

UNIVERSITEIT VAN PRETORIA
UNIVERSITY OF PRETORIA
YUNIBESITHI YA PRETORIA

Notice warning concerning copyright restrictions

The Copyright Act, 1978 (Act 98 of 1978) governs the making of photocopies or other reproductions of copyrighted material. Under certain conditions specified in the law, libraries are authorized to provide a photocopy or other reproduction. One of these specific conditions is that the photocopy or reproduction is not to be “used for any purpose other than private study, scholarship, or research.” If a user makes a request for, or later uses, a photocopy or reproduction for purposes in excess of “fair use,” that user may be liable for copyright infringement.

The DLS reserves the right to refuse to accept a copying order if, in its judgment, fulfilment of the order would involve violation of copyright law.

For any copyright related queries, please contact:
copyright@up.ac.za

POTGIETER G J

TEKTONISME LANGS DIE NOORDOOSTELIKE RAND
VAN DIE BOSVELDKOMPLEKS, SUID-AFRIKA

PhD

UP

1992

UITTREKSEL

Hierdie studie handel oor die struktuurgeologie en tektoniese geskiedenis van die noord-oostelike gedeelte van die Transvaalkom op die Kaapvaalkraton, Suid Afrika. Die strukturele grein van die studiegebied word deur 'n oos-noordoos-strekkende plooï- en stootverskuiwingsgordel, die Mhlapitsi-plooïgordel, gedomineer, en vervorm gesteentes van die onderste gedeelte van die Opeenvolging Transvaal langs die kratonskaal Thabazimbi-Murchisonlineament (TML). Die strukturele ontwikkeling van die plooï- en stootverskuiwingsgordel is geherinterpreteer deur gebruik te maak van onlangs-gepubliseerde idees omtrent tektoniese inversie in sedimentêre komme.

Gedetailleerde strukturele en sedimentologiese ondersoeke was nodig om die relatiewe ouderdom van die Mhlapitsi-gordel en die meganisme van plooiing bepaal. Nuwe insig omtrent die verwantskap tussen die ontwikkeling van die Mhlapitsi-gordel en Vroeg-Proterosoïese tektoniek elders om en op die Kaapvaalkraton is verkry.

Plooïstrukture verwant aan die Mhlapitsi-gordel is geïnterpreteer as 'n reeks akkommodasiestrukture (opritantikliene) aan die dakkante van, tot dusver ongeïdentifiseerde, suidhellende stootverskuiwings. Stratigrafiese- en struktuurgetuïenis dui aan dat hierdie fase van kompressietektoniek na afsetting van die Groep Chuniespoort ontstaan het. Dikteverskille van litologieë weerskante van sommige van hierdie verskuiwings impliseer egter

dat hul voorheen onder 'n fase van ekstensietektoniek, as afskuiwings (groeiverskuiwings), tydens afsetting van die Groep Wolkberg en Formasie Swartrif aktief was. Die verandering in verplasingrigting langs verskuiwings van af- na opskuiwings staan as positiewe tektoniese inversie bekend. Inversie is geakkommodeer langs elemente van die TML ('n kratonskaalse sone van vervorming wat periodies sedert Laat-Argeiese tye aktief was). Verskeie modelle wat tektoniese inversie verklaar, word bespreek en daar word voorgestel dat 'n Alpyense tipe inversie, wat die gevolg is van 'n verandering in spanningstoestand langs die grense van die Kaapvaalkraton, data die beste pas.

Vervolgens word daar voorgestel dat die TML positiewe inversie ondergaan het in reaksie op verandering in die regionale spanningspatroon langs die suidelike grens van die Kaapvaalkraton tussen 2.4 en 2.2 Ga. Die oorsaak van hierdie verandering is tans onbekend.

Mikroskoopstudies het aangetoon dat die TML geheraktiveer is gedurende inplasing van die Bosveldkompleks teen ongeveer 2.06 Ga. Gedurende hierdie heraktivering was die beweging strekkingsglip en linkslateraal. Die meerderheid van die verskuiwings en plooistrukture wat die gesteentes van die Groep Pretoria vervorm, kan aan hierdie fase van beweging gekoppel word.

ABSTRACT

This thesis deals with the structural aspects and tectonic setting of the northeastern part of the Transvaal Basin, situated on the Kaapvaal Craton. The structural grain of the study area is dominated by the east-northeast trending Mhlapitsi Fold and Thrust Belt, which affects rocks of the lower part of the Transvaal Sequence, and also the craton-scale Thabazimbi-Murchison Lineament (TML). The deformation style of the Mhlapitsi Fold and Thrust Belt has been reinterpreted utilising recently published ideas on basin inversion tectonics.

Detailed structural and sedimentological results have established the relative age of the Mhlapitsi Belt, and the mechanism of folding. Insight has also been gained into the relationship between the development of the Mhlapitsi Belt and Early Proterozoic tectonics elsewhere, on and around the Kaapvaal Craton.

Folds defining the Mhlapitsi Belt are interpreted as a series of accommodation folds (ramp anticlines) in the hanging wall blocks of previously unidentified south-dipping thrust faults. Stratigraphy and structural evidence show that thrusting post-dates deposition of the Chuniespoort Group. In addition, however, variations in the thickness of lithological units across some of these faults indicate that they acted as extensional growth faults during deposition of the Wolkberg Group and Black Reef Formation. This change in displacement sense of the faults from

normal to reverse movement, is termed positive structural inversion. This inversion was accommodated along elements of the TML (a craton-scale deformation zone that has been periodically active since the Late Archaean). Various models to account for the structural inversion are discussed, and it is suggested that an Alpine-type inversion due to a change in stress conditions along the margins of the Kaapvaal Craton best fits the available data.

It is proposed, therefore, that the TML underwent positive structural inversion in response to changes in the regional stress pattern along the southern margin of the Kaapvaal Craton between 2.4 and 2.2 Ga. The cause of this change is at present unknown.

Additional petrographic studies indicate that the TML was reactivated again during intrusion of the Bushveld Complex at about 2.06 Ga. During this reactivation, however, sense of movement was strike-slip and sinistral. The majority of the faults and folds that deform the Pretoria Group rocks can be related to this phase of reactivation.

BEDANKINGS

Hierdie navorsing was onmoontlik sonder die finansiële en tegniese bystand van die Geologiese Opname van Suid Afrika. In besonder wil ek die Hoofdirekteur van die Geologiese Opname, Dr. C. Frick bedank vir die toestemming wat hy verleen het dat hierdie inligting as tesis gebruik kan word.

Spesiale dank aan Prof. S. McCourt vir die groot geduld wat hy beoefen het met die redigering van hierdie proefskrif asook aan Prof. C.P. Snyman, Prof. G. von Gruenewaldt en Prof. P.G. Eriksson wat waardevolle bydraes gelewer het. Verder wil ek Dr. G. Brandl bedank vir sy nuttige opmerkings en besprekings, en Mev. S.M. Burger vir die tik van die proefskrif.

INHOUDSOPGAWE

	<u>Bladsy</u>
HOOFSTUK 1 : INLEIDING	1
1.1 Algemeen	1
1.2 Topografie	3
1.3 Vorige navorsing	6
1.4 Doelstelling	13
HOOFSTUK 2 : ALGEMENE GEOLOGIE	15
2.1 Benadering van navorsing en algemene stellings	15
2.2 Verwantskappe van strata onderkant die Serala-diskordansie	22
2.3 Verwantskappe van strata tussen die Serala- diskordansie en die Chuniespoort- diskordansie	61
2.4 Verwantskappe van strata bokant die Chuniespoort-diskordansie	82
2.5 Opsomming en bespreking	86
HOOFSTUK 3 : STRUKTUUR	96
3.1 Algemeen	96
3.2 Die Strydpoortlineament	99
3.3 Die Thabazimbi-Murchisonlineament (TML).....	105
3.4 Die Strydpoortdomein	107
a. Algemeen	107
b. Verskuiwings en skuifskoursones	107
c. Plooiing	117
3.5 Die Katkloofdomein	121

a.	Algemeen	121
b.	Verskuiwings en skuifskoursones	124
c.	Plooiing	136
3.6	Die Hooglanddomein	140
a.	Algemeen	140
b.	Plooiing	142
c.	Verskuiwings	146
c.1	ONO-WSW strekkende verskuiwings ...	150
c.2	N-S strekkende verskuiwings	157
c.3	WNW-ONO strekkende verskuiwings ...	163
3.7	Die Uitloopdomein	163
a.	Algemeen	163
b.	Plooiing	164
c.	Verskuiwings en skuifskoursones	164
3.8	Samevatting	170
HOOFSTUK 4 : BESPREKING		172
4.1	Die TML se posisie in tyd en ruimte	172
4.1.1	Ekstensietektoniek langs die TML tydens afsetting van die Groep Wolkberg	174
4.2	Inversietektoniek	182
4.2.1	Inversietektoniek in die studiegebied ..	188
4.2.2	Ouderdom van Mhlapitsi-inversie	189
4.2.3	Oorsaak van Mhlapitsi-inversie	190
4.3	Getuienis vir heraktivering van die TML na afsetting van die Opeenvolging Transvaal .	193
HOOFSTUK 5 : OPSOMMING EN GEVOLGTREKKINGS		195

LYS VAN FIGURE

- Fig. 1.1 'n Algemene geologiese kaart van die noordoostelike grens van die Kaapvaalkraton wat die parallelisme tussen die Limpopogordel en elemente geassosieer met die Thabazimbi-Murchison-lineament (TML) aandui.
- Elemente verwant aan die TML sluit die Letaba-skuifskeursone (Ls), Murchisongroensteengordel (Mu), Selati-trog (S), Mhlapitsi-plooigordel (Ma), Strydpoortlineament (Sl), Eerstelingkom (E), Almatrog (Al), Nylstroomprotokom (Ny) en Thabazimbi-wringverskuiwingsstelsel (TW) in (Volgens Du Plessis, 1987 en Martin, 1990).
- Fig. 1.2 (a) 'n Lokaliteitskaart van die studiegebied en (b) 'n vereenvoudigde geologiese kaart van dieselfde gebied waarop die mees prominente bergreekse soos die Drakensberge (D), Wolkberge (W), Strydpoortberge (S), Hooglandberge (H), Maribashoekberge (M) en Uitloopberge (U) asook die belangrikste riviere soos die Olifantsrivier (Ol), Selatirivier (Se), Mhlapitsirivier (Mh), Molopatsirivier (Mo), Malipsrivier (Ma), Mphalelerivier (Mp) en Chuniesrivier (Ch) aangedui is.
- Fig. 2.1.1 'n Algemene profiel van die Opeenvolging Transvaal in Oos-Transvaal (volgens SACS, 1980) asook die voorkoms van regionaal diskordansievlakke wat moontlik 'n verandering in regionaal tektoniek op die Kaapvaalkraton impliseer. (Volgens Clendenin, 1989 en Martin, 1990)
- Fig. 2.1.2 'n Kaart van die studiegebied met die posisies van gemete profiele.
- Fig. 2.1.3 'n Profiel oor groeiverskuiwings in die Soriakom, Oekraïne en die invloed daarvan op die dikte van strata. Let op na die wigvormige verdikking van strata in die rigting van die verskuiwings (volgens Jaroszewski, 1980).

- Fig. 2.1.4 'n Profiel oor sinsedimentêre opskuiwings (die Owl Creek opskuiwing in Wyoming) en die invloed op diktes van strata. Let op, geen strata word aan die dakkant afgeset nie as gevolg van opheffing en gevolglike erosie wat lei tot 'n lokale diskordansie, terwyl strata wel sintektonies aan die vloerkant afgeset word. (Volgens Chenet et al., 1983).
- Fig. 2.1.5 'n Profiel oor 'n verskuiwing in die Devoonse Wes-Orkneykom in die noorde van Skotland wat positiewe strukturele inversie geassosieer met sintektoniese sedimentasie aandui. Strata wat sintektonies afgeset is, verdik wigvorming in die rigting van 'n afskuiwing en verdun in die rigting van 'n opskuiwing. Die opeenvolging van die lae impliseer dat die verskuiwing eers aan ekstensie, daarna aan kompressiekragte en weer aan ekstensie onderwerp was. (Volgens Coward, 1987, bl. 317)
- Fig. 2.1.6 'n Profiel oor die Klodnickigroeiverskuiwing in Silesië. Versakkingsbreksies vorm aan die valkant. (Volgens S.W. Aleksandrowicz, 1964)
- Fig. 2.2.1 'n Heiningdiagram om stratigrafiese korrelasie van strata onderkant die Serala-diskordansie aan te toon. (Sien Fig. 2.1.2 vir die ligging van profiele en gemeet in die veld.) Let op na die intensiewe dikteverandering in die onderste formasies wat moontlik verwant is aan die invloed van ONO strekkende groeiverskuiwings. Die benaderde posisie van prominente verskuiwings soos waargeneem in die veld, word aangedui.
- Fig. 2.2.2 'n Heiningdiagram van die Formasie Sekororo wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskeursoes op die dikte van die formasie toon.
- Fig. 2.2.3 Stratigrafiese profiele van die Formasie Sekororo (soos saamgestel uit profiele 41 en 42 in Fig. 2.1.2) aan (a) die vloerkant en (b) dakkant van die Moltkeskuifskeursoesone.

- Fig. 2.2.4 'n Konglomeraatlaag met geronde (aangedui met pyle) en hoekige klaste wat die diskordante kontak tussen die lawas van die Formasie Abel Erasmus en grouwakke van die Formasie Sekororo aan die vloerkant van die Welkomynverskuiwing aandui (langs profiel 32 in Fig. 2.1.2).
- Fig. 2.2.5 Heiningdiagram van die Formasie Abel Erasmus wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.
- Fig. 2.2.6 Stratigrafiese profiele van die Formasie Abel Erasmus (soos waargeneem langs profiele 35 en 36 in Fig. 2.1.2) (a) noord (vloerkant) en (b) suid (dakkant) van die Wolkbergverskuiwing.
- Fig. 2.2.7 'n Konglomeraatlaag bestaande uit klaste van lawa wat die lokale diskordansie tussen die Formasies Schelem en Abel Erasmus, direk noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing definieer, soos waargeneem langs profiel 35 in Fig. 2.1.2.
- Fig. 2.2.8 'n Heiningdiagram van die Formasie Schelem wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.
- Fig. 2.2.9 Stratigrafiese profiele (saamgestel uit profiele 36 en 35 in Fig. 2.1.2) van die Formasie Schelem direk (a) suid (dakkant) en (b) noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing.
- Fig. 2.2.10 'n Kanaal (noordaansig), opgevul met kwartsiet, in lawas van die Formasie Abel Erasmus, dui 'n lokale diskordansie aan die vloerkant van die The Downs-skuifskursones aan. (Langs profiel 39, Fig. 2.1.2)
- Fig. 2.2.11 'n Heiningdiagram van die Formasie Selati wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.

- Fig. 2.2.12 'n Konglomeraat met klasse van graniet en kwartsiet in 'n moddersteen matriks wat 'n diskordansie verteenwoordig, (Profiel 35 (Fig. 2.1.2)) noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing aan die basis van die Formasie Mabin.
- Fig. 2.2.13 Stratigrafiese profiele van die Formasie Mabin direk (a) noord (vloerkant) en (b) suid (dakkant) van die Bergplaasverskuiwing, in profiele 32 en 33 van Fig. 2.1.2.
- Fig. 2.2.14 'n Heiningdiagram van die Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskurwes op die dikte van die formasie toon.
- Fig. 2.2.15 Stratigrafiese profiele van die Formasie Swartrif direk (a) noord (vloerkant) en (b) suid (dakkant) van die Eerstelingskuifskurwe (profiele 9 en 10 in Fig. 2.1.2). Die voorkoms van 'n regionale diskordansie, die Serala-diskordansie, word aangedui. Let op die prominente dikteverskille van die Hoofkwartsietlaag en Lid Serala weerskante van die verskuiwing en die afwesigheid van die dikteverskil in die boonste fynklastiese eenheid.
- Fig. 2.2.16 Strekkingsprofiel LL' (Kaart 2) en die voorkoms van die Serala-diskordansie, noord en suid van die Uitloopverskuiwing.
- Fig. 2.2.17a Die regionale diskordansie waarmee die boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif die Argeïese gesteentes (graniet) oordek, direk noord van die Uitloopverskuiwing (profiel 5 in Fig. 2.1.2). Die muntstuk rus op die graniet.
- Fig. 2.2.17b Kanaal opgevul met kwartsiet in lawas van die Lid Serala dui die regionale Serala-diskordansie (pyl) aan (profiel 33 in Fig. 2.1.2).

- Fig. 2.3.1 'n Noord-suid profiel oor die studiegebied wat die diktes van breksielae geassosieer met die (a) Oaktree-, (b) sentrale Monte Christo-, (c) Monte Christo-, (d) Lyttelton-, (e) Eccles- en (f) sentrale Duitschland-diskordansies aantoon. Diktes is na 'n sentrale N-S profiellyn ingeprojekteer. Die relatiewe voorkoms van verskuiwings en skuifskeursone soos die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl), Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaskuifskeursone (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs-skuifskeursone (TD), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltke-skuifskeursone (Molt) word aangetoon. Die hellings van hierdie strukture is skematies aangedui. Let op dat die vertikale skaal heelwat groter is as die horisontale.
- Fig. 2.3.2 Stratigrafiese profiel van die Formasie Oaktree (profiel 43 in Fig. 2.1.2).
- Fig. 2.3.3 Stratigrafiese profiele van die Formasie Monte Christo (a) langs profiel 37 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Selati-trog en (b) langs profiel 31 (Fig. 2.1.2) direk noord van die Selati-trog.
- Fig. 2.3.4 'n Stratigrafiese profiel van die Formasie Lyttelton. (Profiel 17 in Fig. 2.1.2 direk suid van die Eerstelingkom.)
- Fig. 2.3.5 Stratigrafiese profiele van die Formasie Eccles soos waargeneem (a) langs profiel 15 direk suid van die Eerstelingkom en (b) langs profiel 13 (Figuur 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Eerstelingkom.
- Fig. 2.3.6 Stratigrafiese profiele van die Formasie Frisco; (a) profiel 33, noord van die Selati-trog en (b) profiel 52 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Selati-trog.
- Fig. 2.3.7 Stratigrafiese profiele van die Formasie Penge (a) langs profiel 7 noord van die Eerstelingkom en (b) langs profiel 13 in die sentrale gedeelte van die Eerstelingkom en (c) langs profiel 53 in die sentrale gedeelte van die Selati-trog en (d) langs profiel 27, noord van die Selati-trog. (Sien Fig. 2.1.2 vir posisie van profiele)

- Fig. 2.3.8 Stratigrafiese profiele van die Formasie Duitschland (a) noord (profiel 16) en (b) suid (profiel 27) van die Strydpoortlineament. Regionale diskordansievlakke word aangedui. Let op dat 'n groot gedeelte van die Formasie Duitschland (ook die graderingkontak tussen die Formasie Penge en die Formasie Duitschland) weggeërodeer is gedurende die ontstaan van die sentrale Duitschland-diskordansie suid van die Strydpoortlineament (by (b)). (Sien Fig. 2.1.2 vir posisie van profiele)
- Fig. 2.3.9 Chertbreksies wat direk bokant die sentrale Duitschland-diskordansie voorkom langs profiel 4 in Figuur 2.1.2.
- Fig. 2.4.1 Stratigrafiese profiele van die Groep Pretoria (a) noord en (b) suid van die Strydpoortlineament.
- Fig. 2.5.1 'n Skematiese stratigrafiese profiel van die Opeenvolging Transvaal en die voorkoms van diskordansievlakke wat 'n verandering in tektoniese styl tydens afsetting aantoon.
- Fig. 2.5.2 'n Skematiese voorstelling van die afsettingsomgewing wat aktief was tydens afsetting van strata onderkant die Serala-diskordansie.
- Fig. 2.5.3 Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die diktes en geometrie van die (a) Formasie Sekororo, (b) Abel Erasmus, (c) Schelem, (d) Selati, (e) Mabin, (f) Sadowa, (g) Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif en (h) Lid Serala aandui. Slegs die mees prominente verskuiwings en skuifskeursone soos die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl) wat deur die Strydpoortverskuiwing gedefinieer word, Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaskuifskeursone (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs (T.D), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Diktes is geprojekteer na 'n N-S sentrale profiellyn.

Fig. 2.5.4

Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die dikte en geometrie van die (a) boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif, (b) Formasies Oaktree, (c) Monte Christo, (d) Lyttelton, (e) Eccles, (f) Frisco, (g) Penge en (h) die Formasie Duitschland aandui. Opskuiwings aangedui in (h) het moontlik eers na afsetting van die Formasie Duitschland ontstaan, waartydens prominente erosie plaasgevind het. Slegs die mees prominente verskuiwings en skuifskeursone soos die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl) wat deur die Strydpoortverskuiwing gedefinieer word, Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaskuifskeursone (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs- (T.D), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Diktes is geprojekteer na 'n N-S sentrale profiellyn. Let op dat die vertikale skaal heelwat groter voor-gestel word as die horisontale.

Fig. 2.5.5

Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die diktes en geometrie van die Formasies (a) Rooihogte, (b) Timeball Hill, (c) Boshok, (d) Duitschland, (e) Strubenkop, (f) Daspoort en (g) Silverton aantoon. (Diktes is na 'n sentrale N-S profiellyn geprojekteer)

Die voorkoms van die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl), Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaverskuiwing (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs-skuifskeursone (TD), Maltaskuifskeursone (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Let daarop dat die vertikale skaal heelwat groter voorgestel word as die horisontale.

Fig. 2.5.6

'n Skematiese voorstelling van die invloed van die TML op die afsetting van litologiese eenhede (a) onder die Serala-diskordansie, (b) bokant die Serala-diskordansie en onderkant die Chuniespoort-diskordansie en (c) bokant die Chuniespoort-diskordansie.

- Fig. 3.1.1 'n Profiel oor die Bakhmetevskaya-antiklien naby Saratov in Rusland, wat die nou verwantskap tussen opskuiwings en plooistrukture in hierdie omgewing illustreer (Volgens Jaroszewski, 1980).
- Fig. 3.1.2 'n Vereenvoudigde profiel deur 'n gekoppelde oorskuiwingsstelsel in Rocky-gebergtes in Noord-Amerika om die voorkoms van opritstrukture ("ramp anticlines") te illustreer (Volgens Boyer en Elliott, 1982).
- Fig. 3.1.3 'n Vereenvoudigde profiel oor 'n blinde stootverskuiwingsstelsel in die Pyrenee-gebergtes in Europa (Volgens Williams, 1985).
- Fig. 3.1.4 'n Kaart wat 'n tipiese stelsel van en échelon-plooistrukture verwant aan prominente strekkingsglibbeweging illustreer, in die Nepska-sone van die Siberiese platform (Volgens Jaroszewski, 1980).
- Fig. 3.1.5 'n Kaart wat die tipiese verskuiwingsone verwant aan 'n prominente linkslaterale strekkingsglibverskuiwing illustreer in 'n gedeelte van die Dash-te-Bayaz-verskuiwingsone in Iran (Volgens Tchalenko, 1970). Die teoretiese oriëntasies van moontlike gekonjugeerde wringverskuiwings (P, X, R', R, Y skuifskurwes) wat in die omgewing van so 'n verskuiwing kan ontstaan, word ook aangetoon asook die rigting van maksimum kompressie (C) en maksimum ekstensie (T) (Volgens Coward en White, 1988, p. 238). Stoot- en afskuiwings kan respektiewelik loodreg op hierdie rigtings ontstaan (Wilcox et al., 1973).
- Fig. 3.1.6 'n Kaart wat die verskillende domeine in die studiegebied aandui.
- Fig. 3.2.1 'n Lugfoto van die Strydpoortlineament, oos van Chuniespoort en wes van Haenertsburg.
- Fig. 3.2.2 'n Stereogram (onderste hemisferiese projeksie) wat die oriëntasie van wryfspieëlgroewe langs die Strydpoortlineament aandui. Let op dat subhorisontaal georiënteerde groewe beperk is tot die Argeiese gesteentes.

- Fig. 3.2.3 Profiel HH' (Kaart 2) oor die Strydpoortverskuiwing. Die Formasie Abel Erasmus is prominent dikker aan die dakkant van die Strydpoortverskuiwing wat aandui dat die verskuiwing as 'n groeiverskuiwing aktief was. Plooiing wat tot die dakkant beperk is en die verplasing van die kontak tussen die Formasies Schelem en Abel Erasmus, toon aan dat die verskuiwing later as 'n opskuiwing geheraktiveer is.
- Fig. 3.2.4 Martin (1990) se interpretasie van die hoofstruktuurelemente van die TML. Let op dat die Strydpoortlineament (Sl) slegs 'n enkele verskuiwing, verwant aan die Thabazimbi-Murchisonlineament (TML), verteenwoordig. Die prominente invloed van die TML op die verspreiding van die Molopo Farms-kompleks (MFK) en Bosveldkompleks (BK) word ook aangedui.
- Fig. 3.4.1 'n Struktuurkaart van die Strydpoortdomein. Let op na die ongeplooië sones tussen die geplooië sones.
- Fig. 3.4.2 Stereogramme (onderste hemisferiese projeksies) wat die oriëntasie van maaksels langs die (a) Welkomynverskuiwing (b) Acreverskuiwing, (c) Bergplaasskuifskeursone, (d) Seralaskuifskeursone en (e) Mampaskloofskuifskeursone aandui.
- Fig. 3.4.3 Geïnterpreteerde profiel AA' (kaart 2) gebaseer op waarnemings in die veld. Diktes van strata en plooistrukture is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.4.4 Profiel BB' (Kaart 2) oor die Acreverskuiwing. Let op dat die boonste litologiese eenhede langs 'n opskuiwing en die onderste eenhede langs 'n afskuiwing verplaas is wat tipies is van positiewe tektoniese inversie. Plooistrukture suid van die verskuiwing is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.4.5 Profiel MM' (Kaart 2) oor die Welkomynverskuiwing. Let op dat die onderste formasies verplaas is langs 'n afskuiwing en die boonste formasies langs 'n opskuiwing wat 'n goeie voorbeeld van positiewe inversie illustreer. Plooistrukture in die Formasie Selati asook diktes van strata is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.

- Fig. 3.4.6 Geïnterpreteerde profiele oor die Strydpoortdomein wat die gedeeltelike blinde stootverskuiwingsstelsel illustreer waaraan ONO strekkende verskuiwings soos die Strydpoort- (Sl), Wolkberg- (Wo), Serala- (Ser), Mampaskloof- (Mam), The Downs- (TD), Welkommyn- (We), Bergplaas- (Be), Acre- (Acr), Malta- (Mal), Moltke- (Mol) en Bokhalva (Bok)- verskuiwings en skuifskieursone verwant is. Die Strydpoortverskuiwing wat die Strydpoortlineament definieer, verteenwoordig moontlik die frontale stootverskuiwing van hierdie stelsel. By X is die Groep Chuniespoort nie verplaas nie, maar wel langs die verskuiwing geplooi.
- Fig. 3.4.7 Padprofiel EE' (Kaart 2). Let op na die vermindering in intensiteit van plooiing suidwaarts, weg van die Wolkbergverskuiwing.
- Fig. 3.4.8 Padprofiel GG' (Kaart 2). Let op na die vermindering in intensiteit van plooiing suidwaarts, weg van die Seralaskuifskieursone.
- Fig. 3.4.9a Die verwantskap tussen geplooië strata en 'n skuifskieursone word hier duidelik geïllustreer (profiel 26 van Fig. 2.1.2). Die skuifskieursone word deur die sone van intensiewe breukkliewing voorgestel en die kwartsietlaag is aan die dakkant van hierdie skuifskieursone geplooi. Die oriëntasie van gelaagdheid is loodreg op die aangeduide pyle.
- Fig. 3.4.9b Skematiese interpretasie van Fig. 3.4.9a. Let op die kompressie vanuit die suide wat vir die ontstaan van die strukture verantwoordelik is.
- Fig. 3.4.10 'n Tipiese voorbeeld van 'n antiklien aan die dakkant van 'n stootverskuiwing, 'n opritstruktuur ("ramp anticline") langs profiel 27 (Fig. 2.1.2). Die stootverskuiwing (die Strydpoortverskuiwing) word met pyle aangedui. Beweging is duidelik van S na N.
- Fig. 3.4.11 Assevlakkliewing met aanduidings van drukoplossing (S1) wat loodreg op gelaagdheid (aangedui met pyle) langs profiel 37 (Fig. 2.1.2).

- Fig. 3.4.12 'n Stereogram (onderste hemisferiese projeksie) van die oriëntasie van plooï-asse in die Strydpoortdomein. Plooï-asse is herplooï om 'n N-S georiënteerde as.
- Fig. 3.5.1 'n Skematiese struktuurkaart van die Katkloofdomein.
- Fig. 3.5.2 Stereogramme (onderste hemisferiese projeksies) van die oriëntasie van plooï-asse (a) langs die oostelike gedeelte van die Katkloofdomein en (b) oor die res van die Katkloofdomein.
- Fig. 3.5.3 Geïnterpreteerde Profiel II' (Kaart 2). Plooïe suid van die Malta-verskuiwing, dikte van strata is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.5.4 Afgeplatte rolstene in konglomeraat in die Moltkeskuifskeursone langs profiel 42 (Fig. 2.1.2). 'n Pen (aangedui met 'n pyl) dui die skaal aan.
- Fig. 3.5.5 (a) Die Moltkeplooïe aan die dakkant van die Moltkeskuifskeursone (aangedui met pyle) stel 'n tipiese oprit-antiklien voor.
(b) 'n Skematiese interpretasie van Fig. 3.5.5a. Let op dat afgeplatte rolstene in Fig. 3.5.4 beperk is tot die Moltkeskuifskeursone.
- Fig. 3.5.6 'n Struktuurkaart van die Moltkeskuifskeursone.
- Fig. 3.5.7 Geplooïde breksies (sleurplooïe) langs die The Downs-skuifskeursone op profiel 54 (Fig. 2.1.2). Die geplooïde lae van breksie impliseer herhaaldelike beweging langs die The Downs-skuifskeursone waarvan die laaste beweging as opskuiwing vanaf die suide geïnterpreteer kan word.
- Fig. 3.5.8 Lineêre maaksel bestaande uit andalusietkristalle, vervorm subparallel aan 'n ONO rigting langs die Diepslootskuifskeursone (profiel 60, Fig. 2.1.2). Hierdie metamorfe minerale het tydens inplasing van die Bosveldkompleks ontstaan, wat impliseer dat laterale beweging langs die skuifskeursone eers na inplasing van die Bosveldkompleks plaasgevind het.

- Fig. 3.5.9 'n Kaart van wringverskuiwings (Y en P skuifskeure) en en échelon-plooie in die Katkloofdomein. Die strukture dui op 'n fase van linkslaterale beweging wat aan die TML gekoppel is. Prominente strukture soos (1) Veeplaasskuifskeursone, (2) Wonderkopverskuiwing, (3) Fortdraai-antiklien, (4) Katkloofantiklien, (5) Diepsloot-skuifskeursone, (6) Moltkeskuifskeursone en (7) Schwerinantiklien word ook aangetoon asook die teoretiese oriëntasie van Y en P skuifskeure en en échelon-plooie wat met 'n soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word. (Gewysig na Du Plessis en Walraven, 1990)
- Fig. 3.5.10 Horingfels van die Formasie Silverton naby die skarniergedeelte van die Schwerinantiklien. Metamorfe minerale soos granaat (g) is self onvervorm en is dwars oor die algemene foliasie van die gesteente ontwikkel (Vergroting X30).
- Fig. 3.5.11 Horingfels van die Formasie Silverton naby die skarniergedeelte van die Fortdraai-antiklien. Andalusietkristalle (a) is oor foliasie ontwikkel maar biotiet (b) aangedui met pyle, moontlik geroteer, veral as na die korrelgrens van die biotiet links onder gekyk word. (Vergroting X30)
- Fig. 3.6.1 'n Struktuurkaart van die Hooglanddomein.
- Fig. 3.6.2 Stereogramme van die oriëntasies van plooiasse in die omgewing van die (a) Eerstelingskuifskeursone en (b) Spanjeskuifskeursone.
- Fig. 3.6.3 Profiellyn JJ' (Kaart 2), saamgestel uit waarnemings in die veld. Strukture soos plooie en skuifskeursone, asook die dikte van strata is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.6.4 Gedeelte van die Pruizensinklien waar kwartsiete van die Formasie Dwaalheuwel geplooi is soos waargeneem in die omgewing van profiel 55 (Fig. 2.1.2).
- Fig. 3.6.5 Verskuiwings en 'n plooistruktuur in die

Hooglanddomein en Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks (gewysig van die oorspronklike deur Van der Merwe (1978) en Du Plessis en Walraven (1990)). Verskuiwings in omgewing A is afskuiwings en die in B, wringverskuiwings (moontlike R'-skuifskeure), wat geïnterpreteer kan word as strukture verwant aan linkslaterale beweging langs die TML. Die teoretiese oriëntasies van en échelon-plooi, R'-skuifskeursones en afskuiwings verwant aan so 'n sisteem, word aangetoon.

- Fig. 3.6.6 Horingfels van die Formasie Silverton van die sentrale gedeelte van die Pruizensinklien. Andalusiet (a) sowel as biotiet (b) het dwars oor die kliewingsrigting (pyl) gegroei. (Vergroting X30)
- Fig. 3.6.7 'n Struktuurkaart van die Ysterbergverskuiwing en omgewing. Die verskuiwings en plooi-asse word toegeskryf aan linkslaterale beweging langs die Ysterbergverskuiwing. Let op dat hierdie laterale beweging plaasgevind het voor afsetting van die Groep Pretoria. Die teoretiese oriëntasies van wringverskuiwings en en échelon-plooi-strukture wat met soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word, word ook aangedui.
- Fig. 3.6.8 'n Struktuurkaart van die Zebedielaerskuiwing en omgewing. Wes-noordwes georiënteerde plooi-asse en N-S strekkende breukkliewing is beperk tot die gesteentes ouer as die Groep Pretoria en kan toegeskryf word aan linkslaterale beweging langs die Zebedielaerskuiwing voor afsetting van die Groep Pretoria. Die teoretiese oriëntasies van en échelon-plooi-strukture wat met soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word, word ook aangedui.
- Fig. 3.6.9 (a) Profiel AA' (Fig. 3.6.7) oor die Ysterbergverskuiwing en (b) Boorgatprofiel van BH7 (Fig. 3.6.7). Diktes van formasies in (a) is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.6.10 (a) Profiel AA' (Fig. 3.6.8) oor die Zebedielaerskuiwing en (b) Boorgatprofiel van BH1 (Fig. 3.6.8). Diktes van formasies in (a) is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.

- Fig. 3.6.11 'n Kaart van die westelike gedeelte van die Spanjeskuiwingskeursone. Let op dat plooï-asse van die Spanjeplooïe deur N-S-strekkende afskuiwings verplaas word, maar nie die aangeduide diabaasplaat nie. Die teoretiese oriëntasies van afskuiwings wat tydens laterale beweging langs die TML sou ontstaan, word aangetoon.
- Fig. 3.6.12 Ortopirokeen (o) wat verander na aktinoliet (a) by stasie 7 in Fig. 3.6.11 (Vergroting X30).
- Fig. 3.6.13 Oos-wes Profiel KK' (Kaart 2) oor die Hooglanddomein. Diktes van strata is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.
- Fig. 3.7.1 'n Struktuurkaart van die Uitloopdomein.
- Fig. 3.7.2 'n Struktuurkaart van die Tweefonteïnsinklien. Let op dat plooï-asse willekeurig georiënteer is in die sentrale gedeelte van die sinklien en geen verband met die ander strukture het nie.
- Fig. 3.7.3 Willekeurig georiënteerde plooïe in dolomiet langs profiel 3 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Tweefonteïnsinklien. Die oriëntasie van die willekeurig georiënteerde plooï-asse word met pyle aangetoon.
- Fig. 3.7.4 'n Kaart van die oriëntasie van verskuiwings in die Uitloopdomein en in die Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks. (Volgens Du Plessis en Walraven, 1990) Hierdie verskuiwings kan geïnterpreteer word as gekonjugeerde verskuiwings verwant aan linkslaterale beweging langs die TML.
- Fig. 4.1.1 Clendenin (1989) se voorstelling vir ontwikkeling van die Wolkbergslenkdalsisteem.
- Fig. 4.1.2 Geïdealiseerde voorstelling van die invloed van die TML op afsetting van die Opeenvolging Transvaal.
- Fig. 4.1.3 Interpretasie volgens Jaroszewski (1980) van hoe vertikale opheffing van die aardkors sommige afskuiwings langs die Oos Afrika-slenkdalsisteem

kon laat ontstaan het.

Fig. 4.2.1

Geïdealiseerde illustrasies van die moontlike meganismes wat tektoniese inversie tot gevolg het. Opheffing van die aardkors vind plaas as gevolg van (a) korsbuiging, (b) isostatiese opheffing tydens homogene verdunning van die litosfeer, (c) isostatiese opheffing langs 'n laehoekskuifskersone, (d) laterale beweging langs 'n laehoek verskuiwing (met 'n oneweredige verskuiwingsvlak) en (e) variasie in bewegingsrigting langs 'n wringverskuiwing en (f) regionale kompressie.

Lys van Tabelle

- Tabel 1. 'n Tabel wat die huidige studiegebied aandui in verhouding met die van vorige navorsers.
- Tabel 2.2.1 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Sekororo.
- Tabel 2.2.2 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Abel Erasmus.
- Tabel 2.2.3 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Schelem.
- Tabel 2.2.4 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Selati.
- Tabel 2.2.5 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Mabin.
- Tabel 2.2.6 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Sadowa.
- Tabel 2.2.7 (a) Laterale variasie in dikte (m) van die Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif.
- (b) Laterale variasie in dikte (m) van die Lid 2Serala van die Formasie Swartrif.

(c) Laterale variasie in dikte (m) van die boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif.

Tabel 2.3.1 Laterale variasie in dikte van die formasies van die Groep Chuniespoort weerskante van prominente verskuiwings.

Tabel 2.3.2 Laterale variasie in dikte van breksielae wat prominente diskordansies oordek soos gemeet langs profiele (Fig. 2.1.2).

Tabel 2.4.1 Laterale variasie in dikte van die Groep Pretoria gemeet langs profiele (Fig. 2.1.2).

Tabel 3.5.1 Vervorming soos bereken in die Moltkeskuifskeursone by stasies 1 tot 8 (Fig. 3.5.6).

Tabel 3.6.1 Mineralogiese samestelling van diabaasplaat in die Hooglanddomein.

Tabel 4.1 Verwantskappe tussen ouderdom van die Opeenvolging Transvaal en tektoniese gebeure op en om die Kaapvaal-Zimbabwekraton. Gewysig, maar oorspronklik volgens Eriksson et al. (in druk). Ouderdomdata van Burger en Coertze (1974), Burger en Walraven (1977, 1980), Barton et al. (1986), Kruger et al. (1986), Trendall et al. (1990), Jahn et al. (1990), Barton en Van Reenen (1992).

* Ouderdomme bepaal vir Formasies Schmidtdrift en Asbesberge in Griekwalandweskom maar respektiewelik korreleerbaar met onderste gedeelte van Subgroep Malmani en Formasie Penge.

LYS VAN AANGEHEGTE KAARTE

1. Kaart 1 'n Geologiese kaart van die noordoostelike gedeelte van die Opeenvolging Transvaal.

2. Kaart 2 'n Struktuurkaart van die noordoostelike gedeelte van die Opeenvolging Transvaal.

HOOFSTUK 1 : INLEIDING

1.1 Algemeen

Die Strydpoortlineament is 'n prominente ONO strekkende lineament wat die noordoostelike kontak tussen Argeïese gesteentes en gesteentes van die Opeenvolging Transvaal definieer (Fig. 1.1). Hierdie lineament strek subparallel aan en vorm deel van die suidelike grens van die Thabazimbi- Murchisonlineament (TML), 'n kratonskaal sone van vervorming (Du Plessis, 1990) wat strek van die Murchisongroensteengordel deur Potgietersrus en Thabazimbi tot Gaborone in Botswana (Fig. 1.1). Die TML het moontlik die ontstaan van verskeie Argeïese en Vroeg-Proterosoïese sedimentêre komme en lokalisering van stollingsintrusies in die noordoostelike gedeelte van die Kaapvaalkraton beïnvloed (Du Plessis, 1990).

Alhoewel navorsers soos Clendenin (1989), Martin (1990) en Du Plessis (1990) die prominente Strydpoortlineament (Fig. 1.1) algemeen gebruik as oppervlak-bewys van die TML, is daar nog nie voorheen oor die oorsprong en ouderdom van die Strydpoortlineament gespekuleer nie.

Die Strydpoortlineament is sentraal in die Mhlapitsi-plooigordel geleë en is subparallel aan die plooï-asse van hierdie gordel georiënteer. Die Mhlapitsi-plooigordel is

POTGIETER G J

TEKTONISME LANGS DIE NOORDOOSTELIKE RAND
VAN DIE BOSVELDKOMPLEKS, SUID-AFRIKA

PhD

UP

1992

beperk tot die gesteentes van die Opeenvolging Transvaal en is ook een van die elemente van die TML (Du Plessis, 1990). Die Opeenvolging Transvaal bestaan hoofsaaklik uit sedimentêre gesteentes wat ingedeel is in die Groep Wolkberg, Groep Chuniespoort en Groep Pretoria (SAKS, 1980). In 'n poging om die moontlike verband tussen die ontstaan van strukture soos die Strydpoortlineament, die Mhlapitsi-plooigordel en die TML te ontleed, is 'n gebied van sowat 5000 km (tussen 29° 00' en 30° 30' lengtegrade en 24° 00' en 24° 30' breedtegrade) in detail gekarteer (Fig. 1.2a).

Alhoewel die studiegebied bergagtig is, verbind 'n netwerk van paaie dorpe soos Potgietersrus, Haenertsburg en Trichardsdal (waarvan die lokaliteite in Fig. 1.2b aangedui word) en maak die gebied toeganklik. Sekondêre paaie wat ontstaan het as gevolg van bosbou, natuurbewaring en mynbou-aktiwiteite verbeter die toeganklikheid verder en enige lokaliteit in die studiegebied is binne 10 km loopafstand bereikbaar.

1.2 Topografie

Topografies bestaan die studiegebied uit relatiewe plat vlaktes soos die Pietersburg Plato en die Transvaalse Laeveld, asook uit indrukwekkende bergreekse soos die Wolkberge en Drakensberge. Die verspreiding van hierdie topografiese verskynsels hou direk verband met die geologie van die gebied (Fig. 1.2b).

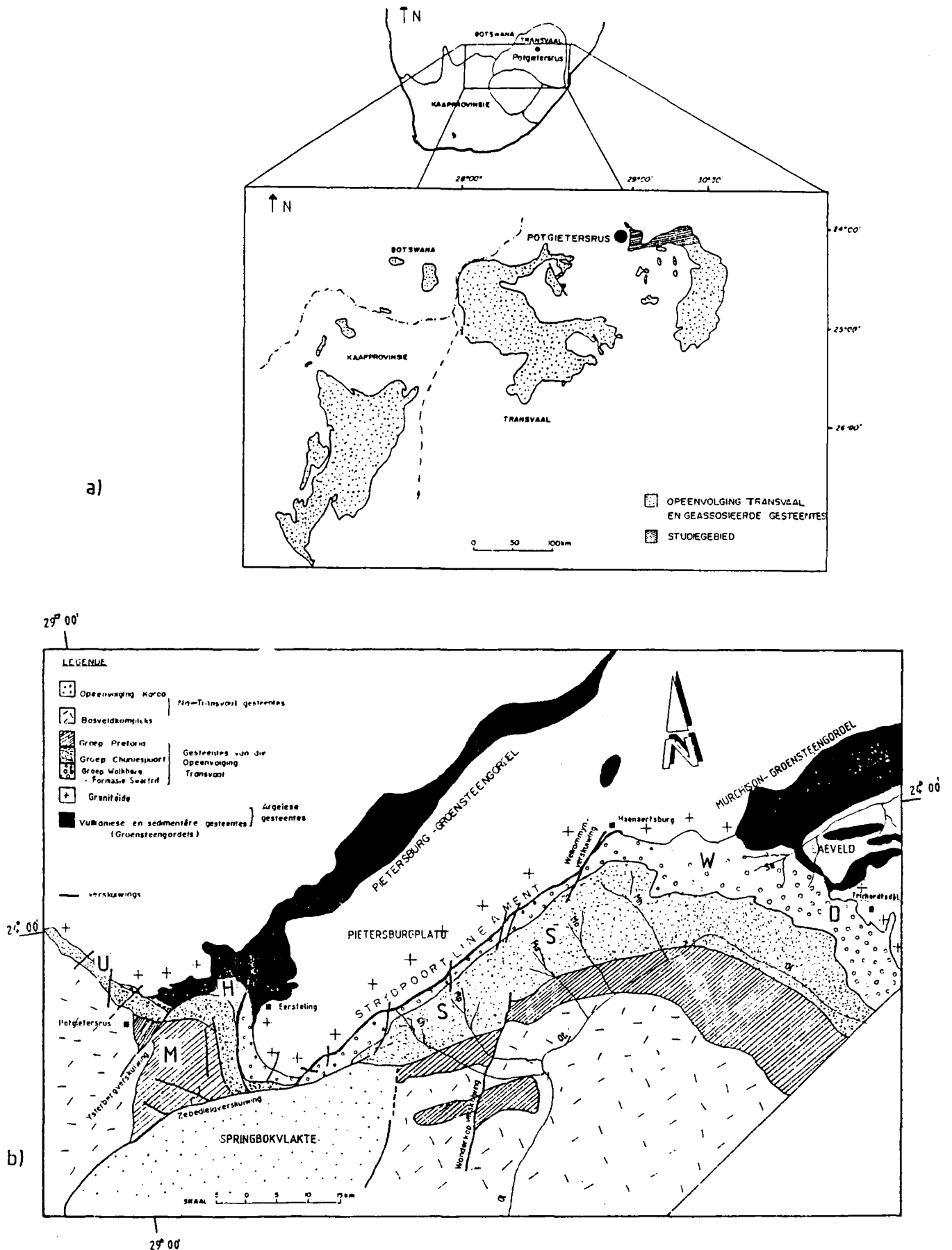


Fig. 1.2 (a) 'n Lokaliteitskaart van die studiegebied en (b) 'n vereenvoudigde geologiese kaart van dieselfde gebied waarop die mees prominente bergreekse soos die Drakensberge (D), Wolkberge (W), Strydpoortberge (S), Hooglandberge (H), Maribashoekberge (M) en Uitloopberge (U) asook die belangrikste riviere soos die Olifantsrivier (Ol), Selatirivier (Se), Mhlapit-sirivier (Mh), Molopatsirivier (Mo), Malipsrivier (Ma), Mphalelerivier (Mp) en Chuniesrivier (Ch) aangedui is.

Die vlaktes in die noorde en ooste bestaan hoofsaaklik uit relatief homogene graniete en gneise van Argeïese ouderdom. Die Pietersburg Plato wissel tussen 1000 tot 1500 m bo seespieël. In die ooste is die Transvaalse Laeveld hoofsaaklik laer as 1000 m.

Die Opeenvolging Transvaal dagsoom in die vorm van verskeie bergreekse. Langs die oostelike grens van die navorsingsgebied vorm die gesteentes van die Groep Wolkberg en Groep Chuniespoort deel van die Drakensberge en Wolkberge (Fig. 1.2b). Tussen Haenertsburg en Chuniespoort definieer dieselfde gesteentes 'n oos- tot noordoos strekkende bergreeks wat bekend staan as die Strydpoortberge. Verder weswaarts definieer hierdie gesteentes die Hooglandberge en Uitloopberge (Fig. 1.2b). Die bogenoemde bergreekse se hoogte is sowat 1600 en 2200 m bo seespieël.

Die Groep Pretoria vorm saam met die mafiese gesteentes van die Bosveldkompleks die Maribashoekberge in die westelike gedeelte van die studiegebied (Fig. 1.2b).

Suid van die Zebedielaerskuiwing onderlê gesteentes van die Opeenvolging Karoo die Springbokvlakte (Fig. 1.2b) wat tussen 850 en 1000 m bo seespieël varieer.

Ander verskuiwings soos byvoorbeeld die Ysterbergverskuiwing, Welkommynverskuiwing en Wolkbergverskuiwing (Kaart 2) vorm valleie met dieptes van tot 300 m. Die Strydpoortli-

neament word deur die Strydpoortverskuiwing gedefinieer, en vorm die grens tussen die Strydpoortberge en die Pietersburg Plato. Grootskaalse sinkliene in die Opeenvolging Transvaal neig om valleie, en antikliene om prominente heuwels te vorm.

Die valleie van suidvloeiende riviere soos die Zebediela, Chunies, Mphalele, Malips, Molapatsi en Mhlapitsi sny oor die geplooiëde lae van die Opeenvolging Transvaal. Hierdie riviere dreineer die sentrale gedeelte van die studiegebied en vloei uiteindelik in die Olifantsrivier. Die Olifantsrivier vloei ooswaarts deur die Drakensberge en 30 km oos van die Drakensberge sluit die Selatirivier daarby aan. Die Selatirivier dreineer die oostelike gedeelte van die studiegebied. Sy dreineringsring word veral deur die oriëntasie van plooistrukture beïnvloed. Oos tot ONO georiënteerde sinklinale asse definieer byvoorbeeld subparallelle valleie wat die Drakensberge dreineer.

1.3 Vorige navorsing

Vroeëre navorsers het nie die belangrike tektoniese implikasies van die Strydpoortlineament besef nie. Schwellnus et al. (1962, bl. 17), Bastin (1968, bl. 12) en Button (1973b, bl. 10) maak byvoorbeeld slegs terloops melding van die lineêre noordelike kontak tussen die Argeïese gesteentes en gesteentes van die Opeenvolging Transvaal. Onlangse navorsers soos Clendenin (1989, bl. 40) en Martin (1990, bl. 2) interpreteer hierdie lineament as deel van

die TML maar bespreek nie die moontlike verwantskap met ander strukture nie.

Plooistrukture en hulle moontlike meganisme van ontstaan, word egter in detail deur vroeëre navorsers bespreek.

Die plooistrukture in die studiegebied is die eerste keer deur Hall (1908, 1910) beskryf. Hy het hoofsaaklik die noordwestelike en noordoostelike gedeelte van die studiegebied ondersoek (Tabel 1). Soortgelyke plooiing is egter ook in die meer sentrale gedeeltes deur Kynaston et al. (1911), Hall (1930), Du Toit (1945), Truter (1947), Van Rooyen (1954), Engelbrecht (1952) en Schwellnus et al. (1962) opgemerk (Tabel 1). Volgens hierdie navorsers wissel die oriëntasie van plooië tussen ONO en N en is plooiing veroorsaak deur indringing van die Bosveldkompleks. Hall (1910) merk op dat die meerderheid plooi-asse subparallel georiënteer is aan die skisagtigheid in die Argeïese gesteentes wat die basis vorm waarop die Opeenvolging Transvaal afgeset is, maar spekuleer nie oor 'n moontlike verklaring vir hierdie ooreenkoms nie.

JAAR	NAVORSER	GEBIED ONDERSOEK DEUR NAVORSER	% [1]	KAART [2]	JAAR	NAVORSER	GEBIED ONDERSOEK DEUR NAVORSER	% [1]	KAART [2]	JAAR	NAVORSER	GEBIED ONDERSOEK DEUR NAVORSER	% [1]	KAART [2]	JAAR	NAVORSER	GEBIED ONDERSOEK DEUR NAVORSER	% [1]	KAART [2]
1908	HALL	UITLOOPBERGE	+/- 15%		1954	VAN ROOYEN	HOOGLANDBERGE	+/- 20%		1973	BUTTON	HUDIGE STUDIEGEBIED BEPERK TOT NOORDELIKE GEDEELTE VAN BUTTON SE STUDIEGEBIED.	< 10%		1987	MIYANO ET AL.	GEDEELTES VAN DRAKENBERGE	< 10%	
1910	HALL	ONDER ANDERE OOSTELIKE WOLKBERGE EN STRYDPOORTBERGE	+/- 30%		1957	ENGELBRECHT	GEDEELTE VAN HOOGLANDBERGE	+/- 15%		1967	DREYER	GEDEELTE VAN STRYDPOORTBERGE	+/- 20%		1988	BEUKES EN VAN REENEN	GEDEELTES VAN DRAKENBERGE	< 10%	
1911	KYNASTON ET AL.	HOOGLANDBERGE	+/- 20%		1962	SCHWELLENUS ET AL.	STRYDPOORTBERGE, WOLKBERGE, DRAKENBERGE	+/- 65%		1978	BUTTON	GEDEELTES VAN STRYDPOORTBERGE	< 10%		1988	CLENDENIN ET AL.	GEDEELTES VAN DIE DRAKEN-, STRYDPOORT-, WOLK- EN HOOGLANDBERGE	+/- 10%	
1930	HALL	STRYDPOORTBERGE	+/- 20%		1958	BASTIN	STRYDPOORTBERGE, WOLKBERGE	+/- 50%		1980	TAYLOR	SUIDELIKE GEDEELTE VAN BUFFELSHOEK EN HOOGLANDBERGE	+/- 15%		<p>● POTGETERSRUS</p> <p>(1) PERSENTASIE WAT HUL STUDIEGEBIED VAN DIE HUDIGE UITMAAK.</p> <p>(2) 'N KAART VAN DIE HUDIGE STUDIEGEBIED (GESTIPPEL) IN VERHOUDING MET DIE STUDIEGEBIED VAN VORIGE NAVORSERS (GESTREEP).</p>				
1945	DU TOIT	STRYDPOORTBERGE	+/- 15%		1964	BRUMER	BUFFELSHOEKBERGE	+/- 15%		1980	GREER	NOORDELIKE GEDEELTE VAN BUFFELSHOEK EN HOOGLANDBERGE	+/- 15%						
1947	TRUTER	BUFFELSHOEK EN HOOGLANDBERGE	+/- 25%		1973	DE VILLIERS	BUFFELSHOEK-, HOOGLAND- EN GEDEELTE VAN STRYDPOORTBERGE	+/- 25%		1982	SHAPP EN CHADWIC	GEDEELTES VAN STRYDPOORTBERGE	< 10%						

'N TABEL WAT DIE HUDIGE STUDIEGEBIED AANDUI IN VERHOUDING MET DIE VAN VORIGE NAVORSERS.

TABEL 1

Alhoewel Truter (1947) ONO-WSW sowel as N-S georiënteerde plooië in die westelike gedeelte van die studiegebied waarneem (Tabel 1) beweer hy dat die indringing van die Bosveldkompleks vir beide plooi-oriëntasies verantwoordelik was. Hy skryf die twee plooi-oriëntasies toe aan 'n kombinasie van (a) horisontale kompressiekragte asook (b) versakking van die Bosveldkompleks tydens intrusie. Truter beweer dus, net soos die navorsers voor hom (Hall, 1910; Du Toit, 1945) dat die plooiing wat hy bestudeer het tydens intrusie van die Bosveldkompleks plaasgevind het.

Vanaf die vroeë sestigter jare was verklarings vir plooiing in die studiegebied egter meer uiteenlopend. Schwellnus et al. (1962) het ONO-WSW sowel as N-S georiënteerde plooië in die oostelike gedeelte van die studiegebied beskryf (Tabel 1). In teenstelling met vorige navorsers, beweer hulle egter dat ONO georiënteerde plooië nie met die intrusie van die Bosveldkompleks geassosieer kan word nie. Hulle stel voor dat plooiing ontstaan het as gevolg van regionale, N-S georiënteerde kompressiekragte wat die intrusie van die Bosveld voorafgegaan het. Hulle hou tog daarby dat die N-S georiënteerde plooië met intrusie van die Bosveldkompleks verband hou.

Bastin (1968) het plooiing in die sentrale gedeelte van die studiegebied ondersoek (Tabel 1). Hy beweer dat ONO georiënteerde plooië sowat 30 persent verkorting van die aardkors veroorsaak het en skryf hierdie plooiing toe aan

horisontale kompressie wat aktief was voordat die Bosveld-kompleks ingeplaas is. Hy merk egter op dat plooiing ruimtelik beheer word deur die voorkoms van groensteengordels waarop die gesteentes van die Opeenvolging Transvaal afgeset is.

Bruwer (1964) en De Villiers (1973) beskryf wel plooië met 'n soortgelyke oriëntasie in die westelike gedeelte van die studiegebied (Tabel 1), maar lewer geen verklaring vir die ontstaan van hierdie plooië nie.

Button (1973b) het drie verskillende periodes van plooiing in die studiegebied geïdentifiseer :

(a) Oos-noordoos georiënteerde Mhlapitsi-tipe plooië in die oostelike gedeelte van die studiegebied wat voor die afsetting van die Groep Pretoria ontstaan het. Hy stel voor dat tektoniese heraktivering van groensteen-gordels waarop die Transvaal afgeset is vir hierdie plooiing verantwoordelik was. Button (1973b; bl. 12) beweer : "At the end of the Olifants River Group, the Murchison Belt was tectonically re-activated and resulted in the Mhlapitsi Fold Belt. Relative movements between neighbouring granitic blocks would be accommodated in such intervening greenstone belts, and would explain features such as the Mhlapitsi Fold Belt".

(b) Bosveldvloerplooië wat geassosieer kan word met die

intrusie van die Bosveldkompleks. Button (1978) beweer dat Bosveldvloerplooië wel diapierindringings van die Transvaalgesteentes in die gesteentes van die Bosveldkompleks mag voorstel.

- (c) Oos-noordoos georiënteerde plooiing geassosieer met die ONO strekkende Ysterbergverskuiwing wat in die westelike gedeelte van die studiegebied voorkom.

Greer (1980 en 1982) beskryf twee plooiperiodes (Tabel 1) in 'n gebied direk oos van Potgietersrus :

- (a) Oop O-W georiënteerde plooië wat voor die afsetting van die Groep Pretoria ontstaan het.
- (b) Noord-suid georiënteerde plooië wat verband hou met die intrusie van die mafiese fase van die Bosveldkompleks.

Greer (1980) het egter ook bewys dat die O-W georiënteerde plooië in die westelike gedeelte van die studiegebied nie noodwendig verband hou met die Ysterbergverskuiwing soos wat deur Button (1973b) voorgestel is nie.

In 'n ondersoek van die asbesvelde in die sentrale gedeelte van die studiegebied het Dreyer (1967), in teenstelling met die voorstelle van al die bogenoemde navorsers, beweer dat Bosveldvloerplooiing die Mhlapitsi-plooiing voorafgegaan het. Hy beweer ook dat die Mhlapitsi-plooiing eers na

die Groep Waterberg (ongeveer 1,770 Ma gelede) ontstaan het. Resultate van onlangse navorsing tot steun van sy teorie, is dié van Miyano et al. (1987) en van Beukes en Van Reenen (1988) wat metamorfe reaksies verwant aan die intrusie van diabaasplate beskryf. Die diabaasplate is amfibooldraend en langs ONO plooï-asse geplooï. Volgens hierdie navorsers is die diabaasplate jonger as die Bosveldkompleks, wat beteken dat die ONO georiënteerde plooïe verwant aan die Mhlapitsi-plooïgordel na indringing van die Bosveldkompleks ontstaan het.

Miyano et al. (1987) se bevindinge is egter teenstrydig met dié van Sharpe (1982, 1984) wat diabaasplate in die Opeenvolging Transvaal petrologies ondersoek het. Volgens Sharpe (1982) is die amfiboolbevattende diabaasplate voor die Bosveldkompleks ingeplaas.

Daarteenoor stel Du Plessis (1990) 'n nuwe model voor vir die ontstaan van plooiing in die huidige studiegebied. Hy beweer dat die Mhlapitsi-plooïgordel 'n element is van 'n kratonskaal lineament (die TML) wat geïdentifiseer kan word vanaf Thabazimbi in die weste tot die Murchisongroensteen-gordel in die ooste (Fig. 1.1). Du Plessis (1990) beweer dat die Mhlapitsi-plooïe, en échelon-plooïe is, verwant aan regslaterale strekkingsglipverskuiwing langs die TML. Du Plessis en Walraven (1990) beweer verder dat die Bosveldvloerplooi in die studiegebied ook ontstaan het onder invloed van die TML en stel voor dat hierdie plooiing verwant is aan kompressiekragte wat geïnduseer is deur

linkslaterale strekkingsglipverskuiwing tydens intrusie van die Bosveldkompleks.

1.4 Doelstelling

Prominente strukture soos die Strydpoortlineament en plooi-asse van die Mhlapitsi-plooigordel (moontlike element van die TML) is subparallel aan mekaar georiënteer (ONO) en impliseer 'n moontlike tektoniese verwantskap. Die doelstelling van hierdie studie is om hierdie moontlike verwantskap te ontleed en te probeer verklaar.

Al die aangehaalde verklarings vir die voorkoms van plooi-strukture langs die noordoostelike rand van die Bosveldkompleks weerspreek mekaar tot 'n mate. Dit kan moontlik toegeskryf word aan die wyse waarop die strukture tot dusver ondersoek is naamlik oorwegend deur middel van lugfoto-interpretasies.

Daar is gevolglik besluit om die noordoostelike randgebied van die Bosveldkompleks struktureel noukeurig te ondersoek ten einde die tektoniese geskiedenis te ontrafel en 'n aanvaarbare verklaring te vind vir die ontstaan van prominente strukture in die gebied. 'n Poging word aangewend om die volgende vrae te beantwoord:

- (a) Watter van die bogenoemde prominente strukture kan aan tektoniek van voor, tydens en/of na inpasing van die Bosveldkompleks toegeskryf word?

- (b) Wat is die meganisme en ouderdom van die vervorming wat verantwoordelik is vir die ontstaan van hierdie strukture?
- (c) Is daar enige verband tussen die ontstaan en heraktivering van prominente strukture in die studiegebied en Vroeg-Proterosoïese tektoniek elders op die Kaapvaalkraton?

2.1 Benadering van navorsing en algemene stellings

"Stratigraphic accumulation results from the interaction between rates of sediment supply, subsidence and sea-level change" (Galloway, 1989, bl. 127). Hierdie drie prosesse is direk verwant aan sinsedimentêre tektoniek en die produk van hul interaksie verskaf 'n weergawe van die tektoniese geskiedenis van 'n omgewing. Verskeie metodes kan toegepas word om hierdie tektoniese geskiedenis te ontleed. Die bepaling van die diktes van litostratigrafiese eenhede is die mees algemene en aanvaarbare wyse (Galloway, 1989) en is ook gedurende hierdie studie gebruik om die tektoniese geskiedenis van die Opeenvolging Transvaal vas te stel.

Die regionale stratigrafie van die Opeenvolging Transvaal is deur Button (1973b) beskryf en deur SAKS (1980) onderverdeel in 'n aantal formasies (Fig. 2.1.1).

Gedurende die huidige studie is vasgestel dat diktes van sommige van hierdie formasies weerskante van prominente verskuiwings en skuifskeursoes verskil, wat impliseer dat hierdie strukture moontlik tektonies aktief was tydens sedimentasie. Die diktes van formasies is gedurende die huidige studie langs 68 profiele in die veld deur middel van 'n Jakobstaf bepaal (Fig. 2.1.2) ten einde enige invloed van die strukture op sedimentasie vas te stel. Die meerderheid verskuiwings in die studiegebied strek ONO en

Opeenvolging Transvaal

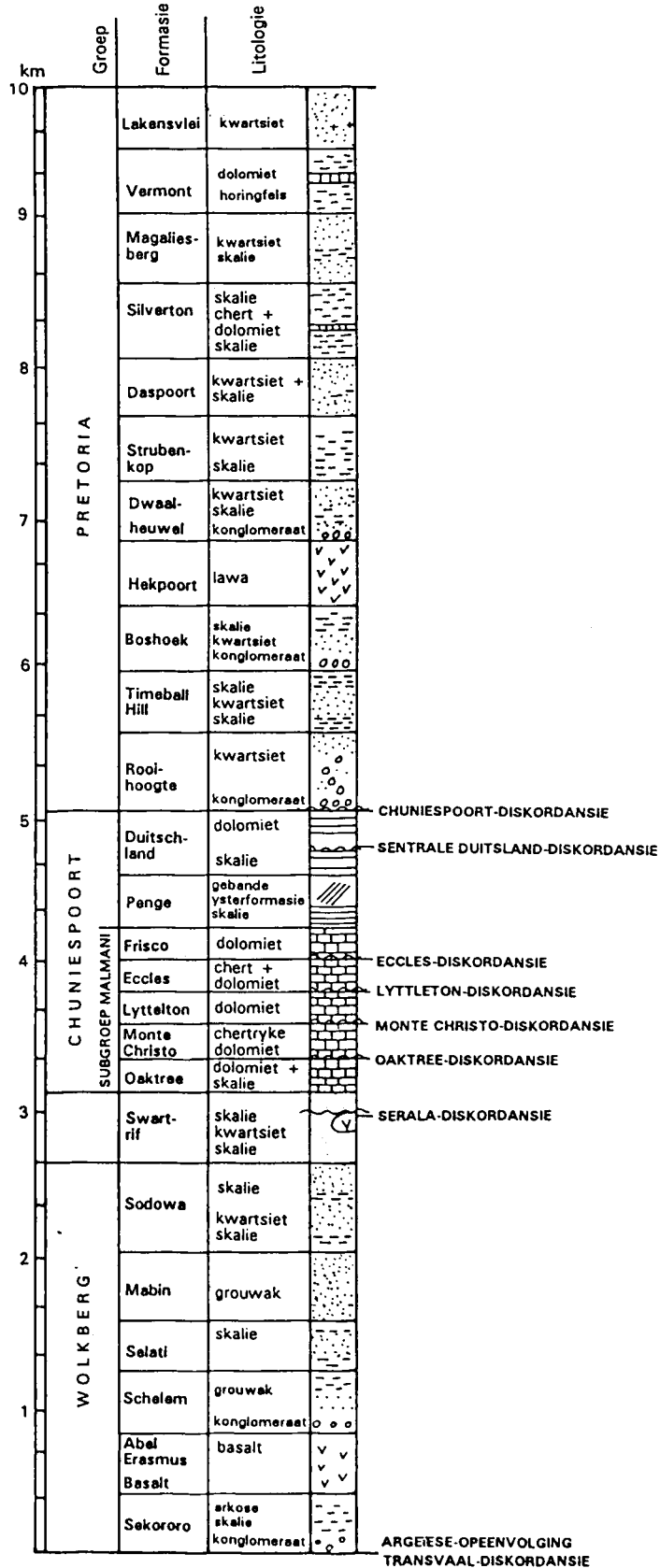


Fig. 2.2.1

'n Heiningdiagram om stratigrafiese korrelasie van strata onderkant die Serala-diskordansie aan te toon. (Sien Fig. 2.1.2 vir die ligging van profile en gemeet in die veld.) Let op na die intensiewe dikteverandering in die onderste formasies wat moontlik verwant is aan die invloed van ONO strekkende groeiverskuiwings. Die benaderde posisie van prominente verskuiwings soos waargeneem in die veld, word aangedui.

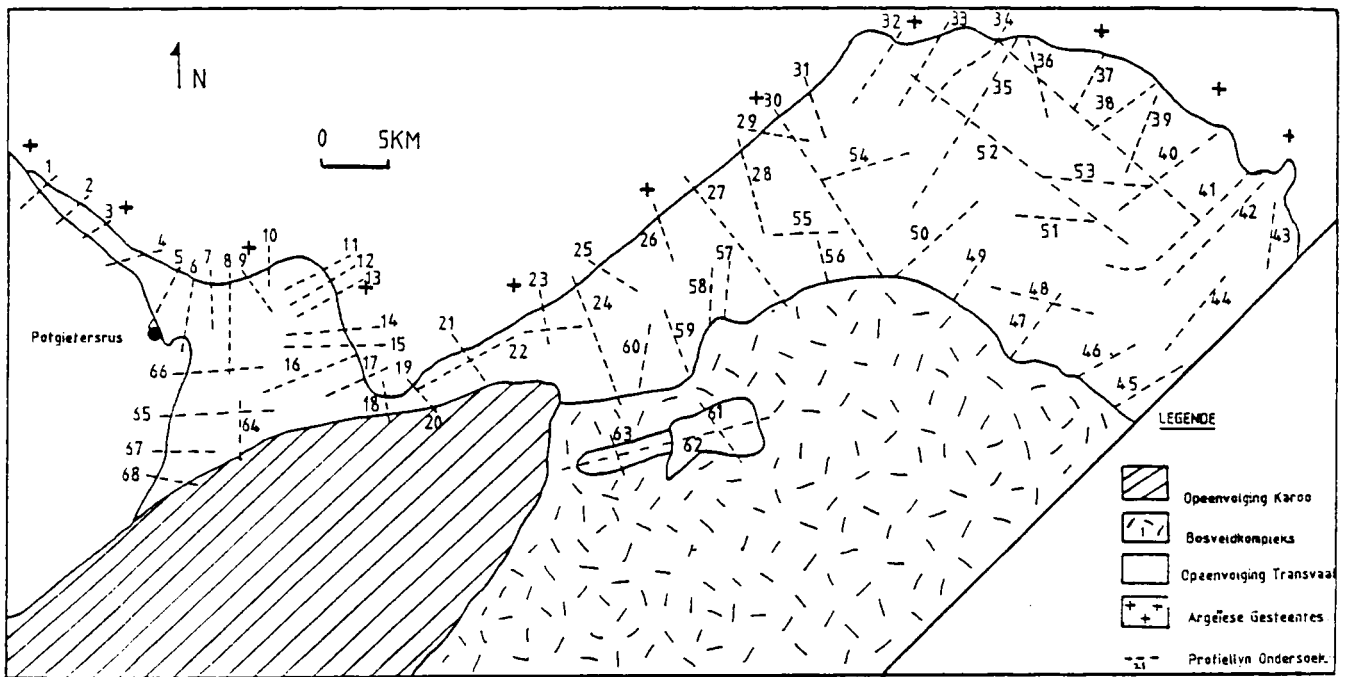


Fig. 2.1.2 'n Kaart van die studiegebied met die posisies van gemete profile.

is suidhellend (Kaart 2). Die Strydpoortlineament wat gedefinieer word deur die suidhellende Strydpoortverskuiwing, is die indrukwekkendste van hierdie verskuiwings.

Navorsers soos Proffett (1977), Rider (1978), Gill (1979) en Jackson (1987) het sinsedimentêre tektoniek in die omgewing van verskuiwings bestudeer. 'n Algemene verskynsel is dikteverskille van sekere litologiese eenhede - weerskante van sulke verskuiwings. By 'n sinsedimentêre afskuiwing is die lae gewoonlik dikker aan die dakkant as die gekorreleerde lae aan die vloerkant en dit staan dan as 'n groeiverskuiwing ("growth fault") bekend (Proffett, 1977; Barr, 1985). Die sintektoniese strata verdik dan ook wigvormig in die rigting van die groeiverskuiwing (Fig. 2.1.3), volgens Jaroszewski (1980).

In teenstelling hiermee verdik lae wat aan die dakkante van sinsedimentêre opskuiwings afgeset word gewoonlik wigvormig weg van die verskuiwings en is lae aan die dakkante gewoonlik dunner as ooreenstemmende lae aan die vloerkante (Beach; 1981). Die dakblokke van hierdie sinsedimentêre opskuiwings gaan gewoonlik met opheffing gepaard wat lei tot erosie (Fig. 2.1.4) en gevolglike diskordansievlakke (Chenet et al., 1983; Jarrige et al. 1986) en die ontstaan van erosieprodukte soos sedimentêre breksies (Hossak, 1984).

'n Omkeer of inversie van spanningstoestande (Le Pichon en Sibuet, 1981) kan verskuiwings wat vroeër as afskuiwings

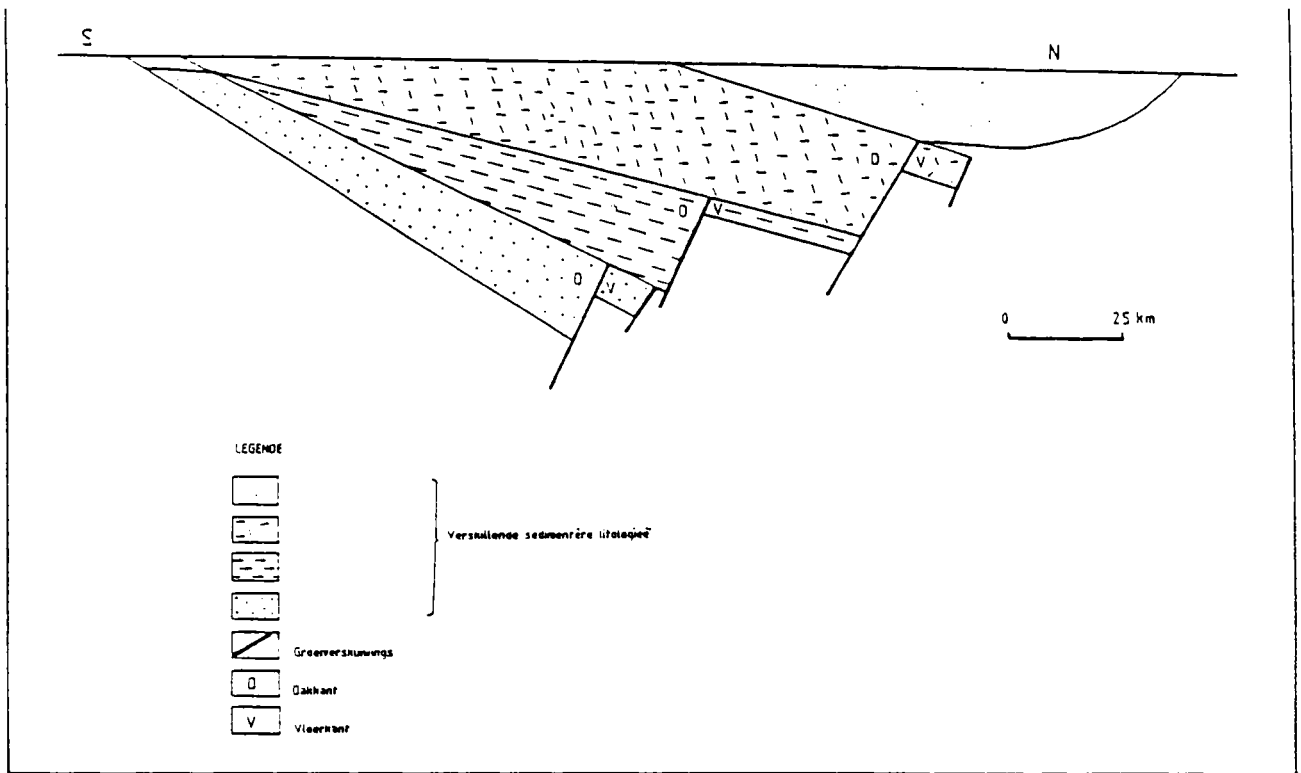


Fig. 2.1.3

'n Profiel oor groeiverskuiwings in die Soriakom, Ukraine en die invloed daarvan op die dikte van strata. Let op na die wigvormige verdikking van strata in die rigting van die verskuiwings (volgens Jaroszewski, 1980).

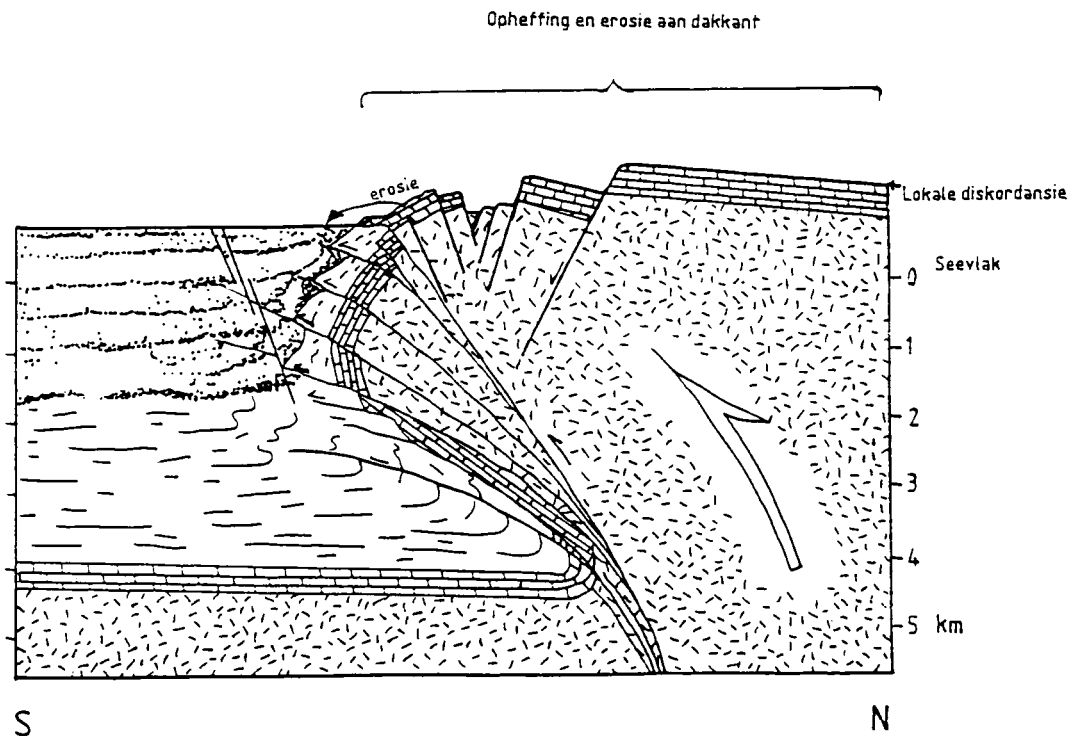


Fig. 2.1.4

'n Profiel oor sinsedimentêre opskuiwings (die Owl Creek opskuiwing in Wyoming) en die invloed op diktes van strata. Let op, geen strata word aan die dakkant afgeset nie as gevolg van opheffing en gevolglike erosie wat lei tot 'n lokale diskordansie, terwyl strata wel sintektonies aan die vloerkant afgeset word. (Volgens Chenet et al., 1983).

aktief was, later heraktiveer as opskuiwings. 'n Omgewing soos hierdie wat eers verleng en daarna verkort is, staan as positiewe inversie bekend (Harding, 1983; Figuur 2.1.5).

Dikteverskille kan soms so prominent wees dat bepaalde lae ontbreek aan die een kant van veral sinsedimentêre opskuiwings omdat dit as brongebied gedien het tydens sedimentasie (Fig. 2.1.4). Aleksandrowicz (1964), Jaroszewski (1980) en Edwards (1976) het groeiverskuiwings eksperimenteel ondersoek en het gevind dat ongekonsolideerde sediment algemeen skuif van die stygkant na die valkant van sinsedimentêre verskuiwings deur middel van gravitasieglyding of stroomvervoer.

Breksies en konglomerate wat so ontstaan, dui dus sinsedimentêre versteurings aan en staan bekend as onderwater versakkingsbreksies ("slump breccias") en versamel gewoonlik aan die valkante van sintektoniese verskuiwings (Fig. 2.1.6).

Verskeie verskuiwings kom in die studiegebied voor met eienskappe wat kenmerkend is van groeiverskuiwings. Kenmerkende verdikking van sommige litostratigrafiese eenhede asook lokale diskordansies in die direkte omgewing van die verskuiwings impliseer sinsedimentêre aktiwiteit. Buiten hierdie lokale diskordansies is regionale diskordansies ook waargeneem waarvan enkeles deur Clendenin et al. (1988b) beskryf is en moontlik aan regionale

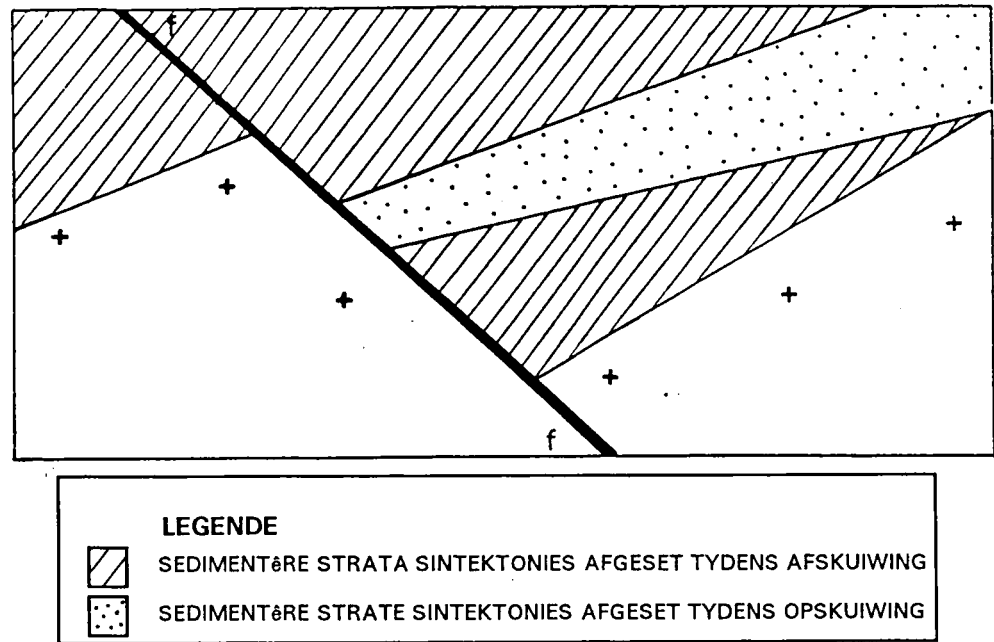


Fig. 2.1.5

'n Profiel oor 'n verskuiwing in die Devoonse Wes-Orkneykom in die noorde van Skotland wat positiewe strukturele inversie geassosieer met sintektoniese sedimentasie aandui. Strata wat sintektonies afgeset is, verdik wigvorming in die rigting van 'n afskuiwing en verdun in die rigting van 'n opskuiwing. Die opeenvolging van die lae impliseer dat die verskuiwing eers aan ekstensie, daarna aan kompressiekragte en weer aan ekstensie onderwerp was. (Volgens Coward, 1987, bl. 317)

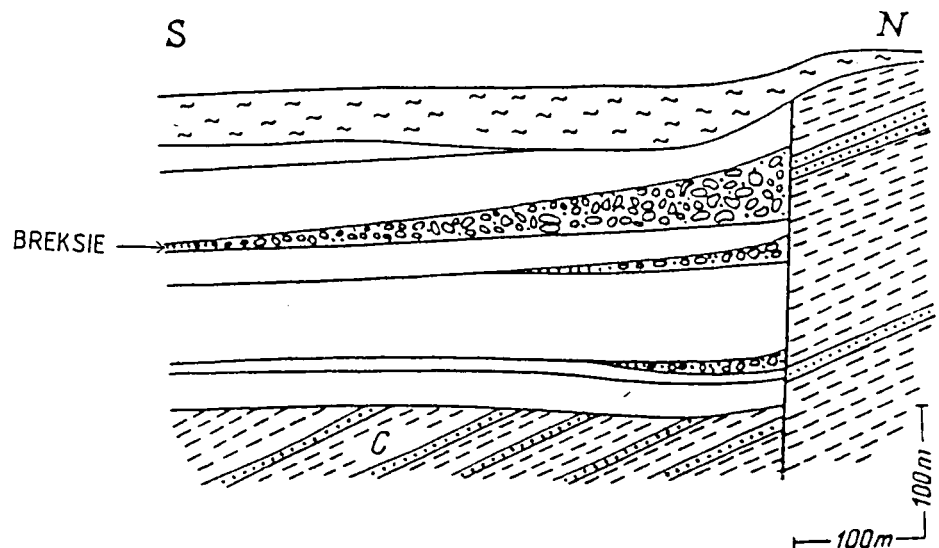


Fig. 2.1.6

'n Profiel oor die Klodnickigroeiverskuiwing in Silesië: Versakkingsbreksies vorm aan die valkant. (Volgens S.W. Aleksandrowicz, 1964)

tektoniek van die Transvaalkom gekoppel kan word. Sulke regionale diskordansies is byvoorbeeld ontwikkel direk bokant die Lid Serala, Formasies Oaktree, Monte Christo, Lyttelton, Eccles en Groep Chuniespoort en staan vir die doeleindes van hierdie studie respektiewelik as die Serala-Oaktree-, Monte Christo-, Lyttelton-, Eccles- en Chuniespoort-diskordansies bekend (Fig. 2.1.1). Soos aangedui in Fig. 2.1.1 kom regionale diskordansies ook in die sentrale gedeeltes van die Formasies Monte Christo en Duitschland voor, en word die sentrale Monte Christo- en sentrale Duitschland-diskordansies genoem. Die moontlike regionale tektoniese toestande wat afsetting van die Opeenvolging Transvaal in die studiegebied en die ontstaan van die regionale diskordansievlakke tot gevolg gehad het, word vervolgens bespreek.

2.2 Verwantskappe van strata onderkant die Serala-diskordansie

Die Groep Wolkberg bestaan uit 'n opeenvolging sedimentêre en vulkaniese gesteentes wat langs die oostelike en noordelike grense van die studiegebied blootgelê is (Kaart 1). Die Groep bestaan uit die Formasies Sekororo, Abel Erasmus, Schelem, Selati, Mabin en Sadowa en lê diskordant op die granitiese en skisagtige gesteentes van die Argeïese Vloer-kompleks. Die dikte van hierdie formasie verskil lateraal aansienlik van mekaar (Fig. 2.2.1) en dit is moontlik deur groeiverskuiwings beïnvloed.

Die Formasie Sekororo oordek die Argeïese gesteentes

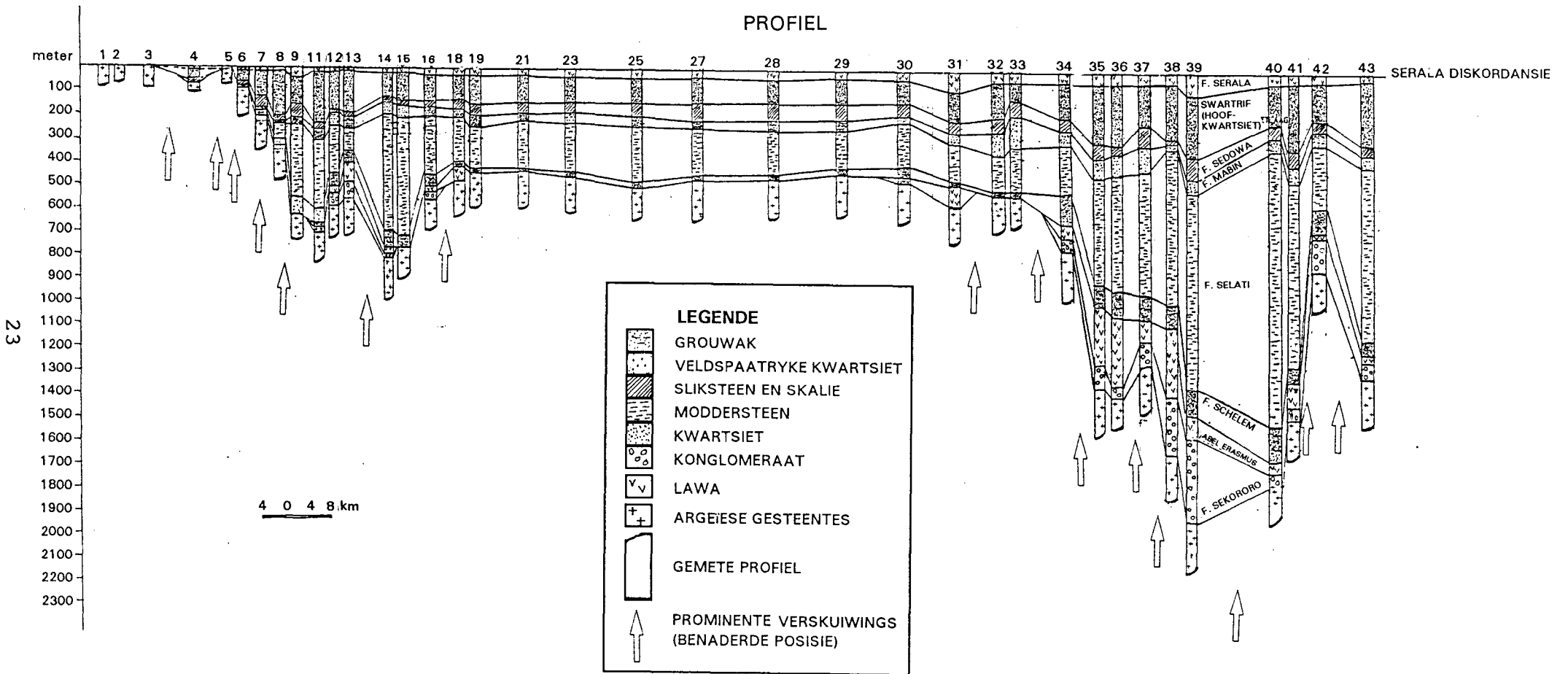


Fig. 2.2.1 'n Heiningdiagram om stratigrafiese korrelasie van strata onderkant die Serala-diskordansie aan te toon. (Sien Fig. 2.1.2 vir die ligging van profiele) Let op na die intensiewe dikteverandering

in die onderste formasies wat moontlik verwant is aan die invloed van ONO strekkende groeiverskuiwings. Die benaderde posisie van prominente verskuiwings soos waargeneem in die veld, word aangedui.

diskordant en word self konkordant oorle deur die gesteentes van die Formasie Abel Erasmus.

Die Formasie Sekororo bestaan hoofsaaklik uit konglomerate, arkose en veldspaatryke grouwakke met ondergeskikte skalies. Lawas kom in die omgewing van Trichardtsdal voor en is 'n aanduiding van tektoniese aktiwiteit tydens afsetting van die formasie (Button, 1973c; Bickle en Eriksson, 1982). Die lawa is groen-grys van kleur en bestaan hoofsaaklik uit horingblende met 'n klein hoeveelheid kwarts, veldspaat en magnetiet. Verskeie sedimentêre strukture soos riffelmerke en kruisgelaagdheid kan in die grouwakke waargeneem word. Die skalies is gewoonlik grys en gelamineerd. Strukture soos modderkrake en riffelmerke kom algemeen in die skalies voor. Die konglomerate bestaan hoofsaaklik uit rolstene en keistene van aarkwarts, ysterformasie, skis en graniet.

Die dikte van die Formasie Sekororo is intensief beïnvloed deur ONO-strekkende verskuiwings op 'n wyse wat impliseer dat hierdie verskuiwings as afskuiwings (groei-verskuiwings) aktief was tydens sedimentasie. Die formasie is byvoorbeeld prominent dikker aan die dakkante (suid) van ONO-strekkende verskuiwings as aan die vloerkante (Tabel 2.2.1) en verdik ook algemeen (wigvormig) na die verskuiwingsvlak (Fig. 2.2.2). Die Formasie Sekororo word veral gekenmerk aan opwaarts growerwordende siklusse wat geïnterpreteer kan word as alluviale-waaierafsettings (P. Bosch, 1991; persoonlike mededeling) en wat gewoonlik

	POSISIE	29°000/24°05'S	29°050/24°05'S	29°150/24°07'S	29°170/24°10'S	29°170/24°12'S	29°200/24°16'S	29°400/24°07'S	30°050/24°00'S	30°070/24°03'S	30°170/24°03'S	30°170/24°05'S	30°220/24°12'S	30°230/24°12'S
OUTBUR	MABYGELE ^{de} VERSKUIWINGS	D. UITLOOP	V. YSTERBERG	D. YSTERBERG	V. EERSTELING	D. EERSTELING	V. STRYDPOORT	D. STRYDPOORT	V. ACRE	D. ACRE	V. MAMPASKLOOF	D. MAMPASKLOOF	V. MOLTKE	D. MOLTKE
Button (1973b)		0	0	70	70	70	0	0	20	50	110	120	130	110
Bosch 1992													110	
Hierdie studie		0	0	15	10	50	0	0	50	100	100	250	50	145

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.1 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Sekororo.

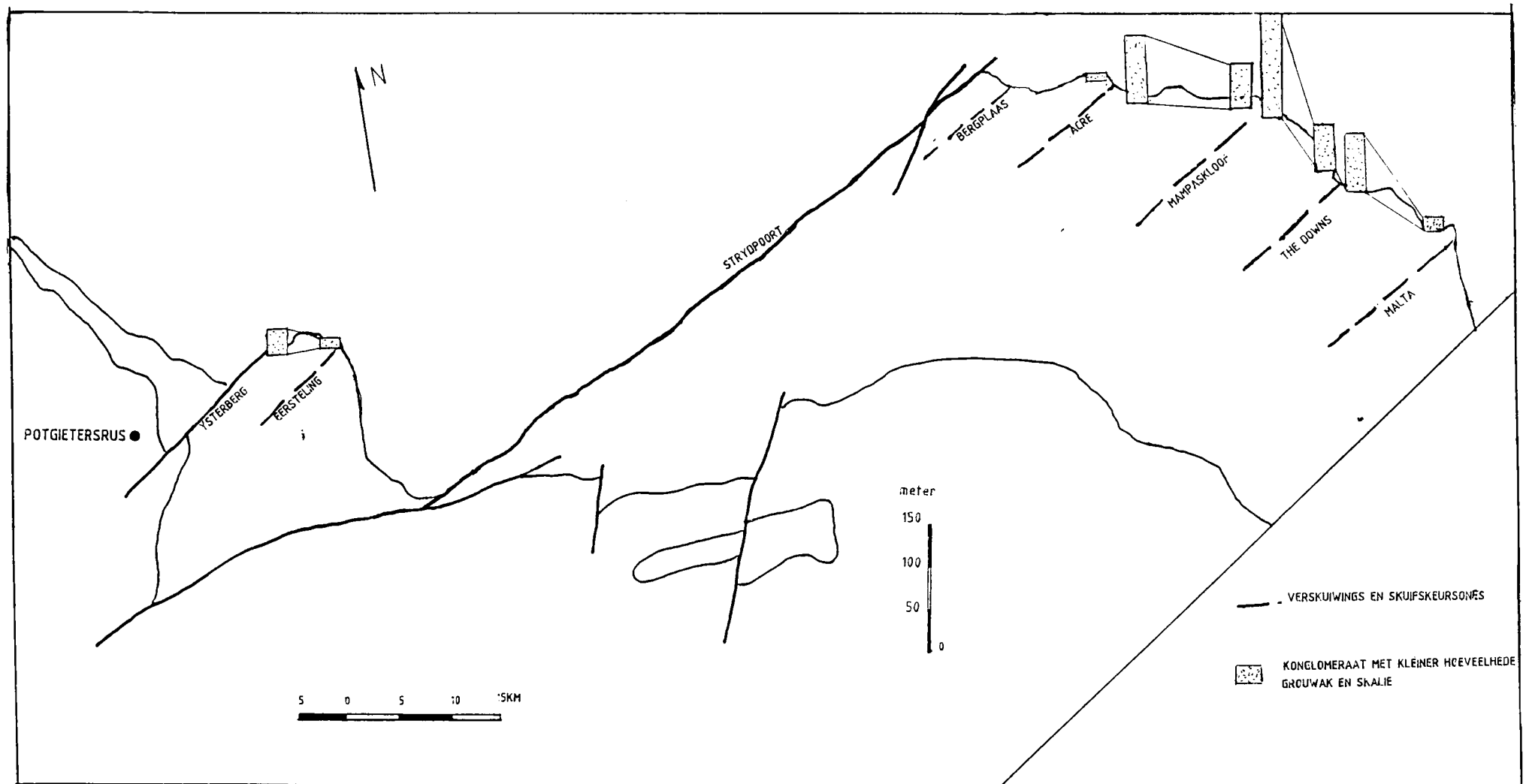


Fig. 2.2.2 'n Heiningdiagram van die Formasie Sekororo wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.

verwant is aan 'n tektoniese aktiewe afsettingsomgewing (Reading, 1979). Drie van hierdie siklusse kom byvoorbeeld aan die dakkant en slegs een aan die vloerkant van die Moltkeskuifskeursone (Kaart 2) voor (Fig. 2.2.3) wat impliseer dat die dakkant vinniger sedimentasie en afwisseling van sedimentasie relatief tot die vloerkant ondergaan het (P.G. Eriksson, 1992; persoonlike mededeling).

Lokale diskordansies skei die Formasies Sekororo en Abel Erasmus, veral aan die vloerkante van enkele ONO strekkende verskuiwings, maar regionaal volg die twee formasies mekaar konkordant op. 'n Voorbeeld van so 'n diskordansie word in Figuur 2.2.4 aangedui. Hierdie diskordansies impliseer dat die vloerkante moontlik as brongebied gedien het tydens afsetting van die Formasie Sekororo. So 'n reliëfverskil kom algemeen voor in die omgewing van groeiverskuiwings en ondersteun die moontlikheid dat hierdie verskuiwings as sodanig aktief was. Die voorkoms van groeiverskuiwings impliseer dat die Transvaalkom tensietoestande ondervind het tydens afsetting van die Formasie Sekororo.

Die Formasie Abel Erasmus bestaan hoofsaaklik uit basaltiese lawa met tussengelaagde lae van tuf, skalie, arkose en grouwak.

Volgens Bickle en Eriksson (1982) dui die voorkoms van lawa moontlike tektoniese aktiwiteit tydens afsetting aan.

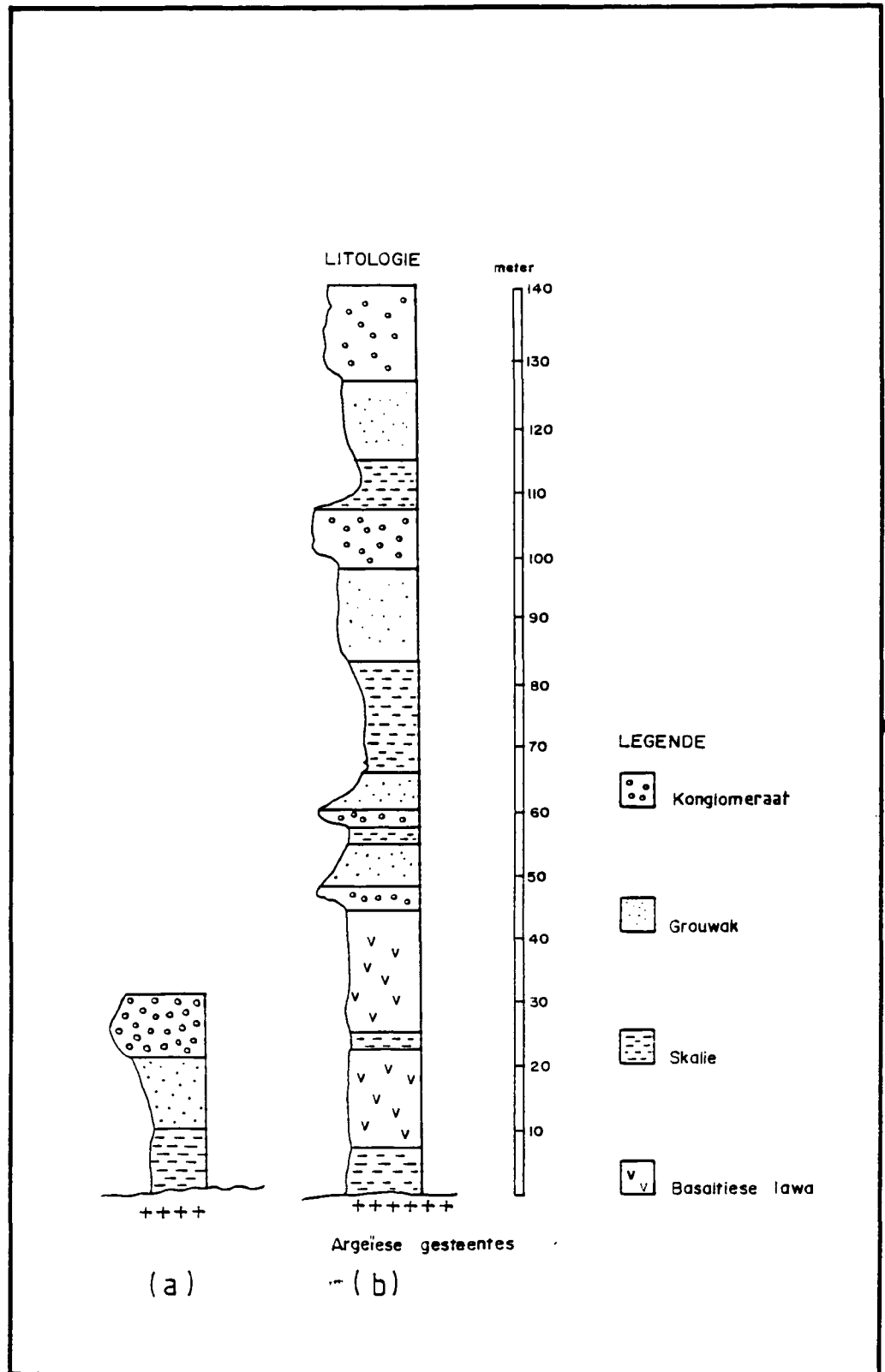


Fig. 2.2.3

Stratigrafiese profile van die Formasie Sekororo (soos saamgestel uit profile 41 en 42 in Fig. 2.1.2) aan (a) die vloerkant en (b) dakkant van die Moltkeskuifskeursone.

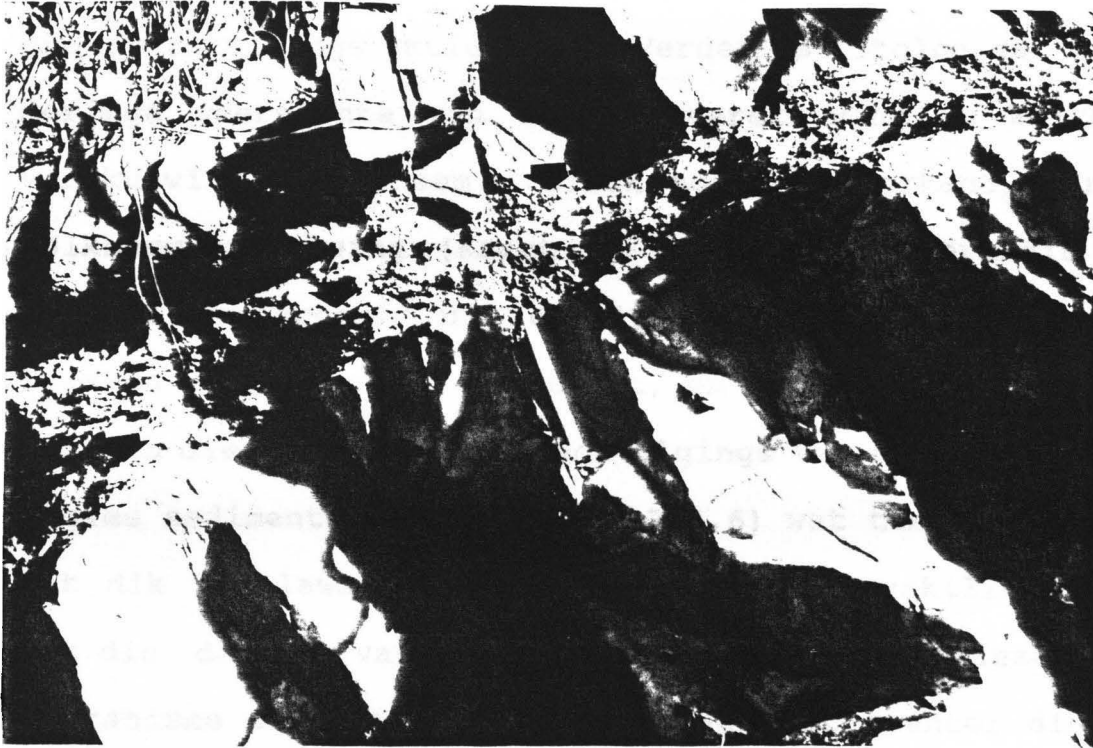


Fig. 2.2.4 'n Konglomeraatlaag met geronde (aangedui met pyle) en hoekige klasse wat die diskordante kontak tussen die lawas van die Formasie Abel Erasmus en grouwakke van die Formasie Sekororo aan die vloerkant van die Welkomynverskuiwing aandui (langs profiel 32 in Fig. 2.1.2).

Hierdie moontlikheid word bevestig deur dikteverskille weerskante van sommige ONO strekkende verskuiwings. Soos aangedui in Tabel 2.2.2' is die Formasie Abel Erasmus gewoonlik dikker aan die dakkante van hierdie suidhellende verskuiwings as aan die vloerkante, en verdik die formasie ook in die rigting van die verskuiwings (Fig. 2.2.5) wat aandui dat hierdie verskuiwings (soos tydens afsetting van die gesteentes van die Formasie Sekororo) as groeiverskuiwings aktief was. Verder is litologiese veranderinge weerskante van die Acreverskuiwing en Wolkbergverskuiwing waargeneem. Direk noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing (Kaart 1) bestaan die Formasie Abel Erasmus byvoorbeeld uit enkele 100 m dik lae basaltiese lawa en veldspaatryke kwartsiet, en suid daarvan (dakkant) bestaan die formasie uit opeenvolgings van afwisselende dun lagies sedimente en lawa (Fig. 2.2.6) wat tussengelaagd is met dik lae lawa. Hierdie litologiese verskille dui aan dat die dakkant van die verskuiwing vinnige afwisseling in vulkanisme en sedimentasie ondergaan het teenoor die meer aanhoudende sedimentasie en vulkanisme aan die vloerkant. Enkele lokale diskordansies (Fig. 2.2.7) kom aan die vloerkant van sommige prominente verskuiwings voor wat impliseer dat die vloerkante miskien as brongebied gedien het tydens afsetting van die Formasie Abel Erasmus en dit ondersteun dus die moontlikheid van groeiverskuiwings.

Regionaal oordek die Formasie Schelem die Formasie Abel Erasmus konkordant. Die formasie bestaan hoofsaaklik uit

OUTER	POSISIE	NABYELER VERSKUIWINGS																	
		29° 00' 24" 05S	29° 05' 24" 05S	29° 10' 24" 07S	29° 15' 24" 10S	29° 17' 24" 12S	29° 17' 24" 14S	29° 18' 24" 15S	29° 52' 24" 00S	29° 55' 24" 00S	29° 58' 24" 00S	29° 59' 24" 03S	30° 50' 24" 00S	30° 07' 24" 03S	30° 05' 23" 58S	30° 05' 24" 00S	30° 22' 24" 12S	30° 23' 24" 14S	
		D. UITLOOP	V. YSTERBERG	D. YSTERBERG	V. KERSTELING	D. KERSTELING	V. SPANJE	D. SPANJE	V. WELKOM	D. WELKOM	V. BERGPLAAS	D. BERGPLAAS	V. ACRE	D. ACRE	V. SERALA	D. SERALA	V. MOLTKE	D. MOLTKE	
Button (1973b)		0	70	70	70	70	0	0	0	100	0	100	200	300	400	500	400	500	
Bosch (1992)																	450		
Hierdie studie		0	0	17	20	80	0	15	30	100	10	150	50	250	90	300	100	300	

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.2 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Abel Erasmus.

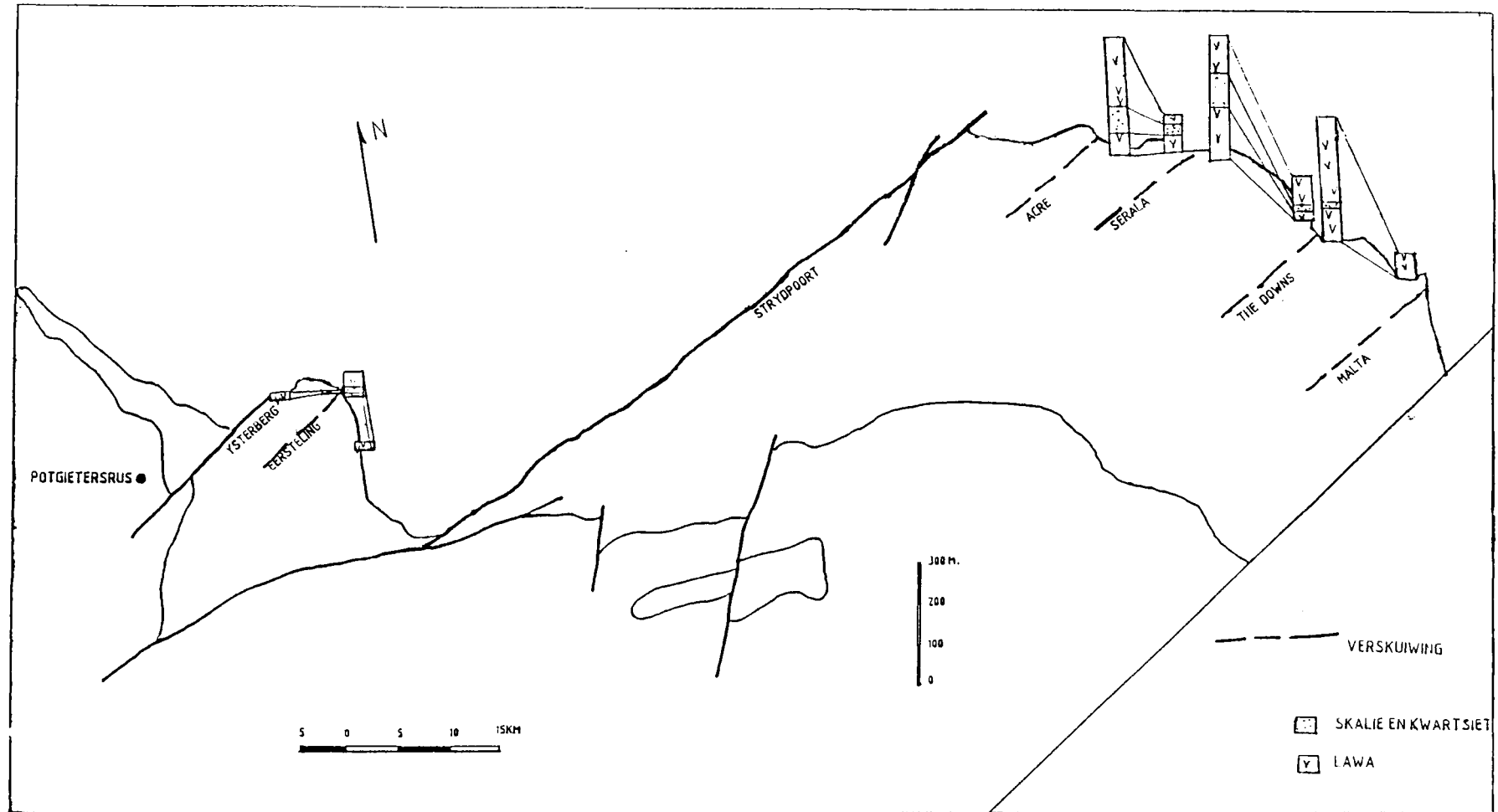


Fig. 2.2.5

Heiningdiagram van die Formasie Abel Erasmus wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.

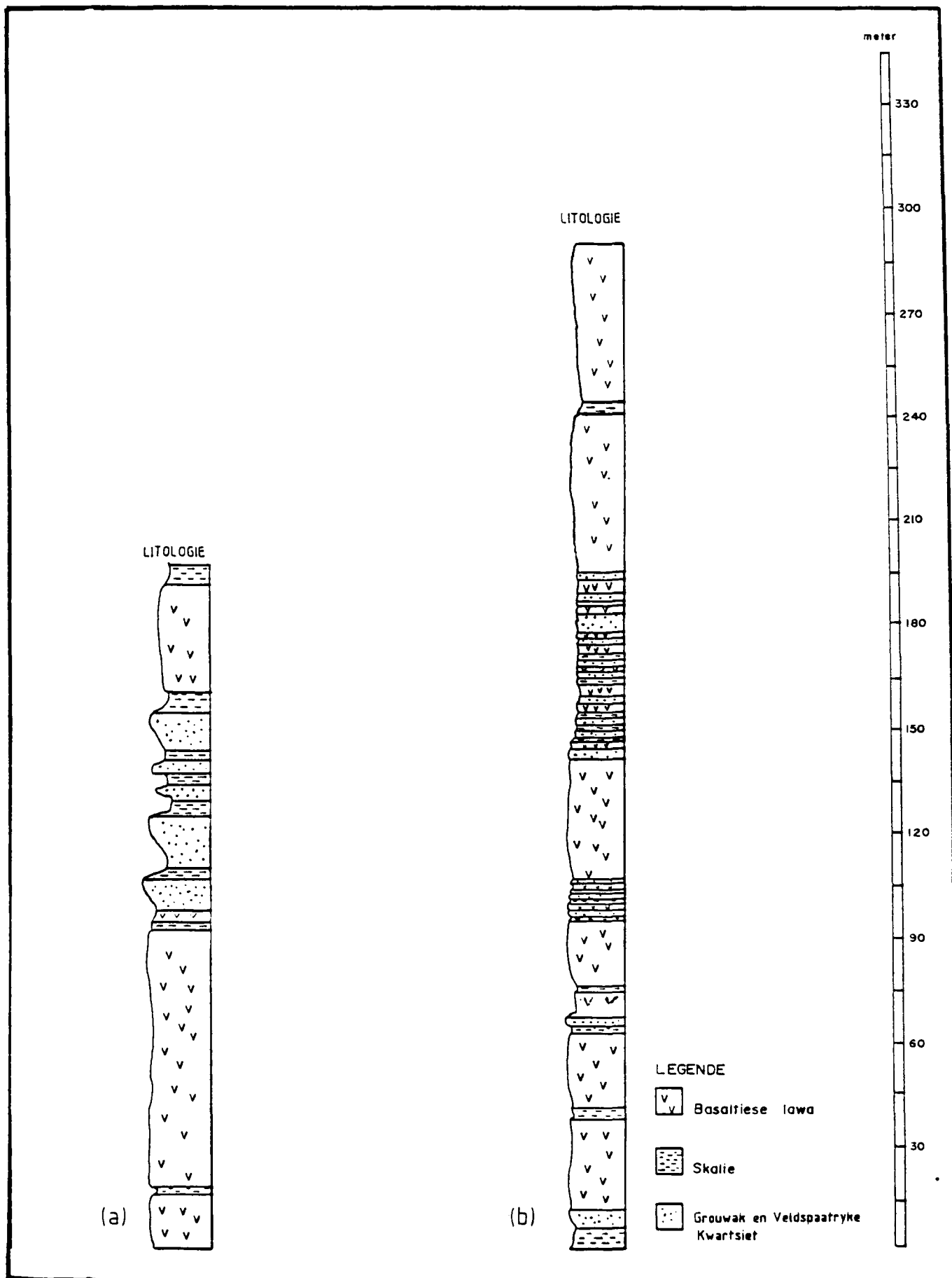


Fig. 2.2.6

Stratigrafiese profile van die Formasie Abel Erasmus (soos waargeneem langs profile 35 en 36 in Fig. 2.1.2) (a) noord (vloerkant) en (b) suid (dakkant) van die Wolkbergverskuiwing.



Fig. 2.2.7 'n Konglomeraatlaag bestaande uit klaste van lawa wat die lokale diskordansie tussen die Formasies Schelem en Abel Erasmus, direk noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing definieer, soos waargeneem langs profiel 35 in Fig. 2.1.2.

subgrouwak en veldspaatryke kwartsiet met enkele konglome-
raatlae. Laasgenoemde is veral naby die bokant van die
formasie gekonsentreer. Die rolstene van die konglomerate
bestaan hoofsaaklik uit aarkwarts en ondergeskikte gebande
ysterformasie, kwartsiet, skis en skalie. Dun skalielae
kan veral naby aan die basis van die formasie
geïdentifiseer word. Net soos die Formasie Sekororo word
die Formasie Schelem deur tipiese opwaarts growerwordende
siklusse gekenmerk wat volgens Bosch (1992) moontlik
alluviale waaierafsetting, en dus 'n tektonies aktiewe
afsettingsomgewing tydens sedimentasie voorstel. Die
formasie verskil prominent in dikte weerskante van sommige
verskuiwings (Tabel 2.2.3) en verdik ook wigvormig in die
rigting van die verskuiwings (Fig. 2.2.8) op 'n wyse wat
impliseer dat hierdie strukture as groeiverskuiwings
aktief was. Hierdie waarneming steun die moontlikheid van
'n tektonies aktiewe afsettingsomgewing. Hierdie
diktepatroon is nie altyd konstant nie (sien die dikte van
die Formasie Schelem tussen die Mampaskloof- en Acrever-
skuiwings in Fig. 2.2.8) en is moontlik die gevolg van die
groot aantal ondergeskikte verskuiwings wat tussen hierdie
twee hoofstrukture voorkom, wat die gemete diktes moontlik
beïnvloed het.

Litologiese verskille weerskante van die verskuiwings im-
pliseer ook verder dat hulle aktief was tydens sedimen-
tasie. Suid (aan die dakkant) van die Wolkbergverskuiwing
(Kaart 1) bestaan die formasie byvoorbeeld uit 'n 120 m
opeenvolging van drie 30 m dik opwaarts growerwordende

	POSISIE	29° 00'00"/24° 05'S	29° 02'00"/24° 05'S	29° 05'00"/24° 00'S	29° 15'00"/24° 01'S	29° 17'00"/24° 10'S	29° 17'00"/24° 12'S	29° 58'00"/24° 00'S	29° 59'00"/24° 01'S	30° 15'00"/24° 03'S	30° 17'00"/24° 05'S	30° 22'00"/24° 12'S	30° 23'00"/24° 12'S
GUTEUR	MABYGELEË VERSKUIWINGS	V. UITLOOP	D. UITLOOP	V. YSTERBERG	D. YSTERBERG	V. EERSTELING	D. EERSTELING	V. BERGPLAAS	D. BERGPLAAS	V. THE DOWNS	D. THE DOWNS	V. MOLTKE	D. MOLTKE
Button (1973b)		0	0	10	30	70	80	60	100	130	110	150	160
Bosch (1992)											193		
Hierdie studie		0	0	0	50	20	80	20	120	120	150	80	100

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.3 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Schelem.

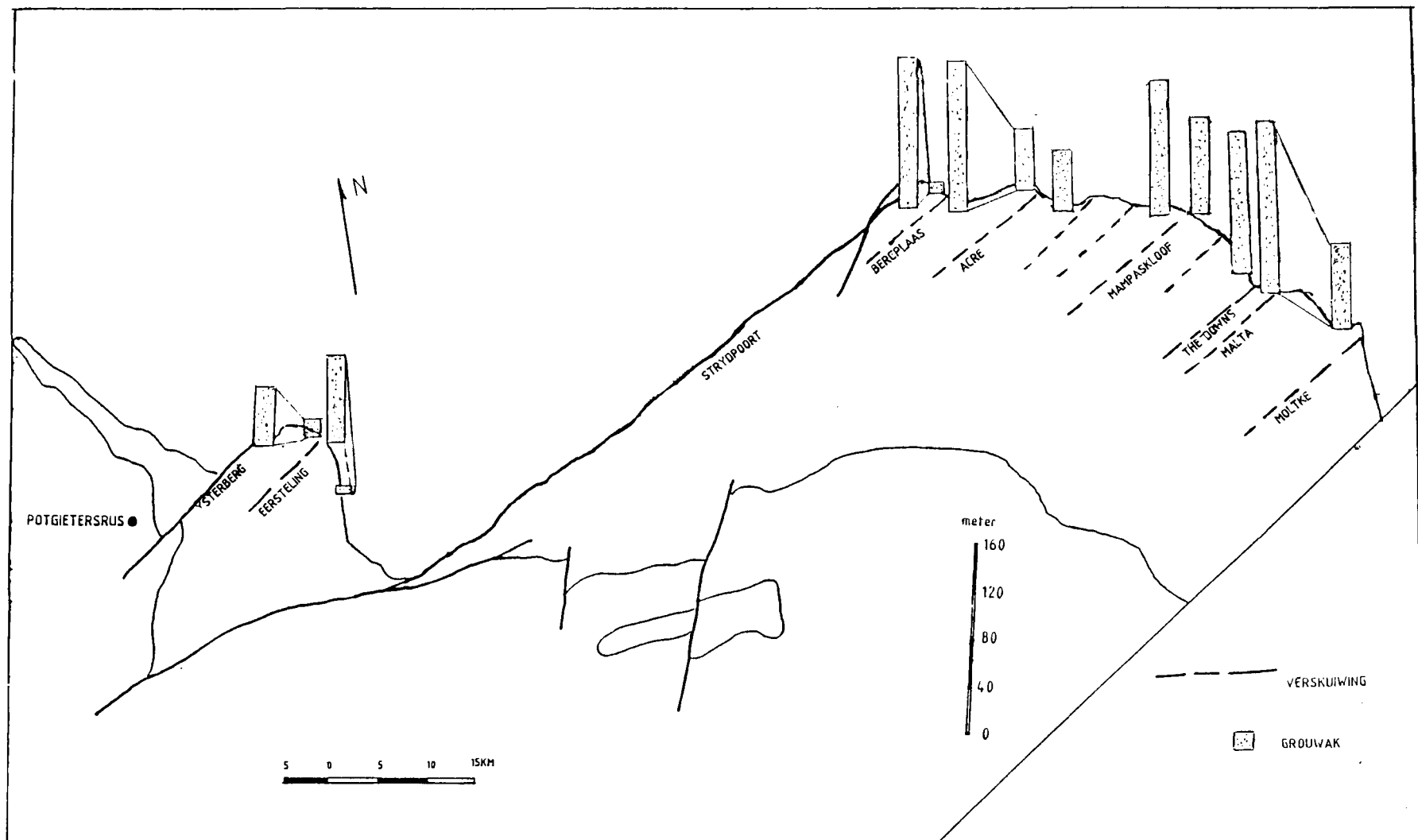


Fig. 2.2.8

'n Heiningdiagram van die Formasie Schelem wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskurwes op die dikte van die formasie toon.

siklusse van skalie, grouwak en konglomeraat (Fig. 2.2.9). Noord van die verskuiwing bestaan die formasie uit slegs twee soortgelyke opwaarts' growerwordende siklusse. Hierdie litologiese verskille weerskante van die verskuiwing impliseer dat die dakkant vinniger sedimentasie en afwisseling in sedimentasie as die vloerkant ondergaan het, wat kenmerkend is van groeiverskuiwings (Jaroszewski, 1980; bl. 282). Die voorkoms van groeiverskuiwings impliseer dat die Transvaalkom (soos tydens afsetting van die Formasie Sekororo en Abel Erasmus) aan ekstensiekragte onderwerp was tydens afsetting van die Formasie Schelem. - Die voorkoms van diskordansievlakke aan die vloerkante van sommige van hierdie verskuiwings ondersteun hierdie moontlikheid (Fig. 2.2.10) en dui moontlik aan dat die vloerkant as brongebied aktief was tydens sedimentasie van die Formasie Schelem.

Regionaal oorelê gesteentes van die Formasie Selati die Formasie Schelem konkordant. Button (1973b) beweer dat dit tipiese deltaïese afsettings verteenwoordig wat bestaan uit 'n groot hoeveelheid modderstene en kleiner hoeveelhede grouwak.

Die grouwak is wit tot grys van kleur en wissel van fynkorrelrig tot gruisagtig. Kruisgelaagdheid met voorkantlae wat gewoonlik na die weste gerig is, kan algemeen in hierdie gesteentes waargeneem word. Die modderstene is gelamineerd en is gewoonlik grys tot rooi-bruin. Karbonaatryke modderstene kom veral aan die basis van die

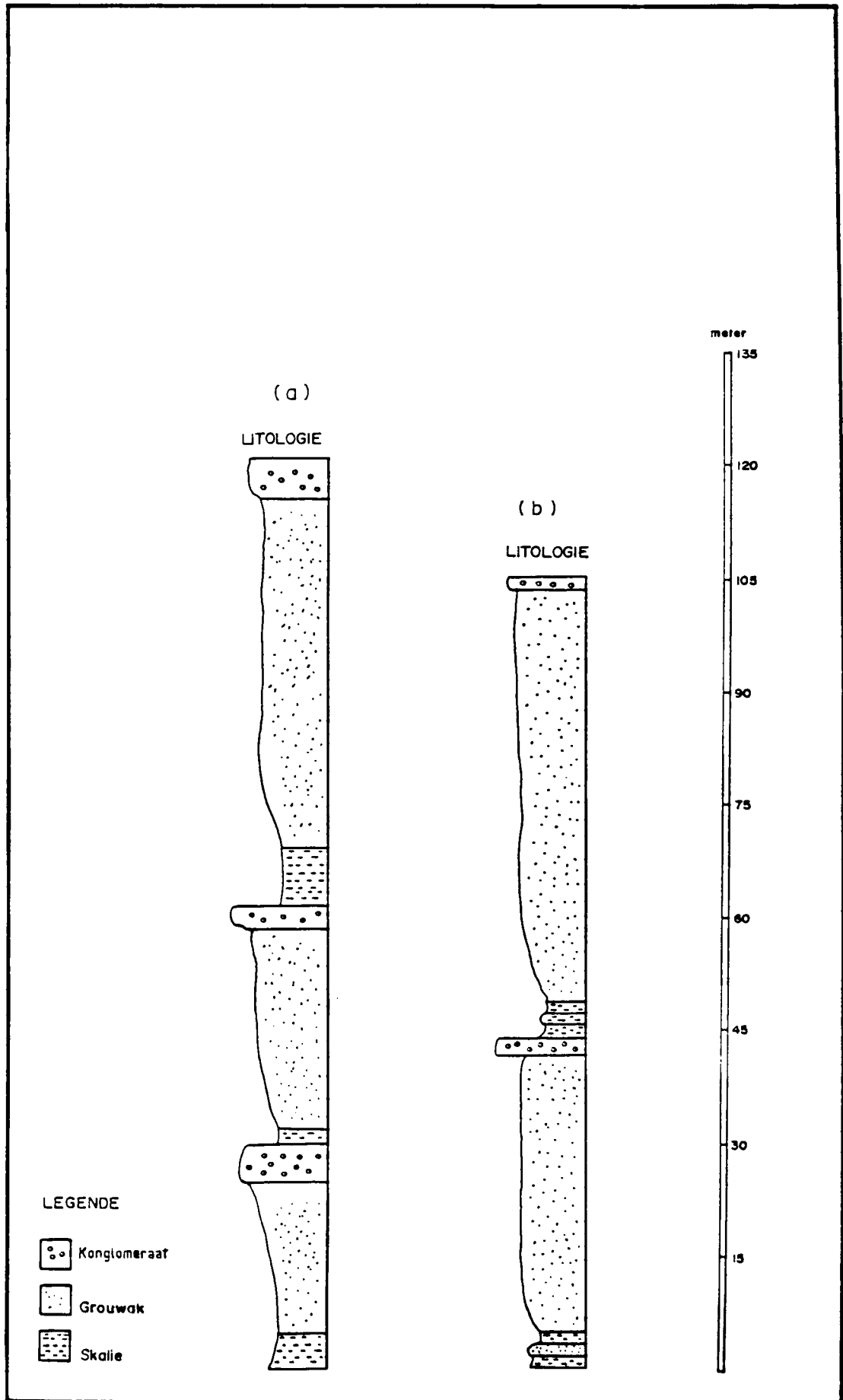


Fig. 2.2.9

Stratigrafiese profile (saamgestel uit profile 36 en 35 in Fig. 2.1.2) van die Formasie Schelem direk (a) suid (dakkant) en (b) noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing.



Fig. 2.2.10 'n Kanaal (noordaansig), opgevul met kwartsiet, in lawas van die Formasie Abel Erasmus, dui 'n lokale diskordansie aan die vloerkant van die The Downs-skuifskeursone aan. (Langs profiel 39, Fig. 2.1.2)

formasie voor.

Soortgelyk aan die formasies wat tot dusver bespreek is, dui dikteverskille, asook litologiese verskille weerskante van sommige ONO strekkende verskuiwings aan dat hierdie verskuiwings as groeiverskuiwings aktief was tydens afsetting van die Formasie Selati. Die formasie is byvoorbeeld gewoonlik prominent dikker aan die dakkante van hierdie verskuiwings as aan die vloerkante (Tabel 2.2.4) en verdik ook wigvormig in die rigting van sekere verskuiwings (Fig. 2.2.11). Enkele uitsonderings van hierdie patrone van dikteverskille is wel waargeneem, byvoorbeeld tussen die Strydpoortverskuiwing en Seralaskuifskeursone in Figuur 2.2.11, asook weerskante van die Strydpoortverskuiwing in Tabel 2.2.4. Hierdie uitsonderings kan toegeskryf word aan die invloed van die groot aantal ondergeskikte verskuiwings wat tussen die hoof-skuiwings voorkom.

Die hoeveelheid moddersteen wissel weerskante van sommige ONO strekkende verskuiwings en dui verskillende afsettingstoestande weerskante van die verskuiwings aan. Suid (dakkant) van die Bokhalvaskuifskeursone (Kaart 1) bestaan die Formasie Selati byvoorbeeld uit 'n 450 m dik opeenvolging van karbonaatryke modderstene aan die basis, wat oordek word deur 'n 300 m dik eenheid wat bestaan uit 2 m tot 5 m dik lae moddersteen en sliksteen. Hoër op in die opeenvolging word die formasie geleidelik meer kwartsietryk. Noord (aan die vloerkant) van dieselfde

OUTER	POSISIE	MAGYKLEK VERSKUWINGS													
		29° 00' 24" 05S	29° 020' 24" 05S	29° 05' 24" 05S	29° 150' 24" 07S	29° 160' 24" 10S	29° 160' 24" 13S	29° 300' 24" 15S	29° 350' 24" 15S	30° 090' 24" 05S	30° 090' 24" 07S	30° 050' 23" 58S	30° 050' 24" 00S	30° 150' 24" 03S	30° 170' 24" 05S
		V. UITLOOP	D. UITLOOP	V. YSTERBERG	D. YSTERBERG	V. SPANJE	D. SPANJE	V. STRYDPOORT	D. STRYDPOORT	V. WOLKBERG	D. WOLKBERG	V. SERALA	D. SERALA	V. THE DOWNS	D. THE DOWNS
Rutten (1973b)		100	150	200	200	200	200	150	200	500	600	700	800	1000	1100
Bosch (1992)															1036
Hierdie studie		0	0	0	30	100	500	250	180	430	470	520	630	850	1170

V = Vloerkant

D = Lakkant

Tabel 2.2.4 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Selati.

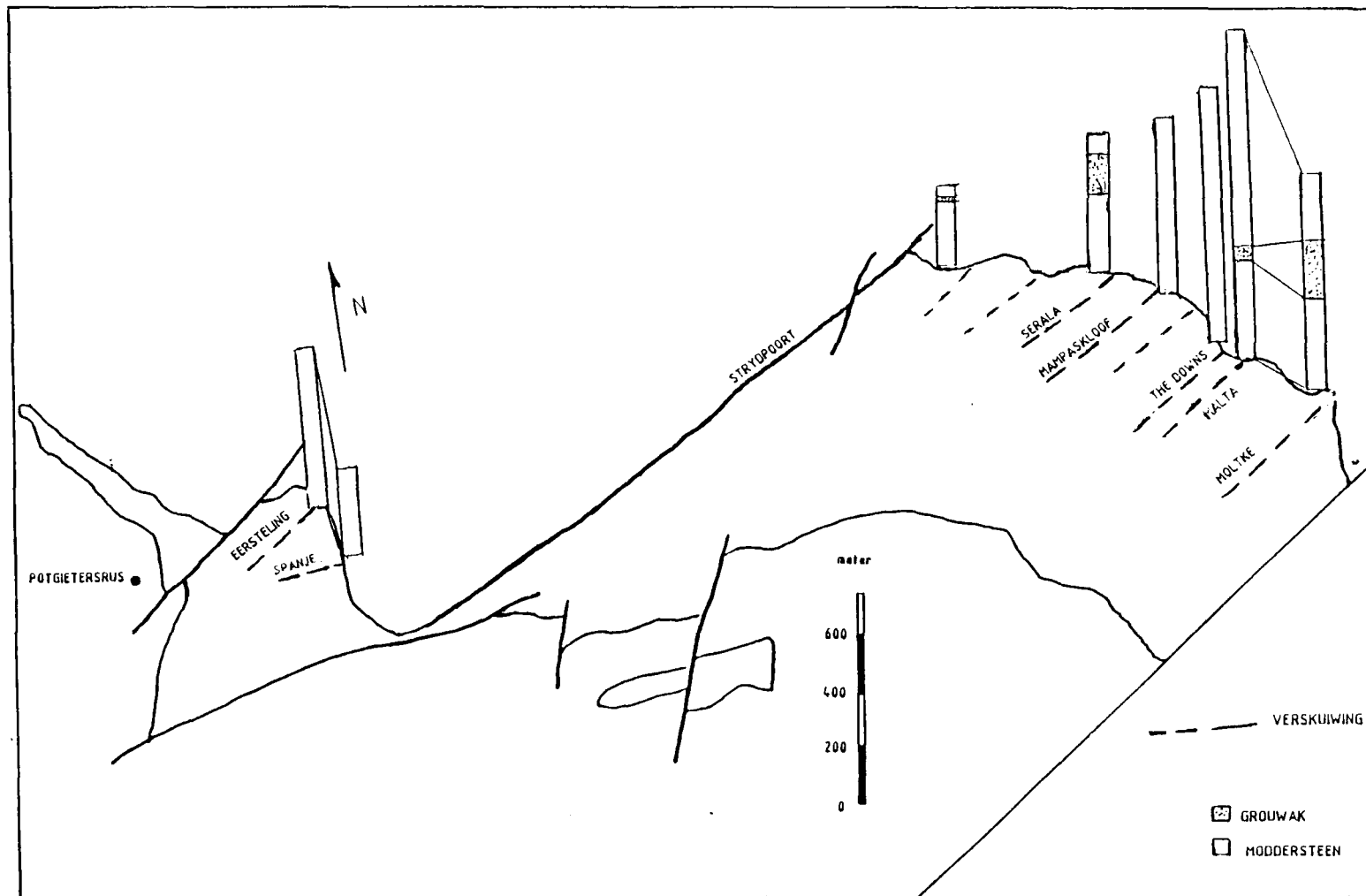


Fig. 2.2.11

'n Heiningdiagram van die Formasie Selati wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.

verskuiwing bestaan die Formasie Selati slegs uit 'n enkele 250 m dik opeenvolging van moddersteen, sandsteen en kwartsiet. In hierdie omgewing is die formasie meer moddersteenryk aan die basis en meer kwartsietryk in die sentrale gedeeltes. Die vinnige afwisseling van moddersteen, sliksteen en kwartsiet aan die dakkant van die Bokhalvaskuifskeursone impliseer 'n vinnige afwisseling in afsettingstoestande teenoor die meer eenvormige sedimentasie van die vloerkant. Dit is kenmerkend van groeiverskuiwings (Jarozewski, 1980). Die meer kwartsietryke gedeelte staan bekend as die Lid Eersteling (SACS, 1980). Soortgelyke verskille kom ook in die noordwestelike gedeelte van die studiegebied weerskante van verskuiwings voor. Direk noord (vloerkant) van die Eerstelingskuifskeursone bestaan die Formasie Selati byvoorbeeld hoofsaaklik uit 'n 100 m dik laag swart karbonaatrike moddersteen met veldspaatryke kwartsietlagies wat veral in die sentrale gedeelte tussengelaagd met die modderstene voorkom. Suid (aan die dakkant) van die skuifskeursone is die formasie meer as 500 m dik en bestaan hoofsaaklik uit moddersteen en twee 30 m dik veldspaatryke kwartsietlae, wat geskei word deur 'n 2 m dik moddersteenlaag.

Die konkordante Formasie Mabin oordek die Formasie Selati regionaal en vorm 'n goed gedefinieerde krans langs die noordelike en oostelike grense van die studiegebied tussen Potgietersrus en Trichardtsdal. Hierdie formasie bereik 'n maksimum dikte van 120 m en bestaan hoofsaaklik uit veld-

spaatryke kwartsiet met dun (2 m) lae sliksteen en moddersteen wat tussengelaagd voorkom. Button (1973c) beweer dat die Formasie Mabin 'n tipiese deltafrontafsetting voorstel. Die kwartsiet is gewoonlik fyn- tot mediumkorrelrig en dun lagies konglomeraat wat veral naby die basis van die formasie voorkom, bevat soms klase van graniet (Fig. 2.2.12). Trogkruisgelaagdheid kom algemeen in die kwartsiet voor.

Die sliksteen en moddersteen is karbonaatryk en wit van kleur. Glimmer is algemeen in die moddersteen, veral in die Hooglandberge.

Die aantal en dikte van moddersteen- en kwartsietlae wissel weerskante van sommige verskuiwings op 'n wyse wat impliseer dat hierdie verskuiwings as groeiverskuiwings aktief was. Die formasie is prominent dikker aan die dak-kante as aan die vloerkante van sommige verskuiwings (Tabel. 2.2.5) soos byvoorbeeld weerskante van die Bergplaasverskuiwing en Eerstelingskuifskeursone, alhoewel enkele afwykings van hierdie patroon (soos weerskante van die Seralaskuifskeur-sone) ook waargeneem is. Hierdie afwykings kan moontlik aan die invloed van ondergeskikte verskuiwings wat naby aan sulke hoofstrukture voorkom, gekoppel word.

Direk noord (aan die vloerkant) van die Bergplaasverskuiwing bestaan die Formasie Mabin byvoorbeeld uit



Fig. 2.2.12 'n Konglomeraat met klaste van graniet en kwartsiet in 'n moddersteen matriks wat 'n diskordansie verteenwoordig, (Profiel 35 (Fig. 2.1.2)) noord (vloerkant) van die Wolkbergverskuiwing aan die basis van die Formasie Mabin.

hoofsaaklik twee kwartsietlae (elk 35 m tot 40 m dik), geskei deur 'n 5 m dik laag skalie, terwyl tot agt dun (5 m tot 15 m dik) kwartsiet- en skalielae mekaar afwisselend opvolg direk suid van die verskuiwing (Fig. 2.2.13). Die dunner tussengelaagde eenhede van kwartsiet en skalie impliseer vinnige afwisselende sedimentasie aan die dakkant teenoor die meer eenvormige sedimentasie aan die vloerkant van die Bergplaasverskuiwing, wat kenmerkend is van groeiverskuiwings.

Regionaal word die Formasie Mabin konkordant oordek deur die Formasie Sadowa. Die Formasie Sadowa kan langs die noordelike en oostelike grense van die studiegebied tussen Potgietersrus en Trichardtsdal uitgevolg word as 'n grasbedekte helling, wat direk onderkant die prominente kwartsietlaag van die Formasie Swartrif voorkom. Hierdie formasie bestaan uit 'n opeenvolging van sliksteen en skalie. Button (1973c) beweer dat die Formasie Sadowa 'n tipiese prodelta-afsetting voorstel. Karbonaatryke asook veldspaatryke kwartsiet is algemeen tussengelaagd met skalie en sliksteen. Die kwartsiet is gewoonlik wit terwyl die skalies grys of swart en karbonaatryk is.

Die formasie is heelwat dikker aan die dakkante van die meerderheid verskuiwings as aan die vloerkante (Tabel 2.2.6) en dit impliseer dat hierdie verskuiwings as groei- verskuiwings (afskuiwings) aktief was tydens afsetting van

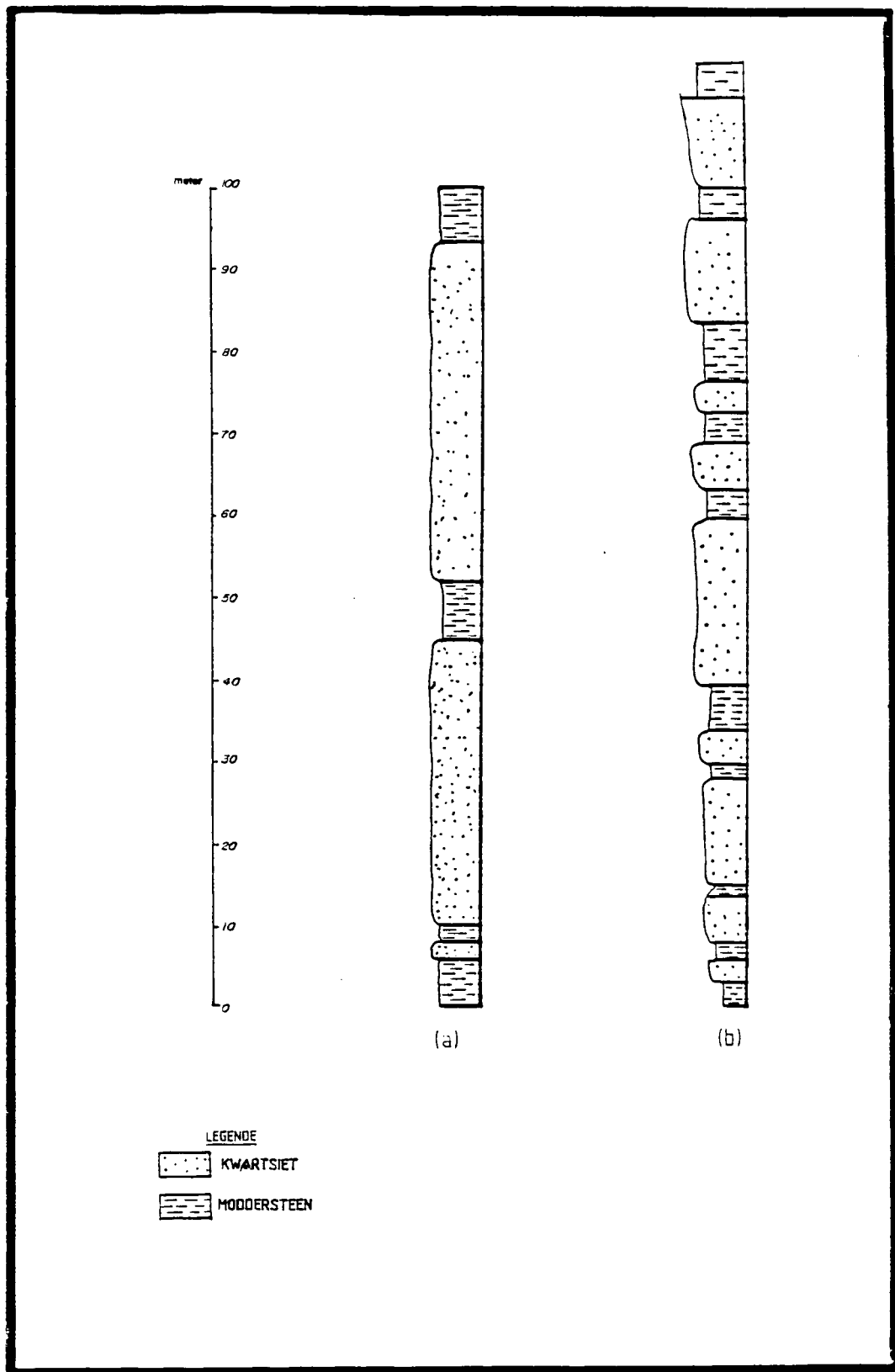


Fig. 2.2.13

Stratigrafiese profile van die Formasie Mabin direk (a) noord (vloerkant) en (b) suid (dakkant) van die Bergplaasverskuiwing, in profile 32 en 33 van Fig. 2.1.2.

		POSISIE	29° 00' / 24° 05' S	29° 02' / 24° 05' S	29° 30' / 24° 15' S	29° 35' / 24° 15' S	30° 05' / 24° 00' S	30° 07' / 24° 00' S	30° 15' / 24° 03' S	30° 11' / 24° 05' S
OUTEUR	WABYGELEË VERSKUIWING		V. UITLOOP	D. UITLOOP	V. STRYDPOORT	D. STRYDPOORT	V. ACRE	D. ACRE	V. THE DOWNS	D. THE DOWNS
Button (1973b)			20	50	50	50	70	80	100	100
Bosch (1992)										62
Hierdie studie					30	40	45	78	90	50

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.6 Laterale variasie in dikte (m) van die Formasie Sadowa.

die Formasie Sadowa en dat ekstensiekragte die afsetting van hierdie formasie (soos onderliggende formasies) beheer het. 'n Enkele uitsondering is langs die The Downs-skuifskeursone waargeneem (Tabel 2.2.6). Aangesien 'n groot aantal ondergeskikte verskuiwings in die direkte omgewing van hierdie skuifskeursone voorkom, kon beweging langs so 'n struktuur moontlik die diktepatroon beïnvloed het. Litologiese verskille kom ook weerskante van verskuiwings soos die Strydpoortverskuiwing voor. 'n Dertig meter dik kwartsietlaag is byvoorbeeld suid (aan die dakkant) van die Strydpoortverskuiwing ontwikkel, maar is afwesig direk noord (aan die vloerkant) daarvan.

Dit impliseer dat 'n wisseling in sedimentasietempo aan die dakkant geheers het, en dat geen afsetting aan die vloerkant van die Strydpoortverskuiwing voorgekom het nie. Die dakkant was dus onderhewig aan afsetting en dui op die moontlikheid dat die verskuiwing as groeiverskuiwing aktief was.

Regionaal word die Formasie Sadowa konkordant deur die Formasie Swartrif oordek. Hierdie formasie is volgens Button (1973b) verdeel in 'n (a) "Hoofkwartsietlaag" aan die basis, wat oordek word deur (b) 'n laag lawa wat bekend staan as die Lid Serala en (c) 'n boonste opeenvolging van fynklastiese gesteentes. Die Hoofkwartsietlaag bestaan hoofsaaklik uit volwasse, trogkruisgelaagde kwartsiet en enkele gruis- en konglomeraatlae wat veral naby die bokant voorkom. Die Lid Serala bestaan hoofsaaklik uit swart

basaltiese lawa wat gewoonlik intens verweer is. Die fynklastiese gesteentes wat die Lid Serala oordek, bestaan uit 'n opeenvolging van swart koolstofryke skalies, tussen-gelaagd met veldspaatryke kwartsiete en grouwakke. Lagies konglomeraat kan veral naby die bokant van die formasie waargeneem word.

Die dikte van die Hoofkwartsietlaag verskil prominent weerskante van sommige verskuiwings (Tabel 2.2.7a). Die kwartsietlaag is gewoonlik heelwat dikker aan die dakkante van hierdie verskuiwings as aan die vloerkante (Tabel 2.2.7a) en verdik ook in die rigting van die verskuiwings op 'n wyse wat aandui dat hierdie verskuiwings as groeiverskuiwings aktief was tydens afsetting van die Hoofkwartsietlaag (Fig. 2.2.14). Die Hoofkwartsietlaag is byvoorbeeld amper twee keer dikker aan die dakkant van die Eerstelingskuifskeursone as aan die vloerkant (Fig. 2.2.15).

Die intense verwering van die Lid Serala bemoeilik diktebepalings. Diktebepalings weerskante van die Eerstelingskuifskeursone was egter moontlik (Tabel 2.2.7b), en net soos die Hoofkwartsietlaag verskil dit duidelik in dikte wat impliseer dat hierdie skuifskeursone as groeiverskuiwing aktief was tydens ontstaan van die Lid Serala.

Die dikte van die boonste opeenvolging van fynklastiese gesteentes van die Formasie Swartrif is, in teenstelling met die litologiese eenhede wat tot dusver bespreek is, konstant aan weerskante van die meerderheid verskuiwings in

		POSISIE	29°000/24°05S	29°020/24°05S	29°050/24°00S	29°150/24°07S	29°580/24°00S	29°590/24°01S	30°050/24°00S	30°070/24°03S	30°170/24°03S	30°170/24°05S	30°220/24°12S	30°230/24°12S
OUTBUR	NADIGELE VERSKUWINGS		V. Uitloop	D. Uitloop	V. Ysterberg	D. Ysterberg	V. Bergplaas	D. Bergplaas	V. Acre	D. Acre	V. Mampaskloof	D. Mampaskloof	V. Moltke	D. Moltke
Button (1973b)			0	0	70	100	300	350	400	45	500	500	400	450
Bosch (1992)														200
Hierdie studie			20	50	50	70	150	110	150	210	230	250	150	270

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.7 (a) Laterale variasie in dikte (m) van die Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif.

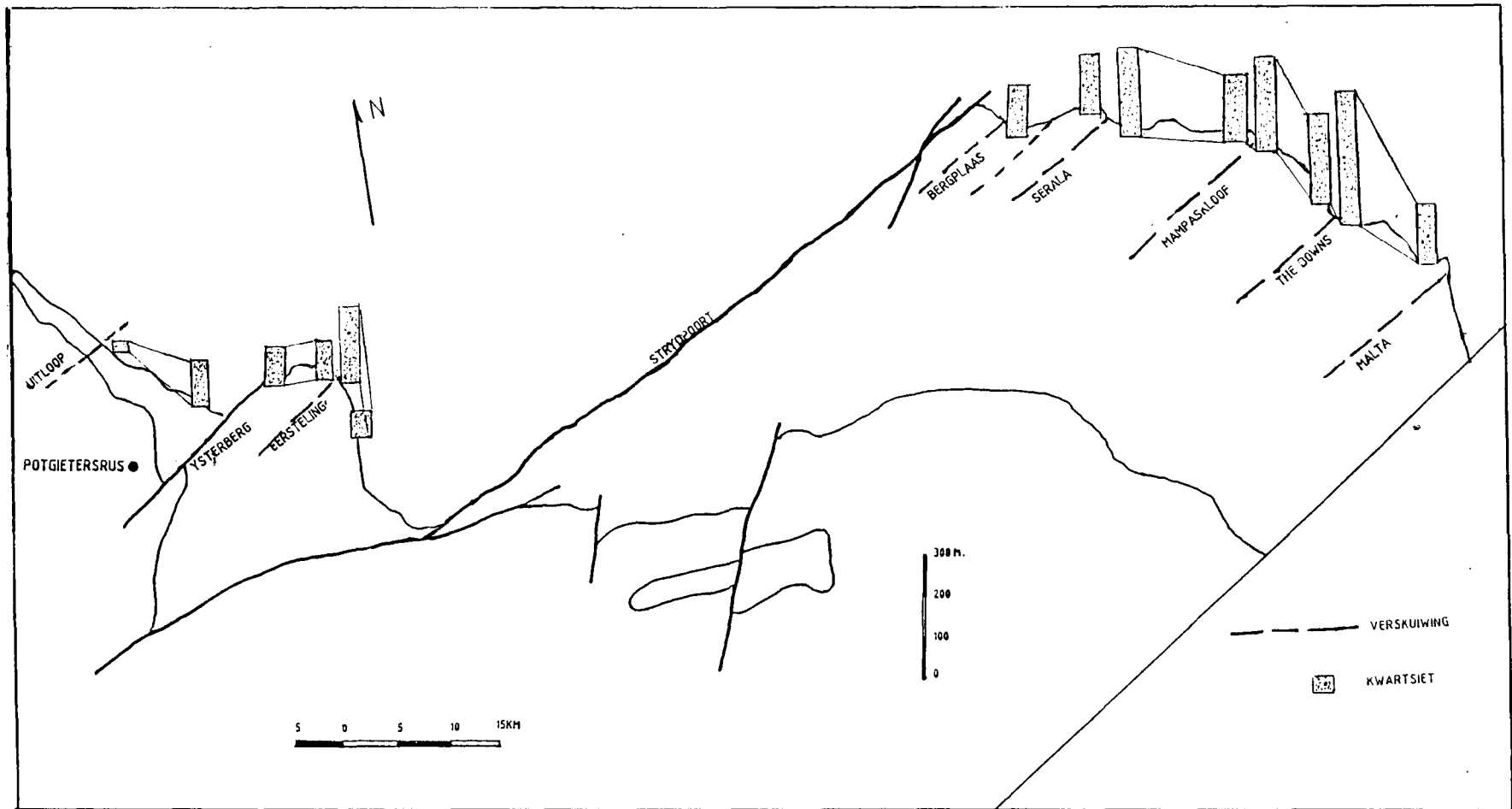


Fig. 2.2.14

'n Heiningdiagram van die Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif wat die invloed van suidhellende verskuiwings en skuifskursones op die dikte van die formasie toon.

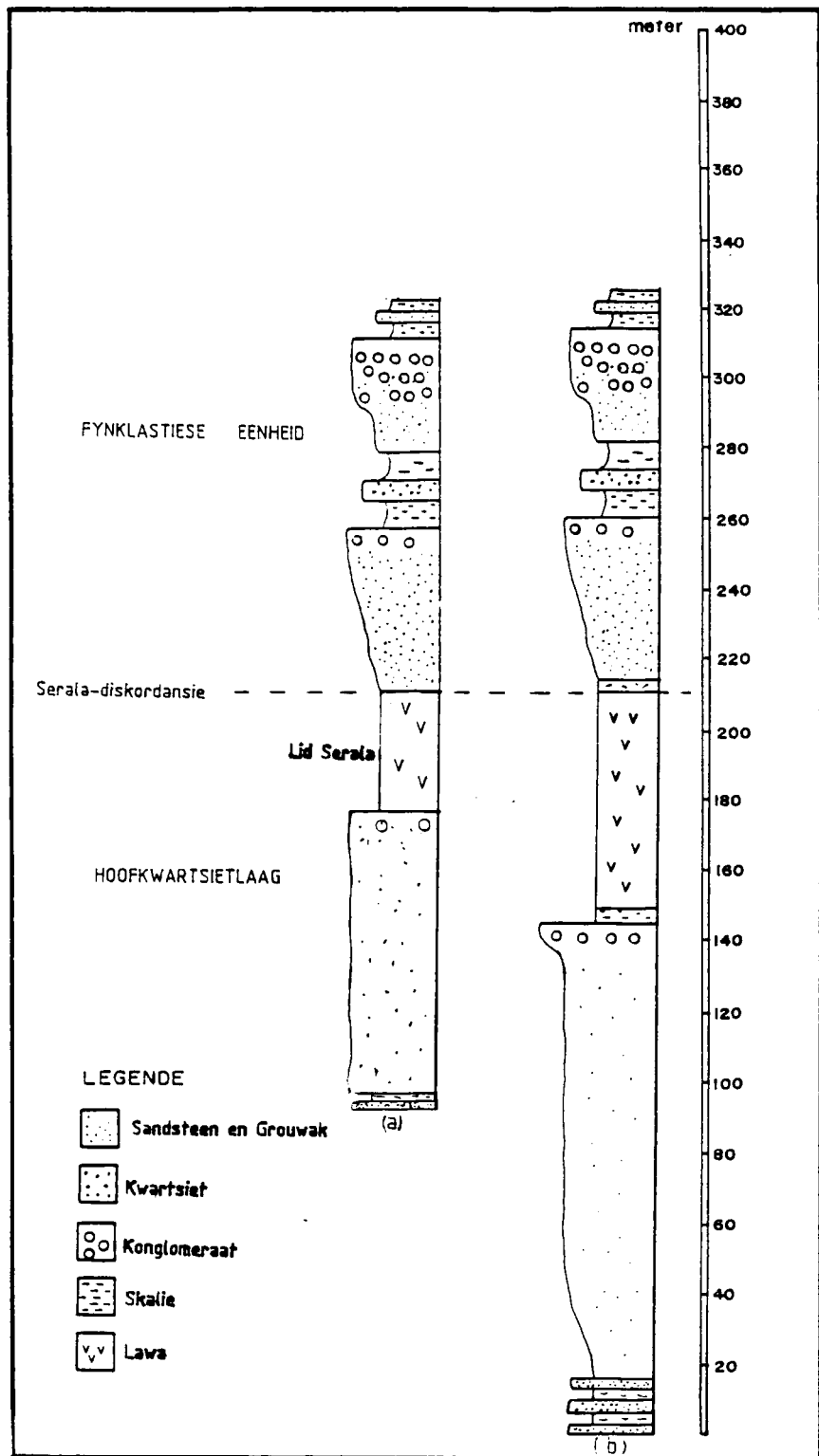


Fig. 2.2.15

Stratigrafiese profile van die Formasie Swartrif direk (a) noord (vloërkant) en (b) suid (dakkant) van die Eerstelingskuifseursone (profile 9 en 10 in Fig. 2.1.2). Die voorkoms van 'n regionale diskontinuiteit, die Serala-diskordansie, word aangedui. Let op die prominente dikteverskille van die Hoofkwartsietlaag en Lid Serala weerskante van die verskuiwing en die afwesigheid van die dikteverskil in die boonste fynklastiese eenheid.

OUTEUR	NABYGELEË VERSKUIWINGS	POSISIE	29° 00'0/24° 05'S	29° 15'0/24° 07'S	29° 17'0/24° 10'S	29° 17'0/24° 12'S	29° 52'0/24° 00'S	29° 55'0/24° 00'S	30° 17'0/24° 05'S
			D. UITLOOP	D. YSTERBERG	V. BERSTELING	D. EERSTELING	V. WELKOM	D. WELKOM	D. THE DOWNS
Button (1973b)									100
Bosch (1992)									100
Hierdie studie			10	15	20	40	40	70	100

V = Vloerkant

D = Dakkant

Tabel 2.2.7 (b) Laterale variasie in dikte (m) van die Lid Serala van die Formasie Swartrif.

die studiegebied (Fig. 2.2.15 en Tabel 2.2.7c). Hierdie kontras dui op 'n verandering in tektoniese toestande na afsetting van die Lid Serala.

'n Prominente regionale diskordansievlak wat die boonste opeenvolging fynklastiese gesteentes van die Formasie Swartrif van die Lid Serala skei (die Serala-diskordansie in Fig. 2.2.15), dui moontlik 'n prominente grens van die verandering in tektoniese toestande aan. Noord van die Uitloopverskuiwing (Fig. 2.2.16) is hierdie diskordansie ontwikkel tussen die Argeïese gesteentes en boonste fynklastiese opeenvolging van die Formasie Swartrif (Fig. 2.2.17a). Hierdie diskordansie is suid van die verskuiwing waarneembaar as 'n erosiekontak op die lawas van die Lid Serala (Fig. 2.2.17b). Die diskordansie stem ooreen met 'n soortgelyke diskordansie verder suid en wes van die studiegebied (Clendenin en Maske, 1986; Clendenin et al., 1988b; Clendenin, 1989 en Martin, 1990). Hierdie navorsers beweer dat die diskordansie moontlik die gevolg is van sinsedimentêre ekstensie-tektoniek wat die litologiese eenhede onderkant die diskordansie beïnvloed het, en die afwesigheid van ooreenstemmende tektoniek bokant die diskordansie. Diktebepalings in die huidige studie ondersteun hierdie model van Clendenin (1989).

	POSISIE	28° 58' 0" / 24° 03' S	29° 00' 0" / 24° 00' S	29° 00' 0" / 24° 03' S	29° 00' 0" / 24° 05' S	29° 30' 0" / 24° 15' S	29° 35' 0" / 24° 15' S	30° 05' 0" / 24° 00' S	30° 07' 0" / 24° 03' S	30° 05' 0" / 23° 58' S	30° 05' 0" / 24° 00' S	30° 25' 0" / 24° 16' S	30° 25' 0" / 24° 20' S
OUTEUR	MARKEER VERSKUIMINGS	V. Grens	D. Grens	V. Uitloop	D. Uitloop	V. Strydpoort	D. Strydpoort	V. Acre	D. Acre	V. Serala	D. Serala	V. Bokhalva	D. Bokhalva
Button (1973b)									50				
Bosch (1992)													25
Clendenin et al. (1989)						25	25	25	35	30	25	25	30
Hierdie studie		10	15	15	15	20	20	35	35	35	15	30	30

V= Vloerkant
D= Dakkant

Tabel 2.2.7 (c) Laterale variasie in dikte (m) van die boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif.

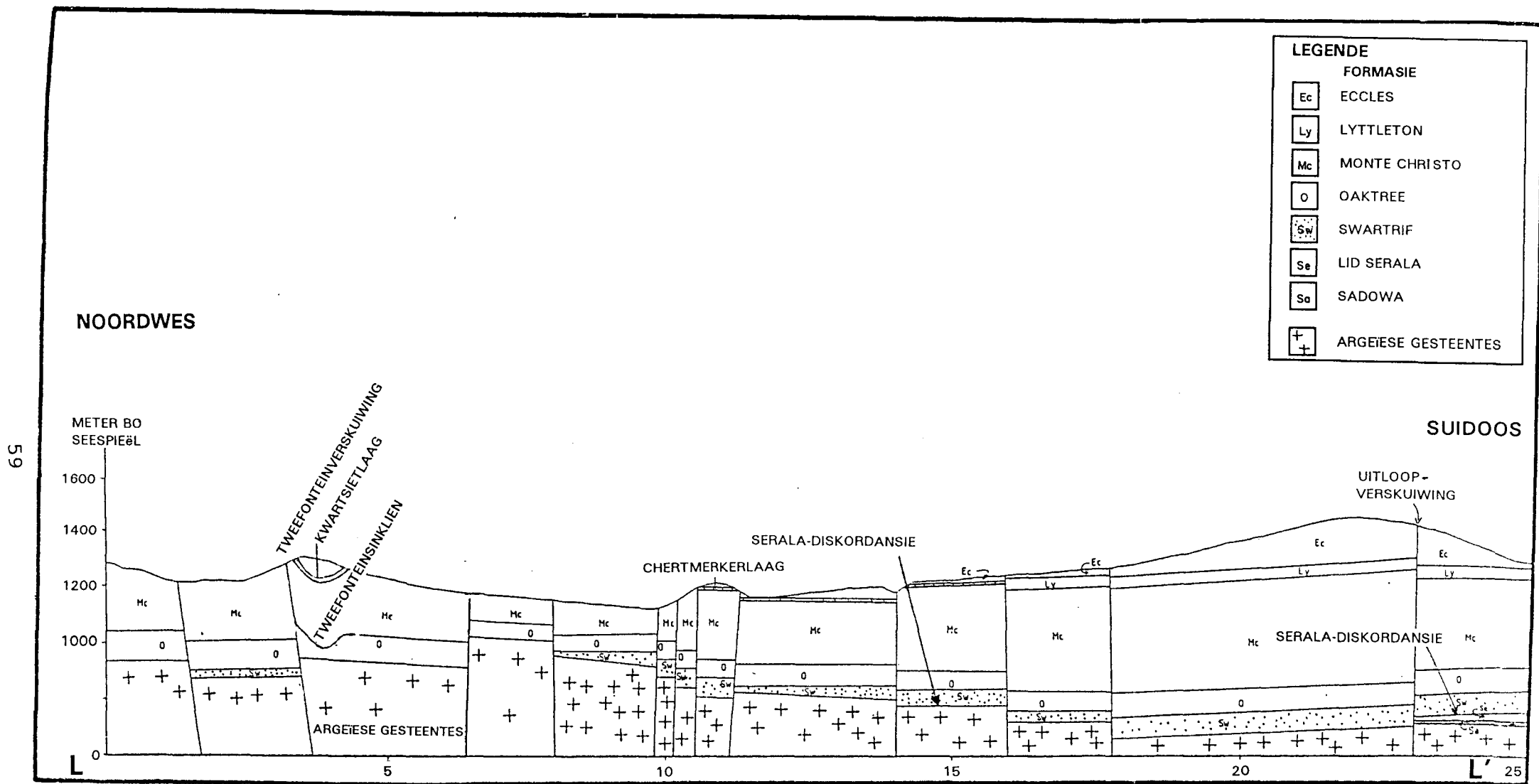


Fig. 2.2.16 Strekkingsprofiel LL' (Kaart 2) en die voorkoms van die Serala-diskordansie, noord en suid van die Uitloopverskuiwing.

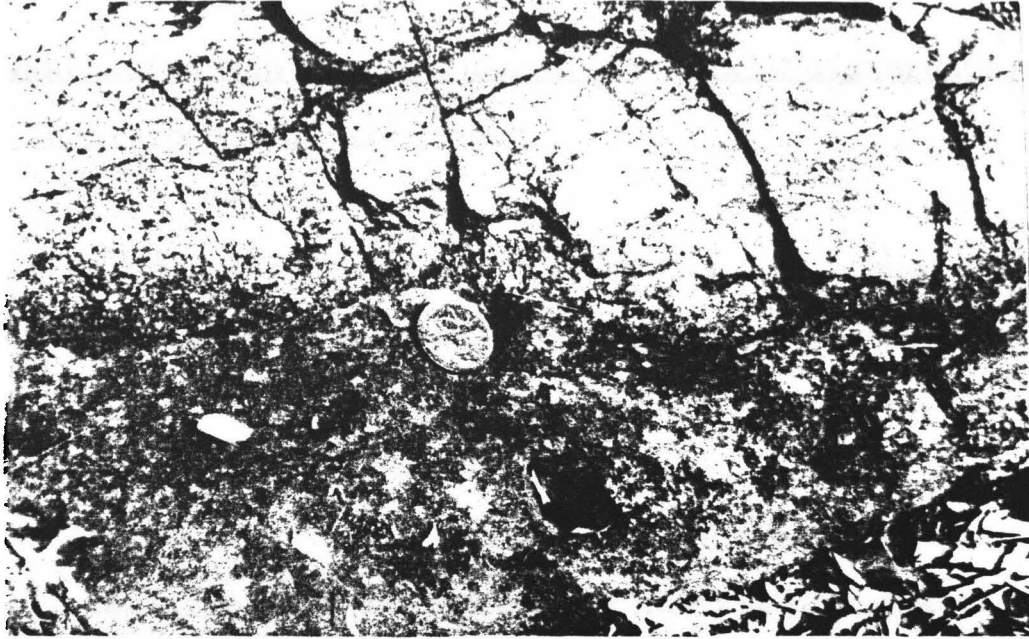


Fig. 2.2.17a Die regionale diskordansie waarmee die boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif die Argeïese gesteentes (graniet) oordek, direk noord van die Uitloopverskuiwing (profiel 5 in Fig. 2.1.2). Die muntstuk rus op die graniet.

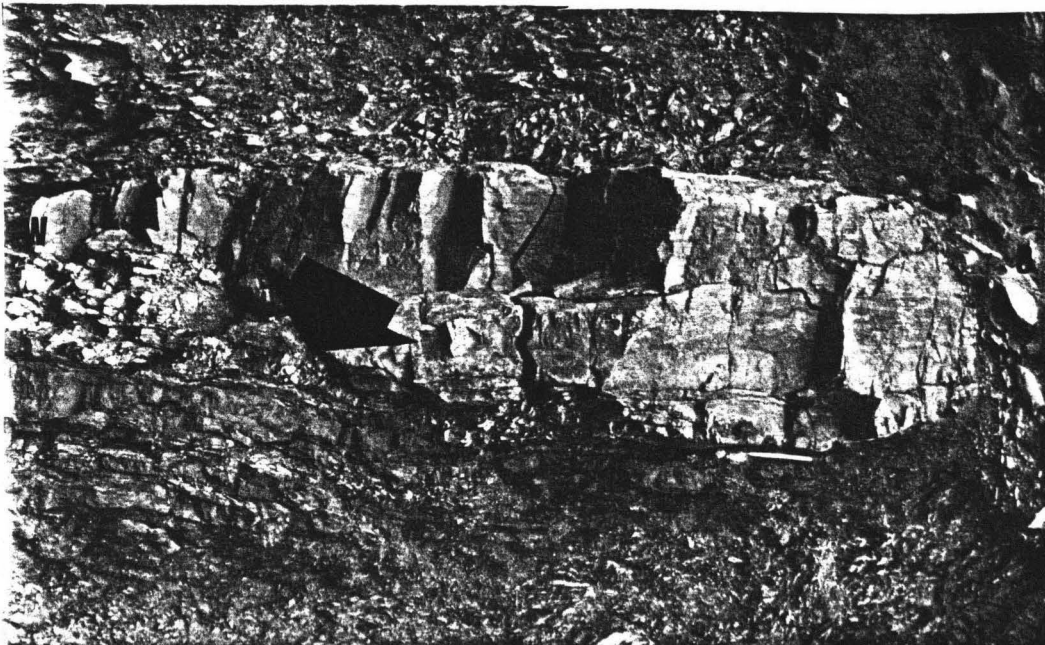


Fig. 2.2.17b Kanaal opgevol met kwartsiet in lawas van die Lid Serala dui die regionale Serala-diskordansie (pyl) aan (profiel 33 in Fig. 2.1.2).

2.3 Verwantskappe van strata tussen die Serala-diskordansie en die Chuniespoort-diskordansie

Soos voorheen genoem is die dikteverskille kenmerkend van die formasies van die Groep Wolkberg, die Hoofkwartsietlaag en Lid Serala van die Formasie Swartrif, afwesig in die stratigrafie bo die Serala-diskordansie. Hierdie standhoudende diktes van strata weerskante van verskuiwings (Tabel 2.3.1) impliseer dat die strukture hoofsaaklik onaktief was tydens afsetting van die Groep Chuniespoort. Sedimentasie bokant hierdie diskordansie is gedomineer deur mariene prosesse, in teenstelling met hoofsaaklik fluviale prosesse onder die diskordansie. Dit dui op verskillende afsettingsomgewings weerskante van die diskordansie (Button, 1973b). Die boonste fynklastiese gesteentes van die Formasie Swartrif word byvoorbeeld algemeen aanvaar as 'n strandafsetting (Button, 1973b; Clendenin et al. 1989) en die gesteentes van die Subgroep Malmani (die Formasies Oaktree, Monte Christo, Lyttelton, Eccles en Frisco) asook die Formasies Penge en Duitschland as afgeset op 'n kontinentale plat of 'n vlak mariene karbonaatplatform (Martin 1990). Onlangse navorsers soos Bickle en Eriksson (1982), Clendenin et al. (1988a,b) en Martin (1990) is dit eens dat termale korssakking (wat gewoonlik volg op meganiese korsekstensie) die oorwegende meganisme was wat tot afsetting van die Groep Chuniespoort gelei het. Clendenin et al. (1988c), Clendenin (1989) en Martin (1990) beskryf onder andere vyf regionale klinodiskordansies wat

Formasies	Oaktree		Monte Christo		Lyttelton		Eccles		Frisco		Penge		Duitschland	
	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V
Grens	100	100	350	360	110	0	360	360	150		50			
Uitloop	120	100	360	360	110	110	350	360		180	70	50	1000	
Ysterberg	130	120	410	420	110	110	380	380	150	150	120	120	1100	300
Eersteling	130	130	380	370			350	350	180	270	380	380		
Spanje	110	110					400	410			120	120		
Strydpoort	120	100	400	480	120	110	380	380		150			700	1000
Welkomyn							340		180					
Bergplaas	120	120	430	390	110	110	400	400			280	280		700
Acre	120	110	400	400			380	390	180	180				
Wolkberg	120	120	450	400	115	115	390	390	190	180				
Serala	140	140	500	480	135	135	420	420	320					
The Downs	120	120	420	430	110	110	430	420	380	200	680			
Holtke	130	130	440	400			430	430					200	400
Bokhalva					115	115	370	370	180	150		280	0	200

D = Dakkant

V = Vloerkant

Tabel 2.3.1 Laterale variasie in dikte van die formasies van die Groep Chuniespoort weerskante van prominente verskuiwings.

in die Subgroep Malmani voorkom.

Die diskordansies word gedefinieer deur chertbreksies met 'n moddersteenmatriks wat tussengelaagd in die dolomitiese gesteentes van die Subgroep Malmani voorkom (die Oaktree-, sentrale Monte Christo-, Monte Christo-, Lyttelton-, Eccles-diskordansies in Fig. 2.1.1). Die breksies stel moontlike onderwaterse versakkingsbreksies voor wat tydens heraktivering van die TML versamel het (Martin, 1990). Gedurende die huidige studie is soortgelyke diskordansies aan die bokant van die Groep Chuniespoort en in die sentrale gedeelte van die Formasie Duitschland geïdentifiseer wat respektiewelik bekend staan as die Chuniespoort- en sentrale Duitschland-diskordansies (Fig. 2.1.1). Akkurate diktebepalings van hierdie breksielae wat die diskordansies definieer, het tot interessante korrelasies gelei.

Die breksielae verdun oor die algemeen van suid na noord (Tabel 2.3.2 en Fig. 2.3.1). Die breksielaag wat die Chuniespoort-diskordansie definieer (Fig. 2.3.1f) is byvoorbeeld ongeveer 300 m dik in die suidelike gedeelte van die studiegebied, maar slegs 5 m dik noord van die Ysterbergverskuiwing. Die breksielae wat die Oaktree-, sentrale Monte Christo-, Monte Christo-, Lyttelton en Eccles-diskordansies definieer is afwesig direk noord van die Ysterbergverskuiwing (Tabel 2.3.2), maar prominent ontwikkel verder suidwaarts (Fig. 2.3.1b-e).

DISKORDANSIE	PROFIEL:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	20	21	22	23	24	
Sentrale Duitschland		10	17	10		10						30			30	50	50							
Eccles					0	0					2	5		5		5			20	15	20	24		
Lyttelton				0		0	0	0	0					20	25			20		20	20	25	25	
Sentrale Monte Christo		0	0	3	0					5		5	7			7	15	5	5	7				
Oaktree		5		5							5			7	10		3		12					12

64

DISKORDANSIE	PROFIEL:	25	26	27	30	31	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	50	55	57	58	59	60	
Sentrale Duitschland																			280	300	250	300	350	500	350
Eccles		20	20	15		15	5	0	0		5	15		10		5									
Lyttelton			25		25							35			40	50									
Sentrale Monte Christo								3		15		15		30	40	50	70								
Oaktree		10	10		10	10	15	10				10	10	20	20		3	3	3						

Tabel 2.3.2 Laterale variasie in dikte van breksielae wat prominente diskordansies oordek soos gemeet langs profiele (Fig. 2.1.2).

Hierdie opvallende ooreenkoms in dikteverspreiding van die verskillende breksielae kan miskien aandui dat dieselfde tipe tektoniese omgewing vir elk van hierdie diskordansies verantwoordelik was. Button (1973b) lewer 'n moontlike verklaring vir opheffing van die aardkors wat die sentrale Duitschland-diskordansie veroorsaak het. Button (1973b, bl. 165) beweer : "The elevation probably represented a fore-runner pulse of the Mhlapitsi tectonic episode". Aangesien die patroon van dikteverspreiding van breksies geassosieer met die meerderheid regionale diskordansies in die Groep Chuniespoort ooreenkom (Fig. 2.3.1), kan daar voorgestel word dat al die diskordansies op dieselfde wyse ontstaan het, naamlik as gevolg van periodiese regionale N-S kompressie wat opheffing en gevolglike erosie van vroeë Transvaalgesteentes veroorsaak het.

Alhoewel enkele periodes van regionale kompressie die Transvaalkom dus moontlik tydens afsetting van die Groep Chuniespoort beïnvloed het, impliseer die konstante dikteverspreiding van die Formasies van die Groep Chuniespoort (Tabel 2.3.1) dat hoofsaaklik termale korssakking die dominerende tektoniese meganisme was, wat afsetting van hierdie formasies beheer het (Clendenin, 1989).

Die Formasie Oaktree is byvoorbeeld konstant sowat 100 m tot 130m dik in die studiegebied (Tabel 2.3.1) en bestaan uit 'n opeenvolging van hoofsaaklik dolomiet met kleiner hoeveelhede kwartsiet, moddersteen, chert en skalie (Fig.

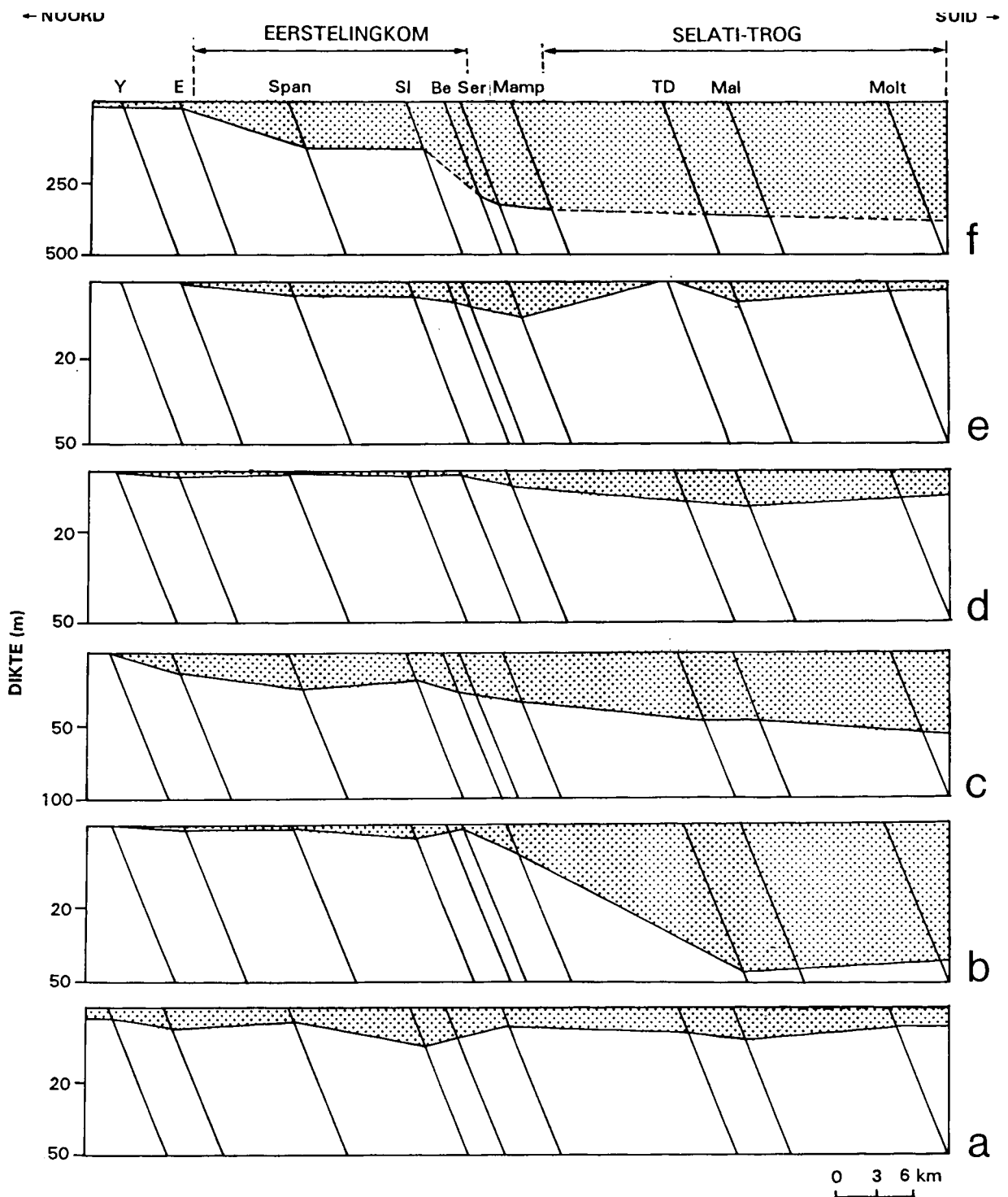


Fig. 2.3.1 'n Noord-suid profiel oor die studiegebied wat die diktes van breksielae geassosieer met die (a) Oaktree-, (b) sentrale Monte Christo-, (c) Monte Christo-, (d) Lyttelton-, (e) Eccles- en (f) sentrale Duitschland-diskordansies aantoon. Diktes is na 'n sentrale N-S profiellyn ingeprojekteer. Die relatiewe voorkoms van verskuiwings en skuifskoursone soos die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskoursone (E), Spanjeskuifskoursone (Span), Strydpoortlineament (Sl), Bergplaasskuifskoursone (Be), Seralaskuifskoursone (Ser), Mampaskloofskuifskoursone (Mamp), The Downs-skuifskoursone (TD), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltke-skuifskoursone (Molt) word aangetoon. Die hellings van hierdie strukture is skematies aangedui. Let op dat die vertikale skaal heelwat groter is as die horisontale.

2.3.2).

Die Formasie Monte Christo oordek die Formasie Oaktree met 'n graderingskontak en word gekenmerk aan 'n groot hoeveelheid chertyke dolomiet wat tussengelaagd met dunner lae chertarm dolomiet voorkom. Chertarm dolomietlae (tot 20 m dik) kom regdeur die Formasie Monte Christo voor en is gewoonlik donker van kleur en word onderlê deur swart moddersteen.

Chertbreksies is algemeen tussengelaagd met die dolomiet soos byvoorbeeld in Fig. 2.3.3 aangedui word. Hulle is gewoonlik dun en onreëlmatig. Die Formasie Monte Christo is gewoonlik sowat 380 m dik in die studiegebied, behalwe in die omgewings van die Selati-trog en Eerstelingkom waar diktes van tot 500 m (Fig. 2.3.3) bepaal is. Hierdie verdikking impliseer termale sakking van die Transvaalkom en gevolglike relatief vinniger sedimentasie in hierdie omgewings (Button, 1973a).

Die Formasie Monte Christo word konkordant oordek deur die Formasie Lyttelton.

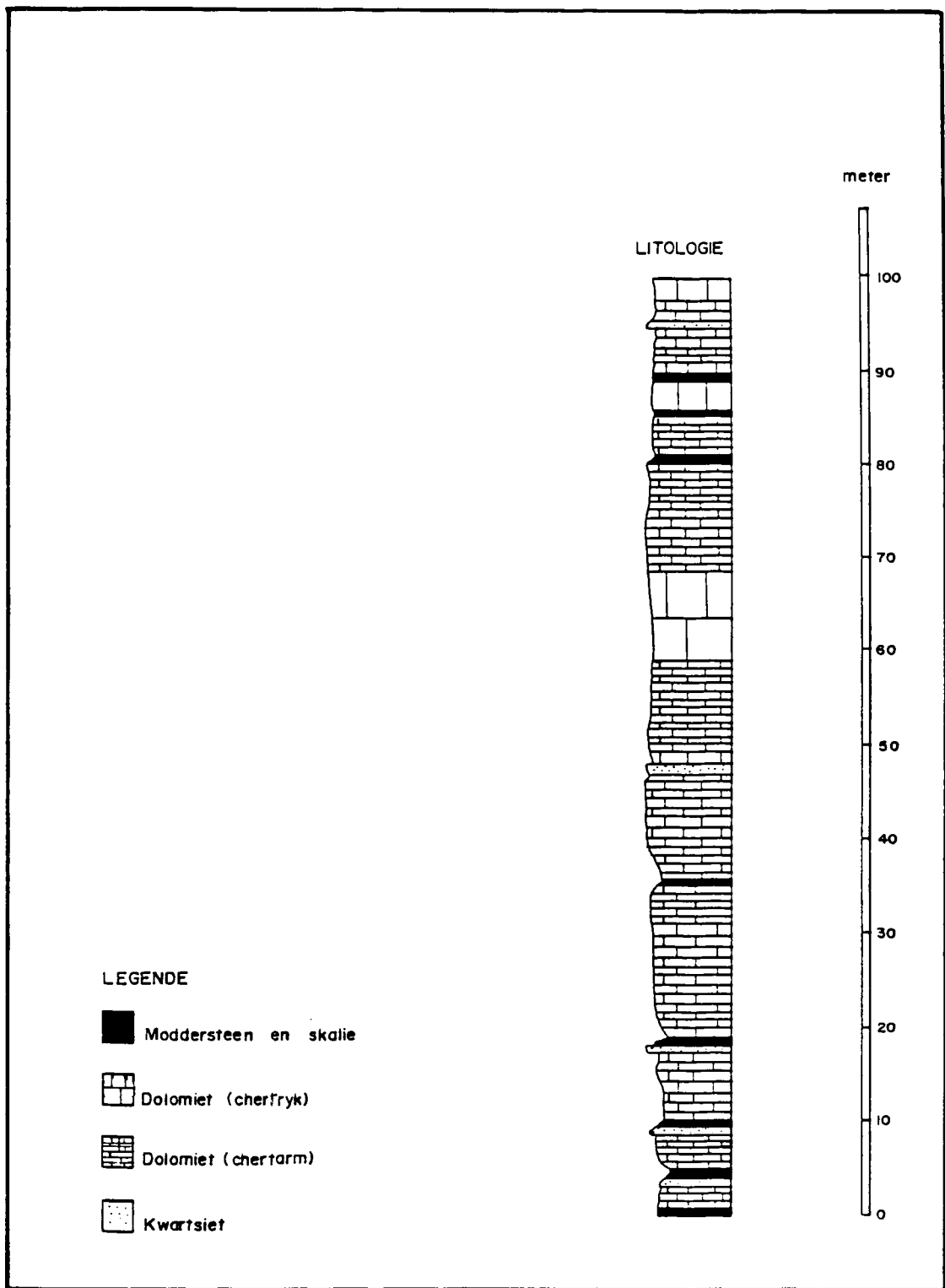


Fig. 2.3.2 Stratigrafiese profiel van die Formasie Oaktree (profiel 43 in Fig. 2.1.2).

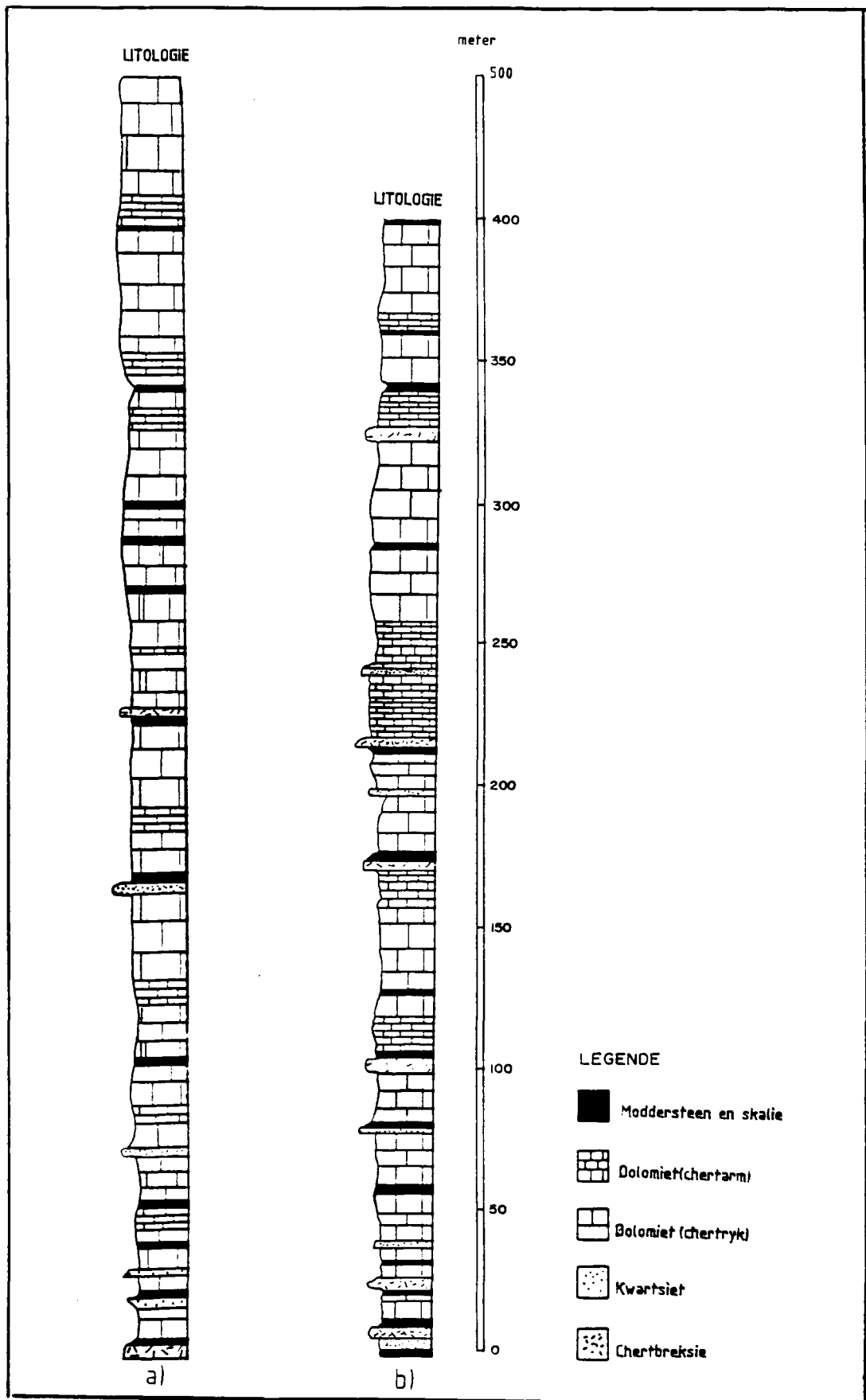


Fig. 2.3.3

Stratigrafiese profile van die Formasie Monte Christo (a) langs profiel 37 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Selati-trog en (b) langs profiel 31 (Fig. 2.1.2) direk noord van die Selati-trog.

Die Formasie Lyttelton is sowat 110 m dik en bestaan hoofsaaklik uit dolomiet wat arm is aan chert. Enkele dun lae sliksteen, kwartsiet, chertbreksies en moddersteen kom tussengelaagd met die dolomiet voor (Fig. 2.3.4).

Die formasie is feitlik eenvormig oor die studiegebied. 'n Dolomietlaag, gekenmerk aan die voorkoms van wydverspreide aaneengeskakelde koepelstromatoliete, sowat 20 m van die basis van die formasie af, kan oor die hele studiegebied gevolg word. Die formasie is sowat 20 m dikker in die omgewing van die Selati-trog as elders in die studiegebied wat, soortgelyk aan die Formasie Monte Christo, vinniger afsetting in hierdie omgewing impliseer. Die Formasie Lyttelton word konkordant oordek deur die Formasie Eccles.

Die gesteentes van die Formasie Eccles is baie soortgelyk aan die Formasie Monte Christo. Beide bestaan hoofsaaklik uit chertryke dolomiet wat liggrys van kleur is. Minder kwartsiet en moddersteenlagies kom egter in die Formasie Eccles voor as in die Formasie Monte Christo. Enkele dun lae (tot 10 m dik) donkerkleurige dolomiet wat vry is van chert is algemeen in die Formasie Eccles. Chertbreksies kan gewoonlik op verskeie hoogtes in die formasie waargeneem word.

Die dikte van hierdie formasie is groter in die omgewing van die Eerstelingkom (Fig. 2.3.5) en Selati-trog as elders in die studiegebied. 'n Maksimum dikte van ongeveer 430 m

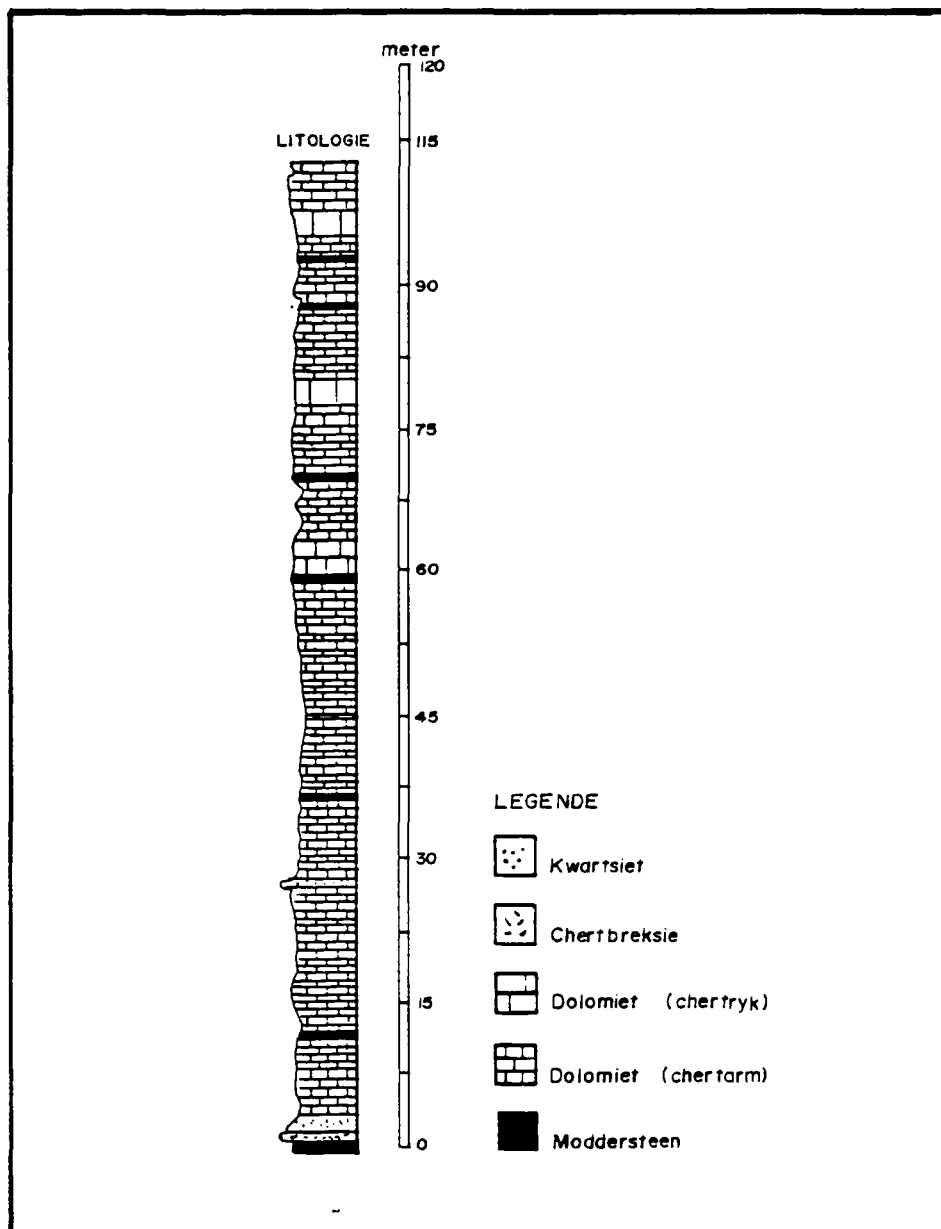


Fig. 2.3.4

'n Stratigrafiese profiel van die Formasie Lyttelton. (Profiel 17 in Fig. 2.1.2 direk suid van die Eerstelingkom.)

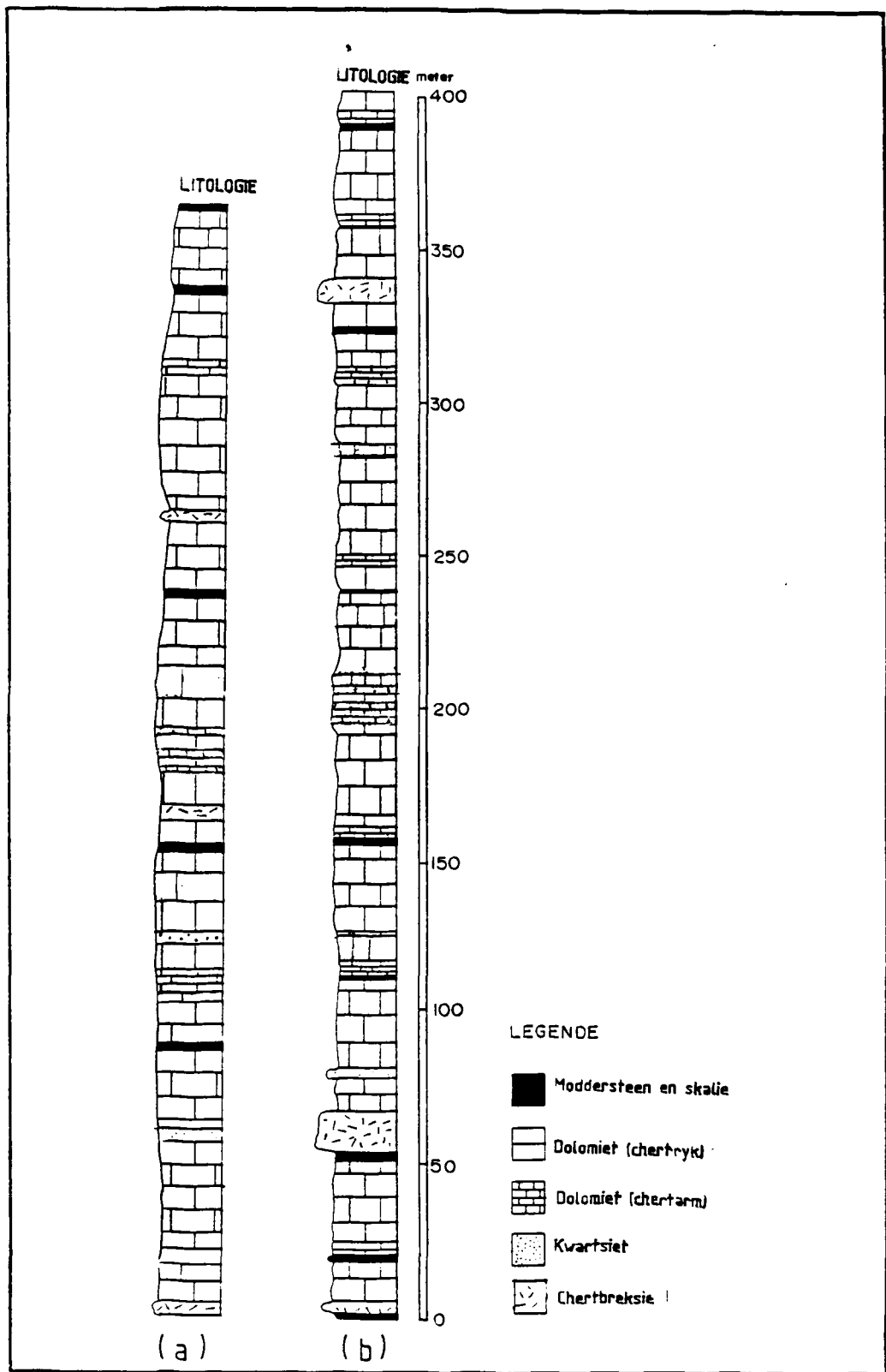


Fig. 2.3.5

Stratigrafiese profiele van die Formasie Eccles soos waargeneem (a) langs profiel 15 direk suid van die Eerstelingkom en (b) langs profiel 13 (Figuur 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Eerstelingkom.

is in die Selati-trog bepaal en 'n dikte van 410 m in die Eerstelingkom in teenstelling met 'n maksimum van slegs 370 m buite hierdie omgewings (Tabel 2.3.1). Hierdie dikteverskille suggereer, soos in die onderliggende dolomitiese formasies, 'n vinniger tempo van sedimentasie in die omgewing van die Selati-trog en Eerstelingkom.

Die dikte van die Formasie Frisco varieer op 'n soortgelyke wyse as die van die onderliggende formasies van die Subgroep Malmani wat soortgelyke tektoniese beheer tydens afsetting impliseer (Tabel 2.3.1). Hierdie Formasie bereik 'n maksimum dikte van 380 m in die Selati-trog, 'n dikte van 270 m in die Eerstelingkom en 'n maksimum dikte van slegs 180 m buite hierdie omgewings (Tabel 2.3.1). Laterale fasiesveranderinge dui ook verder aan dat vinniger sedimentasie in die Selati-trog en Eerstelingkom plaasgevind het tydens afsetting van die Formasie Frisco, as elders in die studiegebied.

In die sentrale gedeeltes van die Selati-trog (Fig.2.3.6) bestaan die Formasie Frisco byvoorbeeld uit 'n dik opeenvolging (320 m) van chertyke en chertarme dolomiet, moddersteen, kwartsiet en ysterryke skalies, in teenstelling met die 180 m dik opeenvolging van slegs hoofsaaklik chertvrye dolomiet

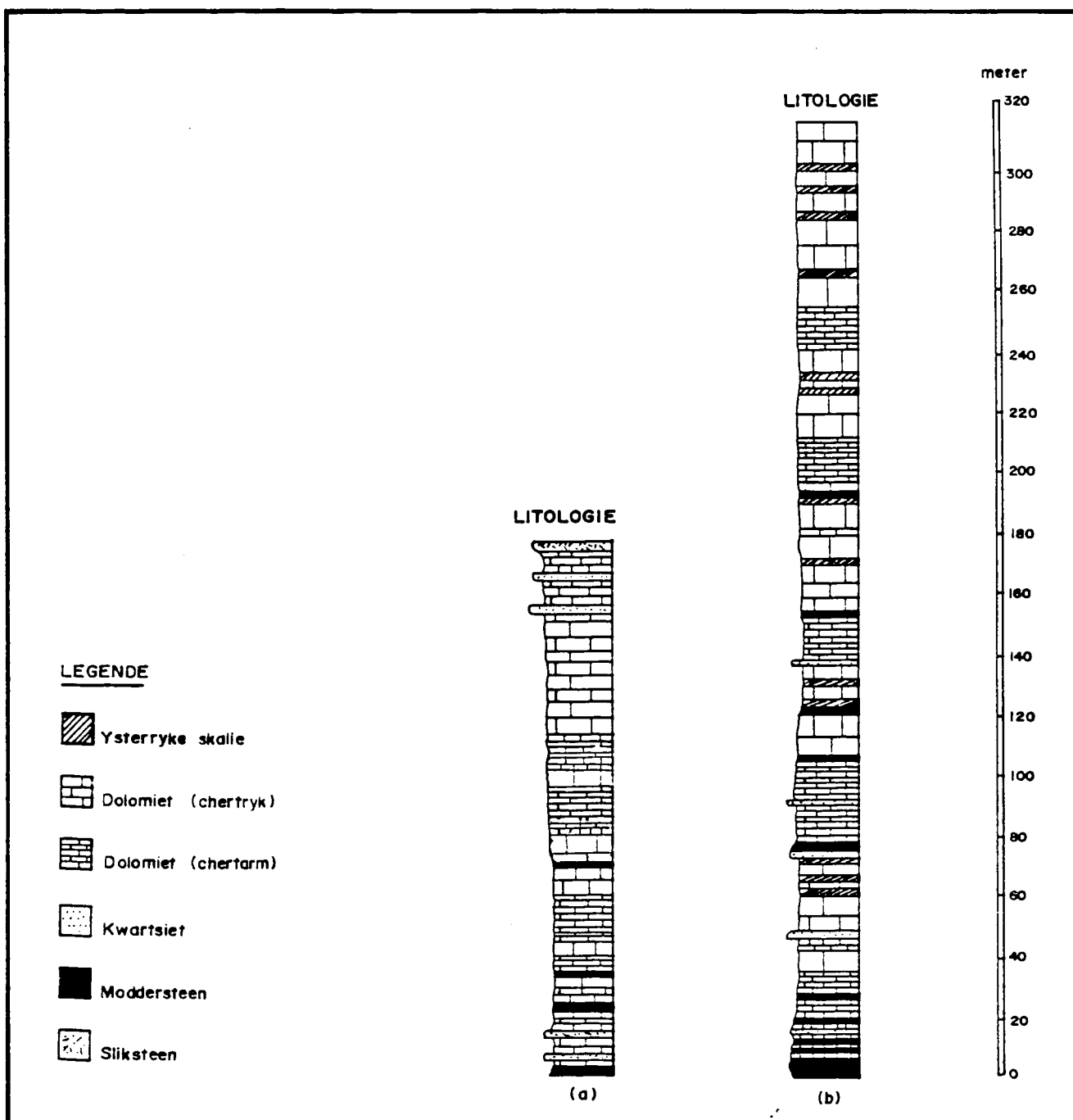


Fig. 2.3.6 Stratigrafiese profiele van die Formasie Frisco; (a) profiel 33, noord van die Selati-trog en (b) profiel 52 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Selati-trog.

buite die trog.

Ysterryke skalies in die Formasie Frisco is beperk tot die Selati-trog en Eerstelingkom en is voorlopers van die ysterryke gesteentes van die oorliggende Formasie Penge (Button, 1973b). Die beperkte voorkoms van die voorlopers ondersteun die moontlikheid dat sedimentasie vinniger in hierdie trog en kom plaasgevind het as elders in die studiegebied.

Die Subgroep Malmani word konkordant oorlê deur die Formasie Penge. Relatief vinnige sakking van die Transvaalkom en gevolglike sedimentasie in die omgewings van die Selati-trog en Eerstelingkom het voortgeduur tydens afsetting van die Formasie Penge. Dié formasie bestaan hoofsaaklik uit gebande ysterformasie en ysterryke skalies, en word konkordant oordek deur die Formasie Duitschland. Kaart 1 toon die dagsome van die Formasie Penge in die studiegebied. Duplisering van strata, wat moontlik die gevolg was van intensiewe vervorming verwant aan die ontstaan van die Mhlapitsi-plooi-gordel (wat na afsetting van die Formasie Duitschland plaasgevind het), het diktebepalings bemoeilik in die omgewing van die Selati-trog.

Tog is daar deur Dreyer (1967) vasgestel dat die Formasie oorspronklik (voor vervorming) ongeveer 600 m dik was binne die Selati-trog. In hierdie omgewing bestaan die Formasie Penge hoofsaaklik uit 'n opeenvolging van skalie en yster-

formasie en minder dolomiet (Fig. 2.3.7c). Die dikte van die ysterformasies is prominent minder (50 - 120 m) buite die Selati-trog behalwe in die omgewing van die Eerstelingkom waar 'n maksimum dikte van 380 m gemeet is.

Die voorkoms van ysterformasies in die Formasie Penge suggereer stil en afgesonderde afsettingstoestande (Button, 1973a) wat algemeen geassosieer word met relatief eenvormige sakking van die aardkors (Reading, 1979; De Rito et al., 1983) en moontlik verwant is aan termale sakking van die Transvaalkom. Hierdie termale sakking van die aardkors het moontlik nog steeds plaasgevind tydens afsetting van die Formasie Duitschland.

Die Formasie Duitschland oordek die Formasie Penge regionaal konkordant. Die boonste ysterryke skalies van die Formasie Penge word geleidelik meer dolomietryk en gradeer na ysterryke dolomiete van die Formasie Duitschland (Fig. 2.3.8). Strata van die Formasie Duitschland is egter intensief geërodeer in die suidelike gedeelte van die studiegebied sodat sinvolle diktebepalings onmoontlik is.

Oor die res van die studiegebied kom 'n regionale erosie-kontak (die sentrale Duitschland-diskordansie in Fig. 2.1.1) sowat 100 m tot 200 m van die basis van die formasie voor (Fig. 2.3.8a). Hierdie diskordansie word gekenmerk deur 'n laag chertbreksie in 'n moddersteen matriks wat die diskordansie oordek (Fig. 2.3.9). Hierdie chertbreksie is 10m dik in die noordelike gedeelte van die studiegebied en

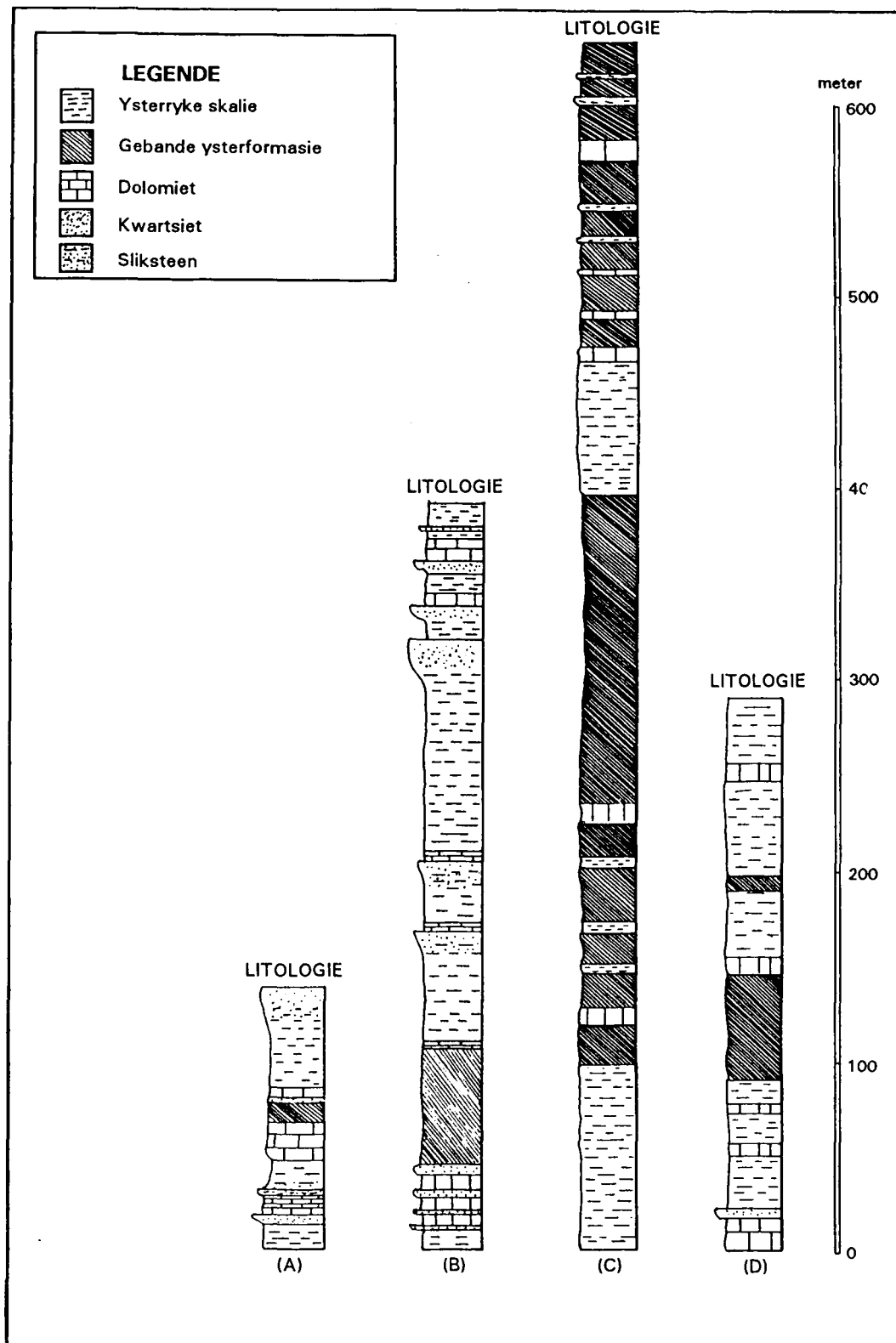


Fig. 2.3.7

Stratigrafiese profiele van die Formasie Penge (a) langs profiel 7 noord van die Eerstelingkom en (b) langs profiel 13 in die sentrale gedeelte van die Eerstelingkom en (c) langs profiel 53 in die sentrale gedeelte van die Selati-trog en (d) langs profiel 27, noord van die Selati-trog. (Sien Fig. 2.1.2 vir posisie van profiele)

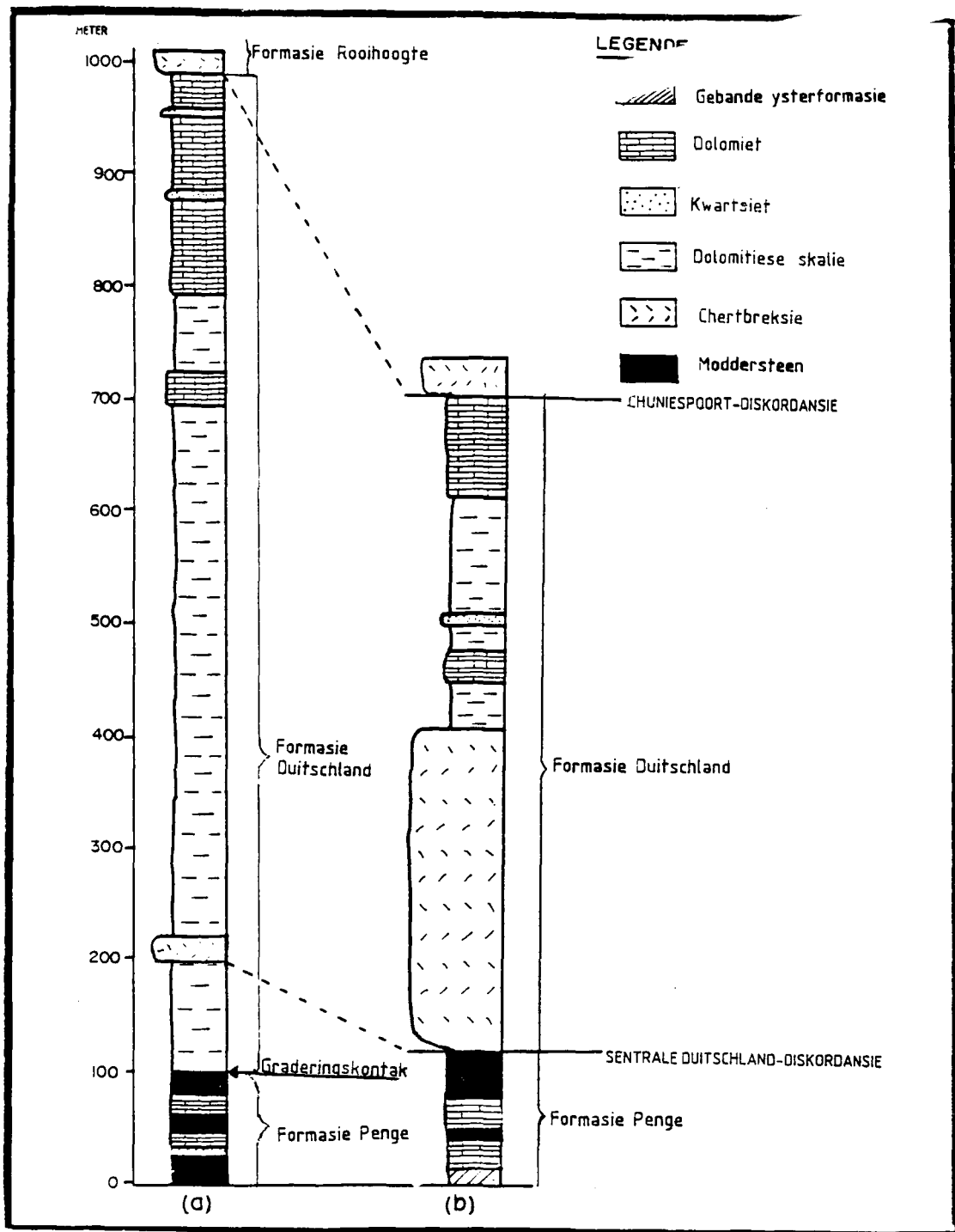


Fig. 2.3.8

Stratigrafiese profile van die Formasie Duitsland (a) noord (profiel 16) en (b) suid (profiel 27) van die Strydpoortlineament. Regionale diskordansievlakke word aangedui. Let op dat 'n groot gedeelte van die Formasie Duitsland (ook die graderingskontak tussen die Formasie Penge en die Formasie Duitsland) weggeërodeer is gedurende die ontstaan van die sentrale Duitsland-diskordansie suid van die Strydpoortlineament (by (b)). (Sien Fig. 2.1.2 vir posisie van profile)



Fig. 2.3.9 Chertbreksies wat direk bokant die sentrale Duitschland-diskordansie voorkom langs profiel 4 in Figuur 2.1.2.

sowat 300 m dik in die omgewing van die Selati-trog. 'n Dik laag skalie gevolg deur dolomiet oordek die chertbreksie (Fig. 2.3.8a en 'b).

Die gesteentes van die Groep Pretoria oordek die gesteentes van die Groep Chuniespoort met 'n prominente diskordansie (die Chuniespoort-diskordansie in Fig. 2.1.1). Hierdie diskordansie kon ontstaan het in 'n periode van sowat 150 Ma (P.G. Eriksson, 1992; persoonlike mededeling) tussen afsetting van die Groep Chuniespoort (na 2432 Ma volgens Trendall et al., 1990) en Groep Pretoria (voor 2263 Ma volgens Burger en Walraven, 1980).

Die Chuniespoort-diskordansie is oor die hele Transvaalkom geïdentifiseer en word algemeen as 'n diskordansie verwant aan regionale opheffing van die Transvaalkom verklaar (Button, 1973a; Clendenin, 1989). Groter diktes van strata is aan die dakkante van sommige suidhellende, ONO-strekkende verskuiwings, weggeërodeer as aan die vloerkante. Die Formasie Duitschland is byvoorbeeld slegs 200 m dik aan die dakkant van die Moltkeskuifskeursone, maar tot sowat 400 m dik aan die vloerkant (Tabel 2.3.1). Soortgelyke dikteverskille is weerskante van die Ysterbergverskuiwing waargeneem. Skalies en dolomiete is feitlik weggeërodeer direk suid van die dakkant van die Ysterbergverskuiwing, maar sowat 1100 m dik direk noord van dieselfde verskuiwing (Tabel 2.3.1). Regionale opheffing kan dus met die ontstaan van opskuiwings in die studiegebied geassosieer word.

Soos alreeds genoem is hierdie regionale opheffing in die studiegebied waarskynlik verwant aan regionale horisontale kompressie. Verskeie navorsers (Jackson, 1980; Harding, 1983; Ziegler, 1983) het 'n algemene verband tussen regionale kompressie en gevolglike opheffing in ander gebiede beskryf. Vroeëre navorsers in die huidige studiegebied het tot 'n soortgelyke gevolgtrekking gekom. Button (1973b) asook Clendenin (1989) stel byvoorbeeld beide voor dat regionale opheffing van die Transvaalkom verwant is aan regionale horisontale kompressie van die aardkors. Albei stel voor dat hierdie kompressie en gevolglike opheffing tydens afsetting van die Formasie Duitschland plaasgevind het.

In teenstelling hiermee beweer P.G. Eriksson (persoonlike mededeling, 1992) dat "dinamiese" sedimentasie, verwant aan afsetting van dolomiete soos wat in die Formasie Duitschland voorkom, slegs kan plaasvind in die afwesigheid van prominente tektoniese gebeure. Die oorspronklike voorstel van Button (1973) dat afsetting van die Formasie Duitschland plaasgevind het tydens prominente opheffing van die Transvaalkom, is dus twyfelagtig. Dit word dus voorgestel dat die Chuniespoort-diskordansie nie tydens nie, maar na afsetting van die Formasie Duitschland ontstaan het onder regionale horisontale kompressie wat opheffing en erosie van die Opeenvolging Transvaal veroorsaak het.

Breksies op hierdie diskordansievlak kan moontlik met die

konglomeraat in die Groep Rooihogte, wat aan die basis van die Groep Pretoria voorkom, gekorreleer word (Fig. 2.1.1). Volgens SACS (1980) word hierdie breksies as deel van die Formasie Duitschland beskou.

2.4 Verwantskappe van strata bokant die Chuniespoort-diskordansie

Die gesteentes van die Groep Pretoria oordek die Chuniespoortdiskordansie.

Die Groep Pretoria bestaan volgens SACS (1980) uit die Formasies Rooihogte, Timeball Hill, Boshhoek, Hekpoort, Dwaalheuwel, Strubenkop, Daspoort, Silverton, Magaliesberg, Vermont, Lakensvlei, Nederhorst, Steenkampsberg, Houtenbek en Dulstroom (Fig. 2.1.1). Die boonste vier kom nie in die studiegebied voor nie (Fig. 2.4.1) en die Bosveldkompleks intrudeer die Formasies Lakensvlei en Magaliesberg sodat hulle diktes nie bepaal kan word nie. Die dikteverspreiding van die formasies waarvan diktes gemeet kon word, verskil totaal van formasies onderkant die Chuniespoort-diskordansie.

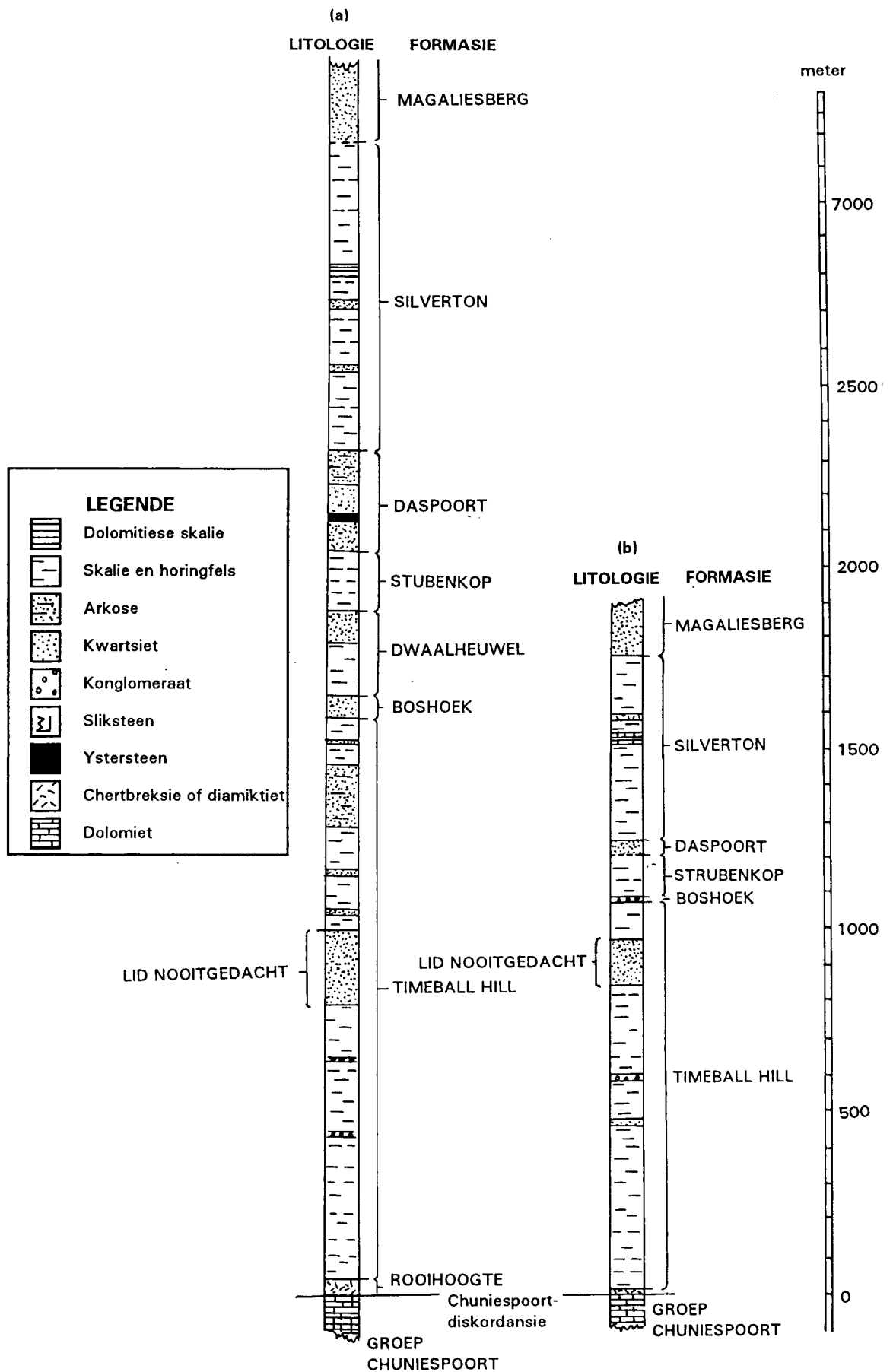


Fig. 2.4.1

Stratigrafiese profile van die Groep Pretoria (a) noord en (b) suid van die Strydpoortlineament.

Die formasies van die Groep Pretoria verdik algemeen van suid na noord oor die studiegebied (Tabel 2.4.1) in teenstelling met die dikteverspreiding van die gesteentes van die Groep Chuniespoort en Groep Wolkberg en impliseer dat afsetting van die sedimente van die Groep Pretoria deur ander faktore beheer is.

Hierdie waarneming is in ooreenstemming met die voorstel van Clendenin (1989) dat 'n nuwe reeks tektoniese gebeure vir af-setting van die sedimente van die Groep Pretoria verantwoordelik was. Crockett (1972), Eriksson (1986, 1988), Eriksson en Clendenin (1989) asook Schreiber (1990) stel voor dat die sedimente van die Groep Pretoria hoofsaaklik afsetting in 'n varswatermeer verteenwoordig, in teenstelling met die hoofsaaklik mariene afsetting onderkant die Chuniespoortdiskordansie. Alhoewel hierdie voorstel nie algemeen aanvaar word nie, word die moontlikheid hiervan ondersteun deur die feit dat sedimentasie van Pretoria Groep gesteentes onder verskillende tektoniese toestande plaasgevind het as die Groep Chuniespoort.

Alhoewel die formasies van die Groep Pretoria met ongeveer 50 persent van suid na noord verdik oor die studiegebied (Tabel 2.4.1 en Fig. 2.4.1) veroorsaak die afwesigheid van dagsome, en die gevolglike tekort aan inligting, dat die invloed van die verskuiwings op hierdie dikteverspreiding nie vasgestel kan word nie.

FORMASIE	PROFIEL:	6	66	65	67	68	60	59	58	56	49	47	62
Silverton						850					550		500
Daspoort					280	280			55			100	
Strubenkop				180			150	180					
Dwaalheuvel			150										
Boshoek		110	100		100		30						
Timeball Hill		1560					1500			850			

(NW)

(SO)

Tabel 2.4.1 Laterale variasie in dikte van die Groep Pretoria gemeet langs profiele (Fig. 2.1.2).

Enkele van die formasies soos die Formasies Rooihoogte, Boshoeck en Dwaalheuvel is egter alluviale waaier afsettings (Schreiber, 1990) wat gewoonlik verwant is aan 'n tektoniese aktiewe afsettingsomgewing (Reading, 1979). Dit suggereer dat die verskuiwings wel aktief was tydens afsetting van hierdie formasies.

2.5 Opsomming en bespreking

Gedurende die huidige studie is verskeie diskordansie-begrensde stratigrafiese eenhede ("unconformity bounded stratigraphic units") geïdentifiseer wat deur regionale diskordansievlakke begrens word (Fig. 2.5.1). Elk van hierdie diskordansievlakke stel die begin van 'n nuwe tektoniese tydvak in die Transvaalkom voor. Die gesteentes van die Groep Wolkberg, Hoofkwartsietlaag en Lid Serala van die Formasie Swartrif kom tussen die basale diskordansie (tussen Argeïese gesteentes en gesteentes van die Opeenvolging Transvaal) en die Serala-diskordansie voor (Fig. 2.5.1).

Die laterale verandering in litofasies en afsettingsomgewings asook die teenwoordigheid van prominente vulkanisme impliseer dat hierdie strata in 'n reeks verskuiwing-gekontroleerde asimmetriese kome (half-grabens) afgeset is (Fig. 2.5.2 en 2.5.3). Hierdie verskuiwings strek subparallel met die TML en is moontlik verwant aan hierdie kratonskaal skuifskeursone. Die TML was moontlik onderhewig aan periodes van aktiewe ekstensietektoniek

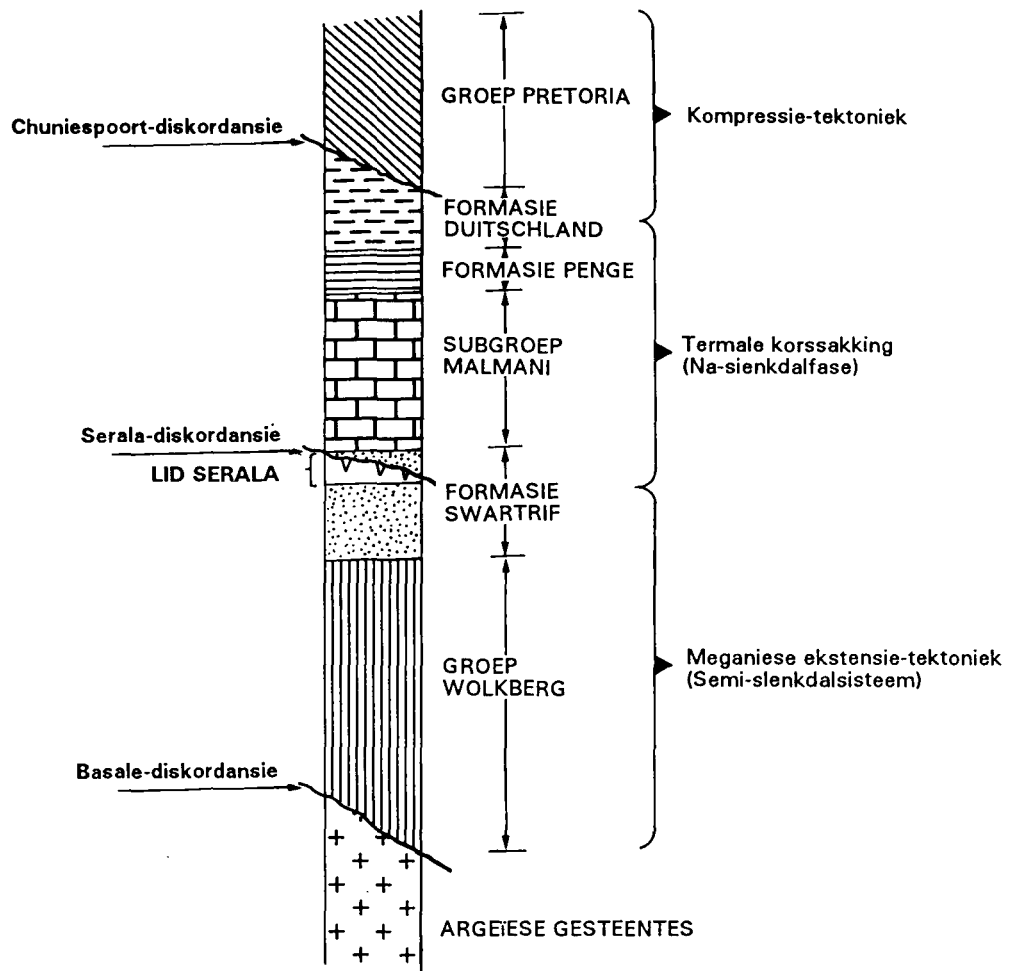


Fig. 2.5.1 'n Skematiese stratigrafiese profiel van die Opeenvolging Transvaal en die voorkoms van diskordansievlakke wat 'n verandering in tektoniese styl tydens afsetting aantoon.

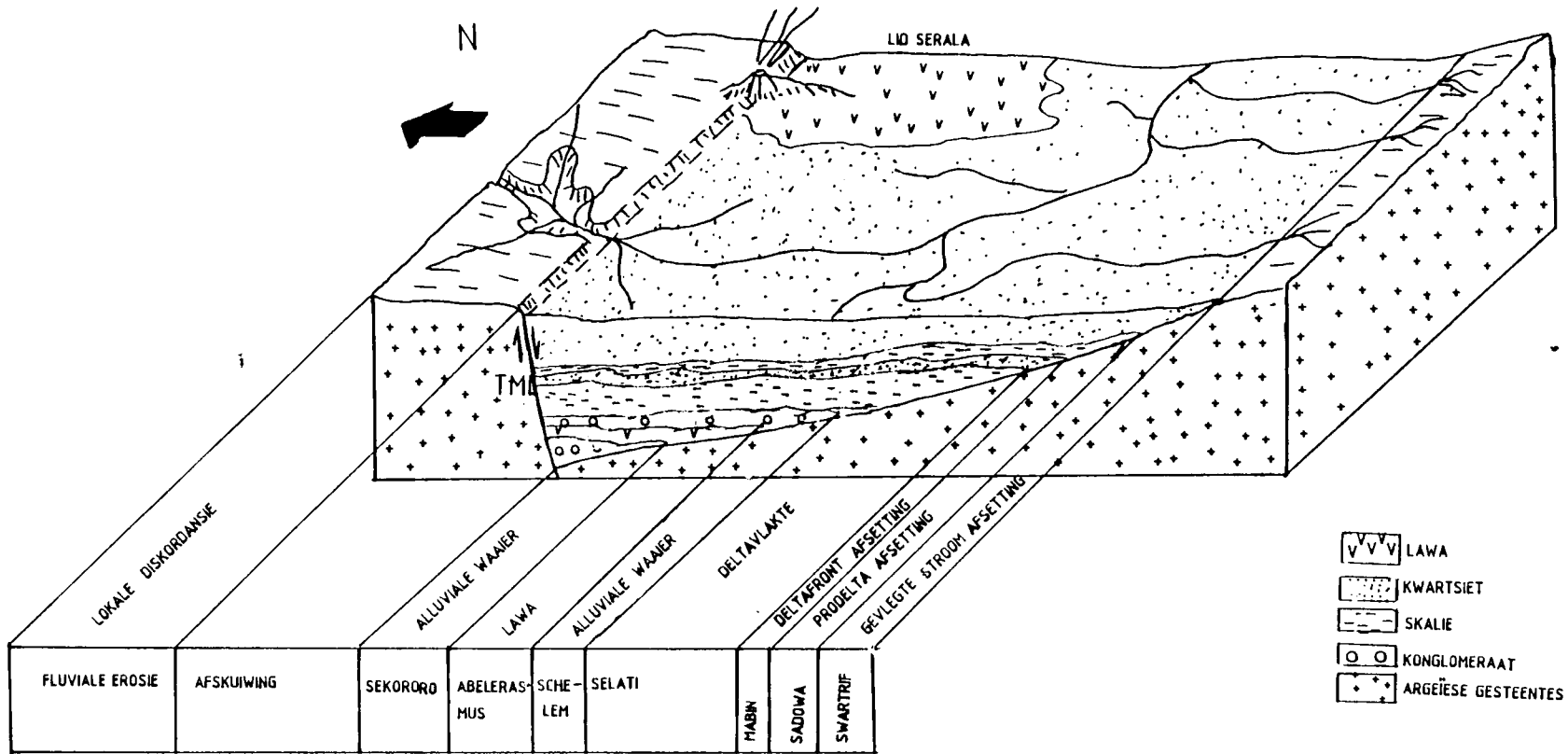


Fig. 2.5.2

'n Skematiese voorstelling van die afsettingsomgewing wat aktief was tydens afsetting van strata onderkant die Serala-diskordansie.

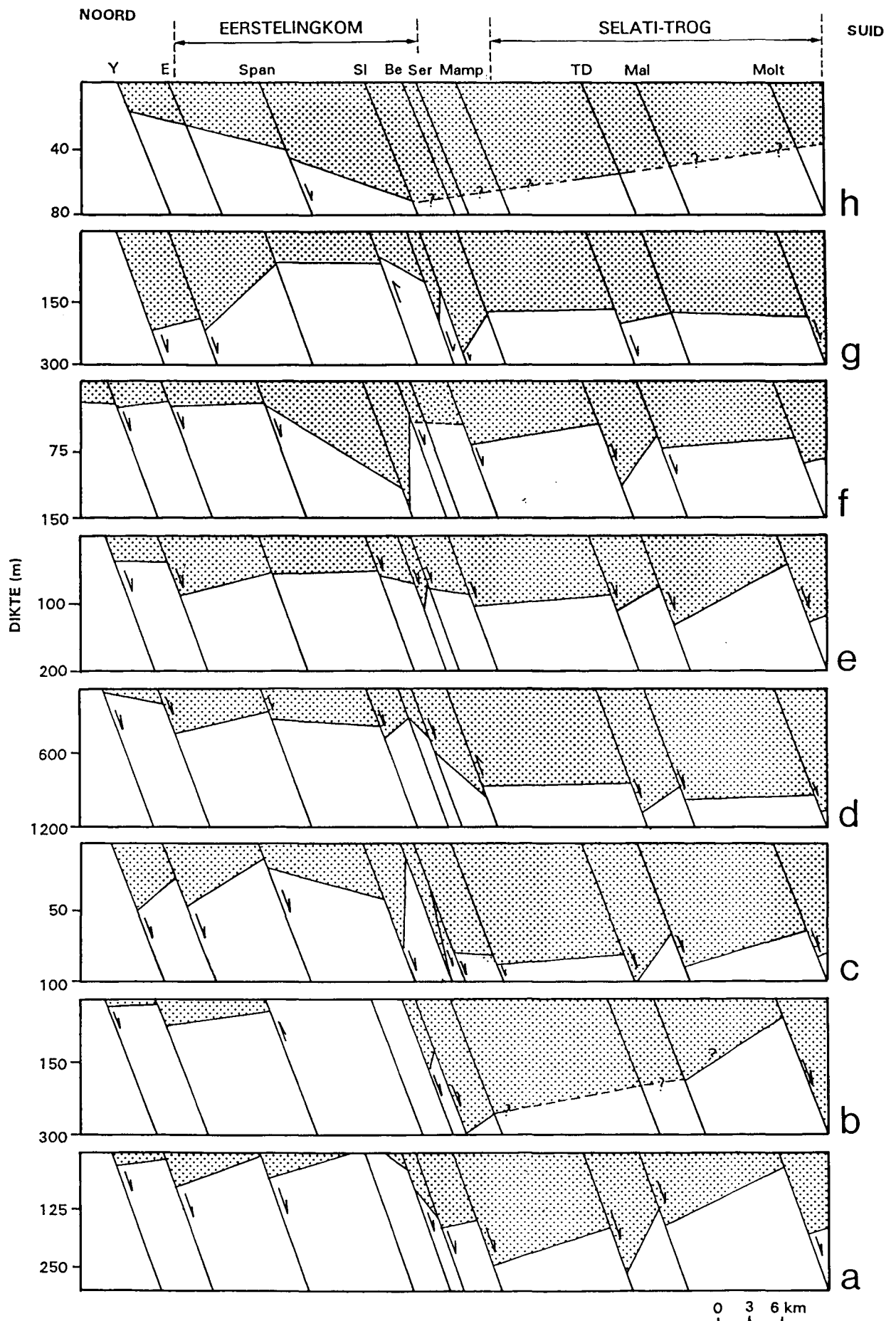


Fig. 2.5.3

Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die diktes en geometrie van die (a) Formasie Sekororo, (b) Abel Erasmus, (c) Schelem, (d) Selati, (e) Mabin, (f) Sadowa, (g) Hoofkwartsietlaag van die Formasie Swartrif en (h) Lid Serala aandui. Slegs die mees prominente verskuiwings en skuifskeursone soos die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament

(Sl) wat deur die Strydpoortverskuiwing gedefinieer word, Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaskuifskeursone (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs (T.D), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Diktes is geprojekteer na 'n N-S sentrale profiellyn.

waartydens sedimente verwant aan die Groep Wolkberg en onderste gedeelte van die Formasie Swartrif afgeset is deur fluviële prosesse (Fig. 2.5.2) in 'n semi-slenkdalsisteem.

'n Prominente regionale klinodiskordansie (aan die bokant van die Lid Serala) skei fluviële-afsettings van die Groep Wolkberg van marine-afsettings van die Groep Chuniespoort. Hierdie dui die einde van 'n aktiewe slenkdaalsisteem ("rift system") aan.

Termale korssakking volg gewoonlik op meganiese korsverlenging, word gekenmerk aan die relatief eweredige dikte van sedimente wat afgeset word en staan algemeen bekend as die "na-slenkdalfase" van 'n slenkdaalsisteem (McKenzie, 1978; Etheridge, 1986).

Soortgelyke eweredige dikteverspreiding is in die (a) boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif, (b) Subgroep Malmani, (c) Formasie Penge en (d) Formasie Duitschland geïdentifiseer (Fig. 2.5.4) en daar word voorgestel dat die sedimentasie van hierdie stratigrafiese eenhede deur termale korssakking beheer is. Die diktes van al hierdie formasies vergroot egter in die direkte omgewing van die Selati-trog en Eerstelingkom wat vinniger sedimentasie daar aandui. Die verskil in dikte van die Groep Chuniespoort tussen die sentrale gedeelte en kante van die Selati-trog en Eerstelingkom is relatief klein (maksimum van 500 m in die geval van die Formasie Penge in

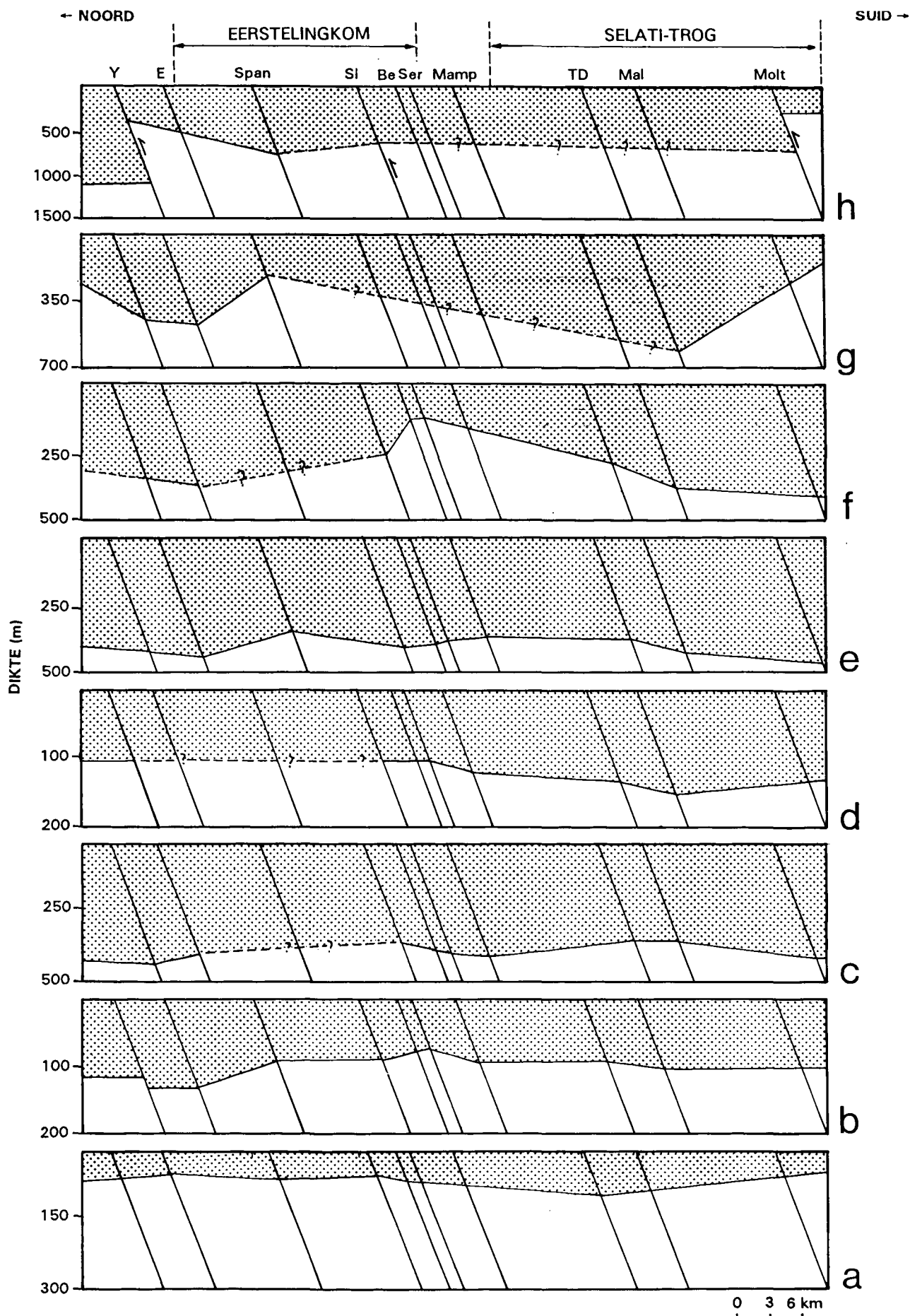


Fig. 2.5.4

Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die dikte en geometrie van die (a) boonste fynklastiese eenheid van die Formasie Swartrif, (b) Formasies Oaktree, (c) Monte Christo, (d) Lyttelton, (e) Eccles, (f) Frisco, (g) Penge en (h) die Formasie Duitschland aandui. Opkuiwings aangedui in (h) het moontlik eers na afsetting van die Formasie Duitschland ontstaan, waartydens prominente erosie plaasgevind het. Slegs die mees prominente verskuiwings en skuifskeursones soos die Ysterbergverskuiwing (Y),

Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl) wat deur die Strydpoortverskuiwing gedefinieer word, Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaskuifskeursone (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs- (T.D), Maltaverskuiwing (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Diktes is geprojekteer na 'n N-S sentrale profiellyn. Let op dat die vertikale skaal heelwat groter voor-gestel word as die horisontale.

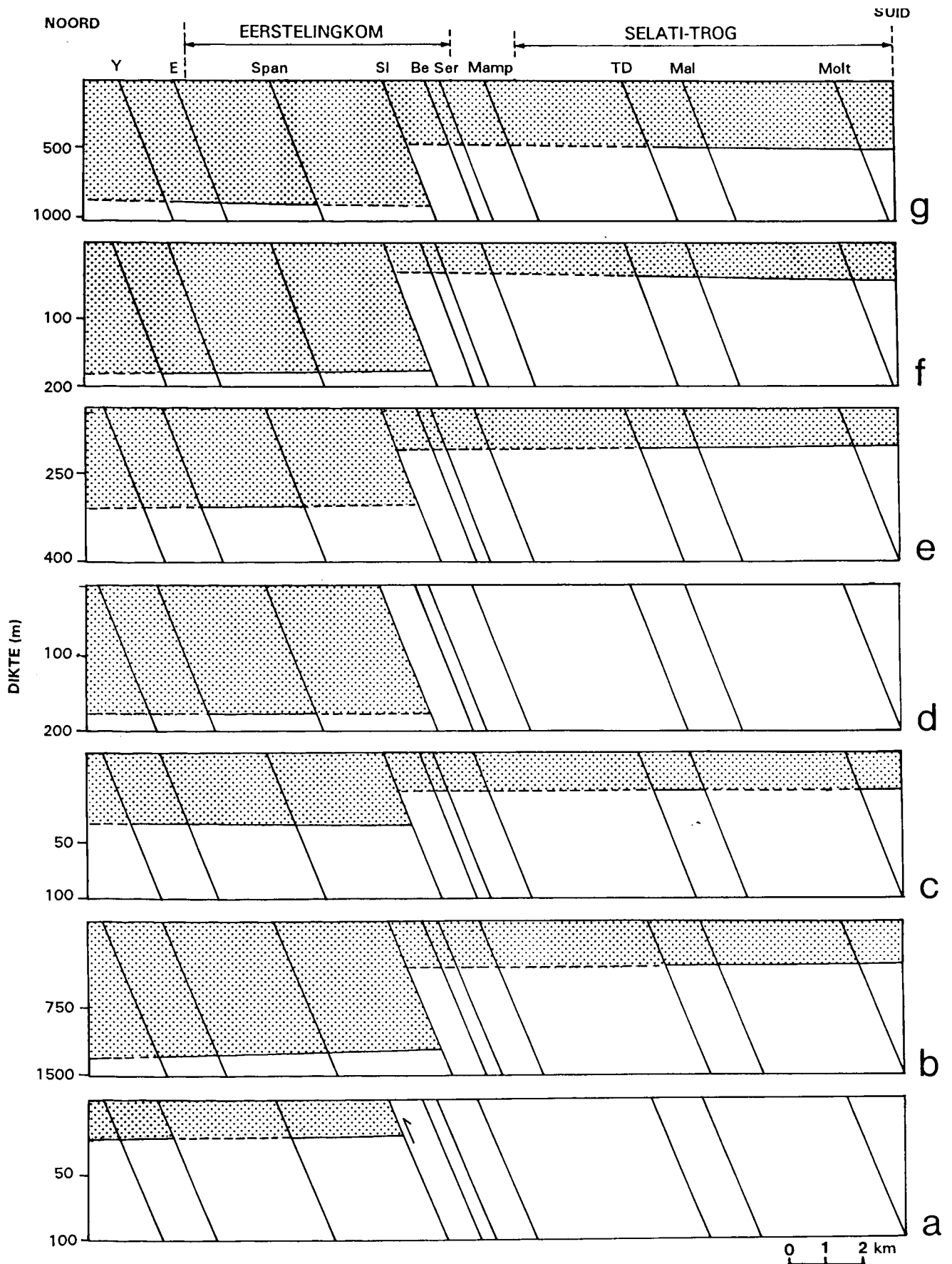
die sentrale gedeelte van die Selati-trog). Dit suggereer 'n tektoniese kontrole van sedimentasie eerder as die invloed van intensiewe verdunning van die litosfeer in die sentrale gedeelte van die trog en kom, soos wat modelle van McKenzie (1978) en Wernicke (1985) vir termaal-beheerde sedimentêre komme voorstel.

Veldwerk het aangedui dat die Formasie Duitschland die Formasie Penge op 'n regionale skaal konkordant oordek en nie met 'n klinodiskordansie soos wat deur Button (1986) voorgestel is nie. Lokaal (in die omgewing van die Selati-trog) oordek die Formasie Duitschland die Formasie Penge wel met 'n diskordansie, maar dit kan geïnterpreteer word as deel van die sentrale Duitschland-diskordansie wat in die noorde van die studiegebied sowat 200 m bokant die basis van die Formasie Duitschland voorkom. Gewoonlik skei 'n sowat 1 km dik opeenvolging van dolomietryke modderstene en dolomiet die sentrale Duitschland-diskordansie van die Chuniespoort-diskordansie. Daar word voorgestel dat die sentrale Duitschland-diskordansie sowel as diskordansies wat in die Subgroep Malmani voorkom, deur periodiese kompressie beheer. Hierdie periodes was moontlik voorlopers van die prominente regionale kompressie wat vir die ontstaan van die Mhlapitsi-plooi-gordel verantwoordelik was, na afsetting van die Groep Chuniespoort.

Die Chuniespoort-diskordansie, asook die Mhlapitsi-plooi-gordel het na afsetting van die Groep Chuniespoort ontstaan en beide is moontlik verwant aan dieselfde periode

van regionale N-S kompressie. Lokale dikteverskille van die Formasie Duitschland weerskante van ONO-strekkende verskuiwings, impliseer dat afskuiwings wat aktief was tydens sedimentasie van die Groep Wolkberg en verwant is aan die TML, as opskuiwings tydens die ontstaan van die Chuniespoort-diskordansie geheraktiveer is. Alhoewel minder prominent as die inisiële fase van kompressie wat met die ontstaan van die Mhlapitsi-plooigordel geassosieer kan word, het latere periodes van horisontale kompressie moontlik voorgekom tydens afsetting van die Groep Pretoria en die dikte van hierdie groep is moontlik deur ONO-strekkende verskuiwings beïnvloed (bv. Strydpoortlineament, Fig. 2.5.5).

Opsommend (soos aangetoon in Fig. 2.5.6) toon die dikteverskille van litologiese opeenvolgings van die Opeenvolging Transvaal aan dat die sedimente van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort tydens die slenkdale fase en na-slenkdalfase van 'n slenkdaalsisteen afgeset is, en dat die Transvaalkom regionale N-S kompressie voor afsetting van die Groep Pretoria ondergaan het. Die Mhlapitsi-plooigordel wat die gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort vervorm, het moontlik tydens die hoof-fase van regionale kompressie ontstaan.



Die voorkoms van die Ysterbergverskuiwing (Y), Eerstelingskuifskeursone (E), Spanjeskuifskeursone (Span), Strydpoortlineament (Sl), Bergplaasskuifskeursone (Be), Seralaverskuiwing (Ser), Mampaskloofskuifskeursone (Mamp), The Downs-skuifskeursone (TD), Maltkaskuifskeursone (Mal) en Moltkeskuifskeursone (Molt) word aangetoon. Alhoewel hierdie strukture algemeen na die suide hel, is hul hellings skematies aangedui. Let daarop dat die vertikale skaal heelwat groter voorgestel word as die horisontale.

Fig. 2.5.5 Geïdealiseerde N-S profiel oor die studiegebied wat die diktes en geometrie van die Formasies (a) Rooihogte, (b) Timeball Hill, (c) Boshoeck, (d) Deutschland, (e) Strubenkop, (f) Daspoort en (g) Silverton aantoon. (Diktes is na 'n sentrale N-S profiellyn geprojekteer)

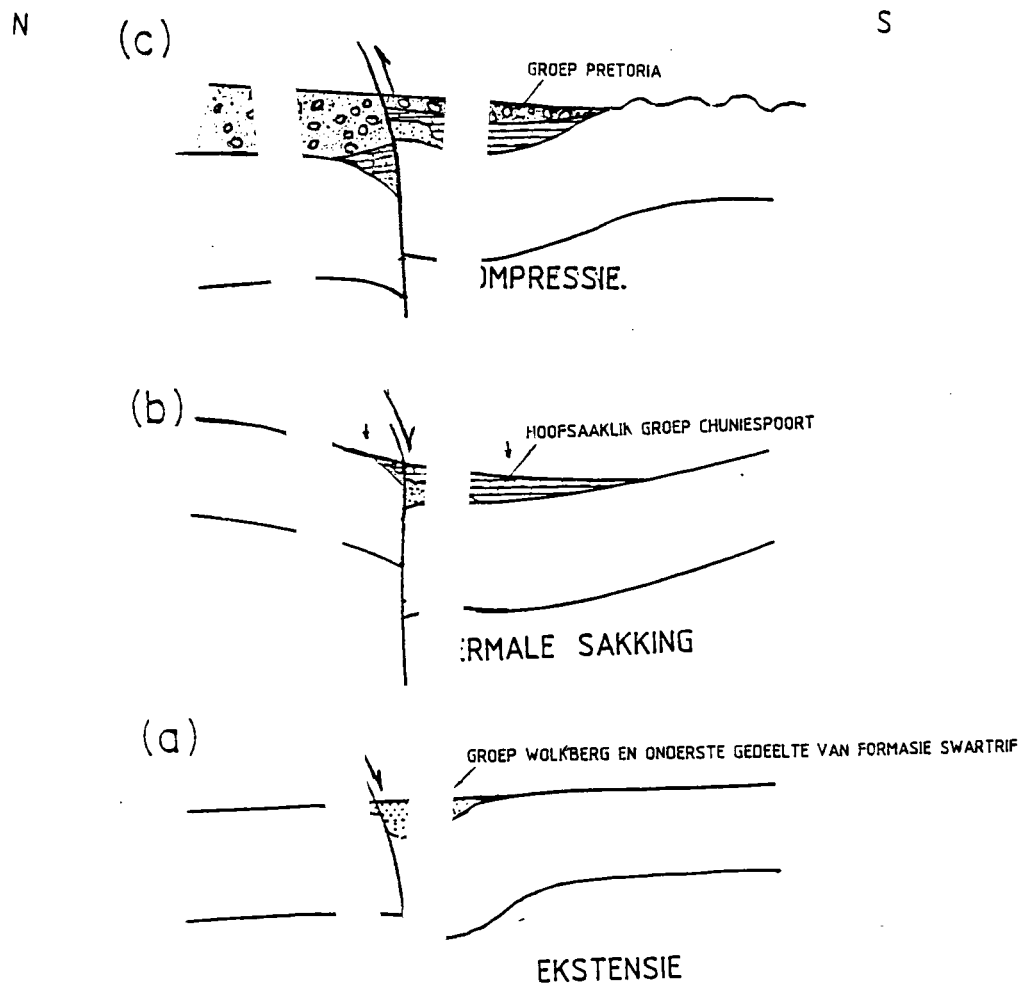


Fig. 2.5.6

'n Skematiese voorstelling van die invloed van die TML op die afsettings van die Serala-diskordansie en die Serala-diskordansie.

van die invloed van die TML op die afsettings van litologiese eenhede (a) bokant die Serala-diskordansie, (b) bokant die Serala-diskordansie en (c) bokant die Serala-diskordansie.

HOOFSTUK 3 : STRUKTUUR

3.1 Algemeen

Die tektoniese belangrikheid van strukture langs die noord-oostelike gedeelte van die huidige Transvaalkom is tot dusver onderskat. Soos alreeds genoem is verskuiwings wat die tektoniek van die studiegebied intensief beïnvloed het (en moontlik deel is van die TML) tot dusver nie deur vorige navorsers geïdentifiseer nie. Gedurende die huidige studie is hierdie verskuiwings geïdentifiseer en die verplasingrigtings van merkerlae langs die verskuiwings bepaal. Strukture soos plooië wat met die verskuiwings geassosieer word, se oriëntasies is ook vasgestel in 'n poging om die oriëntasie van die spanningsveld wat die aardkors voor, tydens en na afsetting van die Opeenvolging Transvaal beïnvloed het, te bepaal.

Plooistrukture kom soms algemeen in 'n kombinasie met opskuiwings voor soos wat in Figuur 3.1.1 aangetoon word. Opritstrukture ("ramp structures") soos aangedui in Figuur 3.1.2, en blinde opskuiwings ("blind thrust faults") soos aangedui in Figuur 3.1.3 ontstaan gewoonlik as gevolg van hierdie verwantskap. In teenstelling hiermee word strukture soos en échelon-plooië (Fig. 3.1.4) en gekonjugeerde wringverskuiwings (Fig. 3.1.5) algemeen met wringverskuiwingsisteme geassosieer.

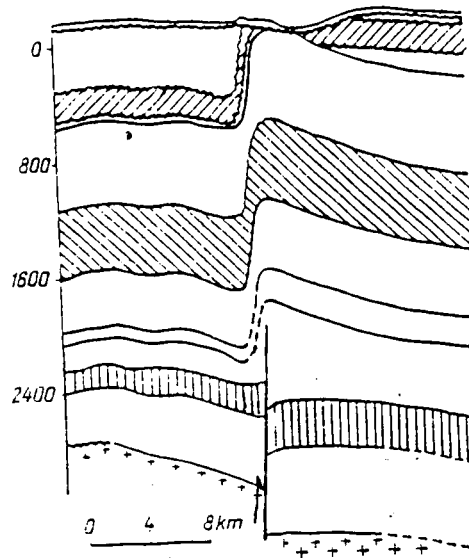


Fig. 3.1.1 'n Profiel oor die Bakmetevskaya-antiklien naby Saratov in Rusland, wat die nou verwantskap tussen opskuiwings en plooistrukture in hierdie omgewing illustreer (Volgens Jaroszewski, 1980).

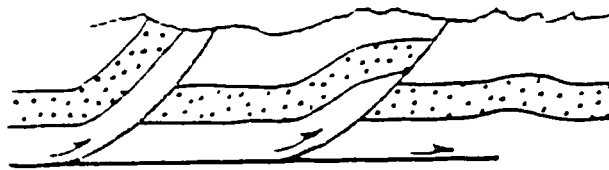


Fig. 3.1.2 'n Vereenvoudigde profiel deur 'n gekoppelde oorskuiwingsstelsel in Rocky-gebergtes in Noord-Amerika om die voorkoms van opritstrukture ("ramp anticlines") te illustreer (Volgens Boyer en Elliott, 1982).

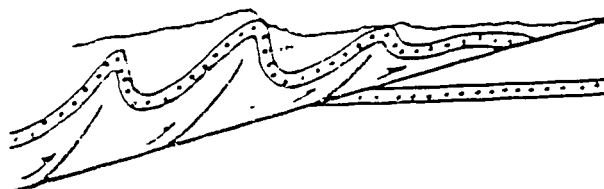


Fig. 3.1.3 'n Vereenvoudigde profiel oor 'n blinde stootverskuiwingsstelsel in die Pyreneë-gebergtes in Europa (Volgens Williams, 1985).

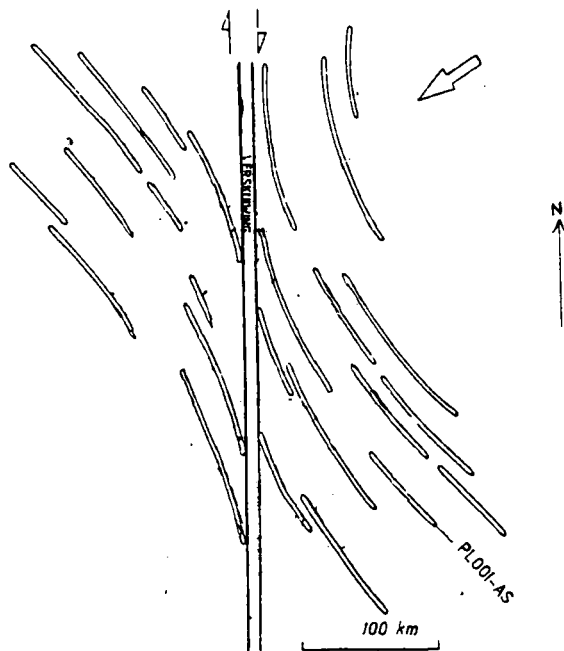


Fig. 3.1.4

'n Kaart wat 'n tipiese sisteem van en échelon-plooistrukture verwant aan prominente strekkingsglipbeweging illustreer, in die Nepska-sone van die Siberiese platform (Volgens Jaroszewski, 1980).

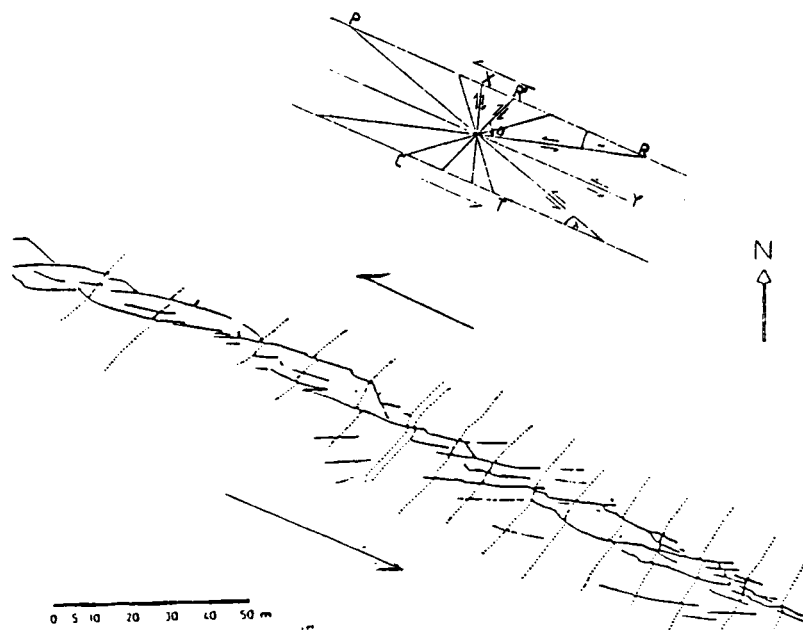


Fig. 3.1.5

'n Kaart wat die tipiese verskuiwingsone verwant aan 'n prominente linkslaterale strekkingsglipverskuiwing illustreer in 'n gedeelte van die Dashte-Bayaz-verskuiwingsone in Iran (Volgens Tchalenko, 1970). Die teoretiese oriëntasies van moontlike gekonjugeerde wringverskuiwings (P , X , R' , R , Y skuifskeursoes) wat in die omgewing van so 'n verskuiwing kan ontstaan, word ook aangetoon asook die rigting van maksimum kompressie (C) en maksimum ekstensie (T) (Volgens Coward en White, 1988, p. 238). Stoot- en afskuiwings kan respektiewelik loodreg op hierdie rigtings ontstaan (Wilcox et al., 1973).

Strukture geassosieer met opskuiwings sowel as wringsver-skuiwings is gedurende hierdie studie waargeneem. Hierdie strukture is sistematies ondersoek deur die studiegebied in 'n aantal domeine te verdeel volgens die oriëntasie van strukture (Fig. 3.1.6). So byvoorbeeld kom hoofsaaklik ONO georiënteerde ploi-asse in die Strydpoortdomein, willekeu-rige maar subhorisontaal georiënteerde ploi-asse in die Katkloofdomein, ploi-asse wat subvertikaal tot subhorison-taal duik in die Hooglanddomein en slegs N-S georiënteerde ploi-asse in die Uitloopdomein voor. Prominente strukture skei die domeine van mekaar (Fig. 3.1.6). Die Strydpoort-lineament wat die Hoogland van die Strydpoortdomein skei, is die mees prominente.

3.2 Die Strydpoortlineament

Die Strydpoortlineament is nie in vorige werk as sodanig herken nie. Die lineament vertoon prominent op lugfoto's as 'n duidelike ONO-strekkende lineêre kontak tussen Argeïese gesteentes en gesteentes van die Opeenvolging Transvaal (Fig. 3.2.1). Voordat die veldwerk uitgevoer is, is hierdie kontak deur middel van 1 : 50 000 lugfoto's bestudeer. Die lugfotostudie het aangetoon dat die lineament ver ooswaarts tot in die Argeïese gesteentes strek.

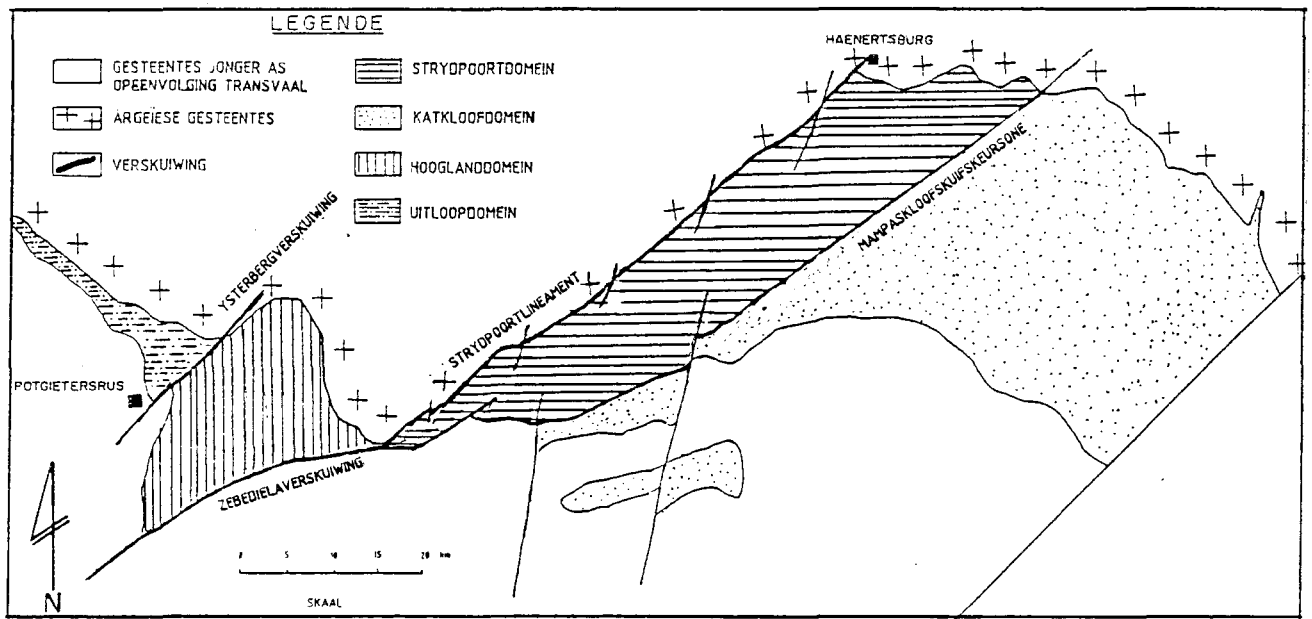
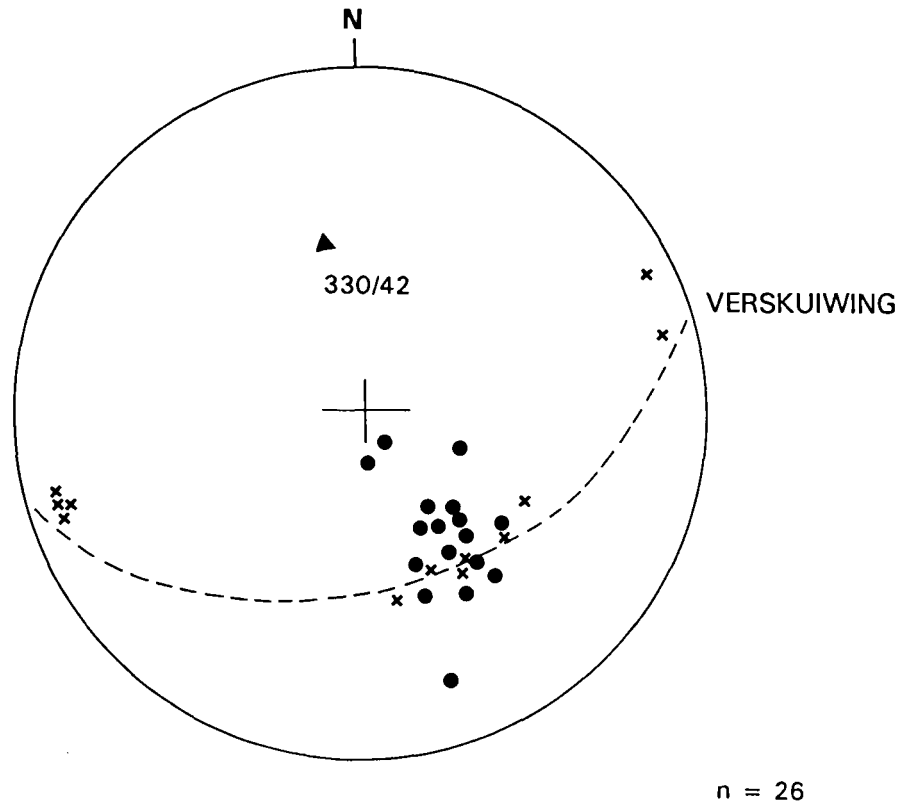


Fig. 3.1.6 'n Kaart wat die verskillende domeine in die studiegebied aandui.



Fig. 3.2.1 'n Lugfoto van die Strydpoortlineament, oos van Chuniespoort en wes van Haenertsburg.

Die Strydpoortlineament is in die veld uitgevolg vir ongeveer 70 km en geassosieerde strukture soos wryfspieëlgroewe en plooië is ondersoek in 'n poging om die tektoniese geskiedenis van die lineament te ontleed. 'n Struktuurondersoek het uitgewys dat 'n enkele ONO-strekkende en suid-hellende verskuiwing, die Strydpoortverskuiwing, die lineament definieer. Die helling van hierdie verskuiwing wissel tussen 40° S en 65° S. Verskillende georiënteerde wryfspieëlgroewe kom langs die verskuiwingsvlak voor (Fig. 3.2.2). Subhorisontaal georiënteerde groewe is egter beperk tot die Argeïese gesteentes. Dit impliseer strekkingsglipbeweging voor afsetting van die Opeenvolging Transvaal. Regop of hellingsparallele wryfspieëlgroewe is in beide die Argeïese gesteentes en die gesteentes van die Opeenvolging Transvaal waargeneem. Laasgenoemde lineasies is moontlik verwant aan wisselende periodes van rek- en kompressietektoniek wat die Transvaalkom ondergaan het. Dikteverskille van strata weerskante, asook die voorkoms van plooistrukture in die direkte omgewing van die verskuiwing, ondersteun hierdie moontlikheid van wisseling in spannings. Soos alreeds genoem is strata van die Groep Wolkberg prominent dikker aan die dakkant van die Strydpoortverskuiwing (Fig. 3.2.3) wat impliseer dat dit 'n afskuiwing was tydens afsetting van hierdie gesteentes. Die Strydpoortantiklien (Fig. 3.2.3) kom suid van die



- | | |
|---|---|
| × | WRYFSPIËLGROEWE IN ARGEIESE GESTEENTES |
| ● | WRYFSPIËLGROEWE IN GESTEENTES VAN DIE OPEENVOLGING TRANSSVAAL |
| ▲ | VERSKUIWINGSPOL |

Fig. 3.2.2

'n Stereogram (onderste hemisferiese projeksie) wat die oriëntasie van wryfspiëlgroewe langs die Strydpoortlineament aandui. Let op dat subhorisontaal georiënteerde groewe beperk is tot die Argeiese gesteentes.

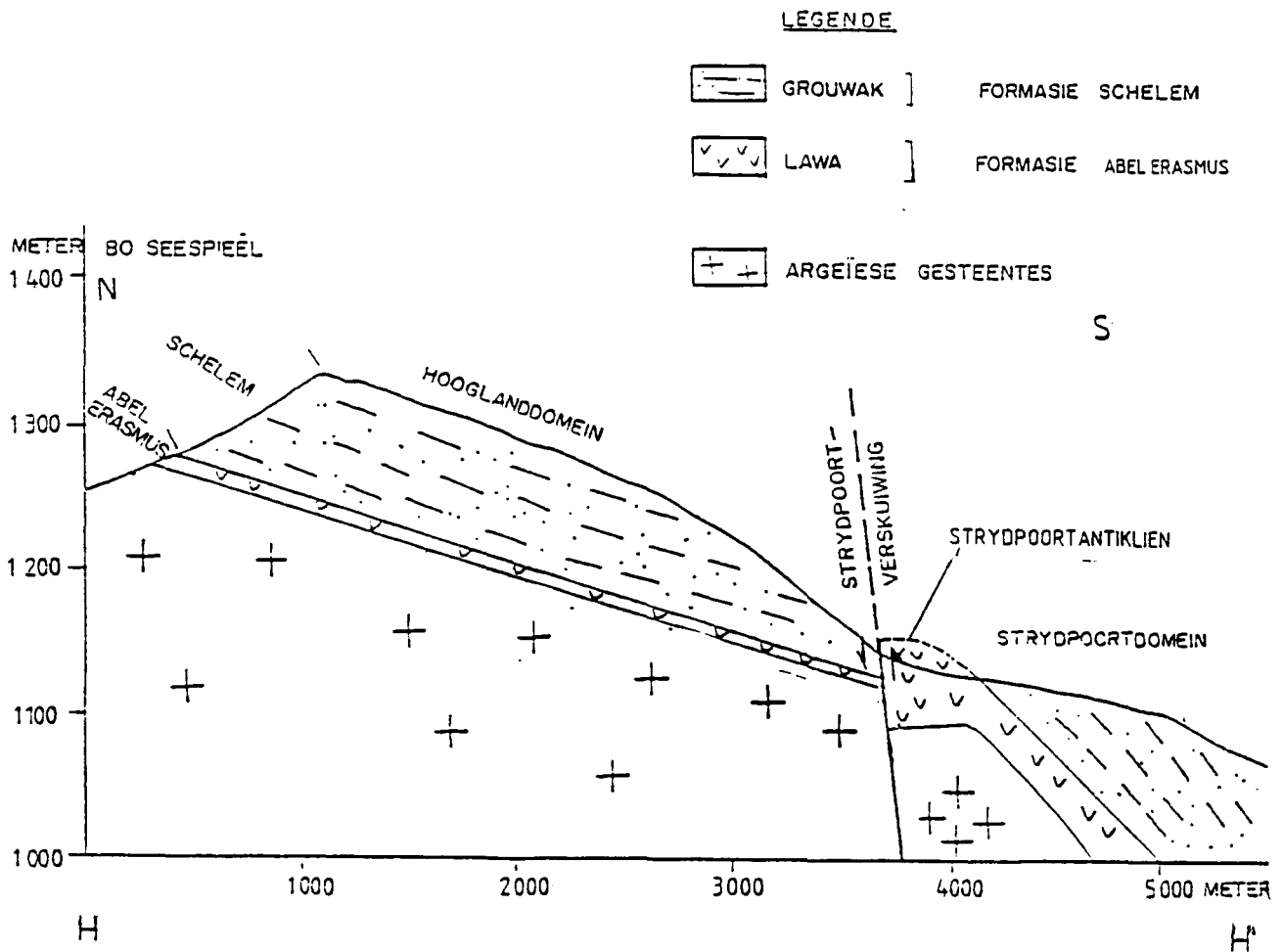


Fig. 3.2.3

Profiel HH' (Kaart 2) oor die Strydpoortverskuiwing. Die Formasie Abel Erasmus is prominent dikker aan die dakkant van die Strydpoortverskuiwing wat aandui dat die verskuiwing as 'n groeiverskuiwing aktief was. Plooiing wat tot die dakkant beperk is en die verplasing van die kontak tussen die Formasies Schelem en Abel Erasmus, toon aan dat die verskuiwing later as 'n opskuiwing geheraktiveer is.

Strydpoortlineament voor en is dus tot die dakblok van die verskuiwing beperk. Die implikasie dat die verskuiwing later as 'n opskuiwing geheraktiveer is, word ondersteun deur die vertikale verplasing van strata (Fig. 3.2.3).

Die Strydpoortlineament strek subparallel aan en is moontlik deel van die TML (Fig. 3.2.4).

3.3 Die Thabazimbi-Murchisonlineament (TML)

Navorsers soos Clendenin et al. (1988a), Clendenin (1989), Du Plessis (1990) en Martin (1990) beskryf die TML as 'n prominente kratonskaal lineament. Die lineament vertoon ook prominent op gravitasie-, lugmagnetiese en "Landsat"-beelde (Martin, 1990) en kan vanaf die Murchisongroensteengordel weswaarts tot in die westelike gedeelte van Botswana gevolg word waar dit die verspreiding van die Molopo Farms-Kompleks beïnvloed het (Fig. 3.2.4).

Clendenin et al. (1988a) het 'n verband waargeneem tussen die ontstaan van die NNO-SSW strekkende graben waarin die gesteentes van die Supergroep Ventersdorp afgeset is en die ONO-WSW strekkende TML. Volgens hierdie navorsers het die Ventersdorpslenkdalsisteem ontstaan in reaksie tot linkslaterale verplasing langs die TML. Navorsers soos Clendenin (1989), Du Plessis (1990) en Martin (1990) stem saam dat die TML herhaaldelik aktief was na afsetting van die Supergroep Ventersdorp. Hierdie heraktivering was die

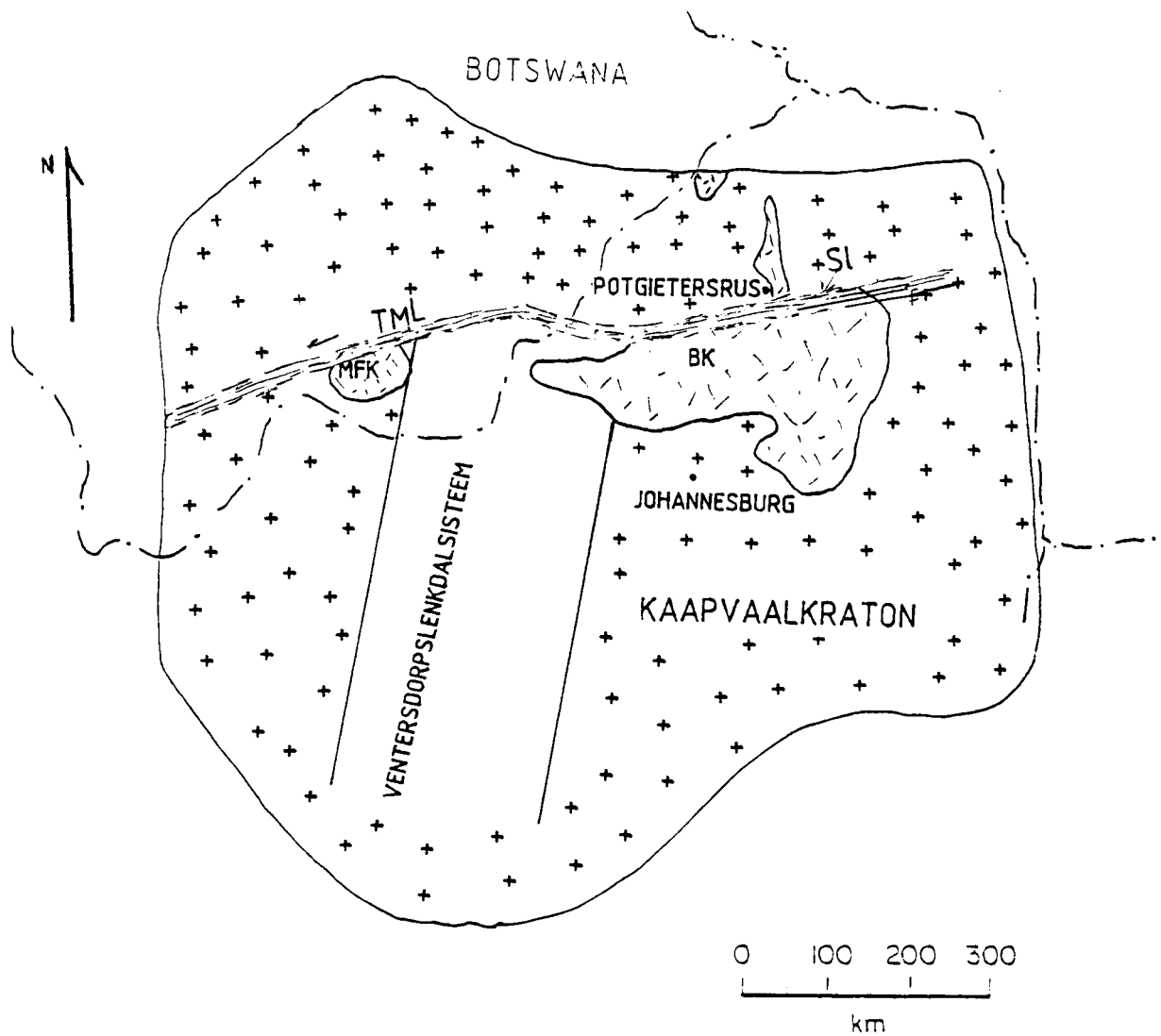


Fig. 3.2.4

Martin (1990) se interpretasie van die hoof strukturelemente van die TML. Let op dat die Strydpoortlineament (Sl) slegs 'n enkele verskuiwing, verwant aan die Thabazimbi-Murchisonlineament (TML), verteenwoordig. Die prominente invloed van die TML op die verspreiding van die Molopo Farms-kompleks (MFK) en Bosveldkompleks (BK) word ook aangedui.

gevolg van periodiese verandering van regionale spanningsvelde in die Kaapvaalkraton (Du Plessis, 1990). Gedurende die huidige studie is strukture wat moontlik aan die TML verwant is, noukeuring ondersoek met die doel om die oriëntasie en moontlike oorsprong van hierdie regionale spanning te bepaal.

3.4 Die Strydpoortdomein

a. **Algemeen**

Strukture soos plooi-asse en verskuiwings in die Strydpoortdomein is hoofsaaklik ONO georiënteer. Die noordelike en suidelike grense van die domein strek ook ONO en is tektonies van aard. Die noordelike grens word deur die Strydpoortlineament gedefinieer en die suidelike grens deur die ONO strekkende Mampaskloofskuifskeursone (Fig. 3.4.1). Geplooië strata kon vir etlike kilometers langs die westelike verlenging van die skuifskeursone waargeneem word, wat impliseer dat die skuifskeursone wel onder strata van die Opeenvolging Transvaal voorkom.

b. **Verskuiwings en skuifskeursones**

Die mees prominente verskuiwings en skuifskeursones in die Strydpoortdomein kon vir etlike kilometer langs strekking uitgevolg word. Hierdie strukture is

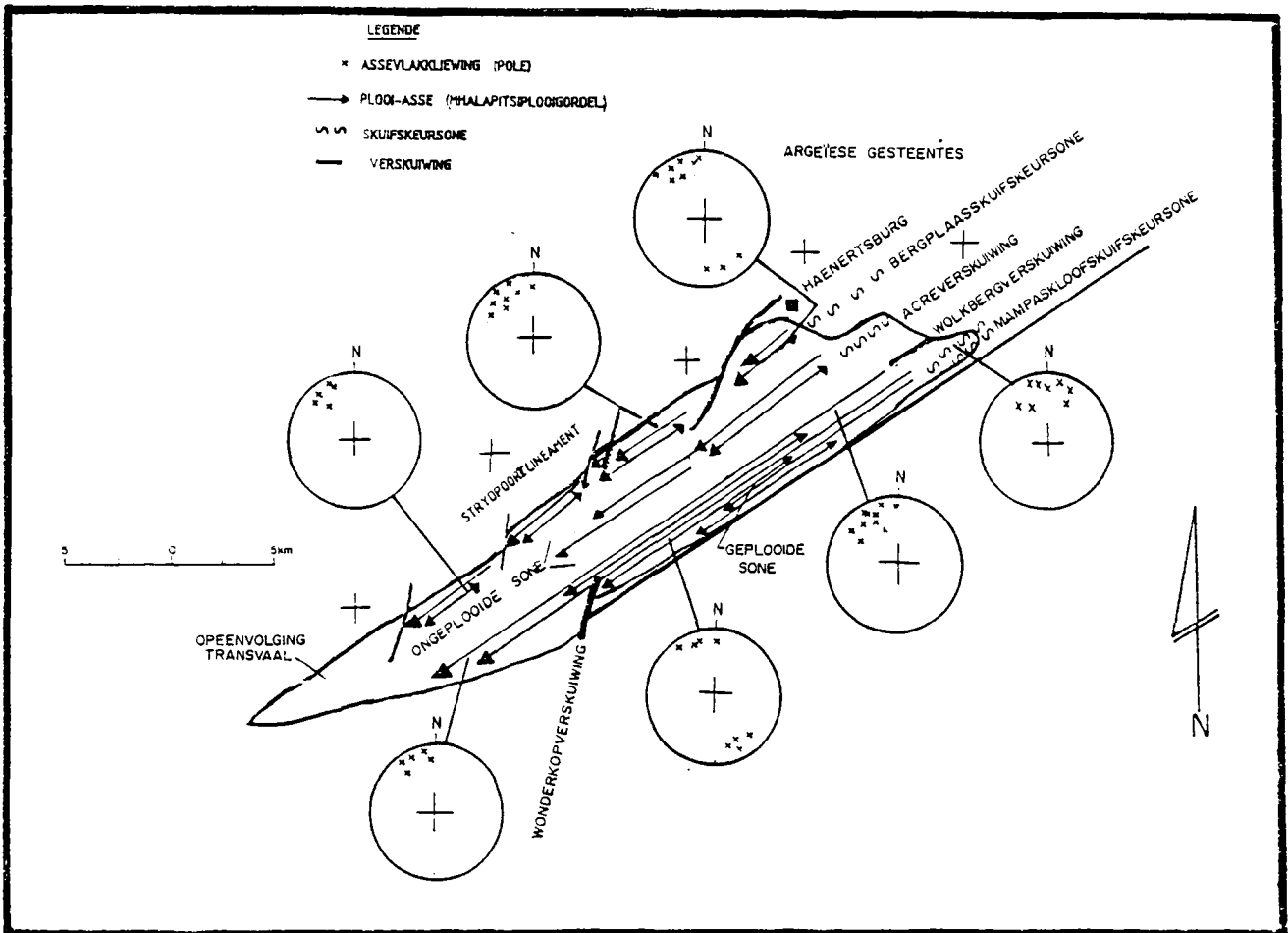


Fig. 3.4.1 'n Strukturkaart van die Strydpoortdomein. Let op na die ongeplooide sones tussen die geplooide sones.

uitgeken aan lineêre sones van intensiewe maakselontwikkeling. Vir die doeleindes van hierdie tesis, word die vlakvormige maaksel kenmerkend van dié skuifskursones, breukkliewing genoem. Dit is in teenstelling met die kliewing wat saam met die Mhlapitsi-plooie ontwikkel het, wat as assevlakkliewing bekend staan. Die Serala-, Wolkberg-, Welkommyn- en Acreverskuiwings (Kaart 2) is voorbeelde van sodanige strukture. Hierdie strukture is tot 'n skaal van 1 : 10 000 uitgekarter. Hoofsaaklik regop georiënteerde wryfspieëlgroewe is langs hierdie strukture waargeneem wat hellingsglibbeweging impliseer (Fig. 3.4.2). Sub-horisontaal georiënteerde groewe is ook waargeneem langs die Welkommynverskuiwing, maar is beperk (soos by die Strydpoortverskuiwing) tot Argeïese gesteentes (Fig. 3.4.2a) wat impliseer dat strekingsglibbeweging voor afsetting van die gesteentes van die Opeenvolging Transvaal plaasgevind het. Die moontlikheid bestaan dus dat sommige ONO-strekkende verskuiwings alreeds gedurende Argeïese tye, voor afsetting van die Opeenvolging Transvaal, aktief was.

Dikteverskille van formasies van die Opeenvolging Transvaal weerskante van sommige van hierdie verskuiwings, asook die verplasing van formasies dui aan dat verskuiwings tydens en na afsetting van die Opeenvolging Transvaal aktief was (Fig. 3.4.3). Formasies van

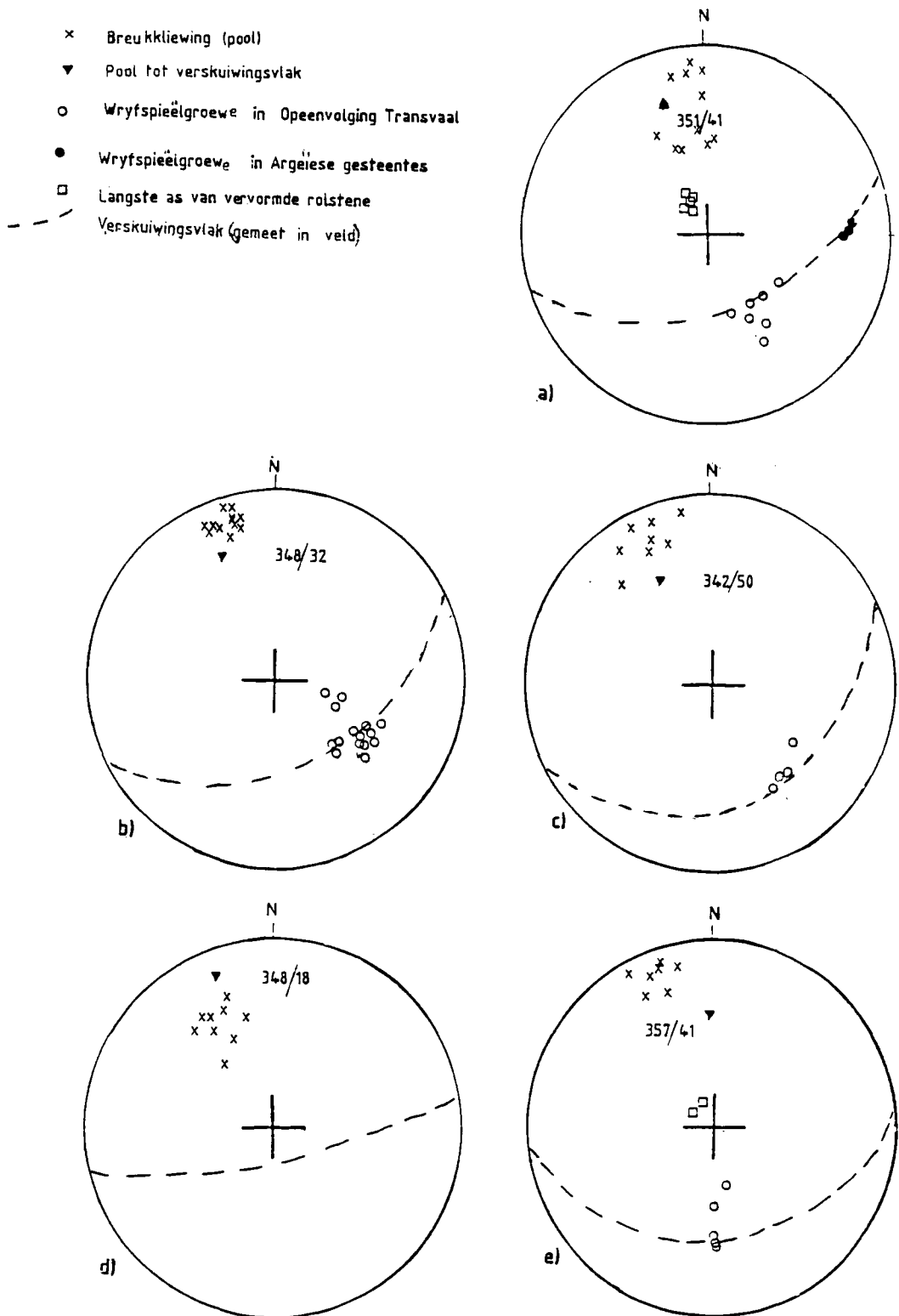


Fig. 3.4.2

Stereogramme (onderste hemisferiese projeksies) wat die oriëntasie van maaksels langs die (a) Welkommynverskuiwing (b) Acreverskuiwing, (c) Bergplaasskuifskeursone, (d) Seralaskuifskeursone en (e) Mampaskloofskuifskeursone aandui.

veral die Groep Wolkberg is prominent dikker aan die dakkante van suidhellende verskuiwings soos die Bergplaasverskuiwing asook die Serala- en Mampas-kloofskuifskeursones as aan die vloerkante, wat impliseer dat hierdie strukture as groeiverskuiwings aktief was tydens afsetting van die Groep Wolkberg. Strata van die Groep Wolkberg is egter ook opwaarts verplaas langs hierdie strukture en vervorming is waargeneem tot in die boonste strata van die Groep Chuniespoort (die Formasie Duitschland) wat aandui dat die verskuiwings later (na afsetting van die Groep Chuniespoort) geheraktiveer is as opskuiwings. Die verskuiwings reflekteer dus eers rektektoniek tydens afsetting van die Groep Wolkberg en later kompres-sietektoniek.

In Figuur 3.4.4 word 'n voorbeeld van hierdie opeenvolging in tektoniek langs 'n N-S profiel oor die Acreverskuiwing (Kaart 2) geïllustreer. Hierdie profiel is saamgestel uit veldinligting soos die diktes van strata en plooistrukture wat vanaf nabygeleë dagsome na 'n sentrale profiellyn geprojekteer is. Vanuit die profiel is dit duidelik dat lito-logiese eenhede van die Formasie Abel Erasmus, die Formasie Sekororo sowel as die kontak tussen die Argeïese gesteentes en gesteentes van die Opeenvolging Transvaal ("cover/basement contact") afwaarts langs die verskuiwing verplaas is. Die boonste gedeelte van

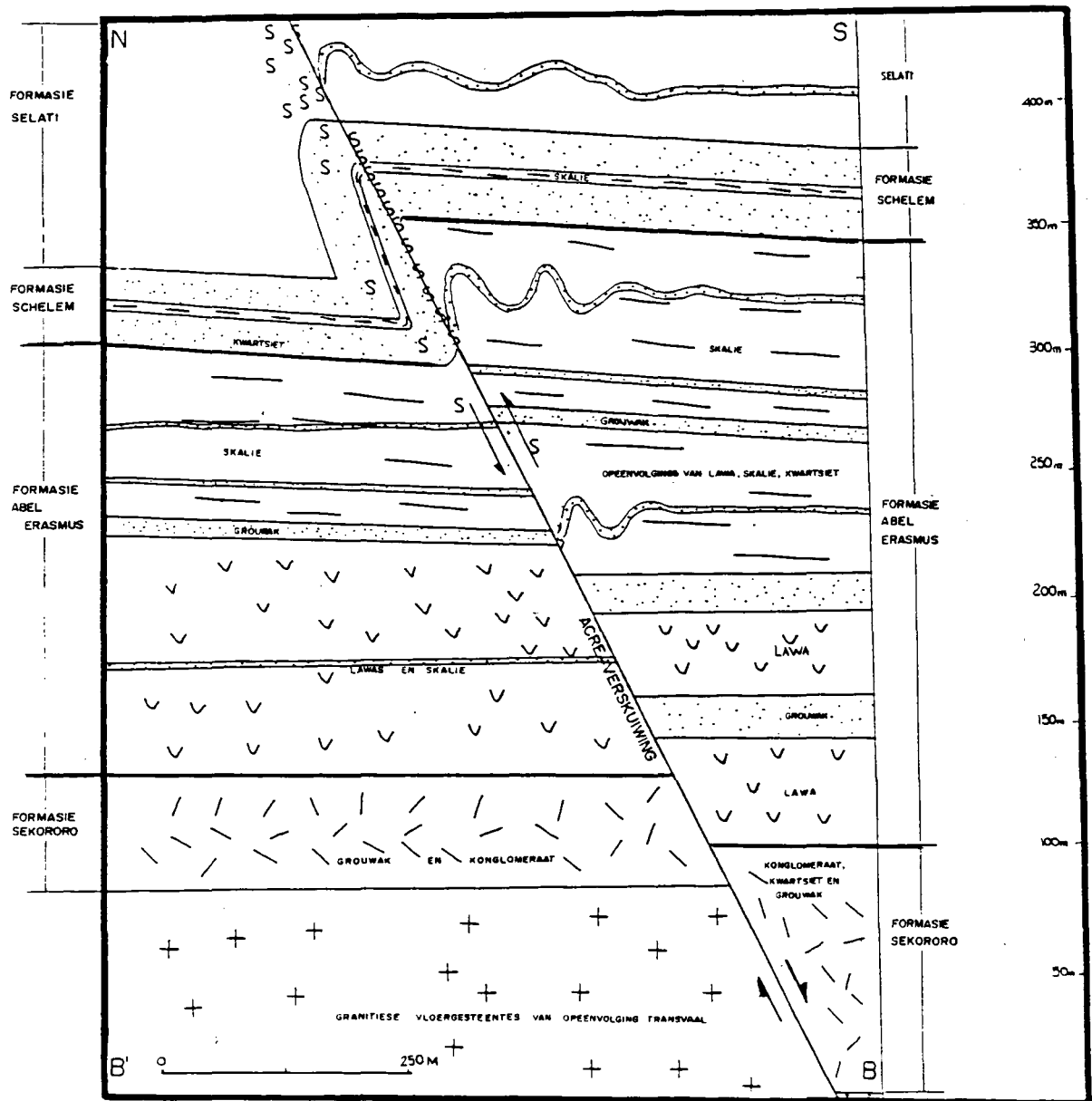


Fig. 3.4.4

Profiel BB' (Kaart 2) oor die Acreverskuiwing. Let op dat die boonste litologiese eenhede langs 'n opskuiwing en die onderste eenhede langs 'n afskuiwing verplaas is wat tipies is van positiewe tektoniese inversie. Plooistrukture suid van die verskuiwing is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.

die Formasie Abel Erasmus sowel as die Formasie Schelem is egter opwaarts verplaas en ook geplooi. Die vorm van die plooië' dui ook opskuiwing aan. Dit is dus duidelik dat die Acreverskuiwing eers onder verlengingskragte beweeg het en daarna verkorting ondergaan het. Hierdie tipe verandering in bewegings langs dieselfde verskuiwing word positiewe inversie genoem. Figuur 3.4.5 dui 'n soortgelyke verplasingsgeskiedenis langs die Welkommynverskuiwing aan alhoewel die verlengingskomponent tot die kontak tussen die Opeenvolging Transvaal en Argeïese gesteentes beperk is. Dit kan beteken dat die afskuiwing "herstel" het gedurende die latere opskuiwing, sodat die verplasingseffek van die vroeëre afskuiwing nie meer sigbaar is nie.

Soortgelyke inversie, soos aangedui langs die Acre- en Welkommynverskuiwings, het langs die Serala-, Wolkberg-, Bergplaas- en Strydpoortverskuiwings plaasgevind wat impliseer dat hierdie strukture moontlik deel is van 'n sisteem van opskuiwings ("thrust fault system"). Soos aangedui by punt X in Fig. 3.4.6 word gesteentes van die Groep Chuniespoort nie altyd deur die verskuiwings verplaas nie, maar is hulle wel langs die verskuiwings geplooi. Laasgenoemde verskynsel is tipies van blinde stootverskuiwings (Boyer en Elliott, 1982).

Ysterbergverskuiwing:

- (1) Hierdie strukture het byvoorbeeld alreeds bestaan voordat die Opeenvolging Transvaal afgeset was (G. Brandl, persoonlike mededeling, 1988; De Wit en Roering, 1990).
- (2) Dikte-verskille van formasies (Fig. 3.6.3) impliseer dat laasgenoemde drie strukture onder ekstensiekragte as groeiverskuiwings geheraktiveer is tydens afsetting van die Groep Wolkberg.
- (3) Plooistrukture (Fig. 3.6.3) en die verplasing van strata (Fig. 3.6.7) impliseer dat hierdie verskuiwings weereens geheraktiveer is na afsetting van die Groep Chuniespoort, maar voor afsetting van die Groep Pretoria.

Opritantikliene wat byvoorbeeld in die dakblokke van die Eersteling- en Spanjeskuifskeursone in die gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort voorkom, maar afwesig is in gesteentes van die Groep Pretoria (Fig. 3.6.1) impliseer dat opskuiwing langs hierdie verskuiwings plaasgevind het voordat die

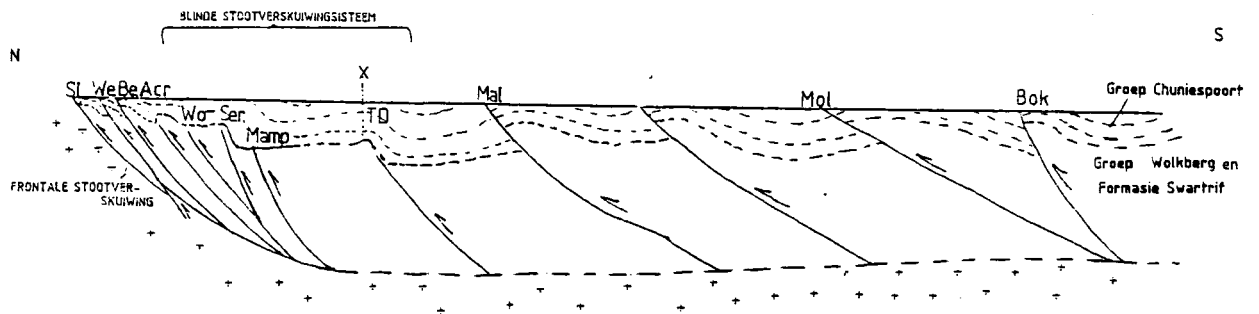


Fig. 3.4.6

Geïnterpreteerde profiele oor die Strydpoortdomein wat die gedeeltelike blinde stootverskuiwingsisteam illustreer waaraan ONO strekkende verskuiwings soos die Strydpoort- (Sl), Wolkberg- (Wo), Serala- (Ser), Mampaskloof- (Mam), The Downs- (TD), Welkommyn- (We), Bergplaas- (Be), Acre- (Acr), Malta- (Mal), Moltke- (Mol) en Bokhalva (Bok)- verskuiwings en skuifskursones verwant is. Die Strydpoortverskuiwing wat die Strydpoortlineament definieer, verteenwoordig moontlik die frontale stootverskuiwing van hierdie stelsel. By X is die Groep Chuniespoort nie verplaas nie, maar wel langs die verskuiwing geplooi.

c. Plooiing

Plooistrukture in die Strydpoortdomein is nou verwant aan opskuiwings. Oos-noordoos-strekkende sonas van intensiewe plooiing wat geskei word deur sonas waarin geen duidelike plooiing voorkom nie (Fig. 3.4.1 en Kaart 2) dui 'n prominente ONO-strekkende tektoniese kontrole aan. Die nou verwantskap tussen plooistrukture en opskuiwings blyk duidelik uit Figure 3.4.3, 3.4.4 en 3.4.5 asook padprofiele in Figure 3.4.7 en 3.4.8. Uit veral Figure 3.4.9 en 3.4.10 kom dit voor asof plooiing beperk is tot die dakkante van die opskuiwings en dus geïnterpreteer kan word as opritantikliene ("ramp anticlines"). Die asimmetrie van die plooiing (oorgeplooi na die noorde) impliseer N-S georiënteerde, maar noordwaarts gerigte kompressie. Volgens Coward en White (1988) ontstaan plooiing wat nou verwant is aan opskuiwings, gewoonlik as gevolg van 'n ruimteprobleem aan die dakkant van die verskuiwings. Sulke plooiing staan as akkommodasieplooiing of dakplooiing ("hanging wall folds") bekend. Plooistrukture in die Strydpoortdomein is beperk tot gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort en is afwesig in die gesteentes van die Groep Pretoria. Dit impliseer dat plooiing voor afsetting van die Groep Pretoria maar na afsetting van die Groep Chuniespoort plaasgevind het.

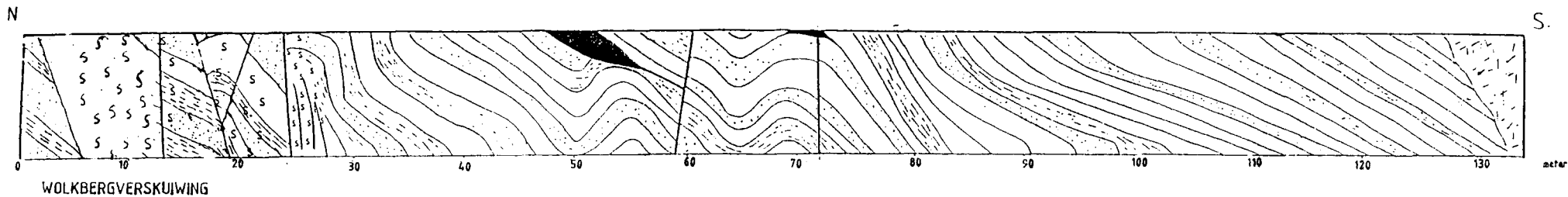


Fig. 3.4.7

Padprofiel EE' (Kaart 2). Let op na die vermindering in intensiteit van plooiing suidwaarts, weg van die Wolkbergverskuiwing.

118

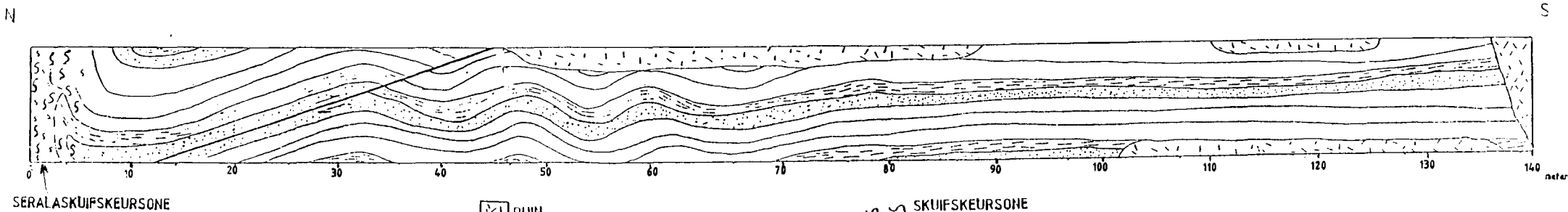


Fig. 3.4.8

Padprofiel GG' (Kaart 2). Let op na die vermindering in intensiteit van plooiing suidwaarts, weg van die Seralaskuifskeursone.



Fig. 3.4.9a

Die verwantskap tussen geplooië strata en 'n skuifskeursone word hier duidelik geïllustreer (profiel 26 van Fig. 2.1.2). Die skuifskeursone word deur die sone van intensiewe breukkliewing voorgestel en die kwartsietlaag is aan die dakkant van hierdie skuifskeursone geplooi. Die oriëntasie van gelaagtheid is loodreg op die aangeduide pyle.

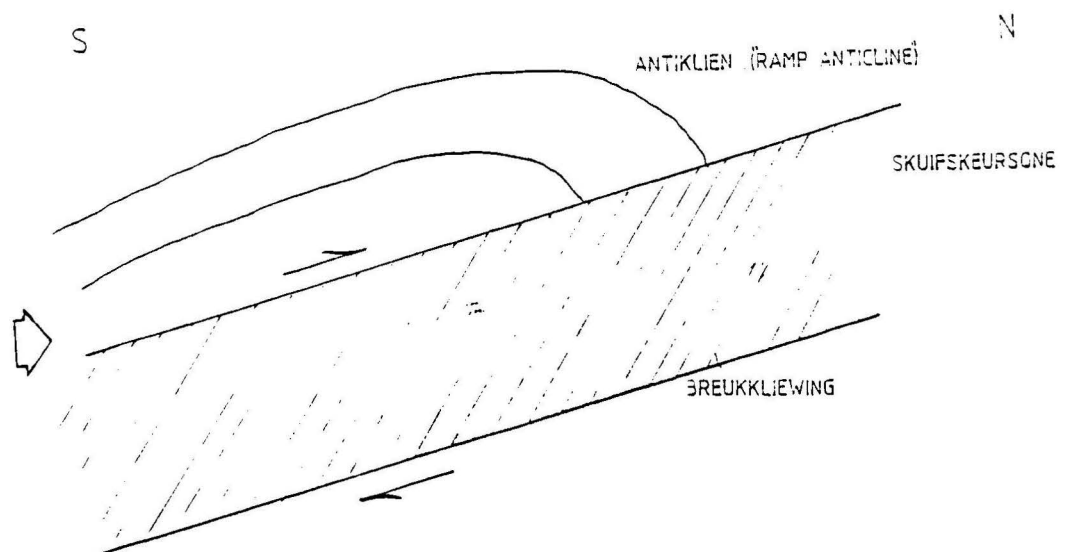


Fig. 3.4.9b

Skematiese interpretasie van Fig. 3.4.9a. Let op die kompressie vanuit die suide wat vir die ontstaan van die strukture verantwoordelik is.



Fig. 3.4.10 'n Tipiese voorbeeld van 'n antiklien aan die dakkant van 'n stootverskuiwing, 'n opritstruktuur ("ramp anticline") langs profiel 27 (Fig. 2.1.2). Die stootverskuiwing (die Strydpoortverskuiwing) word met pyle aangedui. Beweging is duidelik van S na N.

Vlakvormige tektoniese maakself (S1 klieping in Figuur 3.4.11) strek subparallel aan die assevlakke van hierdie ONO-georiënteerde plooië en is heel waarskynlik verwant aan die plooiing. Hierdie maakself is ook, soos die plooiestruktuur, beperk tot gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort en bevestig die ouderdom van vervorming verder. Plooiestruktuur in die Strydpoortdomein is verwant aan strukture wat Button (1973b) as deel van die Mhlapitsi-plooiëgordel beskryf het en sal vir die doeleindes van hierdie studie as sodanig bekend staan. Plooië verwant aan die Mhlapitsi-plooiëgordel is egter herplooi om N-S-georiënteerde plooi-asse (Fig. 3.4.12), wat ooreenstem met waarnemings van Dreyer (1967) wat N-S-georiënteerde plooiestruktuur in die sentrale gedeelte van die Mhlapitsi-plooiëgordel beskryf het. Hierdie herplooiing impliseer 'n latere periode van vervorming na Mhlapitsi-plooiing.

3.5 Die Katkloofdomein

a. Algemeen

Gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif, Groep Chuniespoort en Groep Pretoria kom in die Katkloofdomein voor. Die noordelike grens van die domein is tektonies van aard en word deur die ONO-strekkende

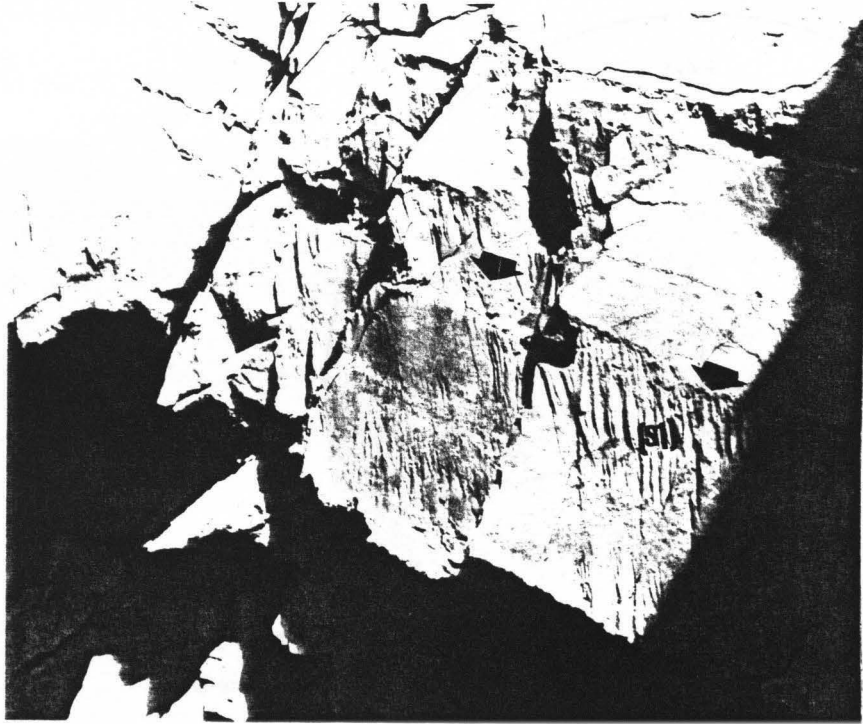


Fig. 3.4.11 Assevlakkiewing met aanduidings van drukoplossing (S1) loodreg op gelaagdheid (aangedui met pyle) langs profiel 37 (Fig. 2.1.2).

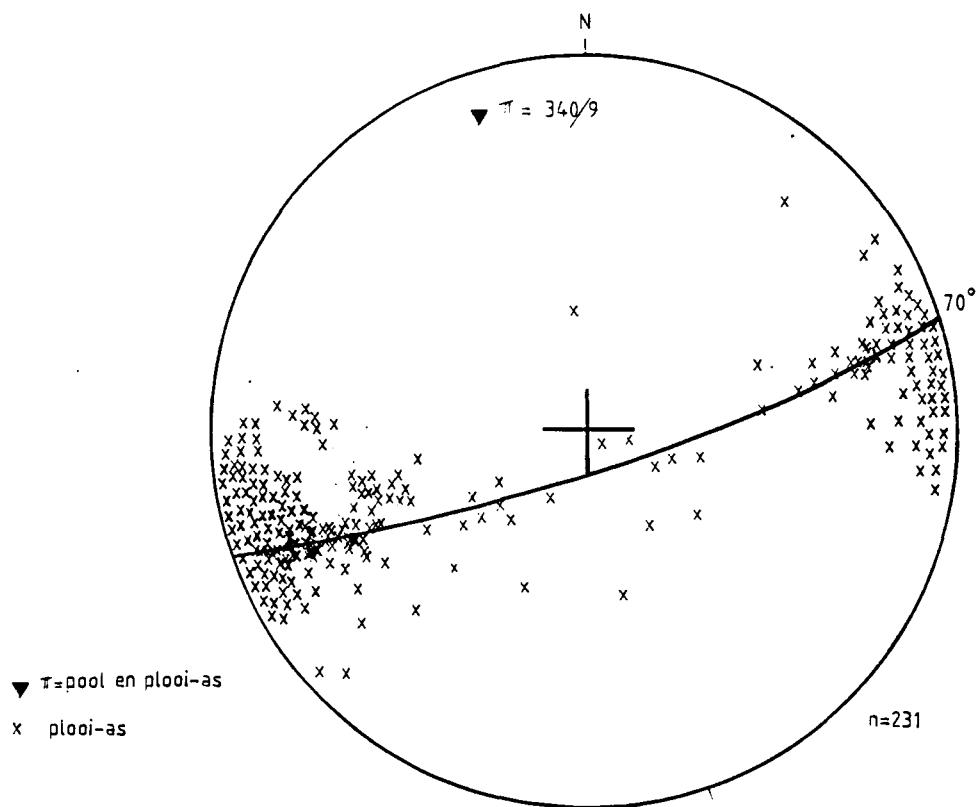


Fig. 3.4.12 'n Stereogram (onderste hemisferiese projeksie) van die oriëntasie van plooiasse in die Strydpoortdomein. Plooiasse is hergeplooï om 'n N-S georiënteerde as.

Mampaskloofskuifskursones (Fig. 3.1.6) gedefinieer. Plooi-asse in hierdie domein wissel tussen N-S en O-W in oriëntasie (Fig. 3.5.1 en 3.5.2).

Strata hel algemeen suid tot weswaarts in die rigting van die Bosveldkompleks (wat die suidelike grens van die domein vorm) wat impliseer dat intrusie van die Bosveldkompleks die oriëntasie van gelaagdheid beïnvloed het.

b. Verskuiwings en skuifskursones

In teenstelling met die Strydpoortdomein kom tekens van beide hellingsglip- en strekkingsglipbeweging in die gesteentes van die Opeenvolging Transvaal langs prominente ONO-strekkende verskuiwings en skuifskursones in die Katkloofdomein voor. Langs die oostelike gedeelte van die Katkloofdomein was verskuiwings en skuifskursones soortgelyk aan strukture in die Strydpoortdomein, herhaaldelik as hellingsglipverskuiwings aktief.

Soos voorheen genoem toon dikteverskille van strata weerskante van hierdie skuifskursones en verskuiwings aan dat hierdie strukture tydens afsetting van die Groep Wolkberg as groeiverskuiwings aktief was (Fig. 3.5.3). Afgeplatte rolstene (Fig. 3.5.4) en plooië (Fig. 3.5.5) wat met sommige van die verskuiwings

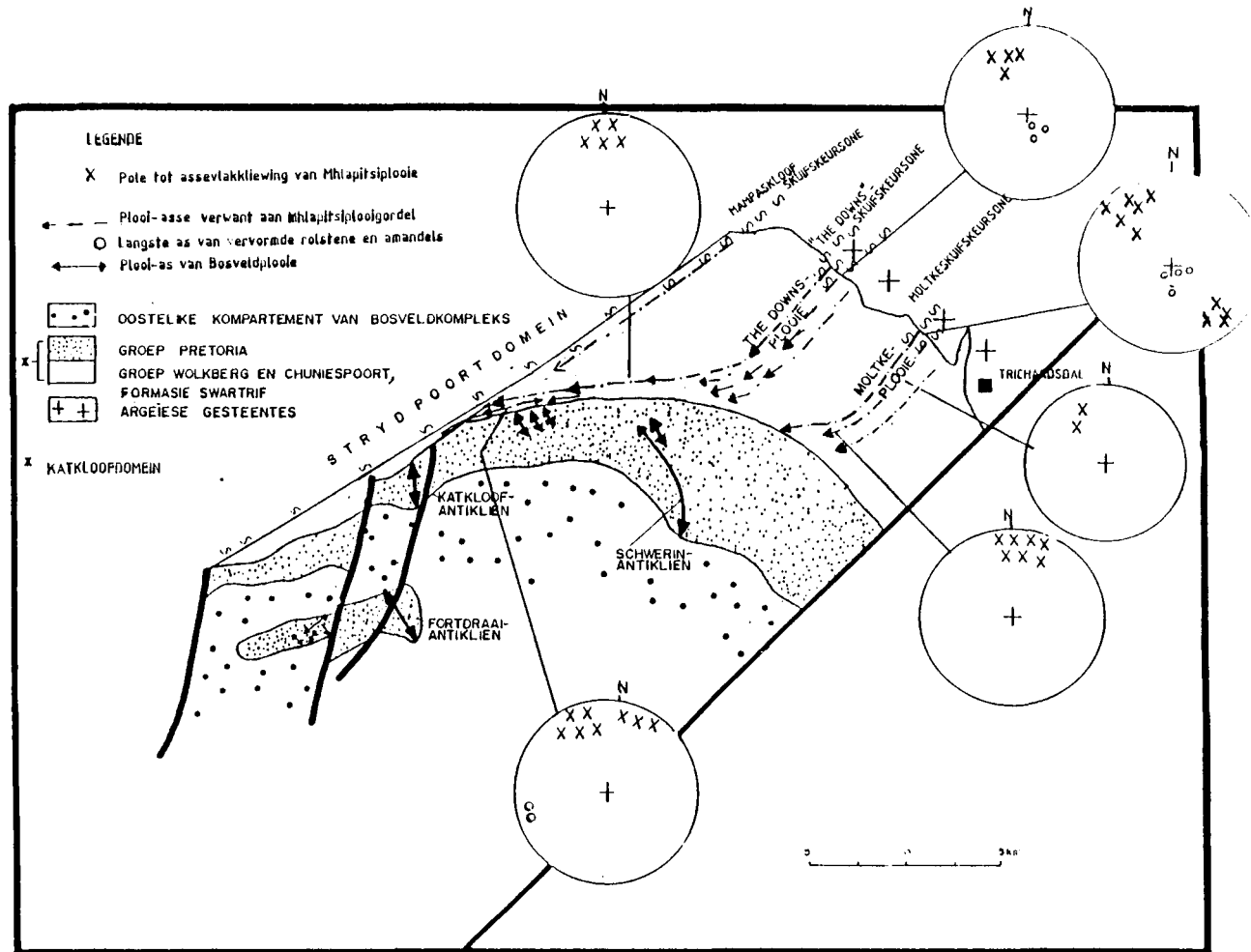


Fig. 3.5.1 'n Skematiese strukturkaart van die Katkloofdomein.

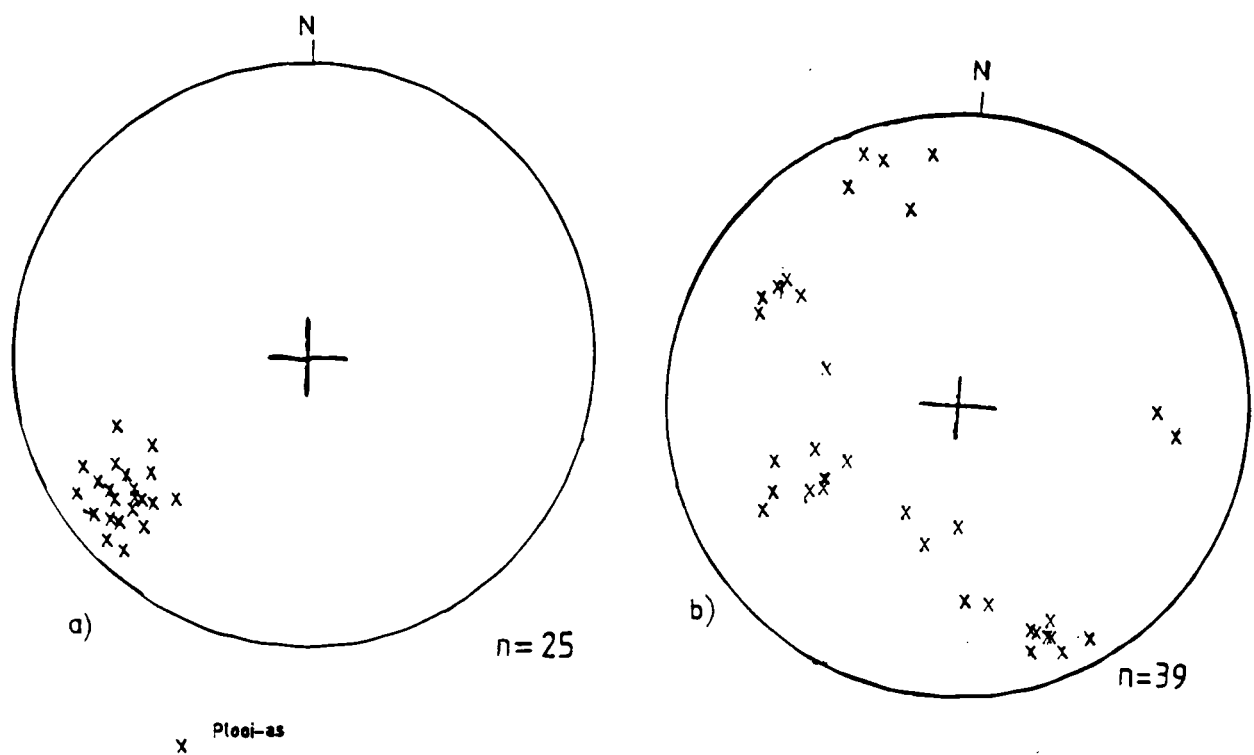


Fig. 3.5.2 Stereogramme (onderste hemisferiese projeksies) van die oriëntasie van plooï-asse (a) langs die oostelike gedeelte van die Katkloofdomein en (b) oor die res van die Katkloofdomein.

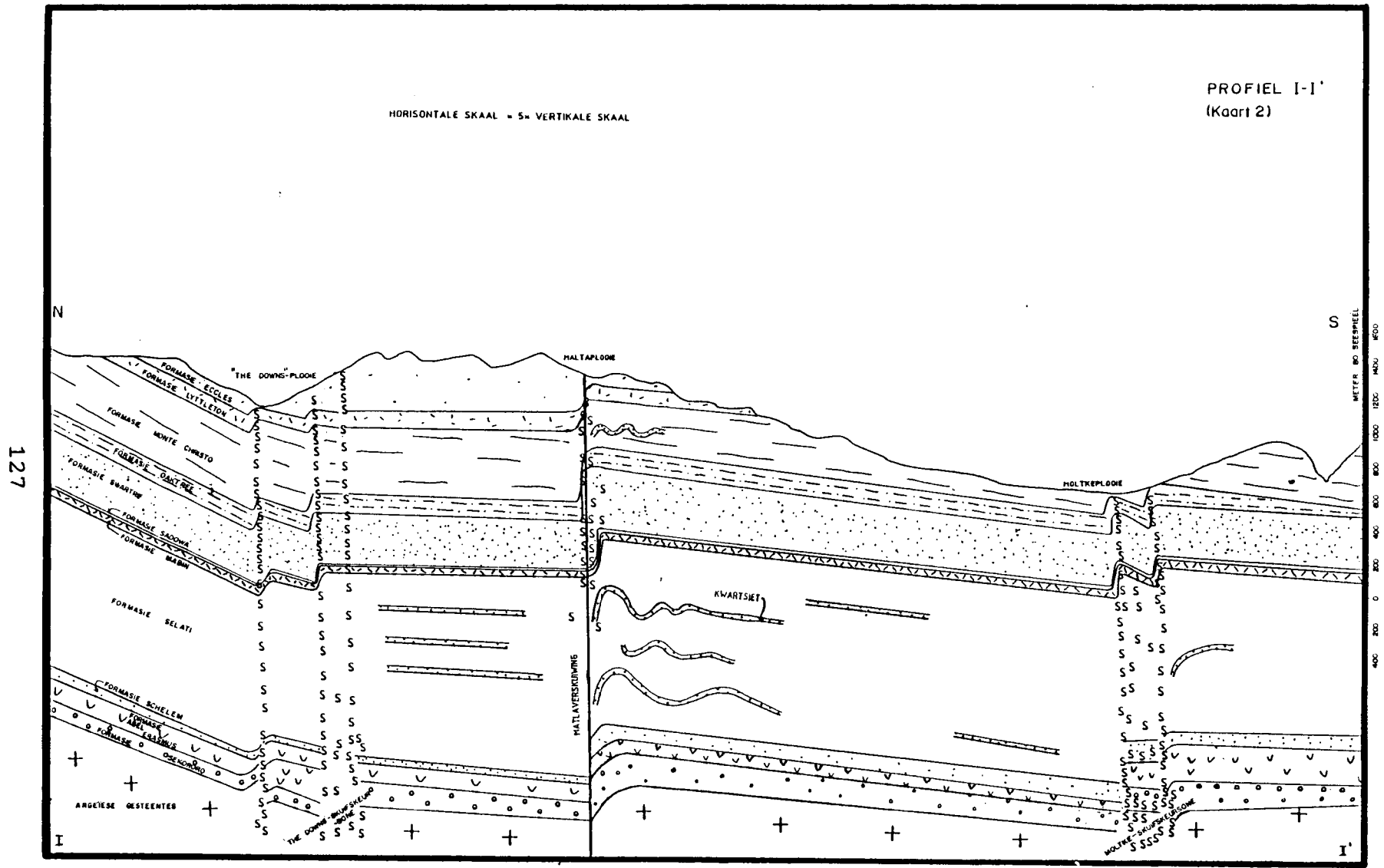
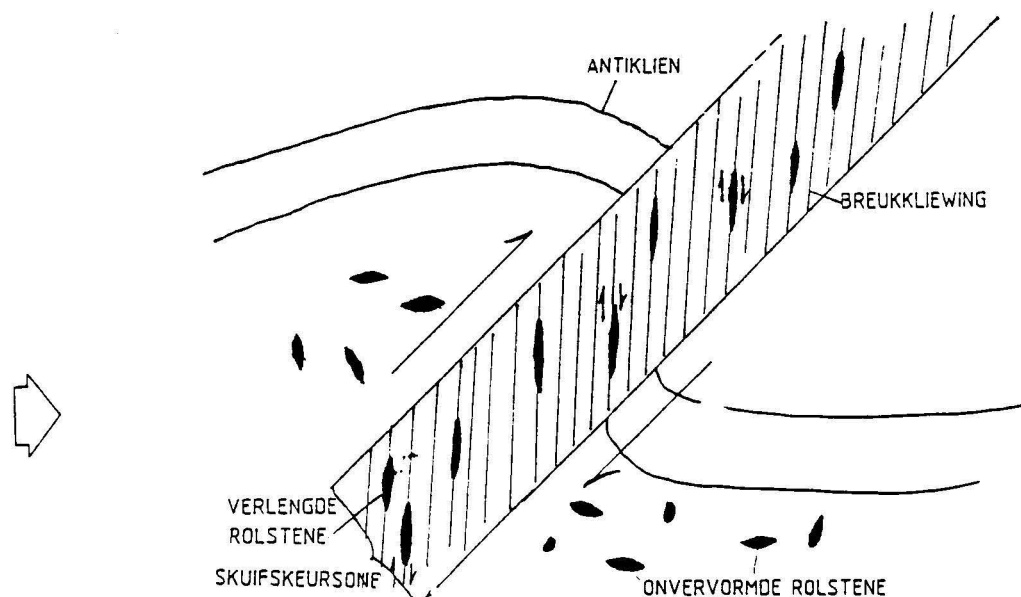


Fig. 3.5.3

Geïnterpreteerde Profiel II' (Kaart 2). Plooië suid van die Malta-verskuiwing, dikte van strata is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.



Fig. 3.5.5 (a) Die Moltkeplooiie aan die dakkant van die Moltkeskuifskeursone (aangedui met pyle) stel 'n tipiese oprit-antiklien voor.

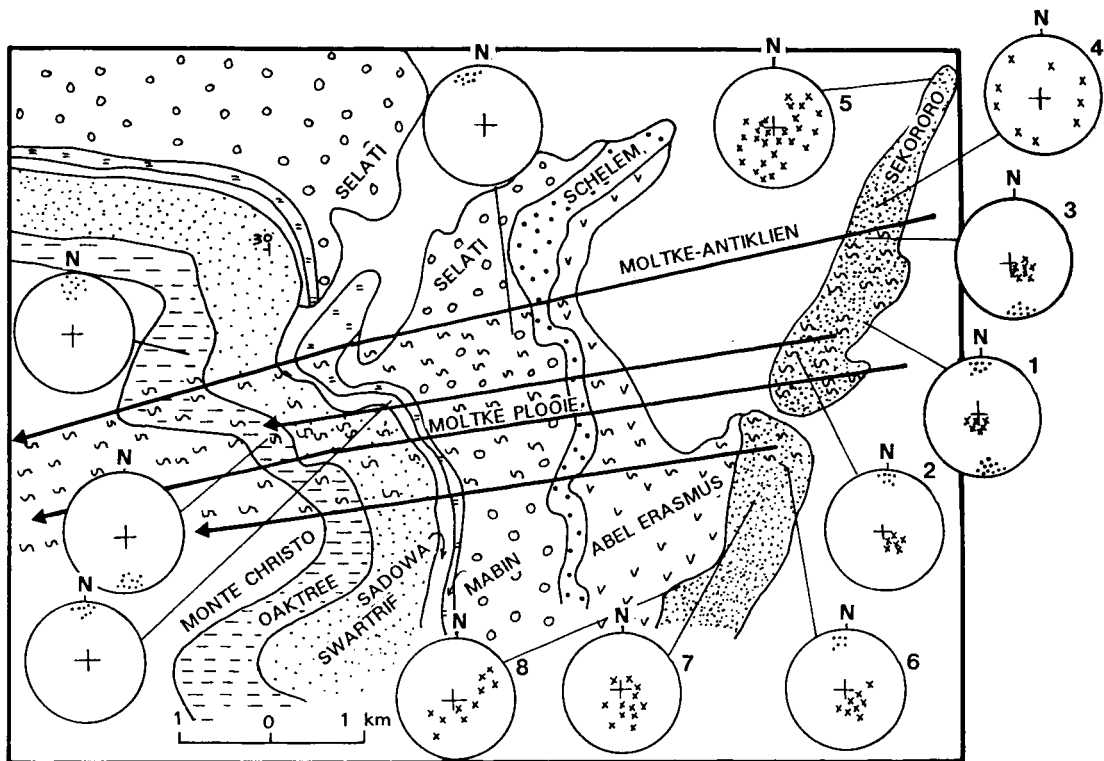











(b) 'n Skematiese interpretasie van Fig. 3.5.5a. Let op dat afgeplatte rolstene in Fig. 3.5.4 beperk is tot die Moltkeskuifskeursone.

geassosieer is, impliseer dat ekstensietektoniek later deur kompressietektoniek opgevolg is (moontlik direk na afsetting van die Groep Chuniespoort). Assevlakkliewing (Fig. 3.5.6) wat met plooistrukture verwant aan die Mhlapitsi-plooigordel geassosieer word, is beperk tot die gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort (Fig. 3.5.1) en ondersteun die moontlikheid dat vervorming voor afsetting van die Groep Pretoria plaasgevind het. Strukture soos die Moltke-, Mampaskloof- en The Downs-skuifskeursoes (Kaart 2) is nog nooit voorheen deur ander navorsers beskryf nie.

Hierdie skuifskeursoes is uitgeken aan die voorkoms van maaksels soos kliewing (tipies breuk- of gespasioerde kliewing) en lineasies (verlengde rolstene in konglomeraatlae en amandels in lawa). Meer as 300 rolstene en amandels se lang-asse (x), intermediêre-asse (y) en kortasse (z) is by 8 verskillende stasies (Fig. 3.5.6) in die omgewing van die Moltkeskuifskeursoes gemeet in 'n poging om die vorm van die vervormingsmerkers (Ramsay, 1967) by elke stasie te bepaal (Tabel 3.5.1). Die omvang van die Moltkeskuifskeursoes is deur hierdie studie bevestig.

Die maksimum hoeveelheid vervorming is by Stasie 2 in die sentrale gedeelte van die skuifskeursoes gemeet ($x:y:z = 17:2,0:1$) en neem geleidelik af noord en



FORMASIE	LEGENDE
 MONTE CHRISTO	x LANGSTE AS VAN VERVORMDE ROLSTENE EN AMANDELS
 OAKTREE	• ASSEVLAKKIEWING
 SWARTRIF	∞ SKUIFSKEURSONE
 SADOWA	3 STASIE
 MABIN	
 SELATI	
 SCHELEM	
 ABEL ERASMUS	
 SEKORORO	

Tabel 3.5.1

Vervorming soos bereken in die Moltkeskuifskeursone by stasies 1 tot 8 (Fig. 3.5.6)

Stasie Nommer (Fig. 3.37)	1	2	3	4	5	6	7	8
N (aantal lesings geneem per stasie)	52	38	63	71	51	37	40	41
X/Z	15	17	13	3	5	10	8	8
X/Z	2,4	2,0	3,9	2,1	3,3	4,1	2	2,1
X/Z	6,25	8,5	3,3	1,8	1,5	2,4	1,9	1,8

X = Langste as van vervormde rolsteen of amandel

Y = Intermediêre as van vervormde rolsteen of amandel

Z = Kortste as van vervormde rolsteen of amandel

1. Amandels in lawa (x:y:z) = (15:2.4:1)
2. Rolstene van aarkwarts, graniet en lawa in grouwakmatriks (x:y:z) = (17:2,0:1)
3. Rolstene van aarkwarts in grouwakmatriks (x:y:z) = 13:3,9:1)
4. Rolstene van aarkwarts en graniet in grouwakmatriks (x:y:z) = (3:2,1:1)
5. Rolstene van aarkwarts in grouwakmatriks (x:y:z) = (5:,3:1)
6. Amandels in lawa (x:y:z) = (10:4,1:)
7. Rolstene van graniet en lawa in arenitiese matriks (x:y:z) = (8:2:1)
8. Rolstene van aarkwarts, graniet en lawa in grouwakmatriks (x:y:z) = (8:2:1)

suid hiervan (by Stasie 4 is $x:y:z = 3:2,1:1$ en by Stasie 6 is $x:y:z = 10:4,1:1$). Die omvang van hierdie skuifskeursone word óók geïllustreer deur die subparallele oriëntasie van die langasse van vervormde rolstene, wat geleidelik minder parallel word noord en suid van Stasie 2 (Fig. 3.5.6).

Tekens van herhaaldelike skuifskurbeweging is langs die The Downs-skuifskeursone geïdentifiseer. Brek-siesones wat die moontlike gevolg is van vroeëre skuifskurbeweging is in die skuifskeursone geplooi om subhorisontale en ONO-georiënteerde asse. Die geometrie van hierdie sleurstrukture dui noordwaarts gerigte opskuiwing aan (Fig. 3.5.7).

Tekens van strekkingsglibbeweging is langs die ONO strekkende Veeplaas-, Dwarsrand- en Diepslootskuifskeursones (Kaart 2) waargeneem. Subhorisontaal georiënteerde wryfspieëlgroewe, en lineasies gedefinieer deur metamorfe minerale soos andalusiet (Fig. 3.5.8), kom langs hierdie skuifskeursones voor. Die andalusiet het waarskynlik tydens inplasing van die Bosveldkompleks ontstaan (Sharpe en Chadwick, 1982) wat impliseer dat laterale skuifskurbeweging tydens of na inplasing van die Bosveldkompleks ontstaan het. Laasgenoemde bevestig die voorstel van Du Plessis en Walraven (1990) dat links-



Fig. 3.5.7

Geplooië breksies (sleerplooië) langs die The Downs-skuifskursone op profiel 54 (Fig. 2.1.2). Die geplooië lae van breksie impliseer herhaaldelike beweging langs die The Downs-skuifskursone waarvan die laaste beweging as opskuiwing vanaf die suide geïnterpreteer kan word.

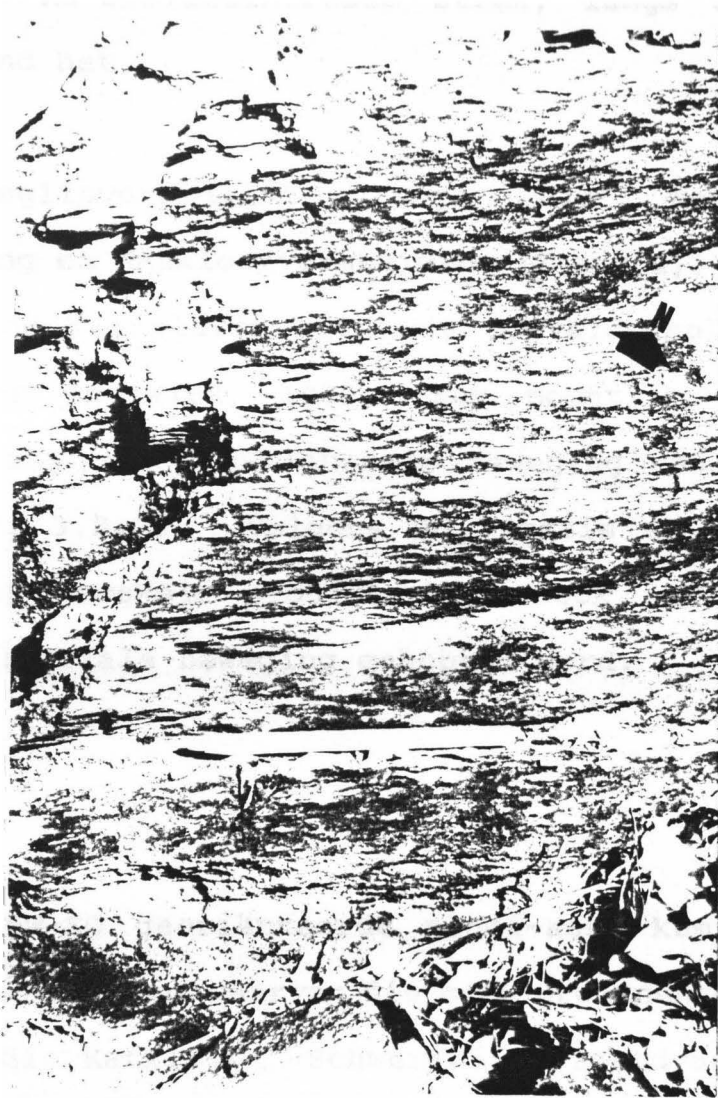


Fig. 3.5.8

Lineêre maaksel bestaande uit andalusietkristalle, vervorm subparallel aan 'n ONO rigting langs die Diepslootskuifskeursone (profiel 60, Fig. 2.1.2). Hierdie metamorfe minerale het tydens inplasing van die Bosveldkompleks ontstaan, wat impliseer dat laterale beweging langs die skuifskeursone eers na inplasing van die Bosveldkompleks plaasgevind het.

laterale skuifskoubeweging oor 'n periode wat vanaf voor- tot na-Bosveldintrusie strek, langs die TML plaasgevind het.

Strekkingsglipverplasing langs die Wonderkop-verskuiwing en Katkloofverskuiwing (Kaart 2), wat ook aktief tydens inplasing van die Bosveldkompleks was (Sharpe en Chadwick, 1982), kan moontlik ook met hierdie fase van linkslaterale beweging geassosieer word (Fig. 3.5.9). Volgens Du Plessis en Walraven (1990) kan verskeie plooistrukture ook aan hierdie fase van laterale beweging gekoppel word.

c. Plooiing

Verskeie NW-SO georiënteerde plooiasse kom in die Katkloofdomein voor waarvan die mees prominente bekend staan as die Katkloof-, Schwerin- en Fortdraai-antikliene (Kaart 2). Hierdie plooistrukture is geïnterpreteer as en échelon-plooie (Fig. 3.5.9) gekoppel aan linkslaterale beweging langs die TML (Du Plessis en Walraven, 1990) wat voor tot na inplasing van die Bosveldkompleks plaasgevind het. Mikroskoopstudies ondersteun hierdie interpretasie. Eenhonderd vyf en twintig slypplaatjies afkomstig van geplooië lae in die sentrale gedeelte van die Katkloof-, Schwerin- en Fortdraai-antikliene, toon tekens van vervorming wat voor, maar ook hoofsaaklik na metamorfose

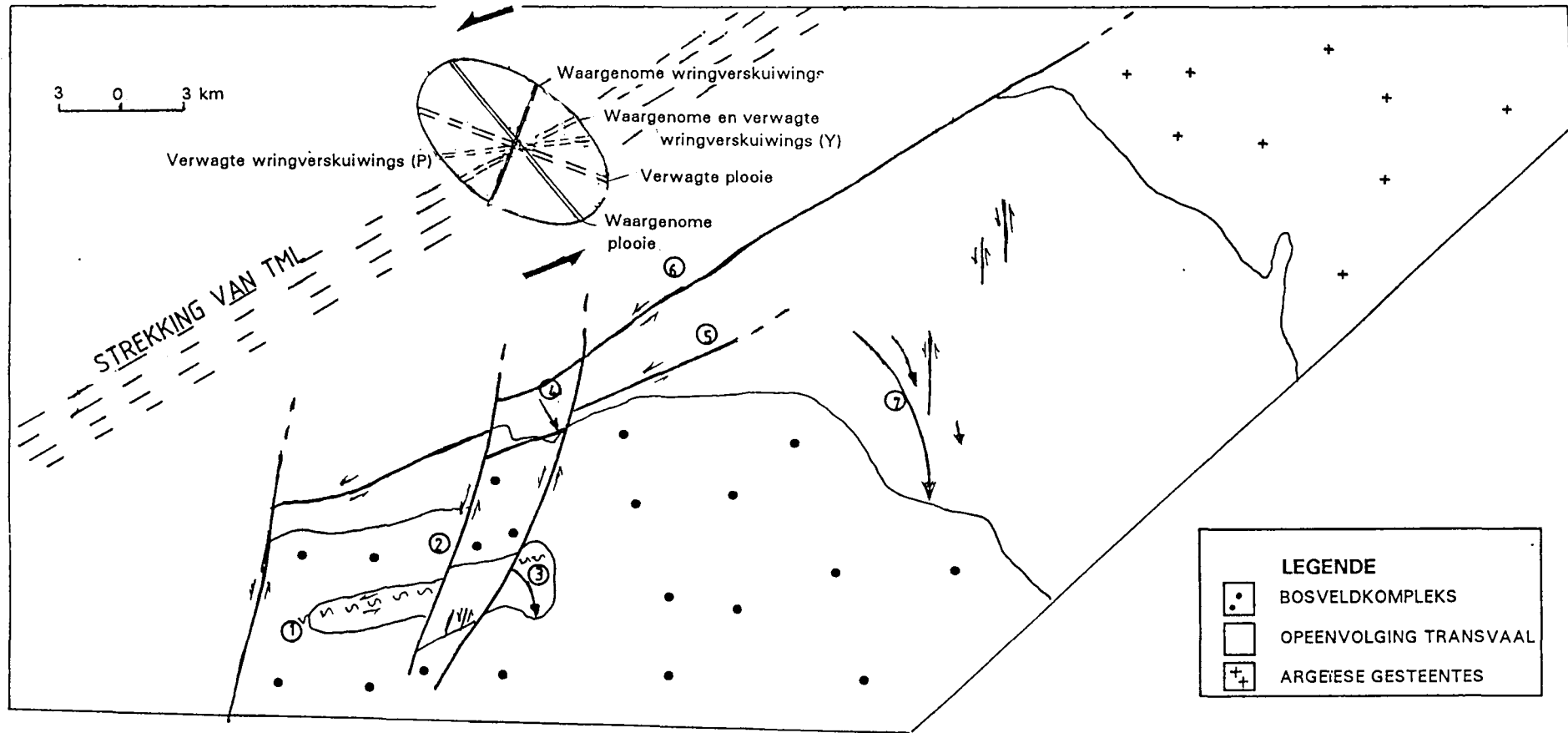


Fig. 3.5.9 'n Kaart van wringverskuiwings (Y en P skuifskure) en en échelon-plooie in die Katkloofdomein. Die strukture dui op 'n fase van linkslaterale beweging wat aan die TML gekoppel is. Prominente strukture soos (1) Veeplaasskuifskursone, (2) Wonderkopverskuiwing, (3) Fortdraai-antiklien, (4) Katkloof-antiklien, (5) Diepslootskuifskursone, (6) Moltkeskuifskursone en (7) Schwerinantiklien word ook aangetoon asook die teoretiese oriëntasie van Y en P skuifskure en en échelon-plooie wat met 'n soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word. (Gewysig maar oorspronklik deur Du Plessis en Walraven, 1990)

(gekoppel aan inplasing van die Bosveldkompleks) plaasgevind het. Soos aangetoon in Figuur 3.5.10 is metamorfe minerale soos granaat soms onvervormd en is hierdie metamorfe minerale oor die algemene klie-wingsrigting van die gesteente ontwikkel wat impliseer dat termale metamorfose verantwoordelik is vir die granaat. Metamorfose gekoppel aan inplasing van die Bosveldkompleks het dus na die hoofperiode van vervorming plaasgevind. Tekens van geringe vervorming na metamorfose (geassosieer met inplasing van die Bosveldkompleks) kom egter soms ook voor in ooreenstemming met die bevinding van Du Plessis en Walraven (1990). Andalusietkristalle is soms byvoorbeeld self vervorm en biotietkristalle is tipies geroteer (Fig. 3.5.11).

Buiten Bosveld-geassosieerde plooistrukture, kom plooie verwant aan die Mhlapitsi-plooigordel ook in die Katkloofdomein voor. Oos-noordoos-georiënteerde plooistrukture in die Katkloofdomein, net soos soortgelyke plooie in die Strydpoortdomein is ruimtelike hoofsaaklik beperk tot dakkante van suidhellende opskuiwings. Hulle word dus as oprit-antikliene beskou, moontlik verwant aan die ontstaan van die Mhlapitsi-plooigordel. Die indringing van die Bosveldkompleks het egter die oriëntasie van hierdie plooie beïnvloed.

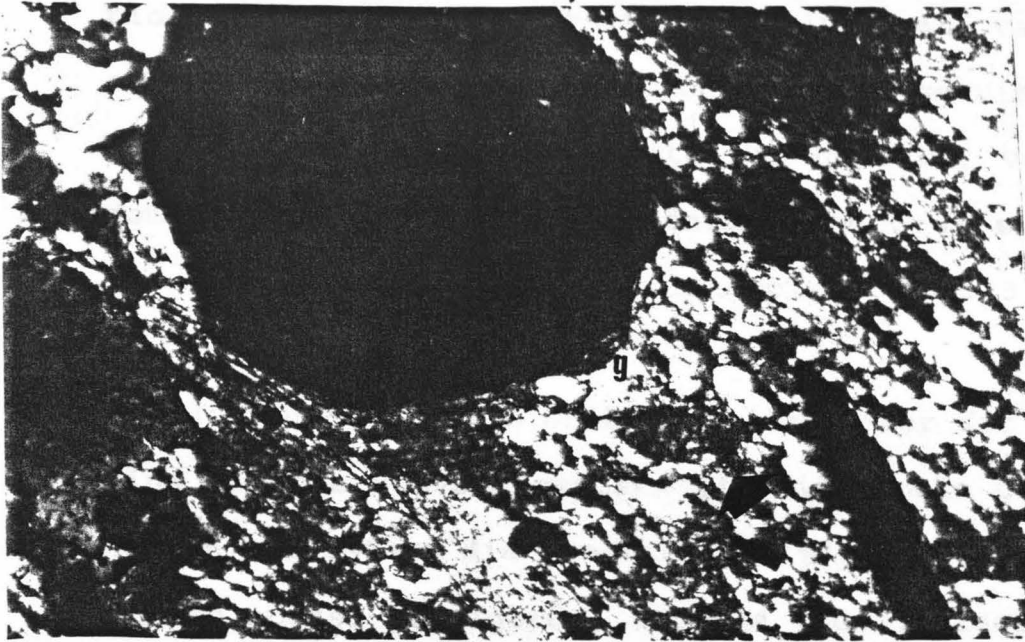


Fig. 3.5.10 Horingfels van die Formasie Silverton naby die skarniergedeelte van die Schwerinantiklien. Metamorfe minerale soos granaat (g) is self onervorm en is dwars oor die algemene foliasie van die gesteente ontwikkel (Vergroting X30).

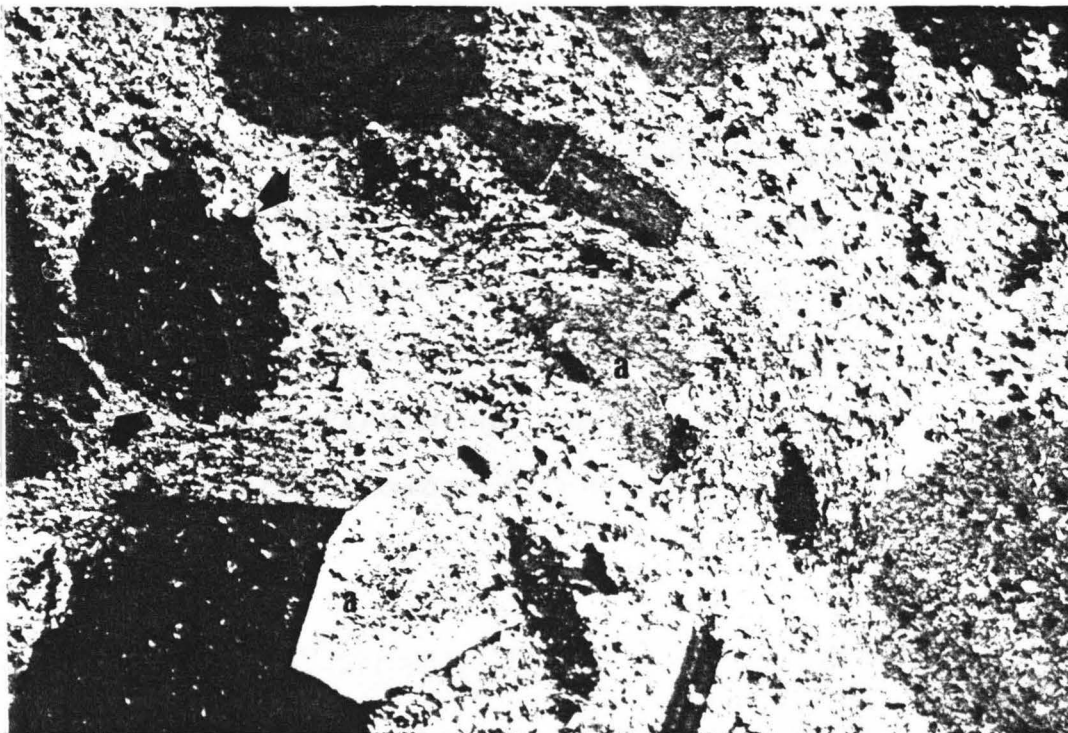


Fig. 3.5.11 Horingfels van die Formasie Silverton naby die skarniergedeelte van die Fortdraai-antiklien. Andalusietkristalle (a) is oor foliasie ontwikkel maar biotiet (b) aangedui met pyle, moontlik geroteer, veral as na die korrelgrens van die biotiet links onder gekyk word. (Vergroting X30)

In die oostelike gedeelte van die Katkloofdomein is plooï-asse en die strekkingsrigting van verwante assevlakkliewing, hoofsaaklik ONO-georiënteerd (Fig. 3.5.1). In die westelike gedeelte van die domein verander hierdie oriëntasie na O-W, ewewydig aan die kontak van die Bosveldkompleks (Fig. 3.5.1).

Hierdie subparallele oriëntasie impliseer dat inplasing van die Bosveldkompleks hierdie plooïe geroteer het en ondersteun die voorstel dat plooïe verwant aan die Mhlapitsi-plooïgordel alreeds voor inplasing van die Bosveldkompleks plaasgevind het.

3.6 Die Hooglanddomein

a. Algemeen

Die Hooglanddomein kom afsonderlik van die Strydpoort- en Katkloofdomeine voor (Fig. 3.1.6). Die noordelike en suidelike grense van die domein is tektonies van aard en word deur die ONO strekkende Ysterberg- en Zebedielaerskuiwings gedefinieer (Fig. 3.6.1). Die Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks

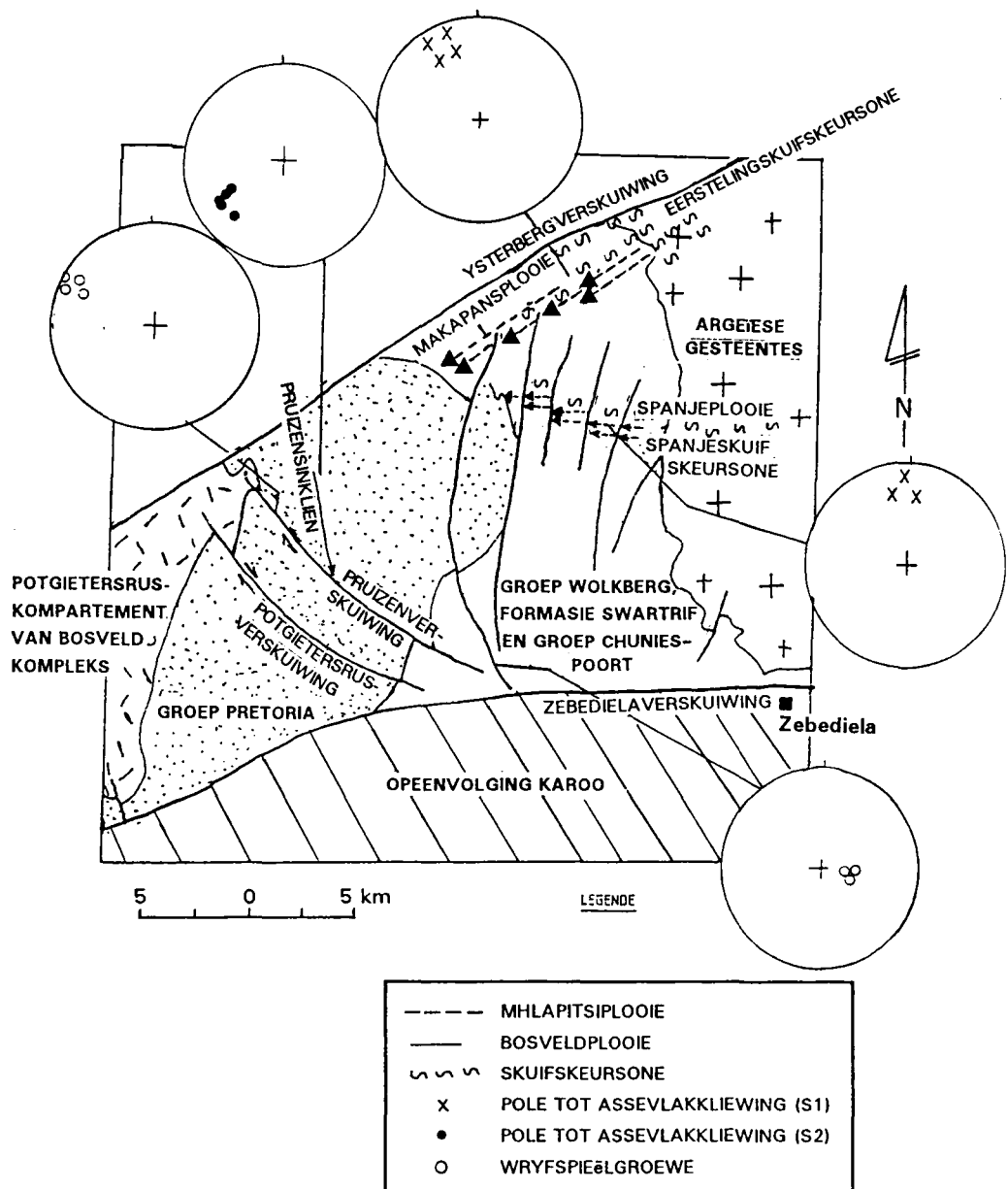


Fig. 3.6.1 'n Strukturkaart van die Hooglanddomein.

kom direk wes van die Hooglanddomein voor. Die lae hel algemeen weswaarts in die rigting van die Bosveldkompleks (Kaart 2).

Anders as in die Strydpoort- en Katkloofdomeine duik plooï-asse in die Hooglanddomein steil na die weste, soms selfs subvertikaal (Fig. 3.6.2). Die moontlike invloed wat inplasing van die Bosveldkompleks op die ontstaan en oriëntasie van hierdie plooïstrukture gehad het, is gedurende hierdie studie ondersoek.

b. Plooïing

Die Makapans- en Spanjeplooïe kan vanaf die oostelike kontak van die Hooglanddomein in 'n rigting WSW vir ongeveer 10 km uitgevolg word en toon eienskappe wat kenmerkend is van Mhlapitsi-tipe plooïe. Hierdie eienskappe kan soos volg opgesom word :

- (a) Die plooïe is beperk tot ONO strekkende sones van intensiewe plooïing, geskei deur sones waarin geen duidelike plooïe voorkom nie (Fig. 3.6.1).
- (b) Plooïing word ruimtelik deur ONO strekkende verskuiwings en skuïfskeursorsones beheer (Fig. 3.6.3). Die Makapansplooïe kom byvoorbeeld slegs in die direkte omgewing van die Eerstelingskuïfskeursorone en die Spanjeplooïe in die

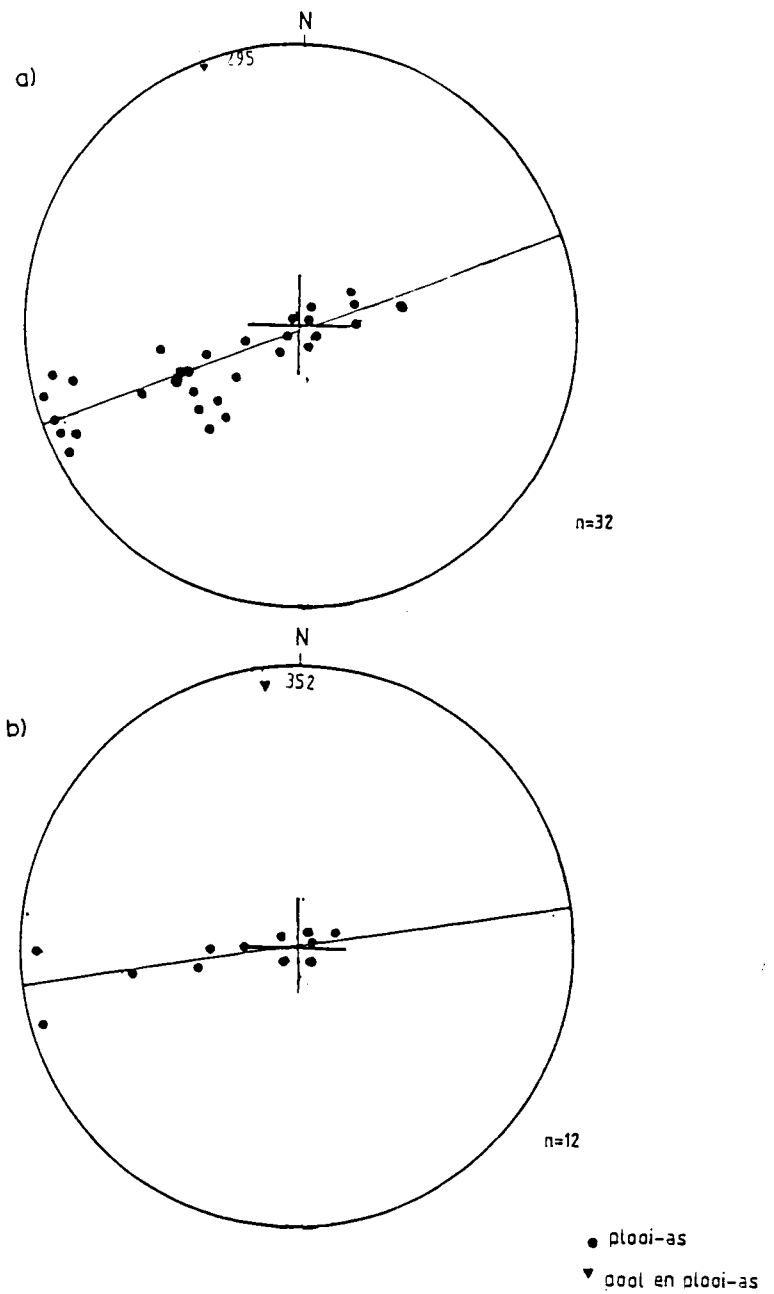


Fig. 3.6.2

Stereogramme van die oriëntasies van plooi-asse in die omgewing van die (a) Eerstelingskuifskeursone en (b) Spanjeskuifskeursone.

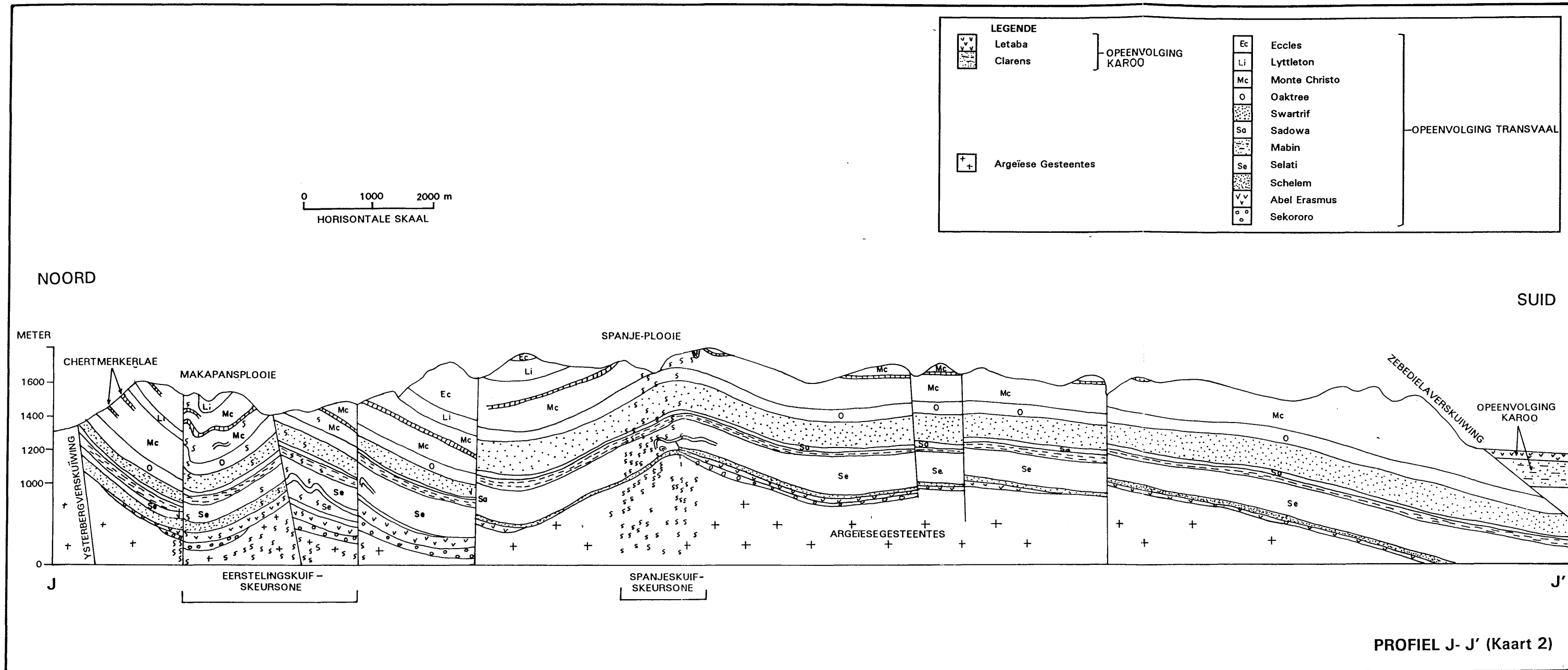


Fig. 3.6.3 Profiellyn JJ' (Kaart 2), saamgestel uit waarnemings in die veld. Strukture soos plooië en skuifskoursones, asook die dikte van strata is vanaf nabygeleë dagsome na die profiellyn geprojekteer.

direkte omgewing van die Spanjeskuifskeursone voor.

- (c) Plooiing is hoofsaaklik beperk tot die dakkante van hierdie verskuiwings en skuifskeursones (Fig. 3.6.3) en kan geïnterpreteer word as opritanti-kliene.
- (d) Gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort is deur hierdie plooi vervorm maar nie die gesteentes van die Groep Pretoria nie (Fig. 3.6.1) wat impliseer dat plooiing voor afsetting van die Groep Pretoria plaasgevind het.
- (e) Die voorkoms van ONO-strekkende assevlak-kliewing (S1 in Fig. 3.6.1)
- (f) Die oriëntasie van plooi-asse in die Hooglanddomein is deur intrusie van die Bosveldkompleks beïnvloed, net soos die Mhlapitsi-plooi in die Katkloofdomein. Plooi-asse verwant aan die Mhlapitsi-plooi-gordel in die Hooglanddomein is byvoorbeeld om subparallele N-S-georiënteerde plooi-asse (Fig. 3.6.2) gebuig. Hierdie vervorming is moontlik verwant aan sleuring ("drag") as gevolg van inplasing en gevolglike "sakking" van die Potgietersruskompartement van die

Bosveldkompleks.

Bosveld-geassosieerde plooistrukture kom egter ook in die Hooglanddomein voor.

Alhoewel plooië wat verwant is aan die Mhlapitsi-plooiëgordel afwesig is in die gesteentes van die Groep Pretoria, kom 'n enkele N-S-georiënteerde plooistruktuur (die Pruizensinklien) wel in die gesteentes van die Groep Pretoria voor (Fig. 3.6.4).

Die oriëntasie van die Pruizensinklien, subparallel aan die ander Bosveld-geassosieerde plooië (byvoorbeeld die Katkloof-, Schwerin- en Fortdraai-antikliene) impliseer dat hierdie struktuur ook aan linkslaterale verplasing langs die TML toegeskryf kan word (Du Plessis en Walraven, 1990; Fig. 3.6.5). Soortgelyk aan laasgenoemde drie antikliene, het plooiing ook hoofsaaklik voor kontakmetamorfose plaasgevind. Mikroskoopstudies op horingfelsmonsters afkomstig uit die sentrale gedeelte van die sinklien toon metamorfe minerale soos andalusiet en biotiet, wat soms dwars oor die algemene kliewing in die gesteente georiënteer is (Fig. 3.6.6).

c. Verskuiwings

'n Komplekse sisteem van verskuiwings is in die Hoog-

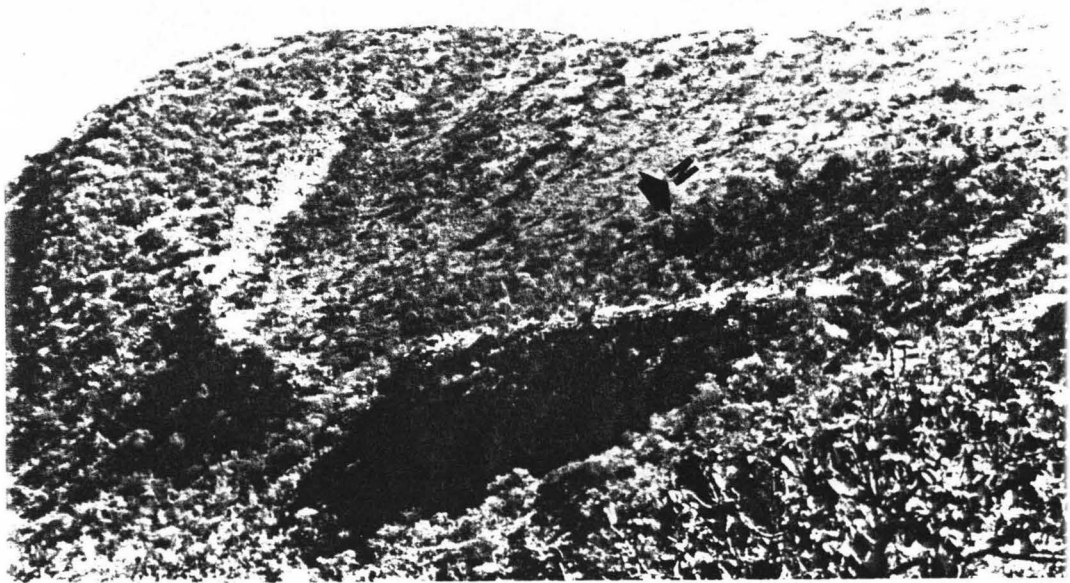


Fig. 3.6.4 Gedeelte van die Pruizensinklien waar kwartsiete van die Formasie Dwaalheuvel geplooi is soos waargeneem in die omgewing van profiel 55 (Fig. 2.1.2).

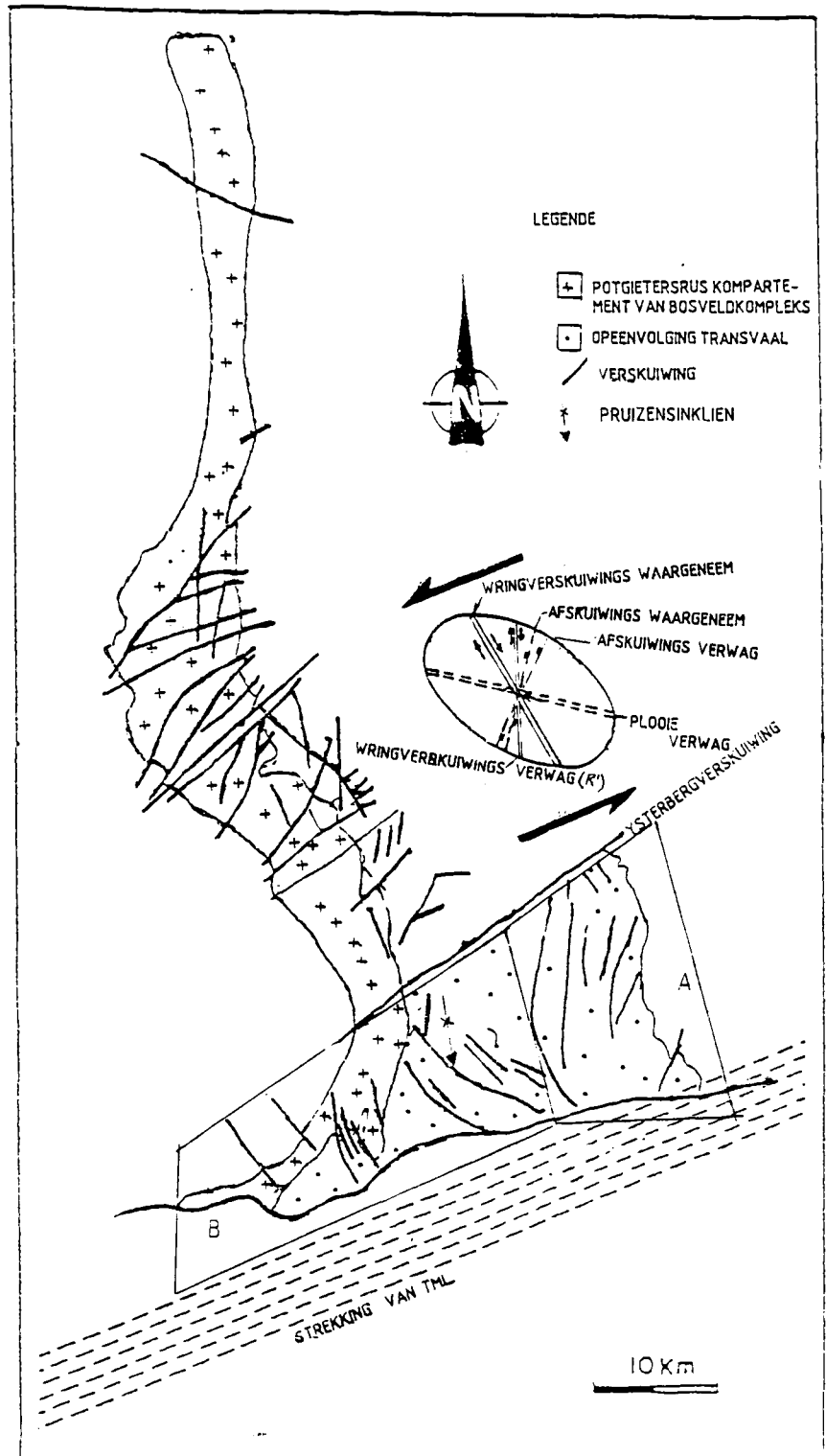


Fig. 3.6.5

Verskuiwings en 'n plooistruktuur in die Hoogland-domein en Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks (gewysig van die oorspronklike deur Van der Merwe (1978) en Du Plessis en Walraven (1990)). Verskuiwings in omgewing A is afskuiwings en die in B, wringverskuiwings (moontlike R'-skuifskeure), wat geïnterpreteer kan word as strukture verwant aan linkslaterale beweging langs die TML. Die teoretiese oriëntasies van en echelon-plooië, R'-skuifskeursones en afskuiwings verwant aan so 'n sisteem, word aangetoon.

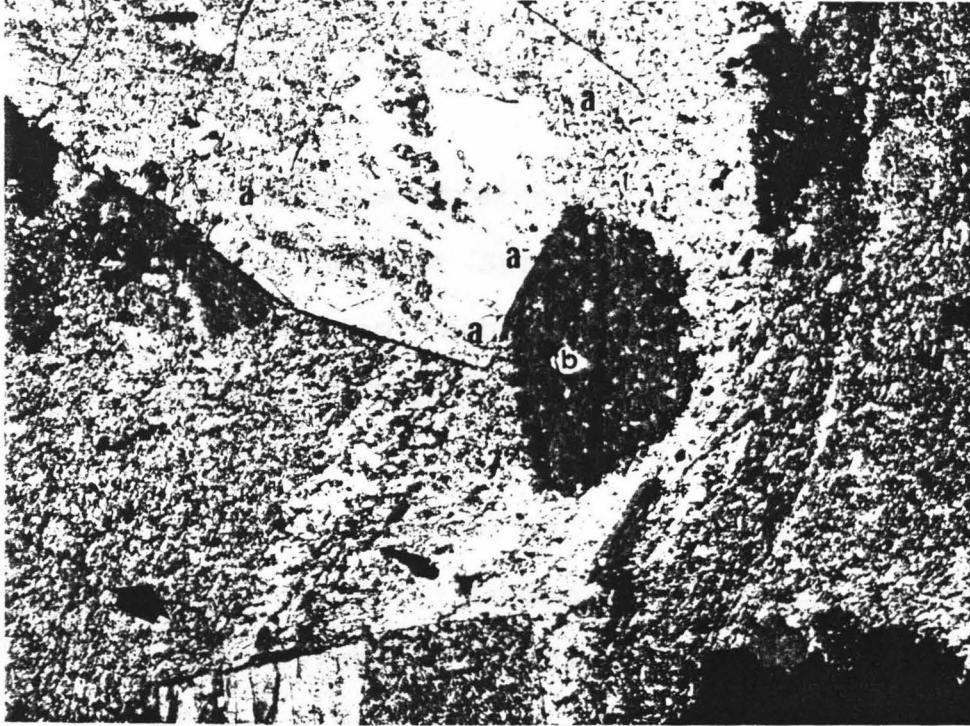


Fig. 3.6.6 Horingfels van die Formasie Silverton van die sentrale gedeelte van die Pruizensinklien. Andalusiet (a) sowel as biotiet (b) het dwars oor die kliewingsrigting (pyl) gegroei. (Vergroting X30)

landdomein waargeneem (Kaart 2). Volgens hul strekking kon hierdie strukture in drie groepe verdeel word, naamlik (a) ONO-W³SW, (b) N-S en (c) WNW-OSO-strekkende verskuiwings. Hierdie verskuiwings was periodies aktief, moontlik afhangende van hul oriëntasie ten opsigte van die heraktiveringskragte.

c.1 ONO-WSW-strekkende verskuiwings

Oos-noordoos-strekkende strukture soos die Eersteling- en Spanjeskuifskeursone asook die Ysterberg-en Zebediela-verskuiwing is in detail gekarteer (Fig. 3.6.7 en Fig. 3.6.8). Gedurende hierdie studie is die monsters van meer as 30 boorgate ondersoek wat langs hierdie verskuiwings geboor is. Breksies verwant aan hierdie verskuiwings is op dieptes van 100 m en 150 m in boorgate wat onderskeidelik sowat 30 m en 300 m suid van die verskuiwings geboor is, waargeneem. Hierdie boorgatinligting dui aan dat die Ysterberg- en Zebediela-verskuiwings na die suide hel (Fig. 3.6.9 en 3.6.10.). Die Spanje en Eerstelingskuifskeursones strek en hel subparallel aan die Ysterberg- en Zebediela-verskuiwings (Fig. 3.6.1) wat 'n verband tussen hierdie strukture impliseer. 'n Duidelike ooreenkoms bestaan tussen die Spanje- en Eerstelingskuifskeursone en die

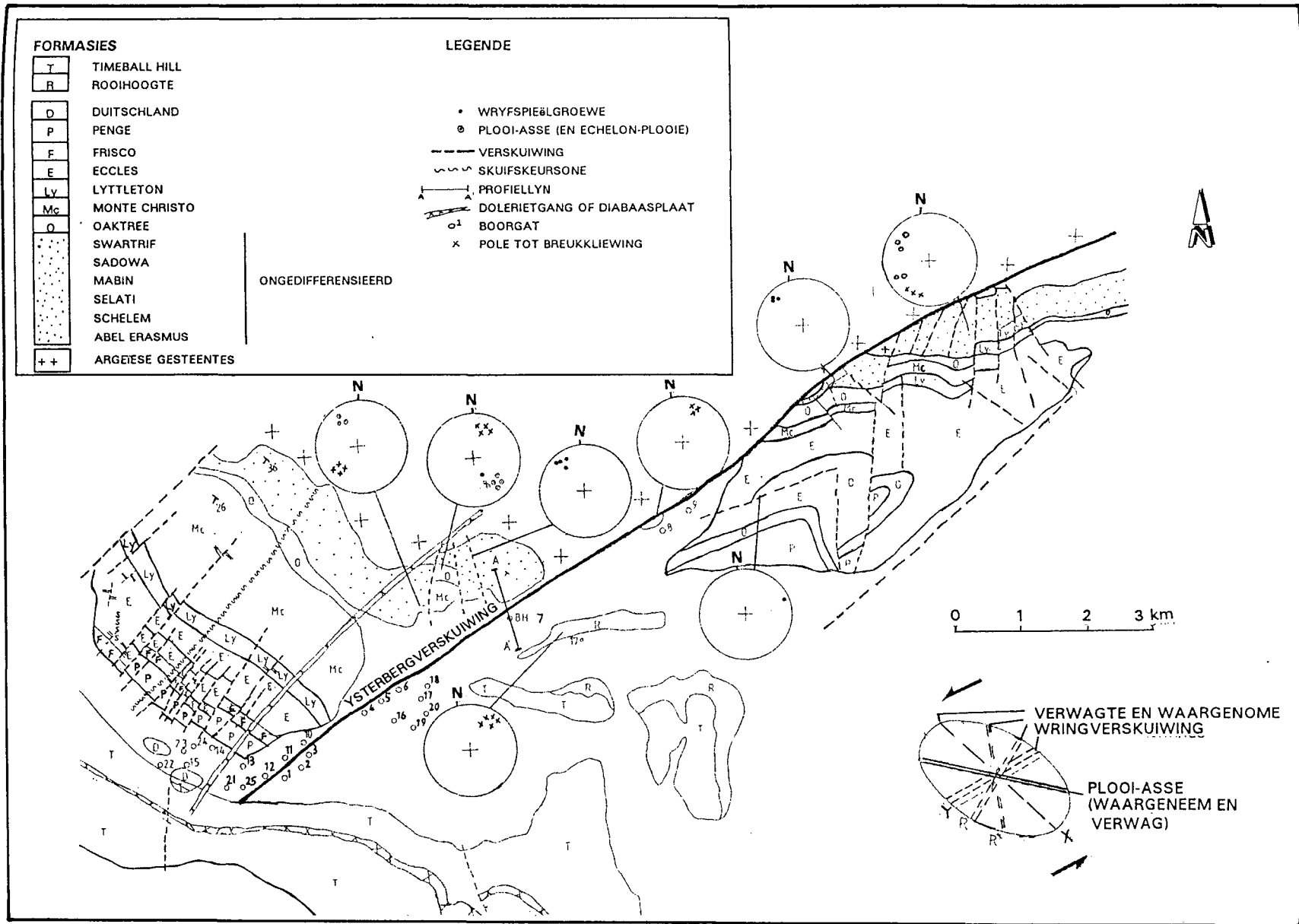


Fig. 3.6.7 'n Strukturkaart van die Ysterbergverskuiwing en omgewing. Die verskuiwings en plooi-asse word toegeskryf aan linkslaterale beweging langs die Ysterbergverskuiwing. Let op dat hierdie laterale beweging plaasgevind het voor afsetting van

die Groep Pretoria. Die teoretiese oriëntasies van wringverskuiwings en en échelon-plooi-structure wat met soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word, word ook aangedui.

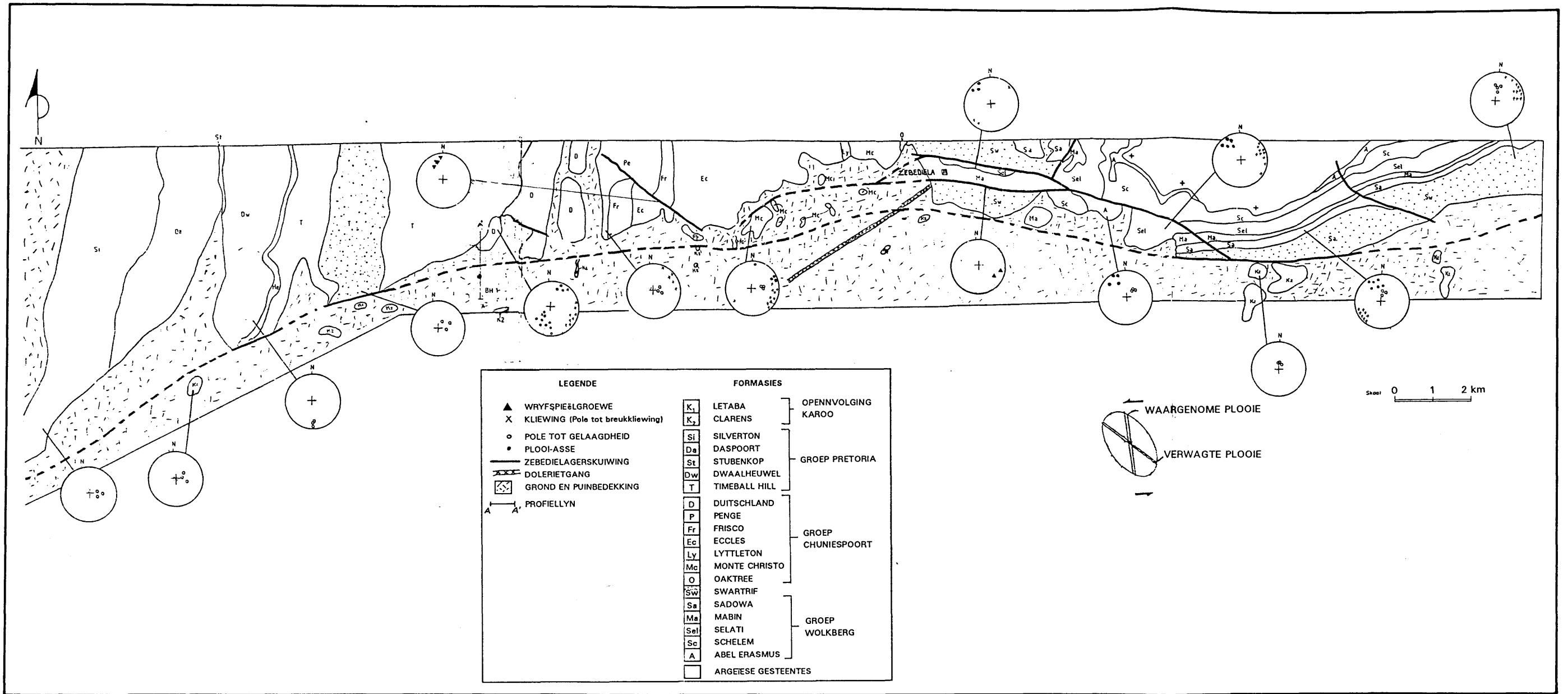


Fig. 3.6.8 'n Strukturkaart van die Zebedielaververskuiving en omgewing. Wes-noordwes georiënteerde plooï-asse en N-S strekkende breukkliewing is beperk tot die gesteentes ouer as die Groep Pretoria en kan toegeskryf word aan linkslaterale beweging langs die Zebedielaververskuiving voor afsetting van die Groep Pretoria. Die teoretiese oriëntasies van en échelon-plooïstrukture wat met soortgelyke laterale beweging geassosieer kan word, word ook aangedui.

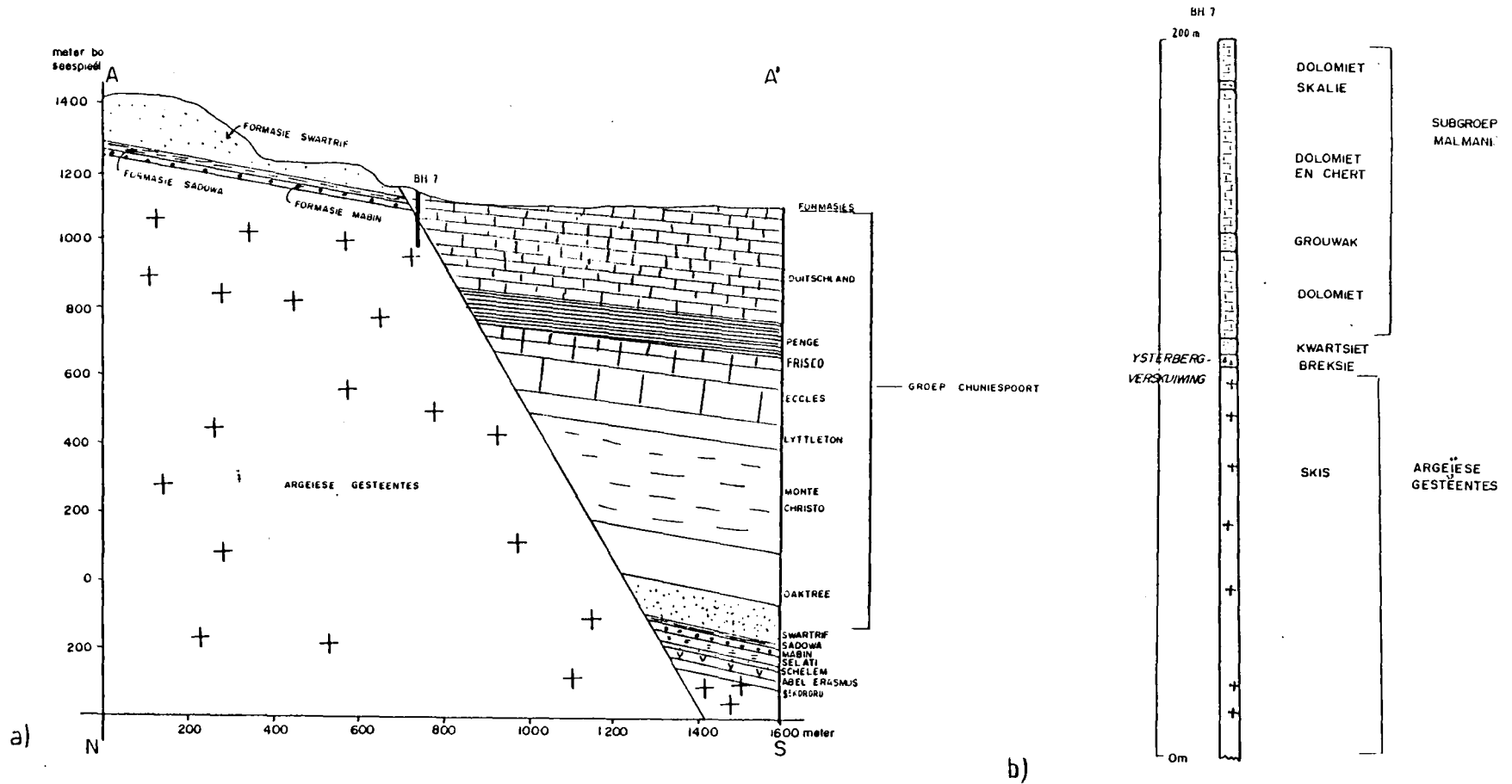


Fig. 3.6.9 (a) Profiel AA' (Fig. 3.6.7) oor die Ysterbergverskuiwing en (b) Boorgatprofiel van BH7 (Fig. 3.6.7). Diktes van formasies in (a) is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.

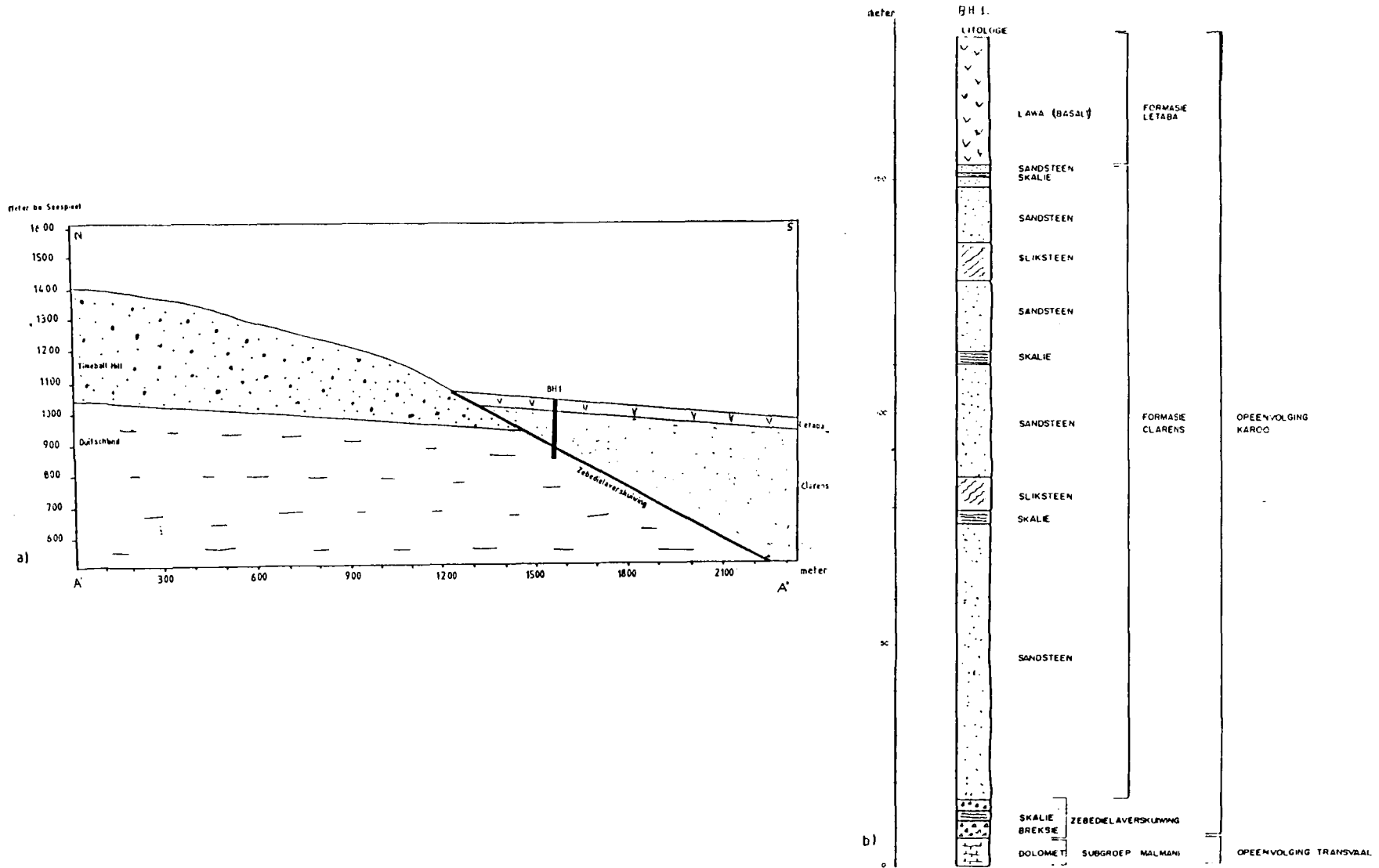


Fig. 3.6.10 (a) Profiel AA' (Fig. 3.6.8) oor die Zebedielaver-skuiwing en (b) Boorgatprofiel van BH1 (Fig. 3.6.8). Diktes van formasies in (a) is vanaf nabygeleë dagsome na profiellyn geprojekteer.

Ysterbergverskuiwing:

- (1) Hierdie strukture het byvoorbeeld alreeds bestaan voordat die Opeenvolging Transvaal afgeset was (G. Brandl, persoonlike mededeling, 1988; De Wit en Roering, 1990).
- (2) Dikte-verskille van formasies (Fig. 3.6.3) impliseer dat laasgenoemde drie strukture onder ekstensiekragte as groeiverskuiwings geheraktiveer is tydens afsetting van die Groep Wolkberg.
- (3) Plooistrukture (Fig. 3.6.3) en die verplasing van strata (Fig. 3.6.7) impliseer dat hierdie verskuiwings weereens geheraktiveer is na afsetting van die Groep Chuniespoort, maar voor afsetting van die Groep Pretoria.

Opritantikliene wat byvoorbeeld in die dakblokke van die Eersteling- en Spanjeskuifskeursone in die gesteentes van die Groep Wolkberg, Formasie Swartrif en Groep Chuniespoort voorkom, maar afwesig is in gesteentes van die Groep Pretoria (Fig. 3.6.1) impliseer dat opskuiwing langs hierdie verskuiwings plaasgevind het voordat die

Groep Pretoria afgeset is. Slegs strata ouer as die Groep Pretoria is lateraal verplaas langs die Ysterbergverskuiwing (die basale kontak van die Groep Pretoria (Fig. 3.6.7) is nie langs die verskuiwing verplaas nie), wat aandui dat laterale beweging voor afsetting van die Groep Pretoria plaasgevind het. Die oriëntasie van minder prominente wringverskuiwings en en échelon-plooistrukture in die direkte omgewing van die verskuiwing, ondersteun die waarneming dat een van die bewegings langs die Ysterbergverskuiwing lateraal (moontlik skuinsglip) was.

Tekens van latere beweging is ook langs die Zebedielaverskuiwing waargeneem, wat moontlik soortgelyk aan die Ysterbergverskuiwing, voor afsetting van die Groep Pretoria ontstaan het. Alhoewel die Zebedielaverskuiwing algemeen bekend is as 'n afskuiwing jonger as die Opeenvolging Karoo, is plooistrukture (moontlik en échelon-plooie) en gekonjugeerde wringverskuiwings beperk tot gesteentes ouer as die Groep Pretoria (Fig. 3.6.8). Dit impliseer linkslaterale strekkingsglipbeweging voor afsetting van die Groep Pretoria.

c.2 Noord-suid-strekkende verskuiwings

Die De Hoop-, Nederland-, Portugal- en Grootvlei verskuiwings strek hoofsaaklik N-S in die Hooglanddomein (Kaart 2) en kon respektiewelik vir 10, 5, 3 en 4 km langs strekking uitgevolg word. Strata van die Opeenvolging Transvaal asook plooistrukture verwant aan die Mhlapitsi-plooi-gordel (die Spanjeplooie) word deur hierdie verskuiwings verplaas (Fig. 3.6.11). Die verskuiwings is dus jonger as die plooi.

'n Jonger diabaasplaat sny dwars oor hierdie verskuiwings sonder enige verplasing. Vyf en dertig diabaasmonsters van sewe monsterpunte is mikroskopies ondersoek (Fig. 3.6.11). Buiten aktinoliet en tremoliet, is horingblende ook waargeneem (Tabel 3.6.1). Die mikroskoopstudies toon aan dat die plaat wel gemetamorfoseer is. Ortopiroksene word byvoorbeeld algemeen deur tremoliet vervang (Fig. 3.6.12) en op plekke toon orto- sowel as klinopiroksene algemene

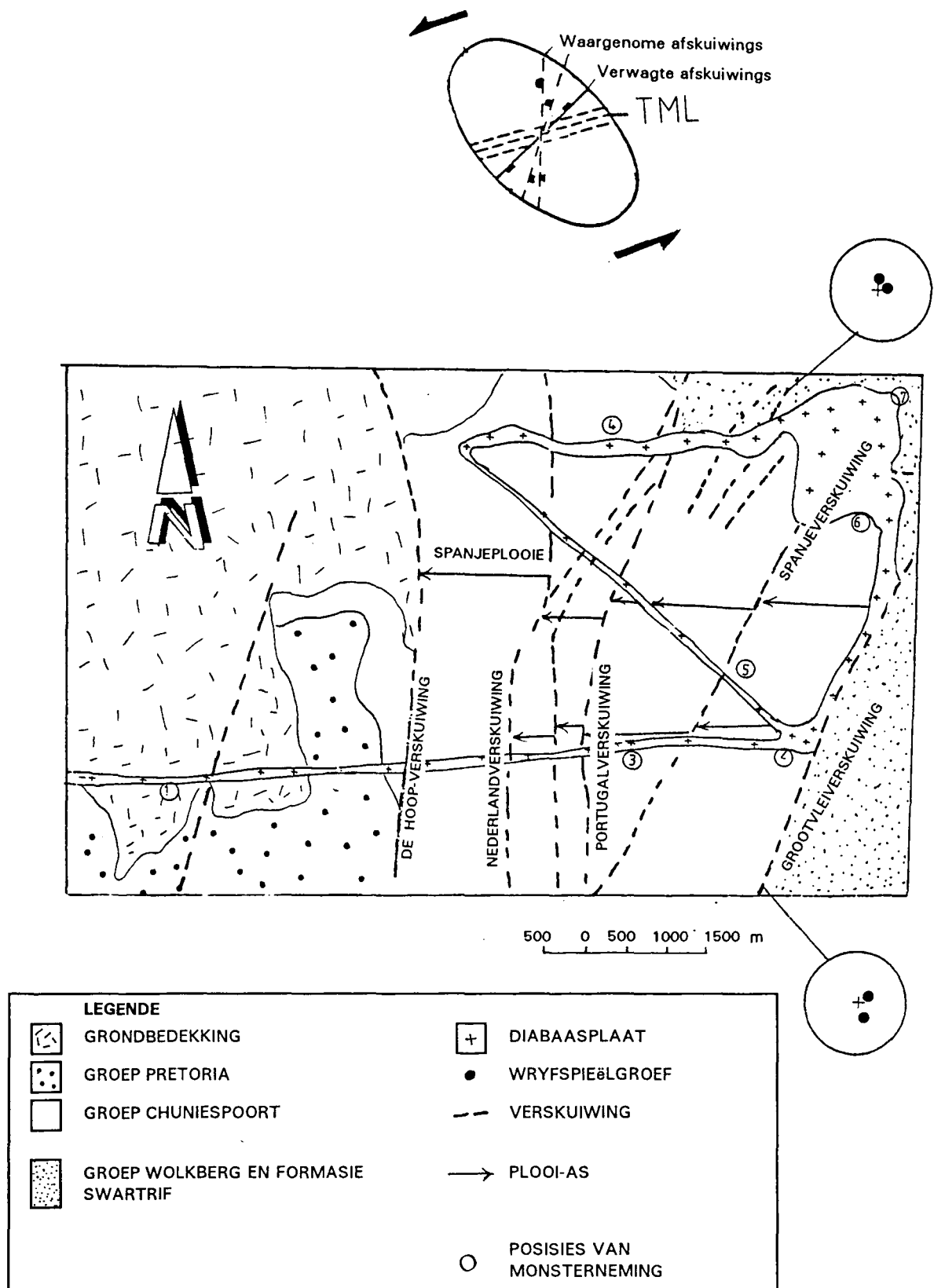


Fig. 3.6.11 'n Kaart van die westelike gedeelte van die Spanjeskuiwingskeursone. Let op dat plooi-asse van die Spanjeplooi deur N-S strekkende afskuiwings verplaas word, maar nie die aangeduide diabaasplaat nie. Die teoretiese oriëntasies van afskuiwings wat tydens laterale beweging langs die TML sou ontstaan, word aangetoon.

Tabel 3.6.1 Mineralogiese samestelling van diabaasplaat in die Hooglanddomein.

Monster No.	Mineralogiese samestelling
1.	Biotiet, Horingblende, Muskoviet, Hipersteen, Plagioklaas, Kwarts, Magnetiet
2.	Biotiet, Ortoklaas, Horingblende, Muskoviet, Tremoliet
3.	Horingblende, Biotiet, Kwarts, Hipersteen, Ortoklaas, Magnetiet
4.	Biotiet, Kwarts, Plagioklaas, Ortopirokseen, Tremoliet
5.	Horingblende, Kwarts, Plagioklaas, Ortopirokseen, Aktinoliet
6.	Ortopirokseen, Magnetiet, Ilmeniet, Plagioklaas, Kwarts, Aktinoliet
7.	Horingblende, Biotiet, Plagioklaas, Kwarts, Aktinoliet

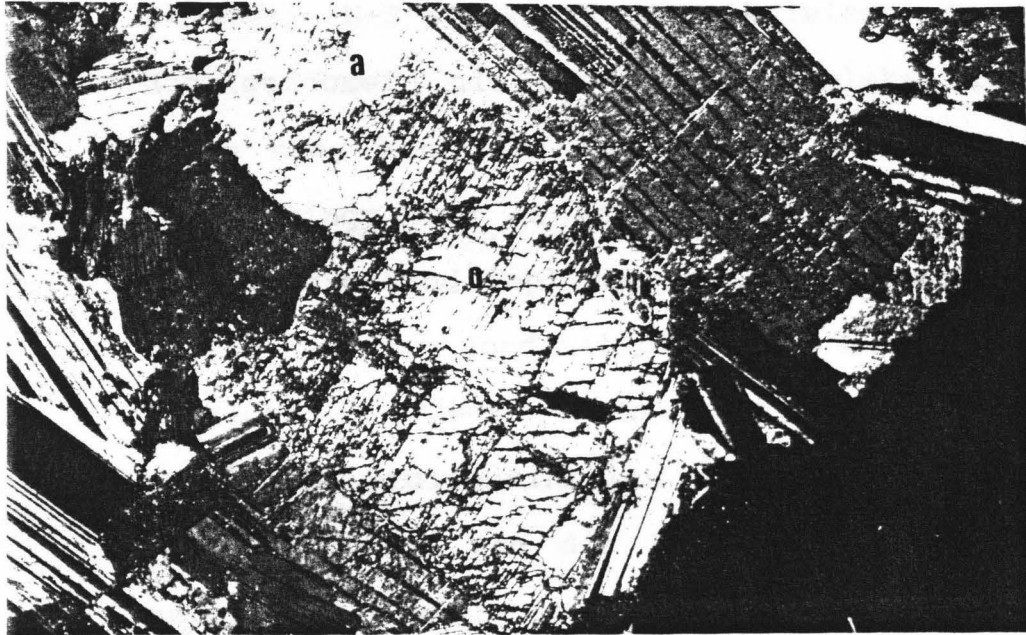


Fig. 3.6.12 Ortopirokseen (o) wat verander na aktinoliët (a) by stasie 7 in Fig. 3.6.11 (Vergroting X30).

verandering na aktinoliet. Hierdie metamorfose is moontlik verwant aan intrusie van die mafiese fase van die Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks. Die voorkoms van amfibole in die diabaasplaat beteken ook dat, volgens die klassifikasie van Sharpe (1984), die plaat ouer is as die mafiese fase van die Bosveldkompleks.

Alhoewel N-S-strekkende verskuiwings in die Hooglanddomein nie die Bosveldkompleks sigbaar kruis nie, kan daar dus afgelei word dat die verskuiwings ouer is as die kompleks. Hierdie ouderdomsverband impliseer dat die verskuiwings geassosieer kan word met plooistrukture soos die Katkloof-, Schwerin- en Fortdraai-antikliene asook die Pruizensinklien wat ook hoofsaaklik voor inplasing van die Bosveldkompleks en as gevolg van linkslaterale beweging langs die TML ontstaan het.

Die N-S-strekkende verskuiwings verplaas strata van die Opeenvolging Transvaal hoofsaaklik vertikaal (Fig. 3.6.13) en kan dus geïnterpreteer word as afskuiwings. Subvertikaal georiënteerde wryfspieëlgroewe langs hierdie verskuiwings (Fig. 3.6.11) ondersteun hierdie afleiding. Hierdie afskuiwings kan verder geïnterpreteer word as deel van die TML-wringverskuiwingsstelsel (Fig.

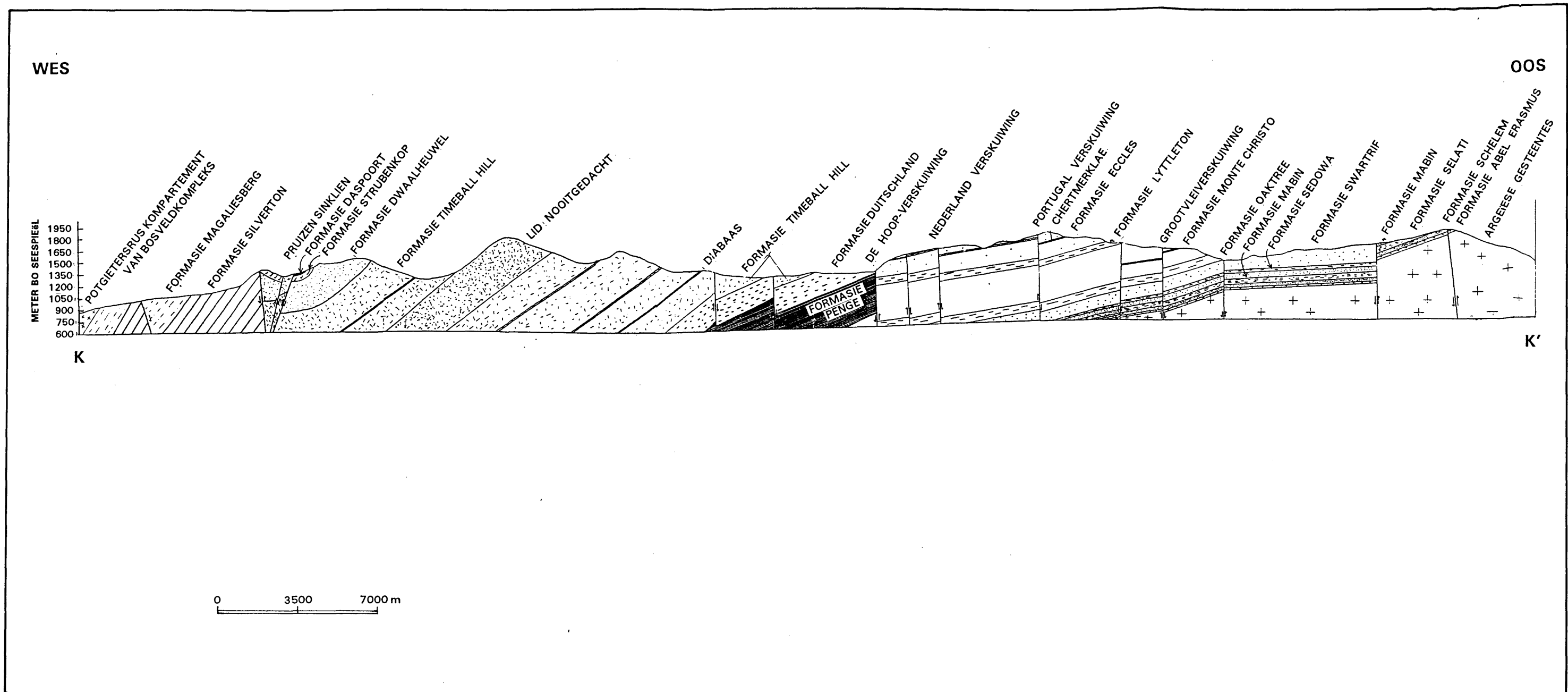


Fig. 3.6.13 Oos-wes Profiel KK' (Kaart 2) oor die Hooglanddo-
 mein. Diktes van strata is vanaf nabygeleë
 dagsome na die profiellyn geprojekteer.

3.6.11) wat vanaf direk voor tot na intrusie van die Bosveldkompleks bestaan het (Du Plessis en Walraven, 1990).

c.3 WNW-OSO strekkende verskuiwings

Verskuiwings soos die Pruizenverskuiwing en Potgietersrusverskuiwing verplaas gesteentes van die Bosveldkompleks (Fig. 3.6.1) en was dus na intrusie van die Bosveldkompleks aktief. Wryf-spieëlgroewe (Fig. 3.6.1) impliseer dat beweging langs hierdie verskuiwings hoofsaaklik lateraal was. Die verskuiwings kan met subparallele wringverskuiwings in die Potgietersrus-kompartement van die Bosveldkompleks (Van der Merwe, 1978) geassosieer word. Du Plessis en Walraven (1990) interpreteer hierdie verskuiwings egter as gekonjugeerde wringverskuiwings (R'-skuifskeure soos aangedui in Fig. 3.6.5) verwant aan linkslaterale bewegings langs die TML direk na inplasing van die Bosveldkompleks.

3.7 Die Uitlooptdomein

a. **Algemeen**

Die Uitlooptdomein kom noord van die Ysterbergverskuiwing en direk oos van die Potgietersruskompartement

van die Bosveldkompleks voor (Fig. 3.7.1).

b. Plooiing

Die Tweefonteinsinklien is die mees prominente plooi-struktuur in die Uitloopdomein en is vanaf die oostelike kontak van die domein vir ongeveer 3 km suidwaarts uitgevolg tot waar 'n N-S-strekkende verskuiwing, die Tweefonteinverskuiwing, die plooi verplaas (Fig. 3.7.2). Die as van hierdie sinklien is N tot NNO georiënteer, subparallel aan die plooi-asse van strukture soos die Katkloof-, Schelem- en Fortdraai-antikliene, wat geïnterpreteer is as plooië verwant aan linkslaterale beweging langs die TML (Du Plessis en Walraven, 1990). 'n Aantal plooistrukture met plooi-asse wat willekeurig georiënteer is (Fig. 3.7.2 en 3.7.3) kom in die sentrale gedeelte van die Tweefonteinsinklien voor. Hierdie willekeurige oriëntasies dui daarop dat plooiing in 'n omgewing van hoë vervormbaarheid ("ductility") ontstaan het, wat moontlik aan intrusie van die Bosveldkompleks verwant is. Dit steun bogenoemde interpretasie van en échelon-plooiing tydens inplasing van die Bosveldkompleks.

c. Verskuiwings en skuifskeursoes

Die prominente verskuiwings wat in die Uitloopdomein

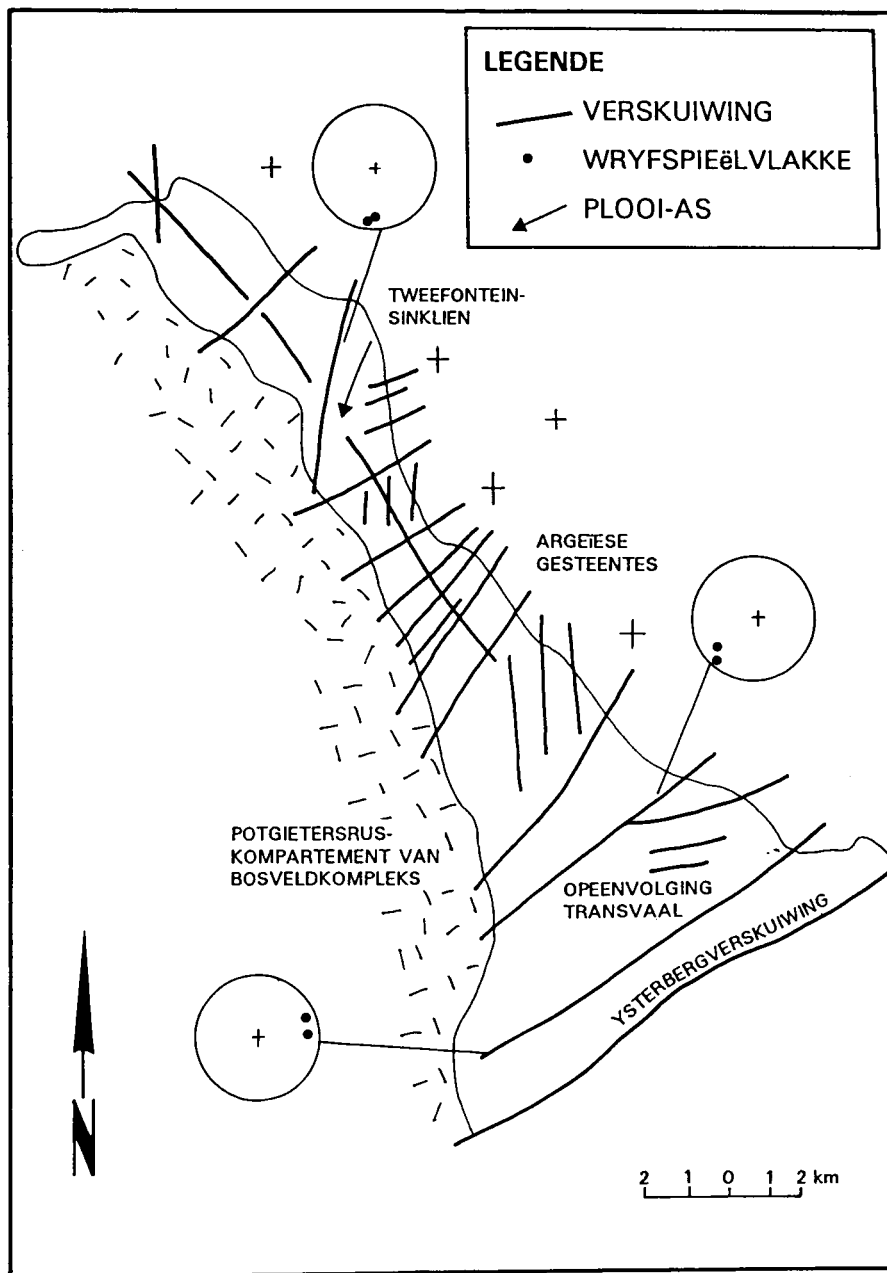


Fig. 3.7.1 'n Strukturkaart van die Uitloopdomein.

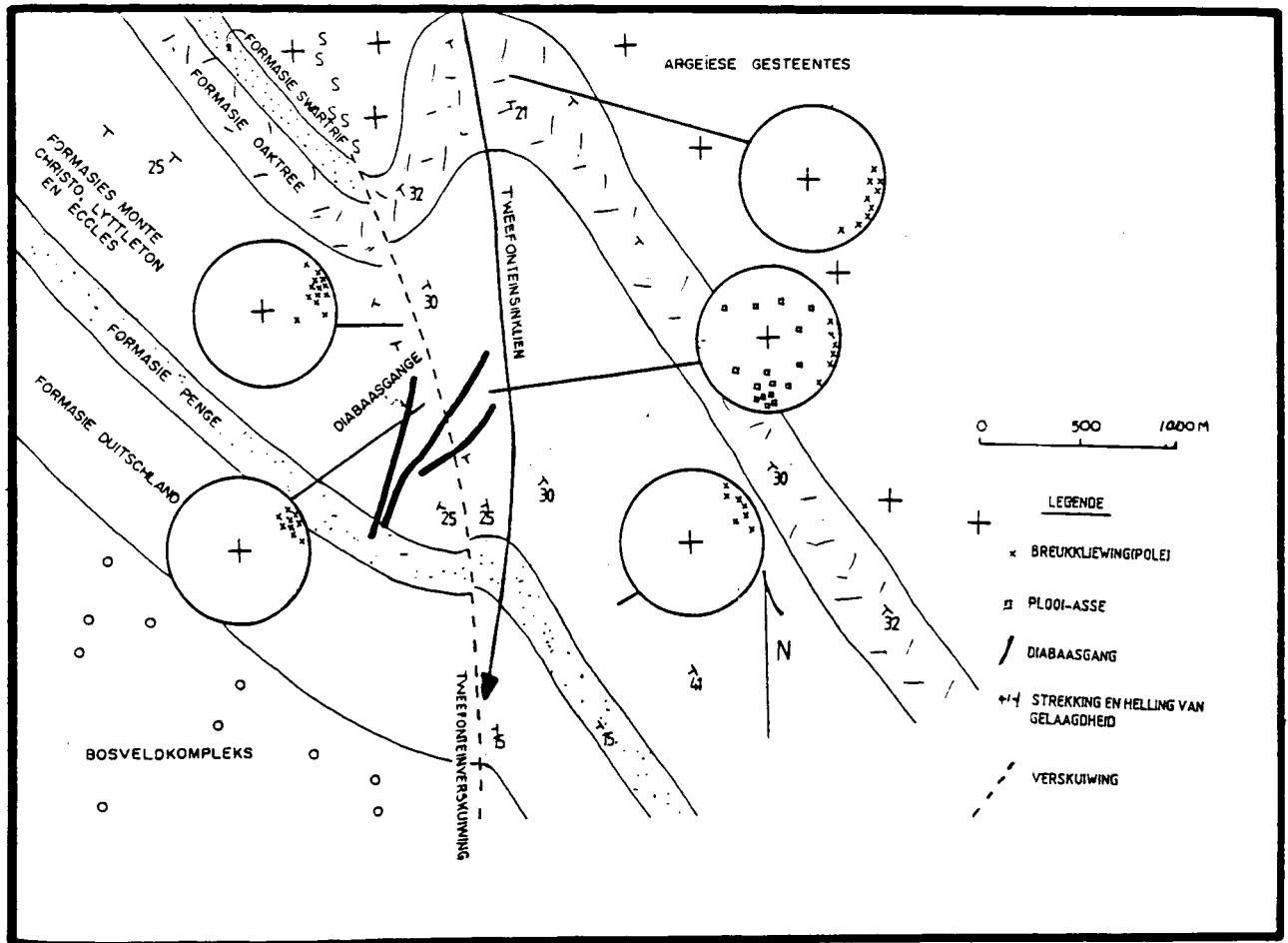


Fig. 3.7.2

'n Strukturkaart van die Tweefonteinsynklinen. Let op dat plooi-asse willekeurig georiënteer is in die sentrale gedeelte van die sinklien en geen verband met die ander strukture het nie.



Fig. 3.7.3

Willekeurig georiënteerde plooië in dolomiet langs profiel 3 (Fig. 2.1.2) in die sentrale gedeelte van die Tweefonteinsinklien. Die oriëntasie van die willekeurig georiënteerde plooi-asse word met pyle aangetoon.

waargeneem is, word in Kaart 2 aangetoon. Verskuiwings is in hierdie domein gewoonlik met aarkwarts of kwartsveldspatiese materiaal gevul en kan in die veld maklik uitgevolg word. Die meerderheid van die wryfspieëlgroewe langs die verskuiwings is subhorisontaal georiënteer (Fig. 3.7.4) wat impliseer dat hulle wringverskuiwings is. Enkele van hierdie verskuiwings strek N tot NNO terwyl die meerderheid ONO tot NO georiënteerd is. Die meeste van hierdie verskuiwings verplaas die gesteentes van die Bosveldkompleks lateraal en was dus na intrusie van die Bosveldkompleks aktief.

Verskuiwings in die Uitlooptdomein strek subparallel aan verskuiwings in die Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks (wes van die Uitlooptdomein wat oorspronklik deur Van der Merwe (1978) geïdentifiseer is (Fig. 3.7.4). Du Plessis en Walraven (1990) interpreteer die verskuiwings in die Potgietersruskompartement as gekonjugeerde wringverskuiwings verwant aan linkslaterale beweging langs die TML direk na inplasing van die Bosveldkompleks (Fig. 3.7.4). Aangesien die verskuiwings in die Uitlooptdomein subparallel en soms aaneenlopend is met verskuiwings in die Potgietersruskompartement, kan die verskuiwings in die Uitlooptdomein gevolglik ook geïnterpreteer word as verskuiwings wat geaktiveer is tydens laterale beweging langs die TML, soos in Figuur

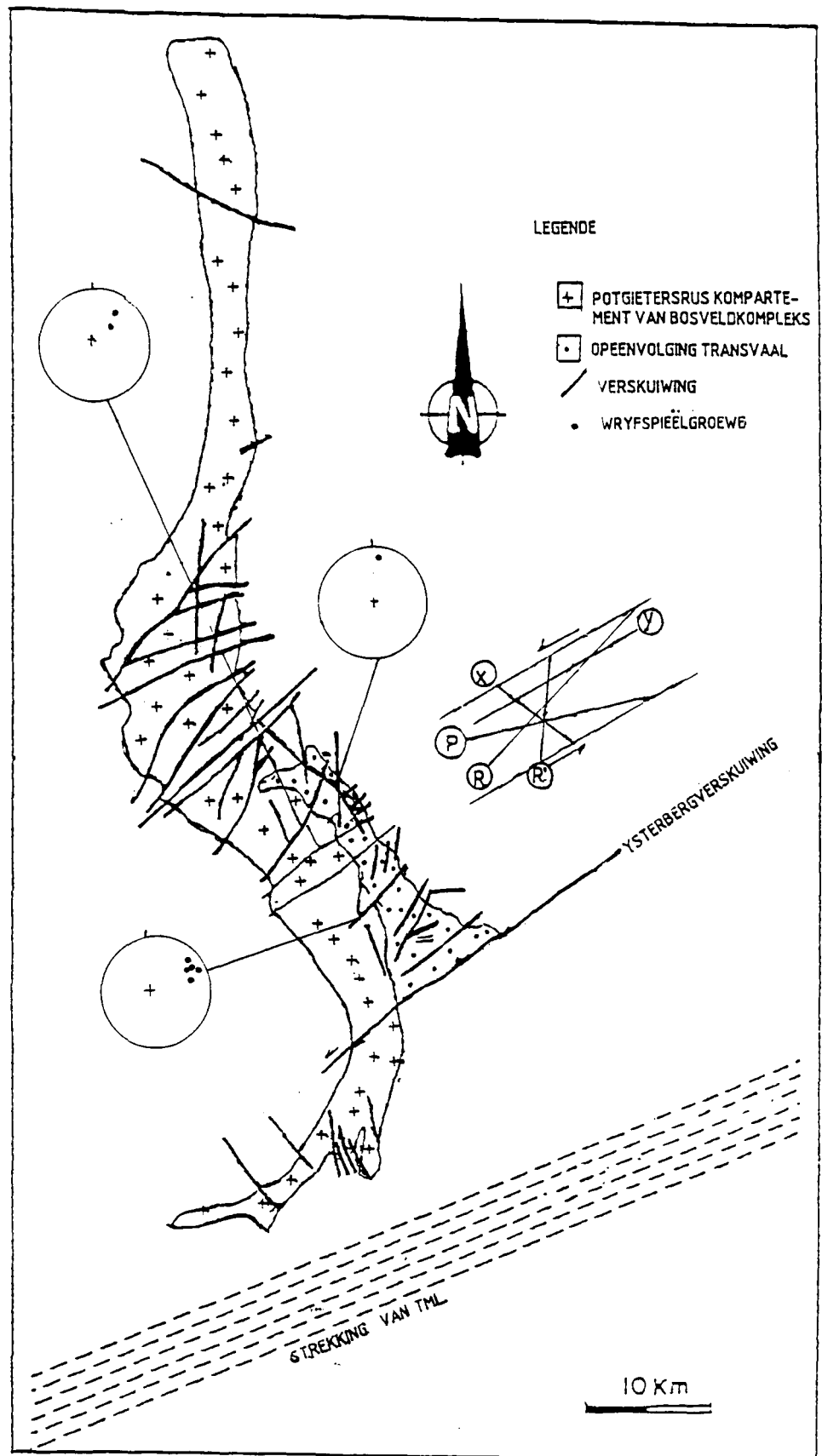


Fig. 3.7.4

'n Kaart van die oriëntasie van verskuiwings in die Uitloophoeve en in die Potgietersruskompartement van die Bosveldkompleks. (Volgens Du Plessis en Walraven, 1990) Hierdie verskuiwings kan geïnterpreteer word as gekonjugeerde verskuiwings verwant aan linkslaterale beweging langs die TML.

3.8 Samevatting

Herhaaldelike beweging langs ONO strekkende verskuiwings en skuifskeursoes het die tektoniek in elke domein wat ondersoek is, beheer. Daar is vasgestel dat die beweging langs sommige van hierdie strukture lateraal was, alreeds voor afsetting van die Opeenvolging Transvaal. Drie prominente fases van heraktivering wat plaasgevind het oor 'n periode wat strek vanaf die begin van afsetting van die Opeenvolging Transvaal tot direk na intrusie van die Bosveldkompleks is geïdentifiseer:

1. Regionale NNW-SSO verlengingstektoniek tydens afsetting van die Groep Wolkberg, die Hoofkwartsietzone en Lid Serala van die Formasie Swartrif het ONO-strekkende verskuiwings en skuifskeursoes geheraktiveer as groeiverskuiwings.
2. Regionale NNW-SSO kompressietektoniek het na afsetting van die Groep Chuniespoort maar voor afsetting van die Groep Pretoria voorgekom. Bogenoemde ONO strekkende strukture is geïnverteer as opskuiwings en linkslaterale wringsverskuiwings. Opritstrukture soos plooië in die dakkante van opskuiwings ("ramp folds") wat bekend staan as die Mhlapitsi-plooiëgordel, was die gevolg van hierdie kompressie.

3. Laterale beweging is langs sommige ONO-strekkende verskuiwings soos die Diepsloot- en Moltkeskuiwingsone (Fig. 3.5.9) geïdentifiseer en hou moontlik verband met linkslaterale wringverskuiwingsisteme soos die TML, wat van voor tot na Bosveldintrusie aktief was. Noord-suid verskuiwings soos die Nerderland-, Portugal- en Spanjeverskuiwings (Fig. 3.6.11) en WNW-strekkende verskuiwings (die Pruizen- en Potgietersrusverskuiwings in Fig. 3.6.1) kan respektiewelik geïnterpreteer word as afskuiwings en wringverskuiwings wat as gevolg van hierdie laterale beweging langs die TML ontstaan het. Verder kan plooistrukture soos die Katkloof-, Fortdraai- en Schwerinantikliene en die Tweefontein- en Pruizen-sinkliene ook as en échelon-plooie geïnterpreteer word. Hierdie interpretasie ondersteun die model van Du Plessis en Walraven (1990) wat oorspronklik laterale beweging langs die TML tydens tot na Bosveldintrusie voorgestel het.

4.1 Die TML se posisie in tyd en`ruimte

Die Thabazimbi-Murchisonlineament (TML) is 'n sowat 25 km breë ONO-strekkende sone van vervorming wat vanaf die Argeïese Murchisongroensteengordel in Oos-Transvaal tot naby Gaborone in Botswana ('n afstand van meer as 400 km) waargeneem kan word (Vearncombe, 1992). Die invloed van hierdie sone op die tektoniek van die Kaapvaalkraton is die laaste paar jaar intensief ondersoek. Du Plessis en Walraven (1990) en Du Plessis (1990) interpreteer die TML as 'n struktuur wat die litosfeer gepenetreer het en die ontwikkeling van Vroeg- tot Middel-Proterosoïese sedimentêre komme in die noordelike gedeelte van die Kaapvaalkraton, asook die intrusie van die Bosveldkompleks beheer het. Clendenin (1989) en Martin (1990) beskou die TML as 'n kratonskaal oordragsverskuiwing verwant aan ontwikkeling van die slenkdaalsisteen waarin die 2,7 Ga oue Supergroep Ventersdorp geakkumuleer het. Vearncombe (1992) beweer dat die TML 'n sone van samevoeging tussen die noordelike en suidelike gedeeltes van die Kaapvaalkraton voorstel wat dateer teen ongeveer 2.8 Ga.

Alhoewel bogenoemde navorsers die TML verskillend interpreteer, is almal dit eens dat die TML reeds gedurende Laat-Argeïese tye 'n fundamentele element was in die tektoniese raamwerk van die Kaapvaalkraton. Hierdie ooreenkoms word

bevestig deur die ONO oriëntasie van die TML, subparallel aan die Argeïese tektoniese grein van die Kaapvaalkraton (soos gedefinieer deur die strekking van die Barberton-, Murchison- en Pietersburggroensteengordels) asook aan die Limpopogordel. Die Limpopogordel kan geïnterpreteer word as 'n wortelsone van 'n Himalaya-tipe botsingsgordel (Van Reenen et al., 1987) wat die gevolg was van botsing tussen die Zimbabwe- en Kaapvaalkratonblokke tussen 2,7 en 2,65 Ga (Barton en Van Reenen, 1992). Teen 2,6 Ga het die Argeïese kors van suidelike Afrika (hoofsaaklik as gevolg van hierdie botsing) bestaan uit 'n mosaïek (De Wit et al., 1992) van korsblokke wat versamel het langs grootskaalse ONO-strekkende skuifskurwes (20 tot 40 km wyd) waarvan die TML 'n geïntegreerde deel was.

In die volgende afdelings word die invloed van die oostelike gedeelte van die TML op afsetting van die Laat-Argeïese Groep Wolkberg en oorliggende Groep Chuniespoort, asook latere vervorming van hierdie gesteentes langs die Mhlapitsi-plooigordel bespreek en word die verwantskap tussen laasgenoemde vervorming en positiewe tektoniese inversie uitgewys.

4.1.1 Ekstensietektoniek langs die TML tydens afsetting van die Groep Wolkberg

Vloergraniete (Tabel 4.1) soos die Uitloopgraniet (2687 \pm 2 Ma ; De Wit et al., 1992) en die Turfloopgraniet (2606 \pm 29 Ma, Walraven et al., 1981) impliseer 'n ouderdom van ongeveer 2,6 Ga vir die Groep Wolkberg. Hierdie ouderdomsbepalings dui daarop dat die Groep Wolkberg jonger is as Limpopo-orogeenese (2,7 tot 2,65 Ga; Barton en Van Reenen, 1990) en dat geen verwantskap tussen hierdie tektoniese gebeurtenis en afsetting van die Groep Wolkberg bestaan nie. Die Groep Wolkberg is ook jonger as die Supergroep Ventersdorp (2,71 Ga; Armstrong et al., 1991) en het teenstrydig met beweringe van Clendenin (1989) geen korrelasie met die afsetting van hierdie Supergroep nie. (Sien Fig. 4.1.1 vir Clendenin (1989) se voorstelling van die tektoniek wat die Wolkbergslenk-dalsisteem beheer het).

Die dikteverspreiding van die formasies van die Groep Wolkberg, die Hoofkwartsietlaag en Lid Serala van die Formasie Swartrif (soos uiteengesit in Hoofstuk 2) impliseer dat afsetting plaasgevind het in 'n reeks halfgrabens wat deur suidhellende verskuiwings beheer is.

OROGENESES	INTRUSIES	Ma	OPEENVOLGING TRANSVAAL	SUPERGROEP VENTERSDORP
		1900		
	Bosveld- kompleks 2060-2050	2000	FORMASIE	FORMASIE
		2100	FORMASIE	FORMASIE
Kheiss- Korannaberg 2000-2200		2200	FORMASIE	FORMASIE
		2300	FORMASIE	FORMASIE
		2400	MHALAPITSI-PLOOIGORDEL REGIONALE CHUNNIESPOORT- DISKORDANSIE	
	Groot Gang in Zimbabwe- kraton ± 2460	2500	FORMASIE	FORMASIE
	Turfloopgraniet 2606 ± 29	2600	FORMASIE	FORMASIE
Limpopo- orogenese 2650-2700	Uitloopgraniet ± 2687	2700	FORMASIE	FORMASIE

Tabel 4.1

Verwantskappe tussen ouderdom van strata van die Opeenvolging Transvaal en prominente tektoniese gebeure op en om die Kaapvaal-Zimbabwe-kraton. Gewysig, maar oorspronklik volgens Eriksson et al. (in druk). Ouderdomdata van Burger en Coertze (1974), Burger en Walraven (1977, 1980), Barton et al. (1986), Kruger et al. (1986), Trendall et al. (1990), Jahn et al. (1990), Barton en Van Reenen (1992).

* Ouderdomme bereken vir Formasies Schmidtdrift en Asbesberge in Griekwalandweskom maar respektiewelik korreleerbaar met onderste gedeelte van Subgroep Malmani en Formasie Penge.

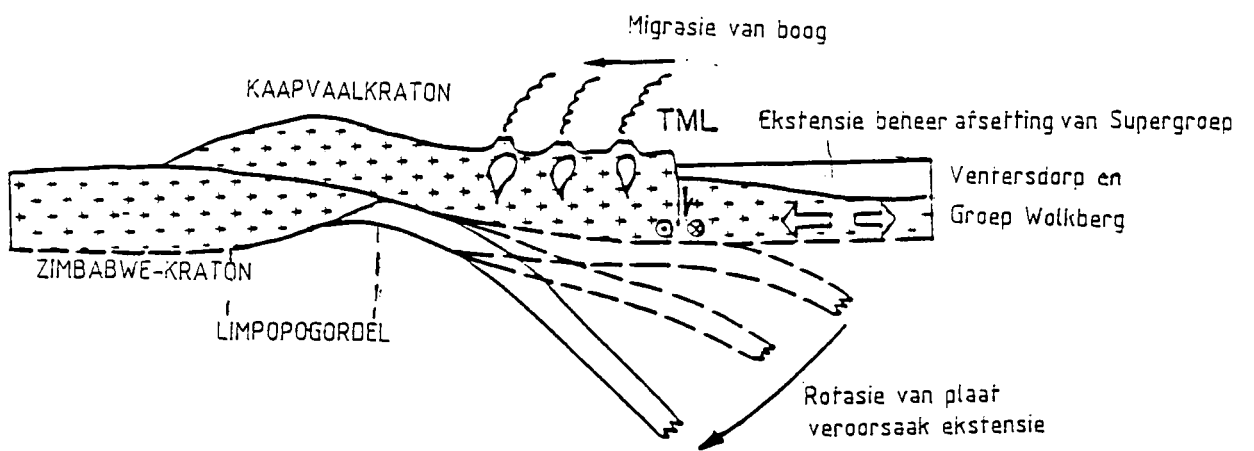


Fig. 4.1.1 Clendenin (1989) se voorstelling vir ontwikkeling van die Wolkbergslenkdalsisteem.

Hierdie waarnemings van kontinentale ekstensie, stem ooreen met interpretasies van Bickle en Eriksson (1982), Harmer en Von Gruenewaldt (1991), asook Bosch (1992) wat beweer het dat die Groep Wolkberg 'n tipiese slenkdaalsisteem-afsetting verteenwoordig.

Die oorsprong van die regionale ekstensie is waarskynlik verwant aan 'n verandering in spanningstoestande wat op die TML ingewerk het. Geen bewyse van sodanige spanningsverandering is tot nog toe langs die grense van die Kaapvaalkraton ('n moontlike bron van verafgeleë spannings) waargeneem nie. Dit kan beteken dat hierdie ekstensie eerder op 'n groter skaal aan 'n verandering in intraplaat-spannings verwant is.

'n Besondere verband bestaan tussen die ligging van die TML en die Bosveldkompleks (Hartzer, 1987; Lee en Sharpe, 1986; Du Plessis en Walraven, 1990). Die kompleks kom aan beide kante en langs die lengte van die TML voor (Fig. 3.2.4). Alhoewel die lineament moontlik die intrusie van die kompleks beheer het (Du Plessis en Walraven, 1990) kon spannings veroorsaak deur byvoorbeeld hittevloei vanuit die magmakamer voor intrusie, 'n swak sone in die kors soos die TML geaktiveer het (Fig. 4.1.2b). Verhoogde hittevloei kon dus opbuiging van die aardkors en gevolglike ekstensie en afskuiwings tot gevolg gehad het (Fig. 4.1.2b).

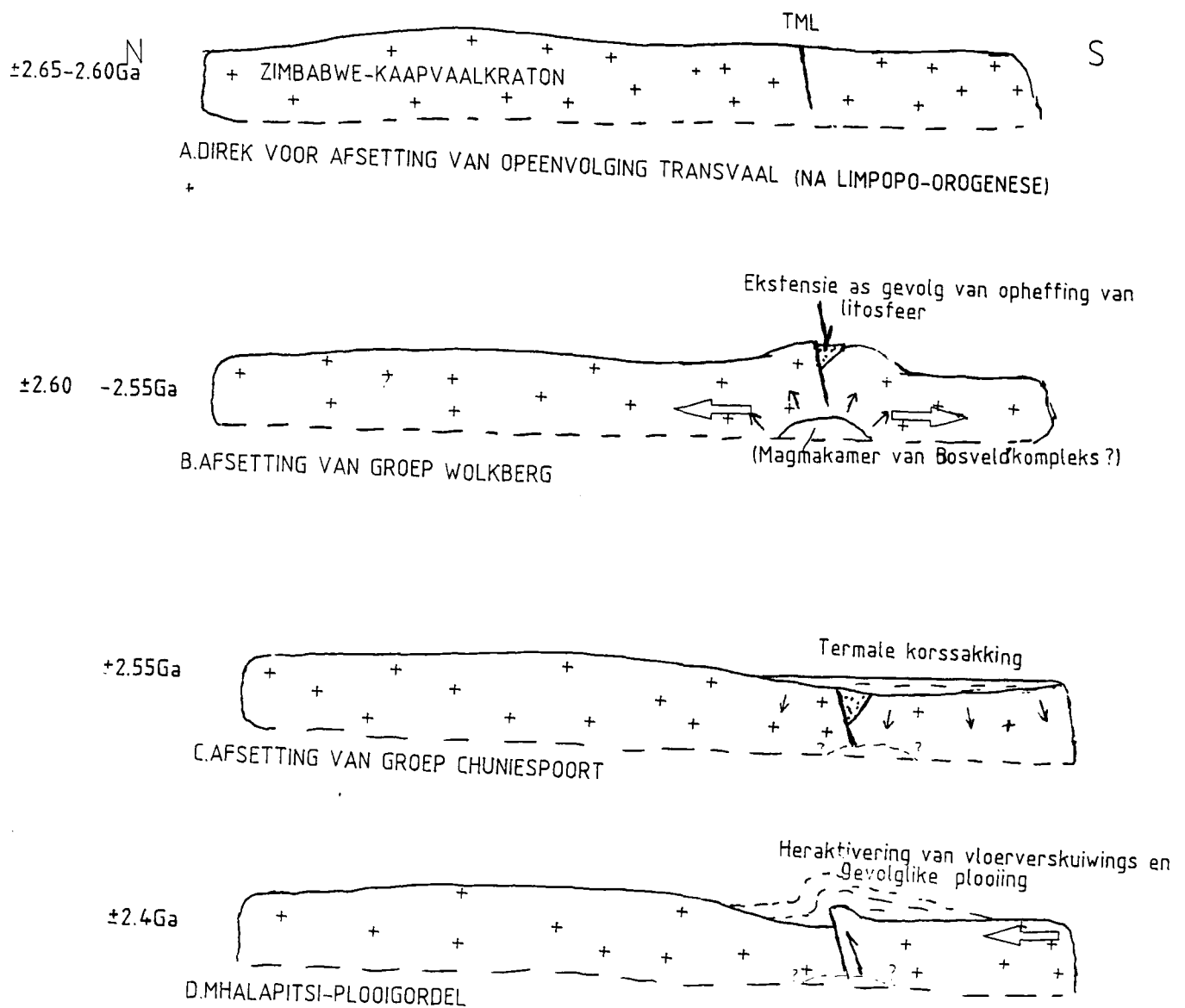


Fig. 4.1.2 Geïdealiseerde voorstelling van die invloed van die TML op afsetting van die Opeenvolging Transvaal.

Alhoewel die intrusie-ouderdom van die Bosveldkompleks bekend is (die mafiese fase is gedateer teen 2,06 Ga; Kruger et al., 1986) 'is daar nog nie voorheen gespekuleer oor die ouderdom van die ontstaan van die magmakamer en die moontlike invloed daarvan op die aardkors nie. Die abnormale grootte van hierdie intrusie (Hunter, 1973, 1975, 1976; Tankard et al., 1982) en eienskappe soos byvoorbeeld die gelaagdheid van die mafiese fase (Hulbert en Von Gruenewaldt, 1986) en die verskeidenheid diabaasplate in die vloergesteentes, impliseer dat magma lank voor intrusie versamel het (Sharpe, 1984). Dit is nie onrealisties om te aanvaar dat vertikale tektoniek soos byvoorbeeld opheffing van die aardkors bokant die magmakamer voor intrusie kon plaasgevind het nie. Vertikale opheffing van die aardkors het gewoonlik ekstensie en afskuiwings tot gevolg (Friedman et al., 1976). Sulke afskuiwings is veral waargeneem in die omgewing van diapier-indringings en ook in die Oos-Afrika-slenkdal (voorgestel in Fig. 4.1.3) waar isostatiese opheffing van die kors plaasvind (Coward, 1987, bl. 1; Katz, 1987).

Alhoewel die magmakamer van die Bosveldkompleks dus as 'n ideale bron van intraplaatspannings kon dien, is dit tans nog onbekend of dit alreeds teen 2,6 Ga bestaan het.

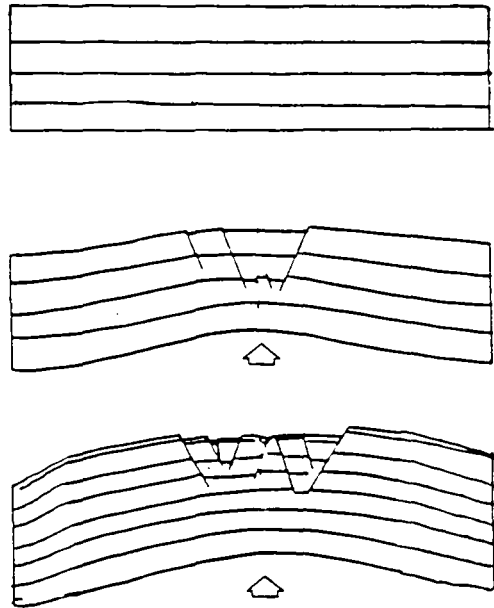


Fig. 4.1.3

Interpretasie volgens Jaroszewski (1980) van hoe vertikale opheffing van die aardkors sommige afskuiwings langs die Oos Afrika-slenkdalsisteem kon laat ontstaan het.

Die einde van meganiese ekstensie in die Wolkberg-Swartrifkom word gekenmerk deur 'n regionale slenkdaal-diskordansie bokant die Lid Serala van die Formasie Swartrif (Clendenin et al., 1990). Clendenin et al. (1990) het die ontstaan van hierdie diskordansie toegeskryf aan opheffing van die slenkdaal-opeenvolging ("rift sequence") as gevolg van opwelling van die astenosfeer, volgens die model van McKenzie (1978). Latere afkoeling van die astenosfeer veroorsaak dan 'n termale sakkingskom ("thermal subsidence basin"). Termaal-beheerde korssakking het vanaf afsetting van die boonste gedeelte van die Formasie Swartrif (Clendenin et al., 1990) tot na afsetting van die Formasie Duitschland gedomineer. Die ouderdom van die Formasie Schmidtdrift (2557 \pm 49 Ma; Jahn et al., 1990) wat korreleerbaar is met die onderste gedeelte van die Subgroep Malmani (Clendenin, 1989), plaas 'n minimum ouderdom op hierdie sakking. Volgens Martin (1990) kom vyf regionale diskordansies in die Subgroep Malmani voor. 'n Soortgelyke diskordansie is tydens hierdie studie in die Formasie Duitschland geïdentifiseer. Bogenoemde ses diskordansies kan die gevolg wees van geringe periodiese regionale kompressie wat opheffing en erosie tot gevolg gehad het tydens afsetting van die Groep Chuniespoort. Die diskordansies is moontlik tekens of voorlopers van die regionale kompressietektoniek wat later die Mhlapitsi-plooigordel en geassosieerde Chuniespoort-diskordansie

laat ontstaan het. Hierdie kompressietektoniek verteenwoordig die einde van termaal-beheerde korssakking in die Transvaalkom en die ontstaan van positiewe tektoniese inversie.

4.2 Inversietektoniek

'n Belangrike aspek van die tektoniese evolusie van oerkorsdomeine soos die Kaapvaalkraton is die heraktivering van verskuiwings en skuifskeursoes tydens daaropvolgende periodes van vervorming. Heraktivering is verwant aan die spanningspatrone waaraan die strukture onderwerp word en dit is moontlik dat strukture op verskillende tye as af-, wring- en opskuiwings geheraktiveer word.

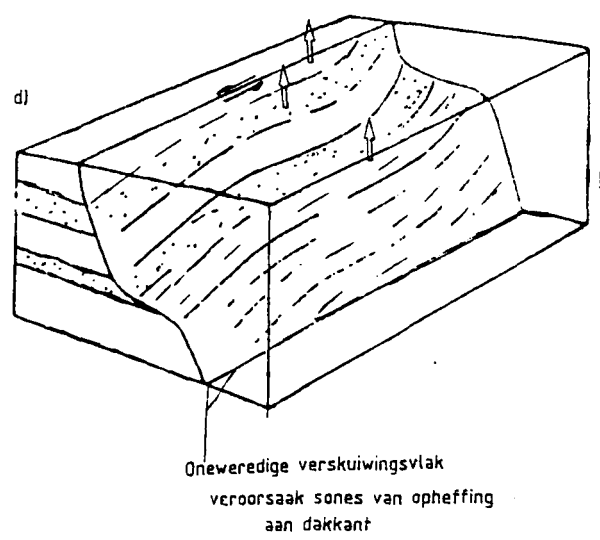
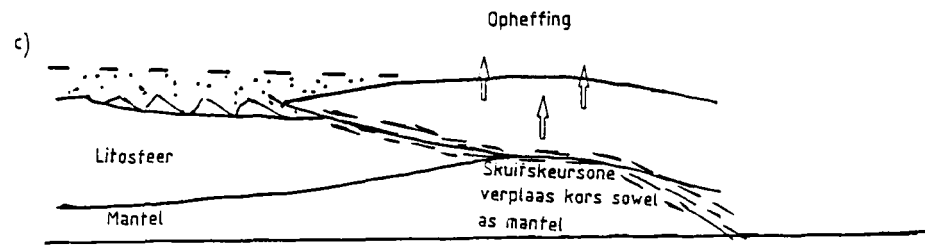
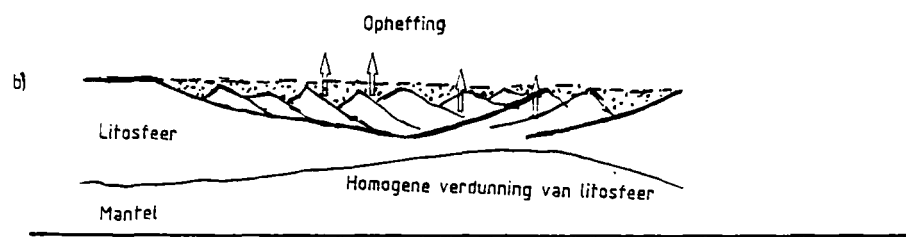
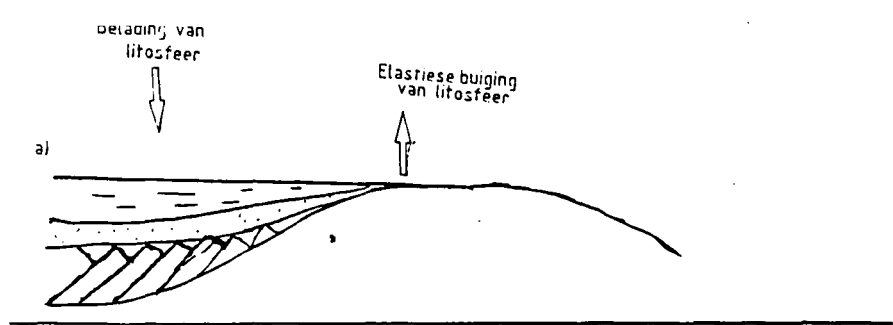
In 'n verklaring oor die heraktivering van lineamente beweer Reading (1980, bl. 11) :

"Contemporary movement along mega-shear zones depends on the current regional stress pattern. Therefore at different times such zones may have acted as normal, reverse or strike-slip faults".

Heraktivering van vroeëre soes van swakheid in die aardkors word volgens Etheridge (1986) meganies bevoordeel, maar heraktivering sal slegs plaasvind indien die sone gunstig georiënteer is ten opsigte van

die heersende spanningsveld.

Wanneer 'n verandering in die regionale spanningsstelsel 'n omkeer van die hellingsglibbewegingskomponent van verskuiwing veroorsaak (waar ekstensie byvoorbeeld deur kontraksie opgevolg word) staan die proses as tektoniese inversie bekend (Cooper et al., 1989). Positiewe inversie (meestal bekend as slegs "inversie") vind plaas wanneer ekstensietektoniek (waartydens afskuiwings gewoonlik ontstaan) opgevolg word deur kontraksie (gekenmerk aan opskuiwings). Negatiewe inversie vind plaas wanneer kontraksie deur ekstensie opgevolg word. Alhoewel die normale oorsaak van positiewe inversie die gevolg is van 'n verandering in die regionale spanningspatroon van ekstensie na kompressie word verskeie ander meganismes in die literatuur genoem. Harding (1985) stel byvoorbeeld voor dat 'n gebied wat 'n verandering van negatiewe reliëf na positiewe reliëf as gevolg van opheffing ondergaan, positief geïnverteer is, en 'n gebied wat 'n verandering van 'n positiewe reliëf na 'n negatiewe reliëf as gevolg van daling ondergaan, negatief geïnverteer is. Volgens hierdie definisie hoef heraktivering van verskuiwings nie noodwendig betrokke te wees by inversie nie. Dus, meganismes wat lei tot opheffing soos (a) buiging ("flexure") van 'n litosferiese plaat (Fig 4.2.1a) as gevolg van oneweredige sedimentêre belading (Beaumont et al., 1982) of



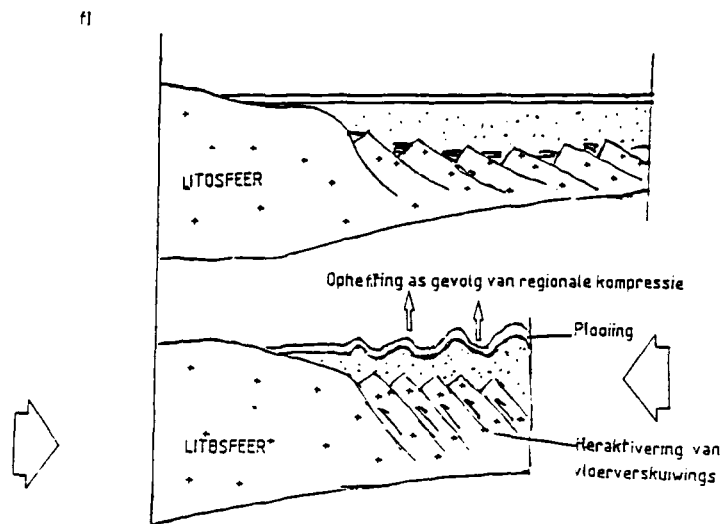
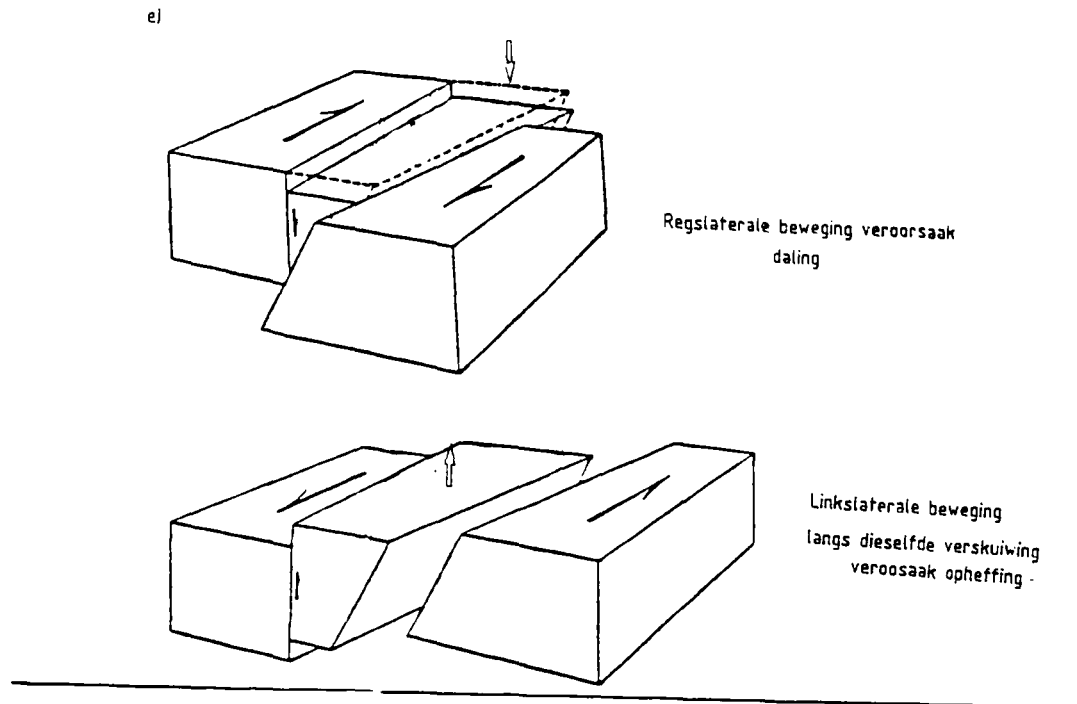


Fig. 4.2.1

Geïdealiseerde illustrasies van die moontlike meganismes wat tektoniese inversie tot gevolg het. Opheffing van die aardkors vind plaas as gevolg van (a) korsbuiging, (b) isostatiese opheffing tydens homogene verdunning van die litosfeer, (c) isostatiese opheffing langs 'n laehoekskuifskeursone, (d) laterale beweging langs 'n laehoek verskuiwing (met 'n oneweredige verskuiwingsvlak) en (e) variasie in bewegingsrigting langs 'n wringverskuiwing en (f) regionale kompressie.

tektoniese belading (Karner en Watts, 1983) of (b) isostasiese opheffing kan, volgens Harding (1985), as inversie meganisme beskou word. Isostasiese opheffing vind gewoonlik plaas in omgewings waar die litosfeer verdun óf homogeen (McKenzie, 1978), óf langs 'n skuifskersone (Wernicke, 1981, 1985) soos respektiewelik aangetoon in Figure 4.2.1b en c.

Opheffing kan ook langs strekkingsglipverskuiwing plaasvind en word bepaal deur óf 'n verandering in strekking en helling van 'n verskuiwingsvlak (Crowell, 1974; Reading, 1980) soos aangedui in Figuur 4.2.1d, óf die omkeer in die bewegingskomponent langs 'n wringverskuiwingsstelsel (Bristow en Hughes, 1971) soos aangetoon in Figuur 4.2.1e. Alhoewel die skaal van opheffing in die omgewing van wringverskuiwings kan wissel van kratonskaal skuifskersones tot plaaslike wringverskuiwings, is hierdie tipe inversie gewoonlik beperk tot die direkte omgewing van die verskuiwing (Coward, 1987). Regionale positiewe inversie, geassosieer met intrakratoniese sedimentêre komme, word selde hierdeur beheer.

Navorsers soos Beach (1981), Davies (1982), Ziegler (1983), Harding (1983, 1985), Bally (1984), Etheridge (1986), Dewey (1989) en Cooper et al. (1989) is dit eens dat positiewe inversie in intrakratoniese sedimentêre komme hoofsaaklik deur 'n verandering in

regionale spanningsisteme beheer word. Hierdie verandering vind gewoonlik langs die grense van litosferiese plate plaas. Konvergensie tussen litosferiese plate en selfs kontinentale botsing is die meer bekende bronne van kompressie langs die kante van hierdie plate (Bally, 1984; Chadwick, 1986). Die Alpinse sisteem wat, tans nog aktief is (Chenet et al., 1983), is 'n goeie voorbeeld hiervan. Botsing tussen Afrika en Europa het NW-SO gerigte kompressie in die Noordsee laat ontstaan (Bauman, 1981) wat vroeëre afskuiwings en groeiverskuiwings geheraktiveer het as op- en wringverskuiwings (Ziegler, 1983). Nog 'n voorbeeld van waar positiewe tektoniese inversie deur regionale kompressie en geheraktiveerde verskuiwings (in 'n intrakratoniese kom) beheer word, kom voor in die Zagrosgebergtes langs die westelike grens van Iran. Jackson (1980) interpreteer plooistrukture in hierdie omgewing (soos aangetoon in Fig. 4.2.1f) as die direkte gevolg van regionale kompressie wat afskuiwings later as opskuiwings geheraktiveer het.

Uit laasgenoemde twee voorbeelde van inversie in intrakontinentale sedimentêre komme, lyk dit asof hierdie tektoniek tot 'n groot mate deur verskuiwingsisteme beheer is.

Volgens Cooper et al. (1989, bl. 343) is die begrip

"inversie", egter beperk tot sedimentêre komme (intra-kratonies sowel as by die rand van die kratone) waarvan die ontwikkeling duidelik deur (1) verskuiwingsisteme beheer is en inversie vind plaas deur (2) heraktivering van hierdie sisteme. Cooper et al. (1989) beweer dat afskuiwingsisteme (verwant aan ekstensietektoniek) wat geheraktiveer word as opskuiwingsisteme (verwant aan kontraksietektoniek) positiewe inversie voorstel. Gebaseer op hierdie definisie word meganismes soos opheffing van sedimentêre komme as gevolg van buiging, isostasie of termaal-beheerde ekwilibrium van die mantel, dus uitgesluit as voorbeelde van tektoniese inversie. Die definisie van Cooper et al. (1989) word vir die doeleindes van hierdie studie aanvaar om positiewe inversie in die studiegebied te beskryf.

4.2.1 Inversietektoniek in die studiegebied

In Hoofstuk 2 is bewyse genoteer vir die bestaan van groeiverskuiwings in die studiegebied tydens afsetting van die Groep Wolkberg, Hoof Kwartsietlaag en Lid Serala van die Formasie Swartrif. Hierdie data bevestig die eerste kriterium voorgestel deur Cooper et al. (1989) naamlik dat die WolkbergSwartrifkom, verskuiwing-gekontroleerd was. Struktuurdata in Hoofstuk 3

ondersteun latere kontraksie wat stootverskuiwings en plooië (die Mhlapitsi-plooië) tot gevolg gehad het. Laasgenoemde bevredig die tweede en laaste kriterium van Cooper et al. (1989) vir die herkenning van positiewe tektoniese inversie. Beide aspekte van hierdie verskuiwings kon direk aan strukture in die TML gekoppel word.

4.2.2 Ouderdom van inversie in die studiegebied

Die jongste stratigrafiese eenheid wat betrokke was by vervorming lewer die maksimum ouderdom van inversie. Die minimum ouderdom word bepaal deur strata wat die vervormde strata oorlê. Die Mhlapitsi-inversie het beide die Groepe Wolkberg en Chuniespoort beïnvloed maar nie die oorliggende Groep Pretoria nie. Dit beteken dat inversie plaasgevind het na afsetting van die Groep Chuniespoort, maar voor afsetting van die Groep Pretoria. Die Mhlapitsi-inversie kan dus direk gekoppel word aan die ontwikkeling van die Chuniespoort-diskordansie wat oor die hele Transvaalkom voorkom. 'n Indikasie van die ouderdom van hierdie inversie is die onlangs

gepubliseerde Pb-Pb ouderdom van 2,55 Ga (Jahn et al., 1990) vir die Formasie Schmidtsdrift in die Griekwalandweskom (wat korreleerbaar is met die onderste formasies van die Subgroep Malmani) en die 2,43 Ga ouderdom (U-Pb SHRIMP; Trendall et al., 1990) vir die ysterformasies in die Griekwalandweskom (wat korreleerbaar is met die Formasie Penge in die Transvaalkom). Die minimum ouderdom van inversie is die 2,26 Rb-Sr ouderdom (Burger en Coetzee, 1974) vir die Formasie Timeball Hill naby die basis van die Groep Pretoria.

4.2.3 Oorsaak van Mhlapitsi-inversie

Die oorsaak van regionale NNW gerigte kompressie wat vir die Mhlapitsi-inversie verantwoordelik was is tans onbekend, alhoewel dit moontlik aan 'n verandering in die spanningspatroon op die TML toegeskryf kan word wat die gevolg was van 'n verandering van tektoniese toestande langs die grense van die Kaapvaalkraton. Alhoewel die Limpopogordel 'n prominente sone van tektoniese aktiwiteit verteenwoordig wat tektoniese gebeure op die Kaapvaalkraton kon beïnvloed het (Hunter, 1974), toon

ouderdomstudies dat Limpopo-orogenese na 2,65 Ga alreeds voltooi was (Van Reenen et al., 1987, Barton en Van Reenen, 1990 en 1992). Navorsers soos Fripp (1982), Light (1982), Watkeys (1984), Burke et al. (1985, 1986) en Clendenin en Maske (1986) beweer dat "heraktivering" van die Limpopogordel suidoos gerigte kompressie laat ontstaan het wat tektoniese gebeure op die kraton tot ongeveer 2,0 Ga beïnvloed het, maar hierdie bewerings is teenstrydig met bogenoemde ouderdomstudies.

Die oriëntasie van verskuiwings (suid-hellend) en gepaardgaande lineasies en breukkliewing, sowel as plooistrukture (soms oorgeplooi na die noorde) in die Mhlapitsi-plooi-gordel, impliseer verder dat NNW-gerigte kompressie vir die inversie verantwoordelik was, dit wil sê, kompressie verwant aan tektoniek langs die suidoostelike grens van die Kaapvaalkraton. Die voorkoms van so 'n tipe tektoniese gebeurtenis langs die suidoostelike grens van die Kaapvaalkraton is tans onbekend. Hunter (1991) het bewys dat Vroeg-Argeiese kors in die Swaziland-omgewing reeds so vroeg as 3,64 Ga ontstaan het en teen 3,1 Ga

het Fanerosoïese styl-tektonisme begin domineer. Hierdie proses het gelei tot die ontwikkeling van 'n stabiele kontinent teen ongeveer 3,0 Ga (wat gekenmerk word deur die ontstaan van die Groep Pongolakom. Kontinentale botsing verwant aan die Natal-Namakwa-orogenese teen 1,3 Ga (R.J. Thomas, persoonlike mededeling, 1992) is die enigste bekende gebeurtenis wat hierdie vroeë tektoniese gebeure opgevolg het. Dit impliseer 'n gaping van sowat 1,7 Ga langs die suidoostelike rand van die Kaapvaalkraton waarvan die tektoniese geskiedenis onbekend is. Alhoewel korsvormende prosesse dus reeds sedert ongeveer 3,6 Ga (Hunter, 1991) in hierdie omgewing aan die gang was, is daar 'n gebrek aan spesifieke inligting van tektoniese gebeure.

Die Kheis-Korannaberg-orogenese, tussen 2,2 en 2,0 Ga (Barton et al., 1986) langs die westelike grens van die Kaapvaalkraton, (Stowe, 1986; Beukes en Smit, 1987) is die enigste ander bekende Proterosoïese tektoniese gebeurtenis. Ouderdomstudies (Tabel 4.1) impliseer dat geen verband tussen hierdie orogenese en die Mhlapitsi-inversie bestaan nie. Die Kheis-Koran-

naberg-orogenese kon eerder die TML na afsetting van die Opeenvolging Transvaal beïnvloed het.

4.3 Getuienis vir heraktivering van die TML na afsetting van die Opeenvolging Transvaal

Noord-suid georiënteerde en échelon-plooie asook gekonjugeerde af- en wringverskuiwings wat gedurende die huidige studie waargeneem is, kan geïnterpreteer word as elemente van 'n linkslaterale wringverskuiwingsstelsel langs die TML. Du Plessis en Walraven (1990) beweer dat die TML tydens inplasing van die Bosveldkompleks (teen ongeveer 2,06 Ga) as 'n linkslaterale wringverskuiwing aktief was. Hierdie wringverskuiwingsstelsel is moontlik korreleerbaar met kompressietektoniek langs die suidwestelike grens van Kaapvaalkraton, verwant aan die Kheis-Korannaberg-orogenese (2,2 - 2,0 Ga). Kontinentale botsing tydens hierdie orogenese (Stowe, 1986) het oorskuiwings met verplasings van tot 55 km in die Korannabergplooigordel (Beukes en Smit, 1987) laat ontstaan. Die geometrie van hierdie strukture (verskuiwings hel vlak na die weste) impliseer kompressie vanuit die weste, en is deur Clendenin et al. (1990) tot in die sentrale gedeelte van die Kaapvaalkraton, in die gesteentes van die Supergroep Witwatersrand, ekstrapoleer. Dit is derhalwe nie onrealisties om voor te stel dat hierdie

kompressie die TML kon geheraktiveer het nie.

Volgens Du Plessis en 'Clendenin (1988) is die TML herhaaldelik na inplasing van die Bosveldkompleks geheraktiveer. Tekens van hierdie bewegings is afwesig langs die noordelike grens van die Bosveldkompleks. Slegs die Zebediela-verskuiwing, wat strata van die Opeenvolging Karoo verplaas, dui latere tektoniek langs die TML aan.

HOOFSTUK 5 : OPSOMMING EN GEVOLGTREKKINGS

Die doel van hierdie studie was om die tektonisme langs die noordelike rand van die Bosveldkompleks en die voorkoms van prominente strukture soos die Strydpoortlineament en Mhlapitsi-plooigordel te verklaar. Daar is vasgestel dat die Strydpoortlineament deur 'n ONO strekkende en suid hellende verskuiwing, die Strydpoortverskuiwing, gedefinieer word, wat deel is van die TML. Intensiewe kartering en diktebepalings van die verskillende formasies van die Opeenvolging Transvaal het uitgewys dat hierdie strukture (a) alreeds aktief was voordat die Opeenvolging Transvaal afgeset was, (b) aktief was as groeiverskuiwings tydens afsetting van die Groep Wolkberg, Hoofkwartsietsone en Lid Serala van die Formasie Swartrif, (c) onaktief was tydens afsetting van die boonste fynklastiese opeenvolging van die Formasie Swartrif tot en met afsetting van die Groep Chunjiespoort, (d) prominent geïnverteer is as opskuiwings en verwante skuinsverskuiwings direk na afsetting van die Groep Chunjiespoort, wat gelei het tot die ontstaan van die Mhlapitsi-plooigordel, (e) moontlik aktief was as opskuiwings tydens afsetting van die Groep Pretoria en (f) geheraktiveer was as linkslaterale wringverskuiwings direk voor, tydens en na inplasing van die Bosveldkompleks. Slegs geringe heraktivering het later langs hierdie verskuiwings plaasgevind. Die verskuiwings kan geïnterpreteer word as deel van 'n kratonskaal lineament, die TML. Die TML verteenwoordig 'n swak sone in die

aardkors wat herhaaldelik geheraktiveer is, afhangende van die oriëntasies van spannings wat daarop uitgeoefen is. Hierdie oriëntasies is moontlik bepaal deur prominente tektoniese gebeure wat in die Kaapvaalkraton en langs die grense van die kraton plaasgevind het.

Alhoewel kontinentale botsing langs die noordelike grens van die Kaapvaalkraton moontlik vir die ontstaan van die TML verantwoordelik was (Clendenin et al., 1988a; 1988b) dui ouderdomstudies aan dat spannings veroorsaak deur die botsing, onbetrokke was tydens afsetting van die Opeenvolging Transvaal. Hierdie ouderdomstudies impliseer verder dat die Groep Wolkberg jonger is as die Supergroep Ventersdorp en nie daarmee geassosieer kan word soos wat deur Clendenin (1989) voorgestel is nie.

Die dikteverspreiding van formasies van die Groep Wolkberg dui aan dat afsetting daarvan deur 'n reeks halfgrabens beheer is, wat deur meganiese ekstensie van die aardkors veroorsaak is. Die oorsprong van kragte wat vir hierdie ekstensie verantwoordelik was is tans onbekend.

'n Slenkdal-diskontinuiteit wat bokant die Lid Serala voorkom (Clendenin et al., 1989) verteenwoordig die einde van meganiese ekstensie en die begin van termaal-beheerde korssakking wat voortgeduur het tot na afsetting van die Formasie Duitschland.

Positiewe tektoniese inversie na afsetting van die Formasie Duitschland, het die Mhlapitsi-plooigordel en die Chuniespoort-diskordansie tot gevolg gehad. Hierdie diskordansie is oor die hele Transvaalkom ontwikkel (Button 1986) wat impliseer dat die kompressietektoniek regionaal was. Verskuiwings verwant aan die TML is gedurende die inversie geheraktiveer op 'n wyse wat aandui dat regionale kompressie vanuit die suid-suidooste vir hierdie inversie verantwoordelik was. Plooistrukture verwant aan die Mhlapitsi-plooigordel het tydens hierdie inversie ontstaan en kan beskryf word as opritstrukture aan die dakkante van opskuiwings. Daar word voorgestel dat kompressietektoniek langs die suidelike grens van die Kaapvaalkraton die TML tydens die ontstaan van die Mhlapitsi-plooigordel beïnvloed het. Die bron van sodanige kompressie is egter onbekend.

Verdere heraktivering van die TML tydens en na inplasing van die Bosveldkompleks, kan moontlik aan die Kheis-Korannaberg-orogenese toegeskryf word.

Enkele verskuiwings wat na Bosveldintrusie aktief was, is moontlik verwant aan jonger periodes van laterale bewegings langs die TML.

VERWYSINGS

- ALEKSANDROWICZ, S.W. (1964). Miocene tectonics in the Upper Silesian basin. In: W. Joroszewski (editor): Fault and Fold tectonics, Ellis Horwood, LTD., 320-321.
- ARMSTRONG, R.A., COMPSTON, W., RETIEF, E.A., WILLIAMS, I.S. and WELKE, H.J. (1991). Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad. Precambrian Res., 55, 243-266.
- BALLY, A.W. (1984). Musings over sedimentary basin evolution. In: P. Kent, M.H.P. Bott, D.P. McKenzie and C.A. Williams (editors): The evolution of sedimentary basins, Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 305, 325-338.
- BARTON, E.S., ARMSTRONG, R.A., CORNELL, D.H. and WELKE, H.J. (1986). Feasibility of total-rock Pb dating of metamorphosed banded iron formation, the Marydale Group, southern Africa. Chem. Geol., 59, 255-271.
- BARTON, J.M. (Jr.) and VAN REENEN, D.D. (1990). Constraints on the timing of the Limpopo Orogeny. In: D.D. van Reenen and C. Roering (editors): Extended abstracts, The Limpopo Belt Workshop, Rand Afrikaans University, Johannesburg, 10-12.
- BARTON, J.M. (Jr.) and VAN REENEN, D.D. (1992). When was the Limpopo Orogeny? Precambrian Res. 55., 7-16.
- BARR, D. (1985). Restoration of normal faults in the Inner Moray Firth : implications for extensional basin development. Earth Planet. Sci. Lett., 75, 199-203.

- BASTIN, H.A. (1968). Zur Tektonik und Stratigraphie am nordöstlichen Bushveldrand. Doctoral thesis, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule, Aachen, 52 pp.
- BAUMAN, H. (1981). Regional stress field and rifting in Western Europe. *Tectonophysics*, **73**, 105-111.
- BEACH, A. (1981). Thrust structures in the eastern Denphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux massif. *J. Struct. Geol.* **3**, 299-308.
- BEAMONT, C., KEEN, C.A. and BAUTILIER, R.D. (1982). A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A305**, 295-318.
- BEUKES, N.J. and SMIT, C.A. (1987). New evidence for thrust faulting in Griqualand West, South Africa: Implications for stratigraphy and the age of red beds. *S. Afr. J. Geol. Afr.*, **90**, 378-394.
- BEUKES, N.J. and VAN REENEN, D.D. (1988). Authors reply to discussion of "Metamorphic evidence for early post-Bushveld sills in the Penge Iron Formation, Transvaal Sequence, Eastern Transvaal" by R.G. Cawthorn, *S. Afr. J. Geol.* **91**, 134-138.
- BICKLE, M.J. and ERIKSSON, K.A. (1982). Evolution and subsidence of Early Precambrian sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **A305**, 225-247.
- BOSCH, P.J.A. (1992). Tektonostratigrafie van die Wolkberggroep tussen Graskop en die Blyderivier. MSc tesis, Univ. van Pretoria, Pretoria, 231 pp. Ongepubl.
- BOYER, S.E. and ELLIOTT, D. (1982). Thrust systems. *Bull. Amer.*

Assoc. Petrol. Geol., 66, 1196-1230.

BRISTOW, C.M. and HUGHES, D.E. (1971). A Tertiary thrust fault on the southern margin of the Bovey Basin. Geological Magazine, 108, 61-68.

BRUWER, L.N. (1964). Die geologie van die sentrale gedeelte van blad 2429A, suid van Potgietersrus. Versl. geol. Opn. S. Afr., Pretoria, 20 pp. Ongepubl.

BURGER, A.J. and COERTZE, F.J. (1974). Age determinations - April 1972 to March 1974. Ann. geol. Surv. S. Afr., 10, 135-141.

BURGER, A.J. and WALRAVEN, F. (1977). Summary of age determinations carried out during the period April 1975 to March 1976. Ann. geol. Surv. S. Afr., 11, 317-321.

BURGER, A.J. and WALRAVEN, F. (1980). Summary of age determinations carried out during the period April 1978 to March 1979. Ann. geol. Surv. S. Afr., 14, 109-118.

BURKE, K., KIDD, W.S.F. and KUSKY, T. (1985). Is the Ventersdorp Rift System of Southern Africa related to a continental collision between the Kaapvaal and Zimbabwe cratons at 2,64 Ga ago? Tectonophysics, 115, 1-24.

BURKE, K., KIDD, W.S.F. and KUSKY, T.M. (1986). Archaean foreland basin tectonics in the Witwatersrand, South Africa. Tectonics, 5, 419-456.

BUTTON, A. (1973a). The stratigraphic history of the Malmani Dolomite in the eastern and northeastern Transvaal. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 76, 229-247.

- BUTTON, A. (1973b). A regional study of the stratigraphy and development of the Transvaal Basin in the eastern and north-eastern Transvaal. PhD, thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 352 pp. Unpubl.
- BUTTON, A. (1973c). The depositional history of the Wolkberg protobasin, Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **76**, 15-25.
- BUTTON, A. (1978). Diapiric structures in the Bushveld, North-eastern Transvaal. *Econ. Geol. Res. University of the Witwatersrand, Johannesburg, Inf. Circ.* **123**, 6 pp.
- BUTTON, A. (1986). The Transvaal sub-basin of the Transvaal Sequence. In: C.R. Anhaeusser and S. Maske (editors): *Mineral Deposits of Southern Africa*, *Geol. Soc. S. Afr.*, **1**, 811-817.
- CHADWICK, R.A. (1986). Extension tectonics in the Wessex basin, southern England. *J. Geol. Soc. London*, **143**, 465-488.
- CHENET, P., MONTADERT, L., GAIRAUD, H. and ROBERTS, D. (1983). Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal and northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins. In: J.S. Watkins and C.L. Drake (editors): *Studies in continental margin geology*. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* **34**, 703-715.

- CLENDENIN, C.W. and MASKE, S. (1986). Identification of syndepositional tectonics within the Transvaal sedimentary basin. Ext. Abst. Geocongress 1986, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 501-504.
- CLENDENIN, C.W., CHARLESWORTH, E.G., MASKE, S. and DE GASPARIS, A.A. (1988a). Normal simple shear model for the structural evolution of the Early Proterozoic Ventersdorp Supergroup, Southern Africa. Econ. Geol. Res. Unit, University of the Witwatersrand, Johannesburg, Inf. Circ. 20 pp.
- CLENDENIN, C.W., MASKE, S. and CHARLESWORTH, E.G. (1988b). Resurgent basin development within an early Proterozoic successor basin sequence, Southern Africa. Ext. Abst. Geocongress 1988, Geol. Soc. S. Afr., Durban, 105-108.
- CLENDENIN, C.W., CHARLESWORTH, E.G. and MASKE, S. (1988c). Tectonic style and mechanism of Early Proterozoic successor basin development, Southern Africa. Tectonophysics, 156, 275-291.
- CLENDENIN, C.W., Jr. (1989). Tectonic influence on the evolution of the Early Proterozoic Transvaal sea, Southern Africa. PhD thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 367 pp. Unpubl.
- CLENDENIN, C.W., HENRY, G. and CHARLESWORTH, E.G. (1989). Characteristics and influences on the Black Reef Quartzite stratigraphic package in the Eastern Transvaal. Econ. Geol. Res. Unit, University of the Witwatersrand, Johannesburg, Inf. Circ., 12 pp.

- CLENDENIN, D.W., CHARLESWORTH, E.G., MASKE, S. (1990). Structural styles of fault inversion influencing the Witwatersrand Supergroup: Examples from Oukop, northeast of Klerksdorp. S. Afr. J. Geol., 93(1), 202-210.
- COOPER, M.A., WILLIAMS, G.D., DE GRANCIANSKY, P.C., MURPHY, R.W., NEEDHAM, T., DE PAOR, D., STONELEY, R., TODD, S.P., TURNER, J.P. AND ZIEGLER, P.A. (1989). Inversion tectonics - a discussion. In: M.A. Cooper and G.D. Williams (editors): Inversion tectonics, Geological Society Special Publications, 44, 335-347.
- COWARD, M.P. (1987). The geometry of normal faults. Short course M.P. Coward (editor): Geological Society of South Africa, 350 pp.
- COWARD, M.P. AND WHITE, S. (1988). The role of shear zones in the deformation and mineralization of the Archaean in Southern Africa. Short course, M.P. Coward and S. White (editors): Geological Society of South Africa, 453 pp.
- CROCKETT, R.N. (1972). The Transvaal System in Botswana : Its geotectonic and depositional environment and special problems. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 75, 275-292.
- CROWELL, J.C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: W.R. Dickinson (editor): Tectonics and sedimentation, Special publication of the Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Tulsa, 22, 190-204.
- DAVIES, V.M. (1982). Interaction of thrusts and basement faults in the French external Alps. Tectonophysics, 88, 325-331.

- DE RITO, R.F., COZZARELLI, F.A. and HODGE, D.S. (1983).
 Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins.
 In: P. Morgan and G.H. Baker (editors): Processes of
 Continental Rifting. Tectonophysics, 94, 141-148.
- DE VILLIERS, S.B. (1973). Die Geologie van die Makapansberg -
 Strydpoortreeks tussen Buttonkop en Chuniespoort. Interne
 Versl. geol. Opname, S. Afr., Pretoria, 37 pp. Ongepubl.
- DEWEY, G.F. (1989). Kinematics and dynamics of basin inversion.
 Geol. Soc. Spec. Publ., 44, 352.
- DE WIT, M.C. AND ROERING, C., (1990). Episodes of formation
 and stabilization of the Kaapvaal Craton in the Archaean :
 An overview based on some selected recent data. In: D.D. van
 Reenen and C. Roering (editors): Rand Afrikaans University,
 Ext. Abstract, The Limpopo Belt Workshop, Johannesburg, 42-
 52.
- DE WIT, M.C., ROERING, C., HURT, R.J., ARMSTRONG, R.A., DE
 RONDE, C.E.J., GREEN, R.W.E., TREDoux, M., PEBERDY, E. AND
 HART, R.A. (1992). Formation of an Archaean continent.
 Nature, 357, 553-562.
- DREYER, C.J.B. (1967). The Geology of the Bewaarkloof area, Pie-
 tersburg Asbestos Field. MSc thesis, University of the
 Witwatersrand, Johannesburg, 80 pp. Unpubl.
- DU PLESSIS, C.P. (1987). New perspectives on early Waterberg
 Group sedimentation from the Gatkop Area, Northwestern Trans-
 vaal. S. Afr. J. Geol., 90, 395-408.

- DU PLESSIS, C.P. and CLENDENIN, C.W. (1988). The Bobbejaanwater fault system south of Thabazimbi, Western Transvaal. S. Afr. J. Geol., 91, 97-105.
- DU PLESSIS, C.P. and WALRAVEN, F. (1990). The tectonic setting of the Bushveld Complex in Southern Africa, Part 1. Structural deformation and distribution. Tectonophysics, 179, 305-319.
- DU PLESSIS, C.P. (1990). Tectonism along the Thabazimbi-Murchison Lineament. PhD thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 243 pp. Unpubl.
- DU TOIT, A.L. (1945). The origin of the amphibole asbestos deposits of South Africa. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 48, 161-206.
- EDWARDS, M.B. (1976). Growth faults in Upper Triassic deltaic sediments, South Valhard. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 60, 15-18.
- ENGELBRECHT, L.N.J. (1952). Die geologie van die noordwestelike gedeelte van Gebied 13 (Olifantsrivier). Versl. Geol. Opn. S. Afr., Pretoria, 17 pp. Ongepubl.
- ERIKSSON, P.G. (1986). Sedimentological aspects of the Pretoria Group in the Pretoria - Rustenburg area. Ext. Abst. Geocongress 1986, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 509-511.
- ERIKSSON, P.G. (1988). A palaeoenvironmental review of the Pretoria Group, Transvaal Sequence. Ext. Abstr. Geocongress 1988, Geol. Soc. S. Afr., Durban, 187-190.

- ERIKSSON, P.G. and CLENDENIN, C.W. (1989). A review of the Transvaal Sequence, South Africa. In: C.A. Kogbe, E. Klitzsch and J. Long (editors): Memoir on the Phanerozoic Continental Sediments of Africa. Pergamon, Oxford, 115-126.
- ERIKSSON, P.G., HENRY, G., BOSCH, P., VAN DEVENTER, J.L. (In press). The Transvaal Sequence : An overview. J. Afr. Earth Sci.
- ETHERIDGE, M.A. (1986). On the reactivation of extensional fault systems. Phil. Trans. R. Soc. London, A317, 179-194.
- FRIEDMAN, M., HANDIN, A., LOGAN, J.M., MINK, D. and STEARNS, D.W., (1976). Experimental folding of rocks under confining pressure: Part III. Faulted drape folds in multilithologic layered specimens. Bull. Geol. Soc. Am., 87, 1-7.
- FRIPP, R.E.P. (1982). The Precambrian Geology of the area around the Sand River near Messina, Northern Transvaal. PhD thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 251 pp. Unpubl.
- GALLOWAY, W.E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 73, 125-142.
- GILL, W.D. (1979). Syndepositional sliding and slumping in the West Clare Numurian Basin, Ireland. Geol. Surv. Ireland, 4, 318 pp.

- GREER, S.E. (1980). The geology east of Potgietersrus comprising the southern portion of 1 : 50 000 sheet No. 2429AA. Ann. Rep. geol. Surv. S. Afr., 30 pp.
- GREER, S.E. (1982). The stratigraphy and sedimentology of the Potgietersrus area with particular reference to the Malmani Subgroup. MSc thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 154 pp. Unpubl.
- HALL, A.L. (1908). Note on contemporaneous igneous rocks in the Pretoria Series of the Lydenburg and Rustenburg districts. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 11, 47-54.
- HALL, A.L. (1910). The geology of the Pelgrims Rest Gold Mining district. Mem. geol. Surv. S. Afr., 5, 158 pp.
- HALL, A.L. (1930). Asbestos in the Union of South Africa. Mem. geol. Surv. S. Afr., 5, 324 pp.
- HARDING, T.P. (1983). Structural inversion at Rambutan oil field. In: Seismic expression of structural styles - a picture and work atlas: AAPG Studies in Geology 15, 3, 13-18.
- HARDING, T.P. (1985). Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. AAPG Bull., 69, 582-600.
- HARTZER, F.H. (1987). Die geologie van die Krokodilrivierfragment, Transvaal. MSc thesis, Rand Afrikaans University Johannesburg, 201 pp. Ongepubl.

- HARMER en VON GRUENEWALDT (1991). A review of magmatism associated with the Transvaal Basin -, implications for its tectonic setting. S. Afr. J. Geol., 94(1), 104-122.
- HOSSAK, J.R., (1984). The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. J. Geol. Soc. London, 141, 629-638.
- HULBERT, L.J. and VON GRUENEWALDT, G. (1986). The structure and petrology of the upper and lower chromitite layers on the farms Grasvaly and Zatveld, South of Potgietersrus. In: C.R. Anhaeusser and S. Maske (editors): Mineral deposits of Southern Africa, Geol. Soc. S. Afr., 2, 1237-1249.
- HUNTER, D.R. (1973). The Bushveld Complex : a review. Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Info. Circ. 79, 11 pp.
- HUNTER, D.R. (1974). Crustal development on the Kaapvaal Craton II. The Proterozoic. Precambrian Res., 1, 295-326.
- HUNTER, D.R. (1975). The regional geological setting of the Bushveld Complex (An adjunct to the provisional tectonic map of the Bushveld Complex). Econ. Geol. Res. Unit., Univ. Witwatersrand, 18 pp.
- HUNTER, D.R. (1976). Some enigmas of the Bushveld Complex. Econ. Geol., 71, 229-248.
- HUNTER, D.R. (1991). Crustal processes during Archaean evolution of the southeastern Kaapvaal Craton. J. Afr. Earth Sci., 13, 13-26.

- JACKSON, J.A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283, 343-346.
- JACKSON, J.A. (1987). Active normal faulting and lithospheric extension. In: M.P. Coward, J.F. De Wey and P. Hancock (editors): Continental extensional tectonics, Special Publication of the Geological Society of London, 350 pp.
- JAHN, B., BERTRAND-SARFATI, J., MORIN, N. and MACE, J. (1990). Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmiddrif Formation (Transvaal Dolomite) South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup. *Geology*, 18, 1211-1214.
- JAROSZEWSKI, W. (1980). Fault and fold tectonics. Ellis Horwood LTD., New York, 565 pp.
- JARRIGE, J.J., OTT d' ESTEVOU, P., BUROLLET, P.F., THIRIET, J.P., ICART, J.C., RICHERT, J.P., SEHANS, P., MONTENAT, C. and PRAT, P. (1986). Inherited discontinuities and neogene structure : the Gulf of Suez and the northwestern edge of the Red Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London.*, A317, 129-139.
- KARNER, G.D. and WATTS, A.B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88, 449-460.
- KATZ, M.B. (1987). East African rift and northeast lineaments: continental spreading - transform system? *J. Afr. Earth. Sci.*, 6, 103-107.

- KRUGER, F.J., CAWTHORN, R.G., MEYER, P.S. and WALSH, K.C. (1986). Sr-isotopic, chemical and mineralogical variations across the pyroxenite marker and in the Upper Zone of the Bushveld Complex. Ext. Abs., Geocongress 1986, Geol. Soc. S. Afr., 609-612.
- KYNASTON, H., MELLOR, E.T. and HALL, A.L. (1911). The geology of the country round Potgietersrus. Explan. Sheet 7 (Potgietersrust), geol. Surv. S. Afr., Pretoria, 64 pp.
- LEE, C.A. and SHARPE, M.R. (1986). The structural setting of the Bushveld Complex - an assessment aided by Landsat imagery. In: C.R. Anhaesser and S. Maske (editors): Mineral deposits of Southern Africa, Geol. Soc. S. Afr., II, 1031-1038.
- LE PICHON, X. and SIBUET, J.C. (1981). Passive margins : a model of formation. J. Geophys. Res., 86, 3708-3720.
- LIGHT, M.P.R. (1982). The Limpopo Mobile Belt : A result of continental collision. Tectonics, 1, 325-342.
- MARTIN, D.M. (1990). Early Proterozoic syndepositional tectonics along the Thabazimbi-Murchison line, west of Thabazimbi. MSc thesis, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, 214 pp. Unpubl.
- MCKENZIE, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40, 25-32.
- MIYANO, T., BEUKES, N.J. and VAN REENEN, D.D. (1987). Metamorphic evidence for early post-Bushveld sills in the Penge Iron Formation, Transvaal sequence, Eastern Transvaal. S. Afr. J. Geol., 90, 37-43.

- PROFFETT, J.M. (Jr.) (1977). Cenozoic geology of the Yerrington district, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **88**, 247-266.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- READING, H.G. (1979). *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, London, 557 pp.
- READING, H.G. (1980). Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: P.F. Balance and A.G. Reading (editors): *Sedimentation in oblique slip mobile zones*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **4**, 7-26.
- RIDER, M.H. (1978). Growth faults in the carboniferous of Western Ireland. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* **62**, 2191-2213.
- SCHREIBER, U.M. (1990). A palaeo-environmental study of the Pretoria Group in eastern Transvaal. PhD thesis, University of Pretoria, Pretoria, 375 pp. Unpubl.
- SCHWELLNUS, J.S.I., ENGELBRECHT, L.N.J., COERTZE, F.J., RUSSEL, H.D., MALHERBE, S.J., VAN ROOYEN, D.P. and COOKE, R. (1962) The geology of the Olifants River area, Transvaal. Explanation Sheets 2429B (Chuniespoort) and 2430A (Wolkberg), *Geol. Surv. S. Afr.*, Pretoria, 87 pp.
- SHARPE, M.R. (1982). Distribution of mafic sills in the floor of the eastern Bushveld Complex. *Res. Rep. Inst. geol. Res. Bushveld Complex, Univ. Pretoria*, **35**, 25 pp.

- SHARPE, M.R. and CHADWICK, B. (1982). Structures in Transvaal Sequence rocks within and adjacent to the Eastern Bushveld Complex. Trans. geol. Soc. S. Afr., 85, 29-42.
- SHARPE, M.R. (1984). Petrography, classification and chronology of mafic sill intrusions beneath the eastern Bushveld Complex. Bull. geol. Surv. S. Afr., 77, 40pp.
- SOUTH AFRICAN COMMITTEE FOR STRATIGRAPHY (SACS). (1980) Stratigraphy of South Africa. Part 1 (Comp. L.E. Kent). Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia, and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda. Handb. geol. Surv. S. Afr., 8, 690 pp.
- STOWE, C.W. (1986). Synthesis and interpretation of structures along the north-eastern boundary of the Namaqua tectonic province, South Africa. Trans. geol. Soc. S. Afr., 89, 185-198.
- TAYLOR, C.J. (1980). The geology of the area northwest of Zebediela. Ann. Rep. geol. Surv. S. Afr., 48 pp.
- TANKARD, A.S., JACKSON, M.P.A., ERIKSSON, K.A., HOBDAV, D.K., HUNTER, D.R. and MINTER W.E.L. (1982). Crustal evolution of Southern Africa. Springer-Verlag, New York, 523 pp.
- TCHALENKO, J.S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1625-1640.

- TRENDALL, A.F., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., ARMSTRONG, R.A., ARNDT, N.T., MCNAUGHTON, N.J., NELSON, D.R., BARLEY, M.E., BEUKES, N.J., DE LAETER, J.R., RETIEF, E.A. and THORNE, A.M. (1990). Precise Zircon U-Pb chronological comparison of the volcano-sedimentary sequences of the Kaapvaal and Pilbara cratons between about 3.1 and 2.4 Ga. Abstr. Third Archaean Symposium, Perth, Australia, 81-83.
- TRUTER, F.C. (1947). A remarkable transcurrent fault near Potgietersrus, Transvaal. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 50, 1-15.
- VAN DER MERWE, M.J. (1978). The geology of the basic and ultramafic rocks of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. PhD thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 176 pp. Unpubl.
- VAN REENEN, D.D., BARTON, J.M. (Jr.), ROERING, C., SMITH, C.A. and VAN SCHALKWYK, J.F. (1987). Deep crustal response to continental collision : The Limpopo Belt of Southern Africa. Geology, 15, 11-14.
- VAN ROOYEN, D.P. (1954). Die geologie van 'n gedeelte van blad 7, Potgietersrus. Versl. geol. Opn. S. Afr., Pretoria, 115 pp. Ongepubl.
- VEARNCOMBE, J.R. (1992). The Murchison Belt, Kaapvaal Craton: a possible source for Witwatersrand gold. In: J.E. Glover and S.E. Ho (editors): The Archaean: Terrains, processes and metallogeny. The University of Western Australia, Publication No. 22, 409-420.

- WALRAVEN, F., BURGER, A.J. AND ALLSOPP, H.L. (1981). Summary of age determinations carried out during the period April 1979 to March 1980. *Ann. geol. Surv. S. Afr.*, **15**(1), 89-94.
- WATKEYS, M.K. (1984). The Precambrian geology of the Limpopo Belt north and west of Messina. PhD thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 349 pp. Unpubl.
- WERNICKE, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending terrane. *Nature*, **291**, 645-648.
- WERNICKE, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 109-125.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. and SEELY, D.R. (1973). Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* **57**(1), 74-96.
- WILLIAMS, G.D. (1985). Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **17**, 11-17.
- ZIEGLER, P. (1983). Inverted basins in the Alpine foreland. *AAPG Studies in Geology* **15**(3), 3-12.

