardt, Northern Cape Province. Trans. geol. Soc. S. Afr., 80/2, p. 101-109.

(1979). Metamorphic zonation in the Matsap, Kheis and Namaqua domains east and west of the Kaaien Hills, Northern Cape Province. Trans. geol. Soc. S. Afr., 82.

Buddington, A.F. (1972). Differentiation trends and parental magmas of anorthositic and quartz mangerite series, Adirondacks, New York. Geol. Soc. Am., Mem. 132, p. 477-488.

Burger, A.J. and Potgieter, G.J.A. (1978). Note on U-Pb zircon ages from granitic rocks occurring near Prieskopoort, North-West Cape. Trans. geol. Soc. S. Afr., 82/2, p. 271-273.

Burke, K.C. and Dewey, J.F. (1973). An outline of Precambrian plate development. In: D.H. Tarling and S.K. Runcorn (Editors), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 2, Academic Press, London.

Cann, J.R. (1969). Spilites from the Carlesberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrology, 10, p. 1-19.

Clifford, T.N. (1970). The structural framework of Africa. In: T.N. Clifford and I.G. Gass (Editors), African Magnetism and Tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 26.

- Clifford, T.N., Gronouw, J., Rex, D.C. and Burger, A.J. (1975). Geochronological and petrogenetic studies of high-grade metamorphic rocks and intrusives in Namaqualand, South Africa. *J. Petrol.*, 16/1, p. 154-188.
- Coleman, R.G. (1977). *Ophiolites*. Springer Verlag, Berlin, 220 p.
- _____ and Peterman, Z.E. (1975). Oseanic Plagiogranite, *J. Geophys. Res.*, 80, p. 1099-1108.
- Cornell, D.H. (1975). *Petrology of the Marydale Metabasites*. Unpubl. Ph.D.-thesis, Univ. Cambridge, 216 pp.
- Crampton, D. (1974). A note on the age of the Matsap Formation of the Northern Cape Province. *Trans geol. Soc. S. Afr.*, 77, p. 71-72.
- Crowell, J.C. (1954). Strike-slip displacement of the San Gabriel fault, southern California. In: R.H. Jahns (Editor), *Geology of southern California: Calif. Div. Mines. Bull.*, 170, p. 49-52.
- Dalziel, I.W.D. and Bailey, S.W. (1968). Deformed garnets in a mylonitic rock from the Grenville Front and their tectonic significance. *Am. J. Sci.* 266, p. 542-562.
- Davies, H.L. (1971). Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oseanic mantle and crust. *Australian Bur. Min. Resour. Bull.*, 128, 48 pp.
- Departement Mynwese (1970). *Geologiese kaart van die Republiek van Suid-Afrika en die Koninkryke van Lesotho en Swaziland*, ^{Skaal 1:1.000.000} Staatsdrukker, Pretoria.

Departement Statistiek (1970). Inligtingstuk oor die 1970 bevolkingsopname (Verslag No. 20-05-01), Staatsdrukker, Pretoria.

De Villiers, J. and Simpson, E.S.W. (1974). Late Precambrian tectonic patterns in South-Western Africa. Precamb. Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull., 15, p. 141-152.

_____ and Söhnge, P.G. (1959). The geology of the Richtersveld. Mem. geol. Surv. S. Afr., 48, 295 pp.

De Waard, D. (1970). The anorthosite-charnockite suite of Roaring Brook Valley in the eastern Adirondacks (Marcy Massif). Am Mines., 55, p. 2063-2075.

_____ and Romey, W.D. (1969). Chemical and petrologic trends in the anorthosite-charnockite series of the Snowy Mountain Massif, Adirondack Highlands. Am. Miner., 54, p. 529-538.

De Wet, N.P. (1942). Die geologie en hidrologie in die omgewing van Vryburg, Kaapprovinsie. Ongepubl. D.Sc.-thesis, Univ. Pretoria.

Dewey, J.F. and Burke, K.C.A. (1973). Tectonic, Variscan and Precambrian reactivation: Products of continental collision. J. Geol., 81, p. 683-692.

Dietrich, V., Emmermann, R., Keller, J. and Pachelt, H. (1977). Tholeiitic basalts from the Tyrrhenian sea floor. Earth Planet. Sc. Lett., 36, p. 285-296.

Drewes, E.F.R. (1963). Die geologie in die omgewing van Marydale. Ongepubl. Verslag geol. Opn. S. Afr.

- Dunn, E.J. (1873). Geological sketch map of the Cape Colony, Compiled by Dunn, E.J., London, Stanford. In. A. Rep. geol. Comm, C.G.H., p. 67-97.
- Dunnet, D. (1969). A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7(2), p. 117-136.
- Du Plessis, G. (1979). 'n Metamorf-Magmatiese studie van 'n gedeelte van die Namakwalandse metamorfe kompleks langs die Oranjerivier oos van Onseepkans. Ongepubl. M. Sc.-thesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 139 pp.
- Du Toit, A.L. (1906). Geological survey of portions of the Divisions of Vryburg and Mafeking. A. Rep. geol. Comm. C.G.H., 10, p. 205-258.
- _____ (1907). Geological Survey of the eastern portion of Griqualand West. A Rep. geol. Comm. C.G.H., 11, p. 87-176.
- _____ (1909). The evolution of the river system in Griqualand West. *Trans. roy. Soc. S. Afr.*, 1, p. 347-361.
- _____ (1954). The geology of South Africa, 3rd Ed. revised by Haughton, S.H., Oliver and Boyd, Edinburgh, 611 pp.
- Eispach, G.H. (1970). Deformation mechanics of mylonite rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada, *Bull, geol. Soc. Am.*, 81, p. 2009-2020.

- Elliot, D. (1970). Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, p. 2221-2236.
- Emmons, R.C. (1969). Strike-slip rupture pattern in sand models. Tectonophysics, 7/1, p. 71-87.
- Emslie, D.P. (1972). The geology of an area around Soudium, Britstown District, Northern Cape. Unpubl. M.Sc.-thesis, Univ. Orange Free State, 99p
- Emslie, R. (1970). Liquid relations and subsolidus relations in some plagioclase-bearing systems. Carnegie Inst., Washington, Yearbook 69, p. 148-155.
- Flinn, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc. London, 118, p. 385-428.
- Frick, C., Grobler, N.J. and Botha, B.J.V. (1978). The geochemistry and petrogenesis of the Koras volcanics, a calc-alkaline sequence. Volcanologique. (In Druk)
- Geringer, G.J. (1973). Die geologie van die Argeïese gesteentes en jonger formasies in die gebied wes van Uppington, met spesiale verwysing na die verskillende granietvoorkomste. Ongepubl. D. Sc.-tesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 203 pp.
- _____ (1979). The origin and tectonic setting of the amphibolites in part of the Namaqua Metamorphic Belt, South Africa. Trans. geol. Soc. S. Afr., 82.3, p. 287-303.
- _____ and Botha, B.J.V. (1976). The gneisses and regional structural pattern of the Namaqualand Mobile Belt in part of the Gordonia District, Northwest Cape. Trans. geol. Soc. S. Afr., 80, p. 93-95.

- Geringer, G.J. and Strydom, D. (1980). The Plat Sjabok massif anorthosite - south of Copperton, North-west Cape Province. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 83/2, (in druk).
- Ginsburg, I.V. (1958). Geological position and internal tectonics of the alkali granites on the Kola Peninsula. *In*. Alkali Granites of the Kola Peninsula, *Izd. Akad. Nauk, SSSR*, p. 213-224.
- Glikson, A.Y. (1972). Petrology and geochemistry of metamorphosed Archaean ophiolites, Kalgoorlie-Coolgardie, western Australia. *Australian Bur. Min. Resour. Bull.*, 125, (Ext. 11), p. 121-189.
- Green, T.H. (1969). High pressure experimental studies on the origin of anorthosites. *Can Journ. Earth Sci*, 6, p. 427-440.
- Grobler, N.J., Botha, B.J.V. and Smit, C.A. (1977). The tectonic setting of the Koras Group. *Trans. geol. Soc. S.Afr.*, 80, p. 167-175.
- Gunn, B.M. (1976). A comparison of modern and Archaean oceanic crust and island-arc petrochemistry. *Conference Pros. Early Hist, of Earth, Nato. Adv. Study Inst.*, p. 389-403.
- Hallberg, J.A. and Williams, D.A.C. (1972). Archaean mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Goldfields region, western Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, p. 191-200.
- Hara, I. Takeda, K. and Kimura, T. (1973). Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *Hiroshima Univ., J. Sci.* 7, p. 1-10.

- Harris, P.G. (1974). Anatexis and other processes within the mantle. In. (H. Sørensen) Ed. The Alkaline Rocks. John Wiley & Sons. New York, 622 pp.
- Harding, T.P. (1973). The Newport-Inglewood trend, California - an example of wrenching style of deformation. Am. Ass. Petrol. Geologists Bull., 57/1.
- Herrmann, A.G., Blanchard, D.P., Haskin, L.A., Jacobs, J.W., Knake, D., Korotev, R.L. and Brannon, J.C. (1976). Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian Crust of Southern Africa. Contr. Miner. Petrol., 59, p. 1-12.
- Hoffman, P., Dewey, J.F. and Burke, K. (1974). Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. In: R.H. Dott and R.H. Shaver (Editors), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Publ., 19, p. 38-55.
- Hoffmann, C. and Keller, J. (1979). Xenoliths of lawsonite-ferroglaucophane rocks from a Quaternary volcano of Milos (Aegean Sea, Greece). Lithos, 12, p. 209-219.
- Jennings, C.W. and Troxel, B.W. (1954). Geologic guide through the Ventura basin and adjacent areas, southern California. In: R.H. Jahns, (Editor), Geology of Southern California. Calif. Div. Mines, Bull. 170. Geologic Guide No. 2, 63 pp.
- Jensen, L.S. (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines, M.P. 66, p. 1-22.

- Johnson, M.R.W. (1967). Mylonite zones and mylonite banding. *Nature*, 213, p. 246-247.
- Joubert, P. (1971). The regional tectonism of the gneisses of part of Namaqualand. *Precamb. Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull.*, 10, 220 pp.
- Kennedy, W.Q. (1946). The Great Glen fault. *Geol. Soc. Lond. Q.J.*, 102/1, p. 41-76.
- King, L.C. (1963). *The Morphology of the Earth*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.
- _____ (1967). *South African Scenery*. Oliver and Boyd, Edinburgh, (3rd rev. Ed), 308 pp.
- Kröner, A. (1977). The Precambrian geotectonic evolution of Africa. Plate accretion versus plate destruction. *Precamb. Res.*, 4/2, p. 163-213.
- Leube, A. (1964). The geology of the area around Koegas and the Boegoeberg Dam. *Unpubl. Rep. geol. Surv. S. Afr.*, 45 pp.
- Linström, W. (1977). Die geologie tussen Kenhardt en Marydale met spesiale verwysing na die verband tussen die Kheisgesteentes en die Namakwalandse Mobiele Gordel. *Ongepubl. Ph.D.-thesis, Univ. Oranje-Vrystaat*, 251 pp.
- Lowell, J.D. (1972). Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83.
- Mabbutt, J.A. (1955). Erosion surfaces in Namaqualand and the ages of surface deposits in the South-Western Kalahari. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 58, p. 14-30.

- Martin, H. and Paroda, H. (1977). The intercratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models; II. Discussion of relationships with the Pan-African Mobile Belt System. *Precambr. Res.*, 5, p. 311-357.
- Matthysen, J.L. (1953). 'n Nuwe stratigrafiese indeling van die Ventersdorp-Sisteen. Ongepubl. M. Sc.-thesis, Univ. Pretoria.
- Middlemost, E.A.K. (1975). The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11, p. 337-364.
- Moody, J.D. and Hill, M.J. (1956). Wrench-fault tectonics - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67/9. p. 1207-1246.
- Moon, C.J. (1976). Ground follow-up of some Airborne Radiometric anomalies in the Prieska and Kenhardt Districts. Unpubl. Rep. geol. Surv. S. Afr., 9 pp.
- Netterberg, F. (1969). Ages of calcretes in Southern Africa: *S. Afr., Archeol. Bull.*, 24, p. 88-92.
- Nicolaysen, L.O. and Burger, A.J. (1964). Note on an extensive zone of 1000 My old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa. *Sci. de la Terre*, 10, p. 497-576.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 36, p. 121-132.

- Potgieter, C.D. and Visser, J.N.J. (1976). Precambrian ignimbrites and associated volcanoclastics from the Herbert district, Northern-Cape Province. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 79, p. 27-30.
- Potgieter, G.J.A. and Lock, B.E. (1978). Correlation and lithology of the Ritchie Quartz Porphyry Formation along the Riet River, near Kimberley. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 81, p. 41-46.
- _____ and Visser, J.N.J. (1978). The character of the Basal Beds of the Griqualand West Sequence, west of Prieska, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 81/3, p. 369-371.
- Pretorius, D.A. (1974). The structural boundary between the Kaapvaal and Sonama Crustal Provinces. *Univ. Witwatersrand, Econ. Geol. Res. Unit. Inf. Circ.*, 88, p. 1-27.
- Quennell, A.M. (1959). Tectonics of the Dead Sea rift. *Asociacion de Servicios Geologicas Africanos 20th Int. geol. Congress., Mexico, D.F., Actos y Tr.*, p. 385-405.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J.P. and Cobbold, P.R. (1978). Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction and obduction. *Nature*, 273, p. 43-44.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- _____ and Graham, R.H. (1970). Strain variation in Shear Belts. *Can. J. Earth Sc.* 7, p. 786-813.

Rattigan, J.H. (1967). Fold and fracture patterns resulting from basement wrenching in the Fitzroy depression, Western Australia. Aust. Inst. Min. and Metall. Proc., 223, p. 17-22.

Rocci, G. (1973). Les ophiolites alpines de méditerranée orientale: uniformité du plutonisme, diversité du volcanisme. Intern. Symp. Ophiolites, USSR, p. 1-14.

Rogers, A.W. (1910). The Kheis Series. Trans. geol. Soc. S. Afr., 13, p. 93-104.

_____ and du Toit, A.L. (1908). Report on the Geology of parts of Prieska, Hay, Britstown, Carnarvon and Victoria West. A. Rep. geol. Comm. C.G.H., 13, p. 7-109.

_____ and Schwarz, E.H.L. (1899). Geology of the Orange River Valley in the Hopetown and Prieska districts. Rep. geol. Comm., CGH, 4, p. 65-97.

Ross, J.V. (1973). Mylonite rocks and flattened garnets in the Southern Ocanogan of British Columbia. Can. J. Earth Sci., 10, p. 1-17.

Roy, S.S. (1977). Mylonitic microstructures and their bearing on the development of mylonites - an example from deformed trondhjemites of the Bergen Arc region, S.W. Norway. Geol. Mag., 114(6), p. 445-458.

Roy, S.S. (1977a). Relation between coplanar minor folds of variable orientation, stretching lineation and thrust in the Daling rocks from Sikkim Himalayas. J. geol. Soc. Ind., 18, p. 153-169.

- Schackelton, R.M. (1973). Problems of the evolution of the continental crust. *Philos. Trans. roy. Soc. Lond., A*, 273, p. 317-320.
- Schumann, F.W. (1974). A comparative study of the geohydrology of Archean Formations and associated rocks in the North-western Transvaal and the North-western Cape Province. Unpubl. Ph.D.-thesis, Univ. Cape Town, 406 pp.
- Schwerdtner, W.M. and Bauer, G. (1975). Tectonic significance of mylonite zones. *N. Jb. Miner. Mh.*, 11, p. 500-509.
- Schwarz, E.H.L. (1905). The Transvaal Formation in Prieska, Cape Colony. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 8, pp. 88-103.
- Simmons, E.C. and Hanson, G.N. (1978). Geochemistry and origin of massif-type anorthosite. *Contr. Miner. Petrol.*, 66, p. 119-135.
- Smit, C.A. (1973). Die geologie van 'n gebied rondom Koopmansfontein, Noord-Kaapland, met spesiale verwyng na die Serieë Swartrif en Dolomiet. Ongepubl. M.Sc.-tesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 142 pp.
- _____ (1977). Die geologie rondom Groblershoop, met spesiale verwysing na die verband tussen die Namakwalandse Mobiele Gordel en Matsap - Kheisgesteentes. Ongepubl. Ph.D.-tesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 390 pp.
- Smit, P.J. (1973). The Waterberg System in the Northern Cape. *Abstr. of papers, Geol. Soc. S. Afr.*, 15th Congress.

- Smith, J.G. (1965). Fundamental transcurrent faulting in northern Rocky Mountains. *Am. Ass. Petrol. Geologists. Bull.*, 49/9, p. 1398-1409.
- Sørensen, H. (1974). Origin of the alkaline rocks - a summary and retrospect. In:)H. Sørensen) Ed. *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons, 622 pp.
- Stow, G.W. (1874). Geological notes upon Griqualand West. *Q.J. geol. Soc. Lond.*, 30, p. 581-680.
- Strydom, D. (1979). The geology of an area north of Carnarvon with special reference to the Precambrian rocks. Unpubl. M.Sc.-thesis, Univ. Orange Free State, 145 pp.
- Sutton, J. and Watson, J.V. (1974). Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times. *Nature*, 247, p. 433-435.
- Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N. (1970). Structural analysis of the Dash-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81/1, p. 41-60.
- Tobi, A.C. (1971). The nomenclature of the charnockitic rock suite. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 5, p. 193-205.
- Toogood, D.J. (1976). Structural and metamorphic evolution of a gneiss terrain in the Namaqua belt near Onseepkans, South West Africa. *Precamb. Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull.*, 19, 189 pp.
- Tullis, J., Christie, J.M. and Griggs, D.T. (1973). Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzite. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, p. 632-638.

- Truter, F.C. and Strauss, C.A. (1941). The pre-Transvaal rocks of Taungs, Cape Province. Trans. geol. Soc. S. Afr., 44, p. 161-166.
- Vajner, V. (1973). A review of the stratigraphy of Kheis. Abstr. of papers, Geol. Soc. S. Afr., 15th Congress.
- _____ (1974). The tectonic development of the Namaqua Mobile Belt and its foreland in parts of the Northern Cape. Precamb. Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull., 14, 201 pp.
- Van der Merwe, J. (1973). Die geologie van 'n gebied om Campbell, Noord-Kaapland, met spesiale verwysing na die Serieë Swartrif en Dolomiet. Ongepubl. M.Sc.-tesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 157 pp.
- Van der Westhuizen, W.A. (1977). Die geologie van die gebied Poortjie 3022 B in die distrikte Britstown, Carnarvon, Prieska en Victoria-Wes, Noord-Kaapland. Ongepubl. M.Sc.-tesis, Univ. Oranje-Vrystaat, 207 p.
- Van Zijl, J.S.V., De Beer, J.H. en Hodgson, F.D.I. (1976). Die ontwikkeling en evaluasie van tegnieke vir die bepaling van die ontginningspotensiaal van grondwaterbronne in die Doornbergbreuksone. Vorderingsverslag Nr. 2, N.F.N.L., W.N.N.R.
- _____ (1977). Die ontwikkeling en evaluasie van tegnieke vir die bepaling van die ontginningspotensiaal van grondwaterbronne in die Doornbergbreuksone. Vorderingsverslag Nr. 3, N.F.N.L., W.N.N.R.
- Vernon, R.H. and Ransom, D.M. (1971). Retrograde schists of the amphibolite facies at Broken Hill. J. geol. Soc. Aust., 18, p. 167-277.

- Viljoen, M.J. and Viljoen, R.P. (1969). The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.*, 2, p. 55-85.
- Visser, J.N.J. and Grobler, N.J. (1972). The Transition Beds at the Base of the Dolomite Series in the Northern Cape Province. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 75/3, p. 265-274.
- _____, Grobler, N.J., Van der Merwe, J., Smit, C.A. en Potgieter, C.D. (1977). Die Serieë Swartrif en Dolomiet van die Sisteem Transvaal in Noord-Kaapland. *Ann. geol. Opn. S.Afr.* p. 77-93.
- Wagener, J. (1978). The Prieska Zinc-Copper deposit, Cape Province, South Africa. *Int. Congress Ottawa*, 11 pp.
- Watson, J.V. (1976). Vertical movements in Proterozoic structural provinces. *Philos. Trans. roy. Soc. Lond. A.*, 280, p. 629-640.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seeley, D.R. (1973). Basic wrench tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geologists. Bull.*, 57/1, p. 74-96.
- Williams, D.A.C. (1972). Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, 19, p. 163-188.
- _____ and Furnell, R.G. (1979). Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa. *Precambr. Res.*, 9, p. 325-347.
- Wilkenson, P., Soper, N.J. and Bell, A.M. (1975). Skolithos pipes as strain markers in mylonites. *Tectonophysics*, 28, p. 143-157.

- Wilson, H.D.B., Andrews, P., Moxham, R.L. and Ramlal, K. (1965). Archaean volcanism in the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 2, p. 161-175.
- Winkler, H.G.F. (1979). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th Ed. Springer-Verlag, Berlin, 348 pp.
- Winter, H. de la R. (1965). The stratigraphy of the Ventersdorp System in the Bothaville district and adjoining area. Unpubl. Ph.D.-thesis, Univ. Witwatersrand, 131 pp.
- _____ (1976). A lithostratigraphic classification of the Ventersdorp succession. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 79, p. 31-48.
- Wyley, J. (1859). Notes on a journey in two directions across the Colony, made in the years 1857-1858, regarding the Geological Formations. Cape Town. In: *A. Rep. geol. Comm. C.G.H.*, p. 76-97.
- Wyllie, P.J. (1974). Limestone assimilation - petrogenesis of alkaline rocks. In: H. Sørensen Ed. *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons, 622 pp.



