

50376
1971
165

J. TERRY
50376
1971
165

ETUDE GEOLOGIQUE D'UN SECTEUR DES DOGTOOTH MOUNTAINS

COLOMBIE BRITANNIQUE



Soutenue le 16. 12. 1971

SCD LILLE 1



D 030 302681 6

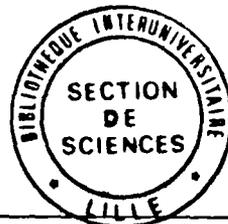
50376
1971
165

UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNIQUES DE LILLE

THESE DE : 3ème CYCLE
DISCIPLINE : GEOLOGIE APPLIQUEE

50376
1971
165
N° d'Ordre
289

NOM DU CANDIDAT : T E R R Y John



JURY : PRESIDENT : M. le Professeur A. BONTE
RAPPORTEUR : Directeur du Travail : M. le Professeur J. DERCOURT
INVITEE : Mme M. CHAYE D'ALBISSIN

TITRE DE LA THESE : ETUDE GEOLOGIQUE D'UN SECTEUR DES DOGTOOTH MOUNTAINS -
COLOMBIE BRITANNIQUE (CANADA).

RESUME

Le mémoire a pour objet l'étude de détail d'un massif montagneux de la Cordillère Nord américaine afin d'y préciser d'une part la stratigraphie des séries d'âge Protérozoïque et Cambrien inférieur et d'autre part les relations entre les déformations mineures (diverses catégories de microplis et de joints de tension) et la structure en écaillés et failles de grande ampleur. A l'occasion de cette étude, l'examen de la déformation des quartzites au voisinage des failles a été abordé par les méthodes structurologiques.

Soutenance prévue le Jeudi 16 Décembre 1971 à 14 Heures

Bâtiment d'Enseignement des SCIENCES DE LA TERRE Salle Pruvost

AVANT PROPOS

Ce travail entre dans le cadre du "Southern Cordilleran Structure Project", programme de recherche entrepris par la section "Cordillère" de la Commission Géologique du Canada. Plus précisément il s'intègre dans l'étude du "Fossé des Rocheuses" (Rocky Mountain Trench) dont est responsable monsieur le Professeur P. Simony de l'Université de Calgary (Alberta).

Essentiellement réalisé au cours d'un séjour d'une année au Canada, il a comporté, durant l'été 1969, une mission de terrain limitée à un peu plus de deux mois par les conditions climatiques. Les informations et les échantillons recueillis ont été étudiés d'une part au Canada dans les services de la Commission Géologique, d'autre part en France à l'U.E.R. des Sciences de la Terre de l'Université de Lille.

L'aire étudiée est une portion de celle qu'a couverte en 1932, C.S. Evans dont le travail n'avait été précédé, depuis 1860, que par quelques reconnaissances, restées très locales.

En 1963, au cours d'un travail de très vaste ampleur, J.O. Wheeler a brièvement réexaminé ce secteur et a confirmé l'essentiel des observations de C.S. Evans. La présente étude, qui est l'examen détaillé d'un secteur de dimensions réduites prolonge vers le Sud le travail entrepris récemment par P. Simony et ses élèves.

Dans le texte sont fréquemment conservés des termes britanniques, en particulier ceux de "mountain", "chain", "range", qui ont parfois un sens géographique précis que n'aurait plus laissé apparaître la traduction. Ces termes n'ont été traduits que dans les rares cas où les monts décrits étaient suffisamment connus pour que n'existe pas d'ambiguïté (cf "Montagnes Rocheuses" ou simplement "Rocheuses").

Les noms de formations sont utilisés de même. C'est ainsi que l'on trouvera indifféremment "la formation Donald" ou "le Donald". Afin de ne pas surcharger le texte, l'usage

.../...

des guillemets a été réservé aux formes d'insistance et aux termes qui ne possèdent pas d'équivalent exact en français (cf "Kink Bands").

La localisation des observations est précisée par les coordonnées (X, Y) relatives au carroyage de la carte. Ce procédé rend parfois un peu difficile la lecture du texte mais il se justifie par le peu d'appellations géographiques de la zone considérée et par la dimension restreinte de celle-ci. Il était le seul moyen de garder la précision des observations et de faire de ce texte un outil de travail pour des recherches futures.

Les points cardinaux sont figurés en toutes lettres lorsqu'ils sont employés seuls, et par leurs symboles lorsqu'ils sont combinés (cf NE, WNW, etc...).

On trouvera en particulier :

- p. 2 et 3 : la situation du secteur étudié,
- p. 4 : le plan du chapitre consacré au cadre physiographique et géologique de l'étude,
- p. 13 : un tableau résumant les principales orogénèses de la Cordillère Canadienne,
- p. 25 : le plan du chapitre consacré à la stratigraphie,
- p. 30 : les conclusions relatives à la stratigraphie,
- p. 31 : une colonne résumant la série stratigraphique du secteur examiné,
- p. 33 et 36 : deux schémas qui résument les corrélations stratigraphiques,
- p. 37 : un complément consacré aux manifestations éruptives et au métamorphisme,
- p. 38 : le plan du chapitre consacré à l'analyse structuralo et à l'histoire tectonique,
- p. 93 : un schéma précisant la situation et la nomenclature des failles,
- p. 95 : un schéma de situation des divers domaines examinés,
- p. 220 : la synthèse et la discussion des observations structuralologiques,
- p. 233 : les conclusions générales.

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	p. I
TABLE DES MATIERES	p. III
TABLE DES FIGURES	p. IV
PRESENTATION	p. 1
I - CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE	p. 4
I1 - Introduction	p. 5
I2 - Grands traits de la Cordillère occidentale du continent Nord-américain	p. 5
I3 - La Cordillère canadienne	p. 11
I4 - L'orogène oriental du Système Intérieur .	p. 19
II- STRATIGRAPHIE	p. 25
II1 - Introduction	p. 27
II2 - Etude par horizons	p. 28
II3 - Conclusions générales	p. 30
Complément : les manifestations éruptives ; le métamorphisme	p. 37
III - ANALYSE STRUCTURALE ET HISTOIRE TECTONIQUE	p. 38
III1 - Introduction	p. 90
III2 - Etude par domaines	p. 92
III3 - Mesostructures et microstructures	p. 123
III4 - Synthèse et discussion	p. 220
IV - CONCLUSION GENERALE	p. 239
BIBLIOGRAPHIE	p. 241
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	
CARTE ET PLANCHES HORS-TEXTE	

TABLE DES FIGURES

1 - Les grands ensembles géographiques de Colombie Britannique	p. 2
2 - Le secteur d'étude	p. 3
3 - Schéma des grands ensembles tectoniques de la Cordillère	p. 6
4 - Les principaux éléments géologiques de l'Ouest Canadien	p. 12
5 - Principales orogénèses de la Cordillère Canadienne	p. 13
6 - Coupe schématique de la Cordillère Orientale	p. 15
7 - Situation des coupes de la fig. 8	p. 21
8 - Coupes sériées dans l'orogène oriental du Système Intérieur	p. 22
9 - Panorama de la Dawn Mountain et situation de la coupe, fig. 10 et 11	p. 30
10 - Situation des fig. 9 et 11	p. 30
11 - Colonne stratigraphique du Horsethief Creek	p. 31
12 - Coupe schématique de l'anticlinal entre les points X = 91,4 ; Y = 83 et X = 91,8 ; Y = 83,6	p. 43
13 - Situation des fig. 12 et 14	p. 43
14 - Panorama de l'extrémité du cirque glaciaire (X = 91,4 ; Y = 83) depuis le flanc Nord de ce dernier	p. 44
15 - Situation du panorama de la fig. 16	p. 51
16 - Extrémité du cirque glaciaire au point X = 91,2 ; Y = 83	p. 51
17 - Coupe de la séquence volcanique	p. 52
18 - Sections longitudinales de figures de courants (flute marks) dans le Hamill moyen	p. 50
19 - Situation du cirque glaciaire de la fig. 20	p. 50
20 - Panorama depuis le point X = 94 ; Y = 80,6	p. 57
21 - La séquence du Hamill	p. 60
22 - Situation des colonnes de la fig. 23	p. 62
23 - Corrélation des faciès du groupe Hamill des Dogtooth Mountains	p. 63

24 - Coupe au long de l'arête qui sépare les cirques glaciaires au point X = 93 ; Y = 83	p. 67
25 - Situation de la coupe de la fig. 24	p. 67
26 - L'horizon à Archeocyathides au point X = 88,2 ; Y = 83,5	p. 69
27 - Situation de la coupe de la figure 26	p. 69
28 - Coupe passant par le petit col au point X = 92,5 ; Y = 84,2	p. 72
29 - Situation de la coupe de la figure 28	p. 72
30 - Coupe très schématique du point X = 88,3 ; Y = 84,2 au point X = 89 ; Y = 84,6	p. 73
31 - Situation de la coupe de la figure 30	p. 73
32 - Le Donald des Dogtooth Mountains ; Essai de synthèse des observations	p. 74
33 - Situation des colonnes 2 ABCD de la figure 32	p. 75
34 - La série stratigraphique du secteur étudié	p. 82
35 - Essai de corrélation des séries des Dogtooth Mountains et des secteurs avoisinants	p. 83
36 - Carte schématique des faciès du Windermere et du Cam- brien inférieur du domaine oriental de la Cordillère (orogène oriental du Système Intérieur, et Rocheuses ..	p. 85
37 - Corrélation des faciès de la partie orientale de la Cordillère (orogène oriental du Système Intérieur, et Rocheuses	p. 85
38 - Les failles du secteur examiné	p. 93
39 - Schéma de situation des divers domaines	p. 95
40 - Les ensembles du domaine 1	p. 96
41 - Schéma des données structurales du flanc E de la Dawn Mountain	p. 99
42 - Linéations dans les schistes du Donald au point X = 88,3 ; Y = 84,2	p. 100
43 - Mesures relatives du domaine 1	p. 102
44 - Les ensembles du domaine 2	p. 102
45 - Répartition de 44 pôles de pendages du domaine 2	p. 104
46 - Tectonogramme schématique du Hamill supérieur	p. 105

- 47a - Rebroussement des assises de quartzites au contact de la faille F_9 au point $X = 93$; $Y = 81,4$ p. 107
- 47b - Rebroussement des quartzites au voisinage de la faille F_9 au point $X = 92,7$; $Y = 81,5$ p. 108
- 48 - Deux hypothèses de raccordement des failles du domaine 2 p. 110
- 49 - Schéma des relations entre les lèvres occidentale et orientale de la faille F_9 dans l'hypothèse d'une seule phase de mouvement et du coffrage du pli majeur p. 112
- 50 - Répartition de 28 pôles de stratification du domaine 4 p. 116
- 51 - Sept pôles de stratification du domaine 5 p. 118
- 52 - Répartition de 11 pôles de schistosité de flux du domaine 5 p. 119
- 53 - Les diaclases du domaine 5 p. 120
- 54 - Plis mineurs de première phase repris par des ondulations de seconde phase dans des schistes à amygdales calcaires du domaine 6 p. 123
- 55 - Répartition de huit pôles de stratification du domaine 6 p. 124
- 56 - Répartition de 20 pôles de schistosité de flux du domaine 6 p. 125
- 57 - Les diaclases du domaine 6 p. 126
- 58 - "Kink Bands" dans un échantillon de schiste de Canyon Creek p. 129
- 59 - Profil schématique d'un "Kink Band" p. 129
- 60 - Modèles géométriques de développement d'un "Kink Band" p. 130
- 61 - Terminaison en biseau d'un "Kink Band" p. 131
- 62 - Les catégories de "Kink Bands" p. 133
- 63 - Répartition des "Kink Folds" du domaine 6 p. 138
- 64 - Schéma de l'orientation des "Kink Bands" et de leurs plans axiaux dans les domaines 5 et 6 p. 141
- 65 - Plis mésoscopiques des quartzites du Hamill supérieur sur le flanc oriental de l'anticlinal majeur du domaine 2 p. 142
- 66 - Pli mésoscopique dans les quartzites du Hamill supérieur p. 143

- 67 - Répartition de 20 pôles de pendages du pli mésoscopique représenté figure 66 p. 144
- 67' - Plongement de quelques plis mésoscopiques des quartzites du Hamill p. 144'
- 68 - Fissures de tension sigmoïdes, à la surface d'un banc de quartzite du Hamill supérieur p. 146
- 69 - Apparition de fissures en échelon sous l'effet d'un couple cisailant p. 147
- 70 - Développement du profil sigmoïde d'une fissure, par exagération de la déformation p. 147
- 71 - Joints de tension en échelon liés au gauchissement d'un banc de quartzite p. 148
- 72 - Les deux types de zones observés à la surface supérieure des bancs p. 149
- 73 - Exemple de zones de fissures conjuguées p. 149
- 74 - Répartition des directions de fissures de 27 zones différentes p. 150
- 75 - Répartition de 33 directions de zones de fissures en échelon p. 151
- 76 - Relations géométriques entre les diaclases et la stratification des psammites du Hamill moyen, au point $X = 94,5$; $Y = 80,5$ p. 155
- 77 - Schéma de la répartition des joints directionnels dans les plis mésoscopiques vus en section p. 156
- 78 - Les joints planaires du domaine 4 p. 157
- 79 - Report de 60 mesures d'un même élément géométrique p. 166
- 80 - Schéma de l'orientation des sections et des diagrammes correspondants, pour l'échantillon DC 41 p. 170
- 81 - Répartition de 150 axes optiques de grains de quartz de la lame DC 41 AB p. 172
- 82 - Répartition de 43 pôles de lamelles de Boehm (échantillon DC 41 AB) p. 173
- 83 - Répartition de 32 axes optiques de grains où ont été observés les lamelles de Boehm (lame DC 41 AB) p. 174
- 84 - Association des pôles des lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (lame DC 41 AB) p. 175

- 85 - Exemple de diagramme susceptible de préciser l'orientation des contraintes subies par l'échantillon, à partir des réseaux conjugués de lamelles observées dans des grains distincts p. 176
- 86 - Répartition de 155 axes optiques de quartz de la lame DC 41 CD p. 178
- 87 - Répartition de 45 pôles de lamelles de Boehm de la lame DC 41 CD p. 179
- 88 - Répartition de 44 axes optiques de grains de quartz où ont été observées les lamelles de Boehm (lame DC 41 CD) p. 180
- 89 - Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (lame DC 41 CD) p. 181
- 90A - Synthèse des observations relatives à DC 41 p. 182
- 90B - Tentative d'identification des contraintes exercées sur l'échantillon DC 41, à partir de l'orientation de l'ensemble des lamelles de Boehm p. 183
- 91 - Répartition de 150 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DA 59 p. 185
- 92 - Répartition de 43 pôles de lamelles de Boehm de l'échantillon DA 59 p. 186
- 93 - Répartition de 30 axes optiques de grains de quartz où ont été observées des lamelles de Boehm (échantillon DA 59) p. 187
- 94 - Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (échantillon DA 59) p. 188
- 95 - Orientation de la section de l'échantillon DC 35 p. 189
- 96 - Répartition de 100 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DC 35 p. 191
- 97 - Répartition de 15 pôles de plans d'inclusions liquides (échantillon DC 35) p. 192
- 98 - Répartition de 300 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DC 50 p. 194
- 99 - Répartition de 45 pôles de plans d'inclusions liquides de l'échantillon DC 50 p. 195
- 100 - Orientation de la plus grande dimension de 180 grains de quartz de l'échantillon DC 50 p. 196
- 101 - Répartition de 66 axes optiques de grains de quartz de grande taille (échantillon DC 52) p. 198

- 102 - Répartition de 45 axes optiques de grains de quartz de petite taille (échantillon DC 52) p. 199
- 103 - Répartition de 205 axes optiques de grains de quartz de 1^{er} échantillon DC 16 p. 201
- 104 - Répartition de 66 pôles de lamelles de Boehm de 1^{er} échantillon DC 16 p. 202
- 105 - Répartition de 59 axes optiques de grains de quartz où ont été observées les lamelles de Boehm (échantillon DC 16) p. 204
- 106 - Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (échantillon DC 16) p. 205
- 107 - Répartition de 15 pôles d'inclusions liquides de 1^{er} échantillon DC 16 p. 206
- 108 - Orientation par rapport aux points cardinaux des pôles de plans de symétrie relatifs aux échantillons prélevés au voisinage de F_9 p. 207
- 109 - Orientation par rapport aux "axes dynamiques" de F_9 des pôles des plans de symétrie relatifs aux échantillons prélevés au voisinage de cette faille p. 208
- 110 - Répartition de 196 axes optiques de grains de quartz de 1^{er} échantillon DB 4 p. 210
- 111 - Répartition de 61 pôles de lamelles de Boehm (échantillon DB 4) p. 211
- 112 - Répartition de 51 axes optiques de grains de quartz où ont été observées les lamelles de Boehm (échantillon DB 4) p. 212
- 113 - Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (échantillon DB 4) p. 213
- 114 - Fréquence des valeurs angulaires entre les pôles des lamelles de Boehm et les axes optiques des grains de quartz p. 215
- 115 - Exemples de "Kink Bands" dans des grains de quartz présentant des lamelles de Boehm p. 216
- 116 - Plis coffrés et couchés dans les assises du sommet du Hamill supérieur (Hss) au point X = 88,5 ; Y = 83 p. 220
- 117 - Plis d'entraînement sur les flancs d'un anticlinal du domaine 1 p. 221
- 118 - Plis mésoscopiques du domaine 1 p. 222
- 119 - Plis mineurs dans les calcschistes du Horsethief Creek p. 223
- 120 - Panorama de la crête entre les points X = 92,8 ; Y = 82,8 et X = 93,8 ; Y = 83,2 p. 227

=====

Le secteur des Dogtooth Mountains, à l'étude duquel est consacré le présent mémoire, se situe en Colombie Britannique, au coeur de la portion canadienne de la Cordillère occidentale du continent Nord-Américain.

Ce massif montagneux, dont l'altitude des crêtes déchiquetées varie de 2 300m à 2 700m, domine la petite agglomération de Golden installée, à l'altitude de 800m, au confluent de la Columbia et de la rivière Kicking Horse.

De forme grossièrement triangulaire, il est limité au SW par le cours encaissé de Canyon Creek, au Nord par celui de Holt Creek et à l'Est par la large vallée de la Columbia, qu'il borde sur une quinzaine de kilomètres.

Favorisée par l'humidité extrême du climat, une forêt de grands conifères, qu'accompagne un sous-bois particulièrement dense, se développe jusque vers l'altitude de 2 000m. S'il est fréquent d'y rencontrer cerfs, élans, porcs épics et ours noirs, les moustiques en sont, de loin, les hôtes les plus redoutables. Dans les zones basses, des castors peuplent les étangs.

Au dessus de la ligne des arbres, la montagne présente des paysages chaotiques et grandioses. La neige couvre ces régions jusqu'au mois de Juin et épisodiquement durant l'été ; elle en reprend bien vite possession dès le mois de Septembre.

Les versants orientaux, nus et entaillés par de profonds cirques glaciaires, offrent de hautes parois. Les affleurements y sont bons. Le fond de certains cirques abrite encore des glaciers très réduits. Les versants occidentaux sont, en revanche, moins escarpés, mais couverts d'éboulis.

Tandis que la démarche pesante mais rapide d'un grizzly solitaire, ou les ébats de quantités de petits écureuils, de marmottes, dont les appels se répondent sans cesse, animent encore les étendues de bruyères et de conifères rabougris qui couronnent la forêt, il n'est plus, sur les sommets, que l'appel bref et plaintif d'un de ces curieux petits rongeurs aux grandes oreilles arrondies que sont les Pikas, ou la fuite sur un pierrier d'une famille de chèvres montagnardes, au long pelage blanc, pour rompre un instant, une sensation prenante et étrange de silence et de solitude.

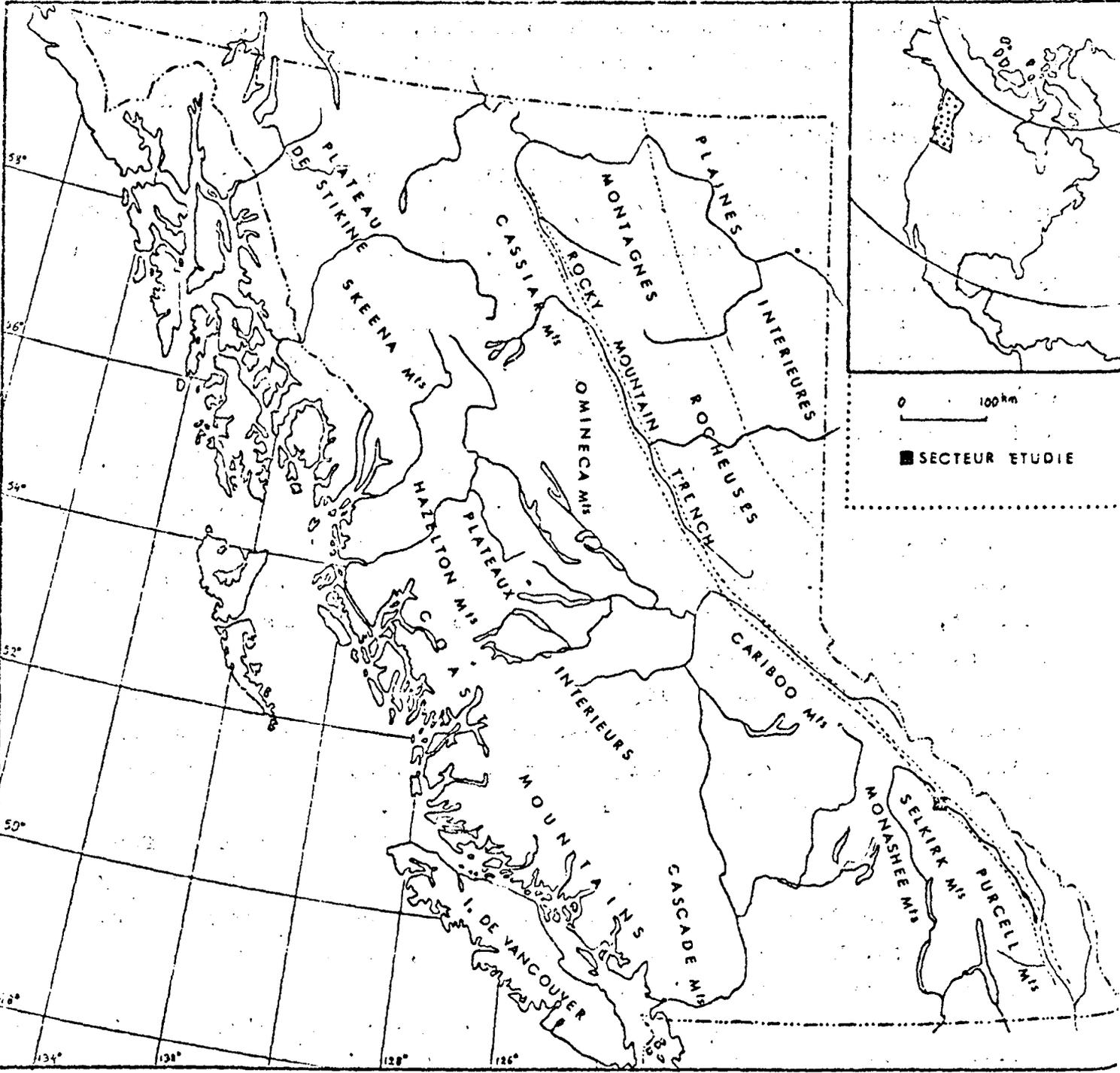


Fig 1 : Les grands ensembles géographiques de Colombie Britannique.

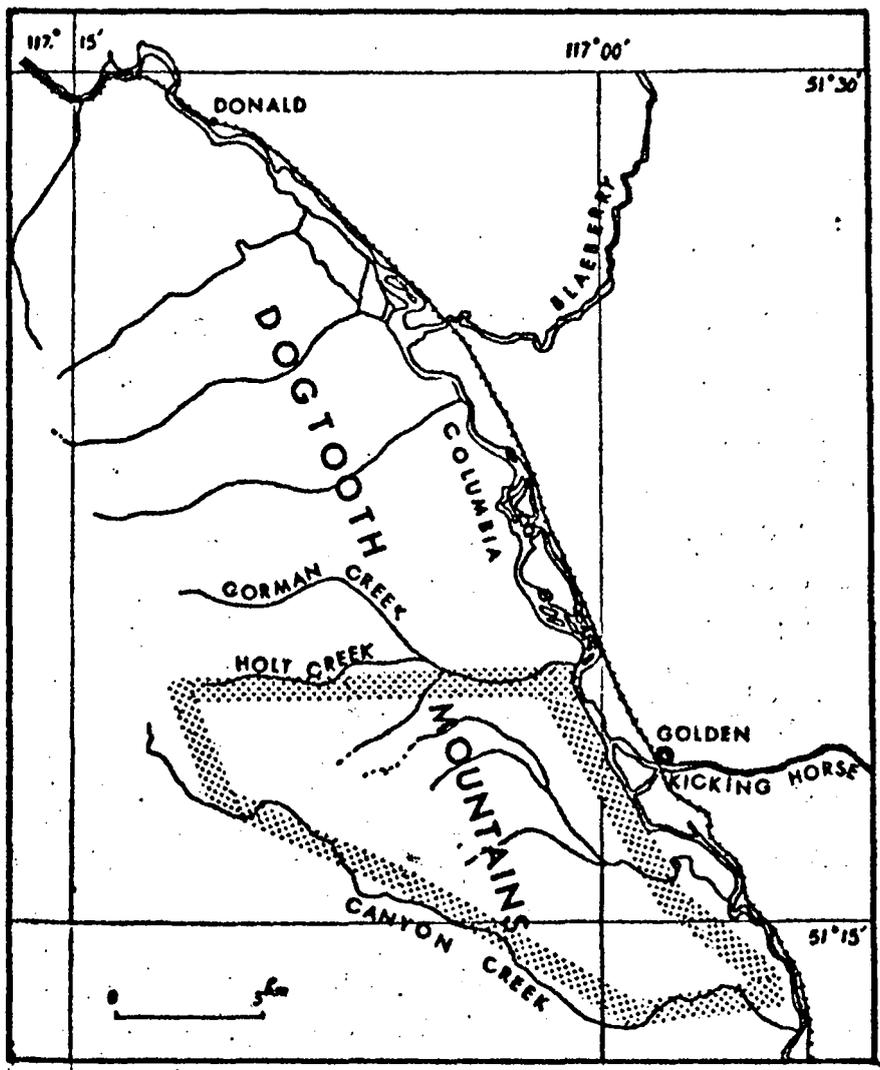


Fig 2 : Le secteur d'étude.

C H A P I T R E I

CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE.

=====

- I₁ - INTRODUCTION :

- I₂ - GRANDS TRAITIS DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE DU CONTINENT NORD-AMERICAIN :
 - I 2-1 Présentation :
 - I 2-2 Le segment Alaska Canada :
 - I 2-3 Le segment Oregon Montana :
 - I 2-4 Le segment Californie Colorado :
 - I 2-5 Le segment Mexicain :
 - I 2-6 Le segment d'Amérique Centrale ::

- I₃ - LA CORDILLERE CANADIENNE :
 - I 3-1 La Cordillère Orientale :
 - I 3-1-1 Au Sud, la chaîne des Rocheuses :
 - I 3-1-2 Dans le secteur central, l'arc plissé du Mackenzie:
 - I 3-1-3 Au Nord, le complexe plissé du Yukon septentrional
 - I 3-2 La Cordillère Occidentale :

- I₄ - L'orogène Oriental du Système Intérieur :

C H A P I T R E I

CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

I₁ - INTRODUCTION :

Ce chapitre n'a pas la prétention de retracer l'histoire d'ensemble de la Cordillère Nord-Américaine, sujet très étendu qui sortirait largement du cadre de cette étude. Son but est de replacer dans son contexte un secteur complexe.

L'essentiel des références est puisé dans la seconde édition de "Structural Geology of North America" de A.J. Eardley (1962), dans la 2ème de "Geological History of Western Canada" de l'"Alberta Society of Petroleum Geologists" (Jan. 1966) ; dans "Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera" du "Canadian Institute of Mining and Metallurgy" (Special volume N° 8, 1966) et dans le manuscrit de "Geology of Western Canada" (de R.J.W. Douglas, H. Gabrielse, J.O. Wheeler, D.F. Scott et H.R. Belyea) avec l'autorisation de J.O. Wheeler.

Aux anciens termes de "Proterozoïque inférieur, moyen et supérieur", sont respectivement substitués dans ce chapitre, ceux d'"Aphobien", "Helikien" et "Hadrynien. Cette terminologie, maintenant répandue, est celle proposée par C.H. Stockwell dans son "Fourth report on Structural Provinces, Orogenies and Time Classification of Rocks of the Canadian Precambrian Shield" (G.S.C. paper sur les données des datations isotopiques ont valeur d'ères.

I₂ - GRANDS TRAITES DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE DU CONTINENT NORD AMERICAIN :

I 2-1 Présentation (fig. 3)

Longue d'environ 8 000 km, la Cordillère s'étend de l'Alaska au Nord de l'Amérique Centrale, entre les Plaines Intérieures à l'Est et l'Océan Pacifique qui la baigne à l'Ouest. Sa largeur varie de 650km à 1600km. Le point culminant est le mont Mc Kinley (6193m) en Alaska.

L'histoire et les structures de cet ensemble complexe diffèrent sensiblement dans les cinq grandes portions de la Cordillère, que délimitent successivement du Nord au Sud quatre zones transverses étroites. Bien que ces dernières soient localement des zones failées et que trois d'entre elles se situent nettement dans le prolongement de fractures du fond océanique, la part qui leur revient dans l'évolution de la Cordillère est encore mal connue.

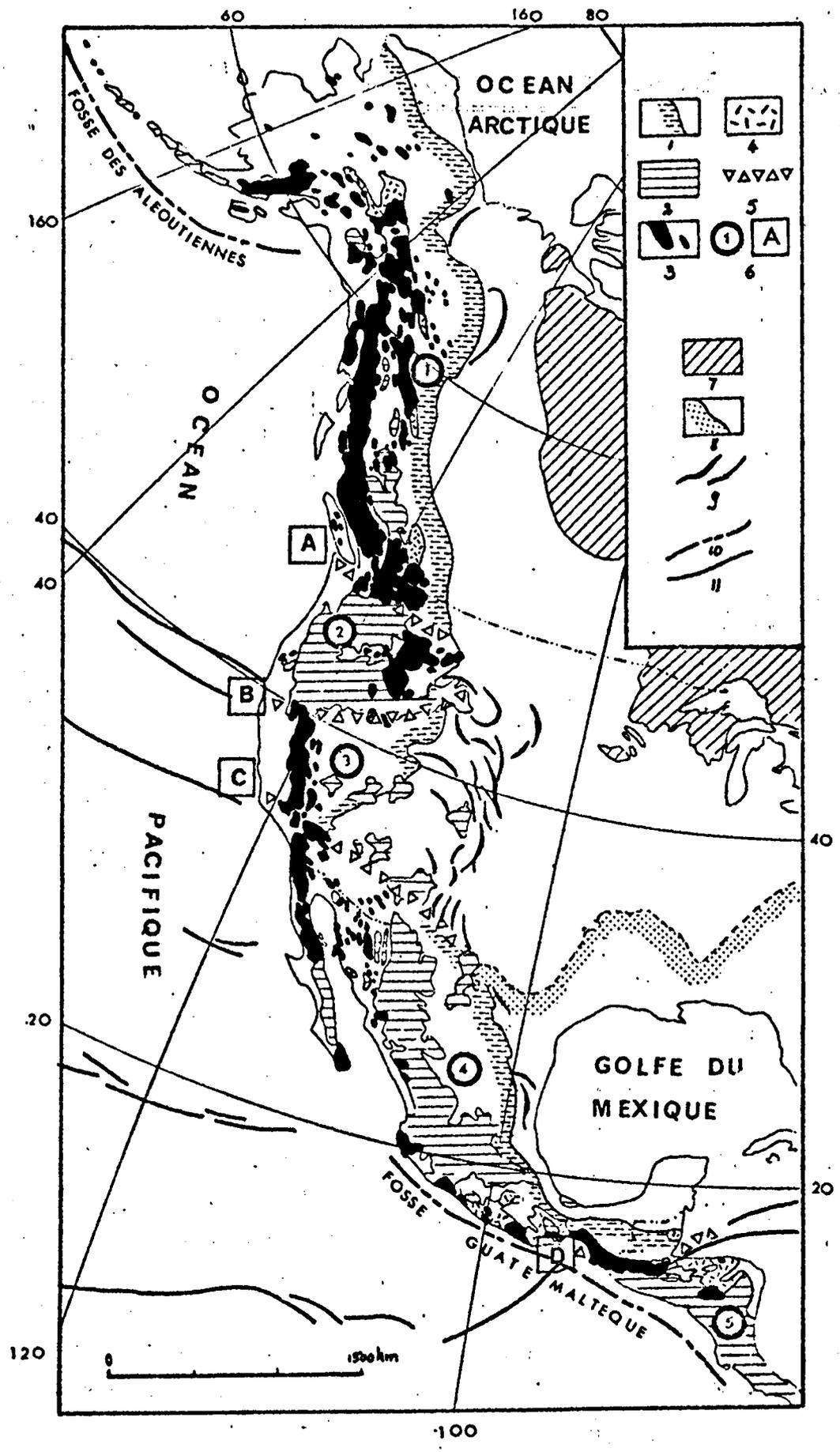


Fig. 3 : Schéma des grands ensembles tectoniques de la Cordillère.

SCHEMA DES GRANDS ENSEMBLES TECTONIQUES DE LA CORDILLERE

(d'après Phillip B. KING 1966).

=====

- 1 - Marge orientale du domaine géosynclinal.
- 2 - Roches volcaniques Tertiaires.
- 3 - Plutons granitiques.
- 4 - Complexes métamorphiques
- 5 - Zones transverses, limites de segments.
- 6 - Désignation des segments et zones transverses.
 - 1 - Segment Alaska-Canada
 - A - Zone transverse de Lewis et Clark
 - 2 - Segment Oregon-Montana
 - B - Zone transverse de la Snake River
 - 3 - Segment de Californie-Colorado
 - C - Zone transverse du Texas
 - 4 - Segment Mexicain
 - D - Zone transverse du Guatemala central
 - 5 - Segment d'Amérique Centrale.
- 7 - Bouclier canadien
- 8 - Limite de la zone plissée des Appalaches et d'Ouachita
- 9 - Plis du domaine cratonique au devant des zones géosynclinales de la Cordillère
- 10 - Fosses océaniques
- 11 - Fractures océaniques.

I 2-2 Le segment Alaska-Canada :

Les structures qui, au Canada, ont une direction NW, s'infléchissent vers l'Ouest en Alaska. La chaîne s'élargit alors et se ramifie ; l'arc insulaire des Aleoutiennes en prolonge l'une des branches. La similitude de ces structures, depuis le Canada jusqu'en Alaska constitue un caractère remarquable de ce segment qui le distingue de ses deux voisins, aux Etats Unis, où les traits structuraux apparaissent plus désordonnés.

Ce segment sur lequel nous insisterons plus longuement par la suite comporte deux domaines principaux séparés par une zone de complexes métamorphiques, où les datations isotopiques ont mis en évidence une activité persistante durant une très longue période.

- Le premier domaine, miogéosynclinal localisé à l'Est, montre essentiellement des sédiments Mésozoïques et Paléozoïques, et très peu de Précambrien. Il fut tectonisé lors de l'orogénèse Laramienne ("orogénèse des Montagnes Rocheuses"), vers la fin du Crétacé et le début du Tertiaire.
- Le second eugéosynclinal, offre des séries sédimentaires d'âge principalement Paléozoïque supérieur à Mésozoïque inférieur. La phase critique de tectonisation de ce domaine se situe vers le milieu du Mésozoïque ("Orogénèse Névadienne = Orogénèse de la Coast Range"). L'histoire ultérieure est partagée entre des épisodes marins et continentaux suivant les lieux : divers bassins indépendants, aux dimensions plus modestes, reçurent d'importantes masses de sédiments clastiques et de produits volcaniques. Installée dès la fin du Jurassique dans certains bassins, cette sédimentation s'est poursuivie durant une grande part du Crétacé. Ces dépôts furent déformés de manière variable par la suite.

I 2-3 Le segment Oregon-Montana :

Ce segment beaucoup plus court est en grande partie couvert de formations volcaniques Cénozoïques, sous lesquelles plongent les structures anciennes, aux latitudes de la zone transverse de Lewis et Clark au Nord et de celle de la Snake River au Sud.

Une série de failles dont le jeu horizontal de certaines atteint une trentaine de kilomètres, prolonge vers l'Est la zone transverse de Lewis et Clark.

Des plutons granitiques, dont le Boulder Batholith, d'âge Crétacé supérieur, bordent, vers l'Est, le domaine miogéosynclinal, tectonisé lors de l'orogénèse Laramienne. A l'Ouest, à la limite des domaines miogéosynclinal et eugéosynclinal, s'étend le vaste Batholith d'Idaho, d'âge Mésozoïque moyen.

Là où il n'est pas masqué par les formations volcaniques, le domaine eugéosynclinal (Paléozoïque et Mésozoïque) se présente sous la forme d'un arc qui enserme le bassin inférieur de la Columbia.

Du Miocène au Quaternaire, des épanchements volcaniques en couvrirent la partie orientale tandis que plutonisme et volcanisme poursuivaient à l'Ouest, l'édification de la Cascade Range.

I 2-4 Le segment Californie-Colorado :

A l'Est des zones eugéosynclinale et miogéosynclinale se distingue ici un ensemble de chaînes et de plateaux, qui comporte Rocheuses centrales et méridionales et Plateau du Colorado.

Ce troisième domaine, qui reçut d'abondants apports détritiques durant le Mésozoïque, avait appartenu, pour sa partie orientale tout au moins, au craton Nord Américain jusqu'à la fin du Paléozoïque.

L'orogénèse Laramienne (Crétacé supérieur, Paléocène) est responsable des vastes bombements, souvent faillés sur leurs flancs qui constituent l'essentiel des traits structuraux actuels de cette région.

Le soulèvement d'ensemble de celle-ci date de la fin du Tertiaire.

La lithologie et les structures du domaine géosynclinal rappellent fortement celles du segment Canada-Alaska. Quelques différences se remarquent toutefois dans les faciès de la zone Miogéosynclinale (centre de l'Utah et Est du Nevada), durant la seconde moitié du Paléozoïque, ou détritiques, ils sont l'écho de l'orogénèse d'Antler (Dévonien moyen), du domaine eugéosynclinal.

La structure intensément plissée et écaillée de la zone miogéosynclinale est ici encore l'effet de l'orogénèse Laramienne, un peu plus précoce cependant que dans le secteur des chaînes orientales et des plateaux.

Dans le domaine eugéosynclinal, schistes, grauwackes et produits d'un volcanisme sous-marin, s'accumulèrent du Paléozoïque au Mésozoïque. Durant l'orogénèse d'Antler, la limite orientale de ce domaine fut largement charriée vers l'Est, sur les formations miogéosynclinales.

La tectonisation des autres secteurs eugéosynclinaux s'échelonne de la fin du Paléozoïque au Mésozoïque moyen. Celle de la Sierra Nevada et des Klamath Mountains en Californie, date de la fin du Jurassique (orogénèse Nevadienne). La mise en place, dans le domaine eugéosynclinal, de vastes ensembles granitiques - dont le plus important, celui de Sierra Nevada - est en partie contemporaine, en partie postérieure à l'orogénèse Nevadienne.

De vastes étendues du domaine géosynclinal furent recouvertes par les produits d'émissions volcaniques acides durant la première moitié du Cénozoïque, après quoi un faillage intense le découpa dans son ensemble, en une série de fossés et de chaînons plus ou moins étroits qui constituent son actuelle physionomie.

En bordure du Pacifique, les chaînes côtières, prolongées vers le Sud par les chaînes péninsulaires, sont de tectonisation plus récente que tout le reste du segment de Californie-Colorado.

La déformation de leurs séquences clastiques, essentiellement post-Nevadiennes, s'est poursuivie de façon notoire jusqu'au Pleistocène.

Un socle métamorphisé et granitisé, d'âge vraisemblablement Mésozoïque, est présent en plusieurs points des chaînes côtières mais on n'en connaît pas les relations avec les formations Mésozoïques voisines.

D'importants déplacements horizontaux, au long de failles qui ont au moins joué depuis le Tertiaire y viennent en effet, compliquer la structure.

Ces failles se répartissent suivant deux directions majeures, l'une NW, avec la faille de San Andreas ; l'autre sensiblement WE, au niveau des Chaînes Transverses au Sud de la Californie.

L'importance de ce deuxième réseau de fractures semble s'estomper dans la zone transverse du Texas qui prolonge vers l'Est les Chaînes Transverses.

I 2-5 Le segment Mexicain :

Le segment Mexicain est séparé de celui de Californie-Colorado par la zone transverse texane, langue de terre, large de 160km environ, dont seule l'extrémité occidentale paraît correspondre à une zone de fractures.

Il offre lui encore deux grands ensembles miogéosynclinal à l'Est, eugéosynclinal à l'Ouest.

Dans le domaine miogéosynclinal, en dehors de l'important complexe métamorphique et plutonique méridional, où les datations isotopiques indiquent diverses phases d'activité depuis le Précambrien jusqu'au Mésozoïque, les terrains Précambriens et Paléozoïques n'affleurent que sur des espaces restreints. Ils présentent les traces d'une tectonisation antémésozoïque, mais beaucoup semblent plus dépendre de la zone Appalachiennne que de la Cordillère.

Au Nord du segment interfèrent en effet, les structures de la Cordillère et celles de la zone d'Ouachita, prolongement occidental des Appalaches.

La déformation des séquences carbonatées et clastiques du Mésozoïque est d'âge Laramien, mais s'est cependant poursuivie jusqu'à l'Oligocène. Dans l'intérieur le dépôt de puissantes séries continentales de la base du Tertiaire, est contemporain de cette orogénèse ou la suit de très peu.

Le domaine eugéosynclinal montre une puissante série de sédiments vulcanogènes et de laves sous-marines d'âge Crétacé moyen en partie métamorphisée et envahie de roches plutoniques.

Sa période de tectonisation, antérieure au Crétacé supérieur, est plus tardive que l'orogénèse Nevadienne du segment de Californie-Colorado.

La nature océanique du fond du golfe de Californie suggère que ce dernier soit un rift, responsable du déplacement vers l'Ouest de la péninsule de Basse Californie.

Dans la partie méridionale du segment Mexicain, un alignement de cônes volcaniques prolonge la zone de fractures océanique de Clarion, mais on ne décèle pas à ce niveau, de déviation des structures.

I 2-6 Le segment d'Amérique Centrale :

Le segment d'Amérique Centrale est limité au Nord par la Zone Transverse du Guatemala central, emplacement de fractures, de venues ultrabasiques, et probablement d'importants décrochements WE.

Dans la partie Nord de ce segment, des formations Permienne furent plissées et granitisées à la fin du Permien et au Trias.

Un important complexe métamorphique, peut être Précambrien occupe une part importante du Honduras et du Nicaragua ; il disparaît au Sud sous des formations volcaniques Tertiaires et Quaternaires.

Les séries Mésozoïques qui recouvrent ce socle furent plissées lors d'une phase d'âge Laramien (Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur) mais paraissent dépendre plus des Caraïbes que de la Cordillère.

I₃ - LA CORDILLERE CANADIENNE :

Au Canada, la Cordillère couvre le Yukon, pratiquement toute la Colombie Britannique, ainsi que les lisières occidentales d'Alberta et des Territoires du Nord Ouest.

C'est une région de relief élevé - les altitudes de 1500m à 3500m y sont fréquentes - La couverture forestière y est dense et, au dessus de la ligne des arbres, nombreux sont les sommets qui portent des glaciers.

On y reconnaît deux vastes ensembles, distincts plus par leur situation géographique que par leur histoire ; la Cordillère Orientale et la Cordillère Occidentale, elle même subdivisée en un Système Intérieur et un Système Occidental.

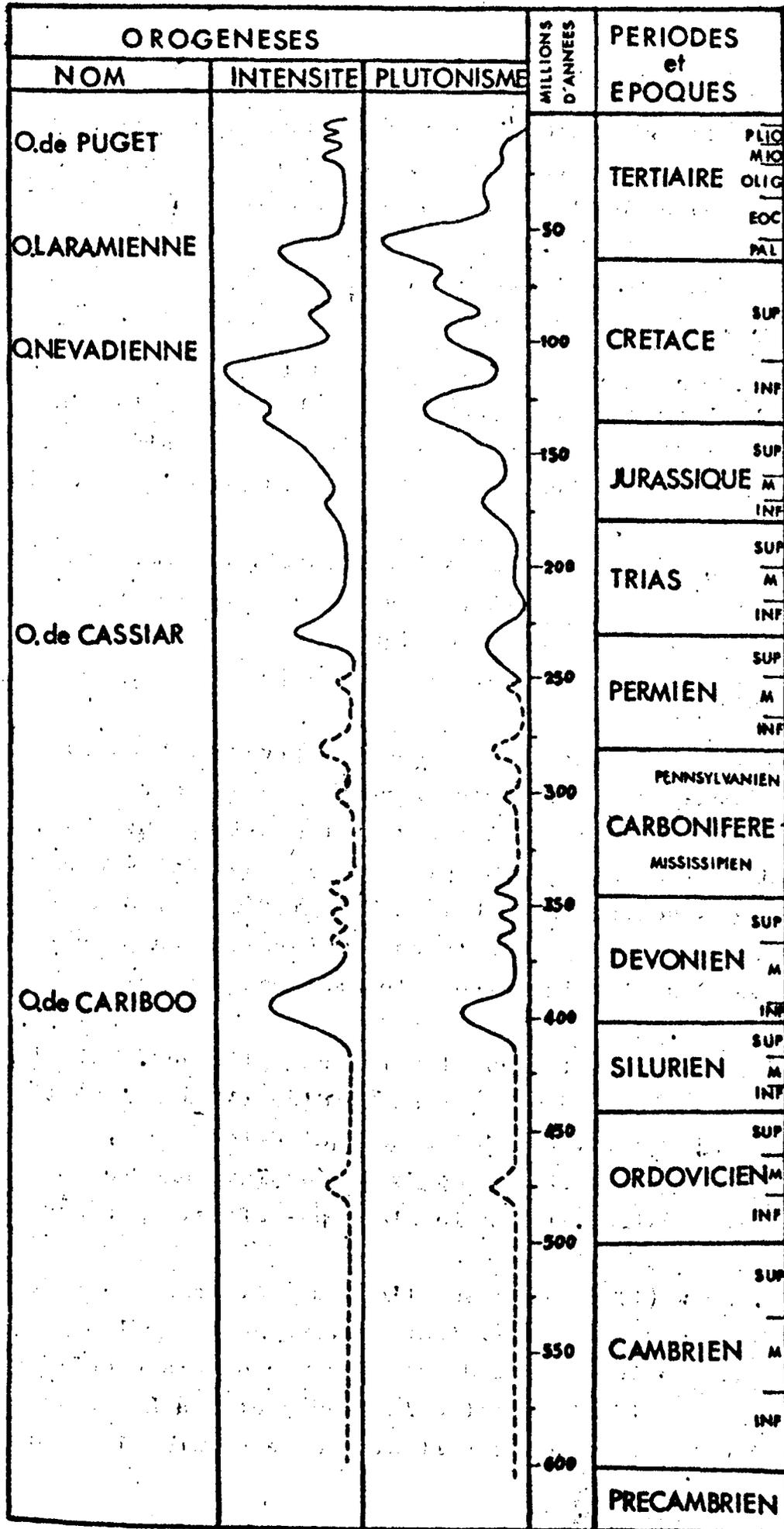


Fig. 5 : Principales orogenèses de la Cordillère Canadienne. (d'après White 1959.)

I 3-1 La Cordillère Orientale :

La partie orientale de l'orogène cordilléraire est celle qui vit le dépôt de sédiments miogéosynclinaux et exogéosynclinaux (dépôts de plateforme) et où la déformation est essentiellement l'effet d'un décollement superficiel.

Métamorphisme, volcanisme et plutonisme y sont peu répandus ou absents. Trois grands secteurs s'y reconnaissent :

I 3-1-1 Au Sud, la chaîne des Rocheuses :

Les Rocheuses sont limitées vers l'Ouest par le Rocky Mountain Trench, une vallée rectiligne assez étroite qui s'étend sur environ 1600 km de la frontière Canada-Etats Unis jusqu'au Nord Est de la Colombie Britannique.

A l'Est, vers les plaines intérieures, ces montagnes sont bordées par la zone des Foothills, constituée de séries sédimentaires clastiques, Mésozoïques et Cénozoïques, très fortement écaillées vers le Sud et essentiellement plissées dans les domaines moyen et septentrional.

La géologie des Rocheuses est relativement bien connue grâce à de nombreux travaux, pétroliers entre autres.

Les dépôts d'âge Tertiaire y sont pratiquement absents ; les séries qui affleurent sont de plus en plus anciennes vers l'Ouest où prédominent des séquences du Paléozoïque inférieur. Dans la lithologie se distinguent deux grands types : des calcaires pour le Paléozoïque et des dépôts clastiques pour le Protérozoïque et le Mésozoïque.

Les séries y sont souvent fortement plissées. Mais le style structural majeur est donné par une série d'écaillés subparallèles (cf fig. 6) qui plongent vers l'Ouest et qui déterminent, par la répétition des formations carbonatées du Paléozoïque une succession d'étroits reliefs linéaires. Le socle n'est pas affecté par ces déformations.

E.W. Shaw (1) insiste sur l'énorme rétrécissement de tout ce domaine des Rocheuses. Ses évaluations, fondées sur la répétition des séquences du Mississipien indiquent un raccourcissement supérieur à une centaine de kilomètres entre le Trench et les Foothills et qui, selon ses estimations, pourrait atteindre environ 160 km.

(1) "Backbone of the Americas "A.A.P.G. 1963, pp. 231-340.

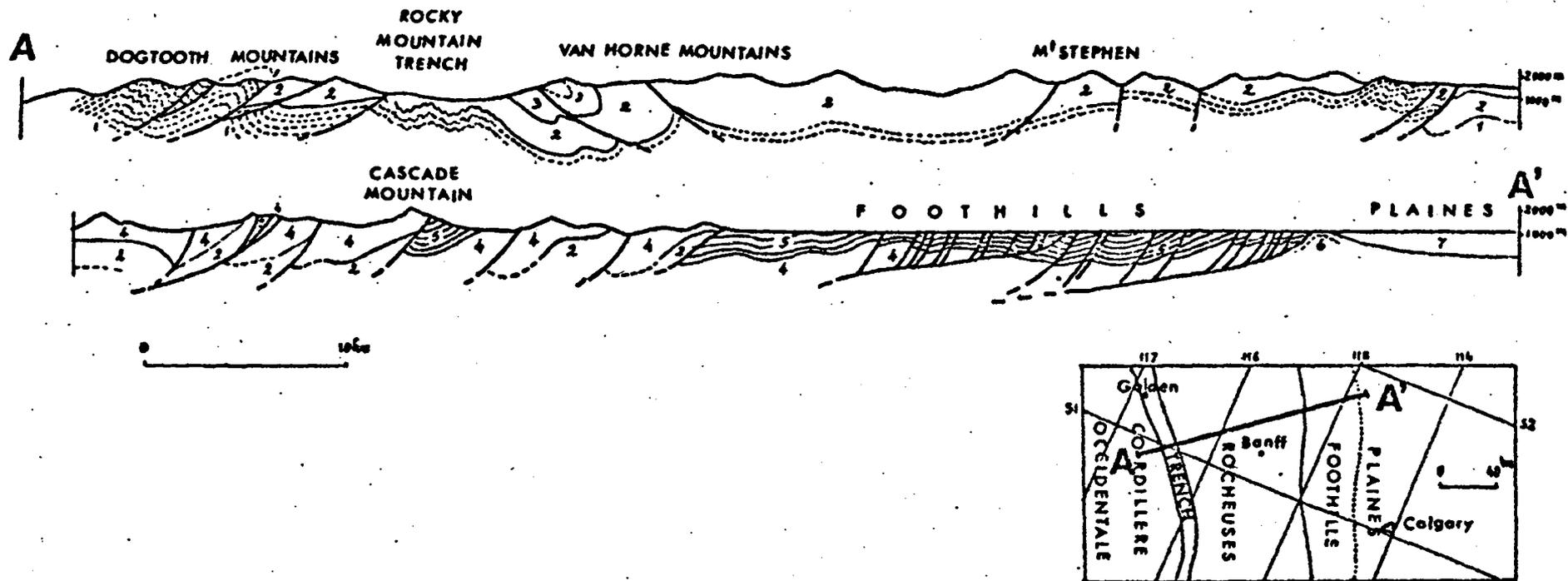


Fig. 6 : Coupe schématique de la Cordillère Orientale
(d'après C.S. Evans 1932).

LEGENDE

- 7 - Paskapoo (Paléocène supérieur)
- 6 - Edmonton
- 5 - Mésozoïque
- 4 - Dévonien et Carbonifère.

- 3 - Ordovicien et Silurien
- 2 - Cambrien
- 1 - Beltien (Précambrien)

Les Montagnes Rocheuses ont subi les effets de plusieurs phases orogéniques. L'orogénèse de Cariboo (limite du Silurien et du Dévonien) surtout importante à l'Ouest du Trench, n'a probablement eu pour effets dans les Rocheuses, que de larges plissements accompagnés de très petites intrusions, comme celle de l'Ice River Complex au Sud de Field en Colombie Britannique.

Le Dévonien est partout transgressif mais ce sont essentiellement les orogénèses Colombienne (Jurassique supérieur-Crétacé) et Laramienne (Éocène) qui sont responsables de l'actuelle structure.

I 3-1-2 Dans le secteur central : l'arc plissé du Mackenzie :

Ce domaine groupe Plateau du Liard, Mackenzie, Franklin et Wernecke Mountains ainsi que les Taïga Ranges du plateau de Porcupine.

On y observe un ensemble de séries clastiques et carbonatées, agencées en plis larges et simples associés à des zones faillées complexes, structures dont sont responsables les orogénèses Colombienne et Laramienne.

Certaines culminations montrent que les séries Mélikiennes ont en outre, subi les effets de l'orogénèse de Racklan d'âge Hadrynien.

I 3-1-3 Au Nord; le complexe plissé du Yukon septentrional :

Celui-ci groupe Richardson Mountains, British Mountains Porcupine Plateau et Old Crow Range.

Les structures très diverses y sont le produit de nombreuses orogénèses, principalement l'orogénèse Ellesmerienne du Dévonien supérieur, l'orogénèse Colombienne ainsi que les premières et dernières phases de l'orogénèse Laramienne.

I 3-2 La Cordillère Occidentale :

La partie occidentale de l'orogène cordilléraire correspond à des domaines de sédimentation eugéosynclinale et épieu géosynclinale.

Durant la partie eugéosynclinale de son histoire, la configuration de la Cordillère Occidentale fut dominée par des sillons de direction NW, où s'accumulèrent de très puissantes séries de grauwackes, cherts et produits d'épanchements basaltiques et andésitiques sous-marins.

Ces dépôts furent plissés, faillés et localement charriés lors de diverses phases orogéniques. Entre les fosses, des rides géantyclinales furent à diverses reprises le site d'un métamorphisme régional et de granitisations accompagnées d'intenses déformations.

Les dépôts épieu géosynclinaux sont soit ceux de bassins synorogéniques qu'alimentèrent les rides voisines en cours de déformation, soit ceux de bassins post-tectoniques très localisés, limités par des failles d'effondrement et où s'accumulèrent des produits continentaux, soit encore les sédiments récents tertiaires et pleistocènes de l'actuel plateau continental.

Le Système Occidental comporte les Coast Mountains, Cascade Mountains et les îles de Vancouver et de la Reine Charlotte, soit essentiellement une zone longitudinale de terrains cristallins (le "complexe plutonique côtier" de J.O. Wheeler et al 1970), flanquée à l'Ouest par une zone plus étroite de terrains vulcano-sédimentaires alignée sur les chaînes insulaires et celle de St Elias, en bordure du golfe d'Alaska.

Dans ce Système Occidental, les terrains anté-Dévonien n'affleurent qu'au Nord des Cascade Mountains et au SW de l'Alaska

où ils ont été granitisés probablement à l'Ordovicien (1).

L'eugéosynclinal s'est développé depuis le Dévonien moyen jusque vers la fin du Mésozoïque. Une zone axiale gneissique s'y est constituée dès le début du Mésozoïque, mais le maximum orogénique est d'âge Crétacé moyen. Il s'est traduit par le soulèvement de la zone métamorphique axiale qui divisa le bassin en deux sillons longitudinaux alimentés en matériaux clastiques par cette ride.

Les dépôts de ces sillons furent ensuite plissés et charriés et, au Crétacé supérieur, se mirent en place l'essentiel des plutons granitiques de l'actuelle Coast Range. L'ensemble de la région fut soulevé au début du Cénozoïque et à nouveau granitisé vers la fin de cette période.

Le Nord des Cascade Mountains où s'observent principalement des plutons de niveau moyen et élevé, ainsi que des charriages de part et d'autre de l'axe cristallin, correspondrait, d'après K.C. Mac Taggart (2) au niveau structural supérieur de cet orogène, moins érodé que le reste des Coast Mountains.

Le Système Intérieur groupe plaine du Liard, plateau de Stikine, Cassiar, Skeena, Omineca et Hazelton Mountains, Plateaux Intérieurs ainsi que Cariboo, Monashee, Selkirk et Purcell Mountains.

Il s'agit donc d'un très vaste domaine où l'on reconnaît d'une part un "orogène oriental" (site de l'"omineca geanticline" de J.O. Wheeler), aligné sur les Cassiar, Omineca et Monashee Mountains, avec un axe de roches cristallines, d'autre part une large étendue de plateaux intérieurs qui correspond approximativement à l'Intermontane zone (3) ou Zwischengebirge (4) de J.O. Wheeler (cf fig. 4).

Cette dernière zone ("Zwischengebirge") présente des séquences sédimentaires du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur, modérément plissées et recouvertes en discordance par des séries volcaniques Tertiaires. Des intrusions plutoniques d'import-

(1) C.I.M.M. Spécial paper N° 6, 1966, p. 157.

(2) (3) Geological association of Canada spécial Paper N°6, 1970

(4) Manuscrit de "Geology of Western Canada".

tanco très variable s'y produisirent principalement au Trias supérieur et au Jurassique inférieur. Mais la phase principale de déformation date probablement du début du Jurassique.

L'orogène oriental extrêmement déformé et métamorphisé occupe le site d'une ride géanticlinale, à la limite du miogéosynclinal de la Cordillère Orientale, auquel son histoire est très intimement liée. C'est pourquoi J.O. Wheeler (1970) regroupe dans un même ensemble ("Eastern Fold Belt") Cordillère Orientale et orogène oriental du Système Intérieur, n'y voyant en réalité qu'un même orogène.

La tectonisation de la zone insulaire (orogénèse de Puget) est beaucoup plus récente et se poursuit actuellement.

REMARQUE :

Le paragraphe suivant est consacré à l'orogène oriental du Système Intérieur, où se localise le secteur étudié.

Le contenu de l'expression "orogène oriental" y est donc plus restreint que dans l'actuelle terminologie de J.O. Wheeler.

I₄ - L'OROGENE ORIENTAL DU SYSTEME INTERIEUR :

L'orogène oriental du Système Intérieur se limite à l'Est au Rocky Mountain Trench et vers l'Ouest aux confins occidentaux du complexe métamorphique du Shuswap (partie occidentale des Monashee Mountains), des Cariboo Mountains, de la bande de terrains Paléozoïques à l'Ouest du complexe de Wolverine (au Nord de la ville de Prince George) et du Batholithe de Cassiar (Fig. 7).

Durant la fin des temps Précambriens et le début du Paléozoïque, ce domaine fut une zone de transition entre un eugéosynclinal à l'Ouest et un miogéosynclinal à l'Est qui reçurent de grandes épaisseurs de sédiments clastiques de provenance orientale.

Il s'y individualisa une ride géanticlinale ("Omineca geanticline" de J.O. Wheeler), dont certaines portions émergèrent à diverses reprises depuis le début du Mississippien jusqu'au milieu du Jurassique.

Cette ride séparait une fosse occidentale profonde et fortement subsidente, d'un bassin oriental moins profond et de subsidence variable (site de l'actuelle Cordillère orientale et, en particulier, des Rocheuses).

Plusieurs importantes phases de déformation apparemment localisées à cet orogène occidental se manifestèrent respectivement durant la fin du Précambrien, le début du Mississipien, le Trias (inférieur et moyen) ainsi qu'à diverses périodes depuis la fin du Jurassique jusqu'au début du Tertiaire. La tectonisation intense de ces dernières phases gagna les domaines voisins ; elle correspond à l'orogénèse des Montagnes Rocheuses.

De la fin du Paléozoïque au début du Tertiaire, le domaine de la "ride d'Omineca" ("Omineca Geanticline") fut le siège d'activités plutoniques et métamorphiques répétées, et au Tertiaire, d'un volcanisme intense, en particulier dans la région du complexe de Shuswap.

Dans tout l'orogène oriental, les phases initiales de tectonisation ont nettement influencé les structures ultérieures. L'agencement de ces dernières est fort variable du Nord au Sud.

- Dans la portion septentrionale, un anticlinorium complexe s'étend depuis le Batholithe de Cassiar, jusqu'au complexe métamorphique de Wolverine. Un large synclinal faillé, aux séries essentiellement Mésozoïques et où s'observent plusieurs plutons le borde à l'Ouest. Les directions structurales de l'anticlinorium sont approximativement NW, parallèles à celles des deux ensembles Cassiar et Wolverine ; mais, plus occidentale que celle du Trench, elles sont en partie tronquées par lui.
- La portion centrale de l'orogène, très couverte, est encore assez mal connue. La structure en est expliquée par la présence de nombreuses failles.
- La portion méridionale présente en revanche des structures plus aisément déchiffrables.

Au NW des Cariboo Mountains, les plis à déversement occidental ou oriental, sont disposés en éventail suivant deux axes NW parallèles qui délimitent une vaste antiforme (fig. 8 coupe 1). Seul l'axe le plus occidental se prolonge jusqu'au SE de cette chaîne (fig. 8 coupe 2), où les plis se déversent à l'Est vers le Trench et au SW vers le Shuswap dont ils affrontent les déversements orientaux. Mais les relations exactes du complexe de Shuswap et des Cariboo Mountains ne sont pas encore élucidées.

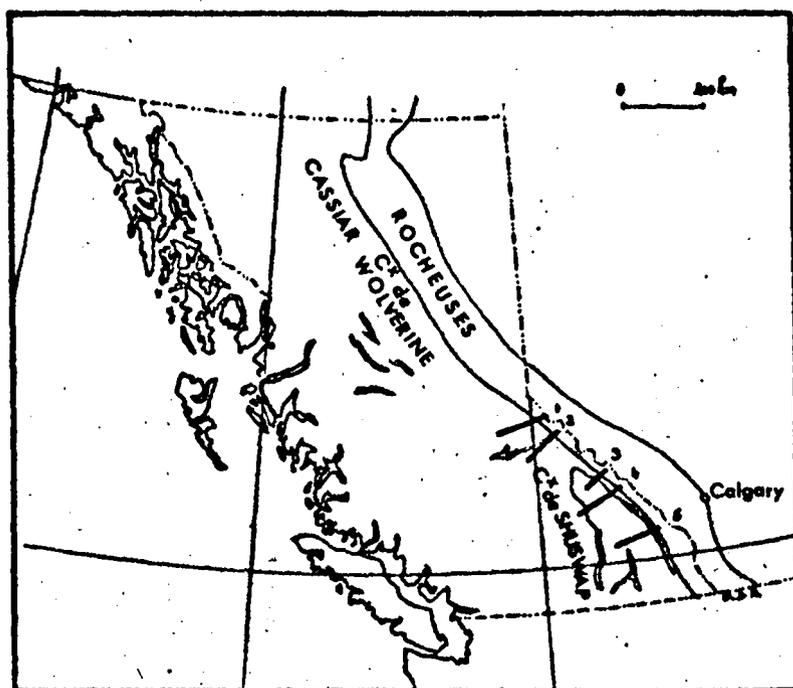


FIG 7 : situation des coupes de la figure 8.

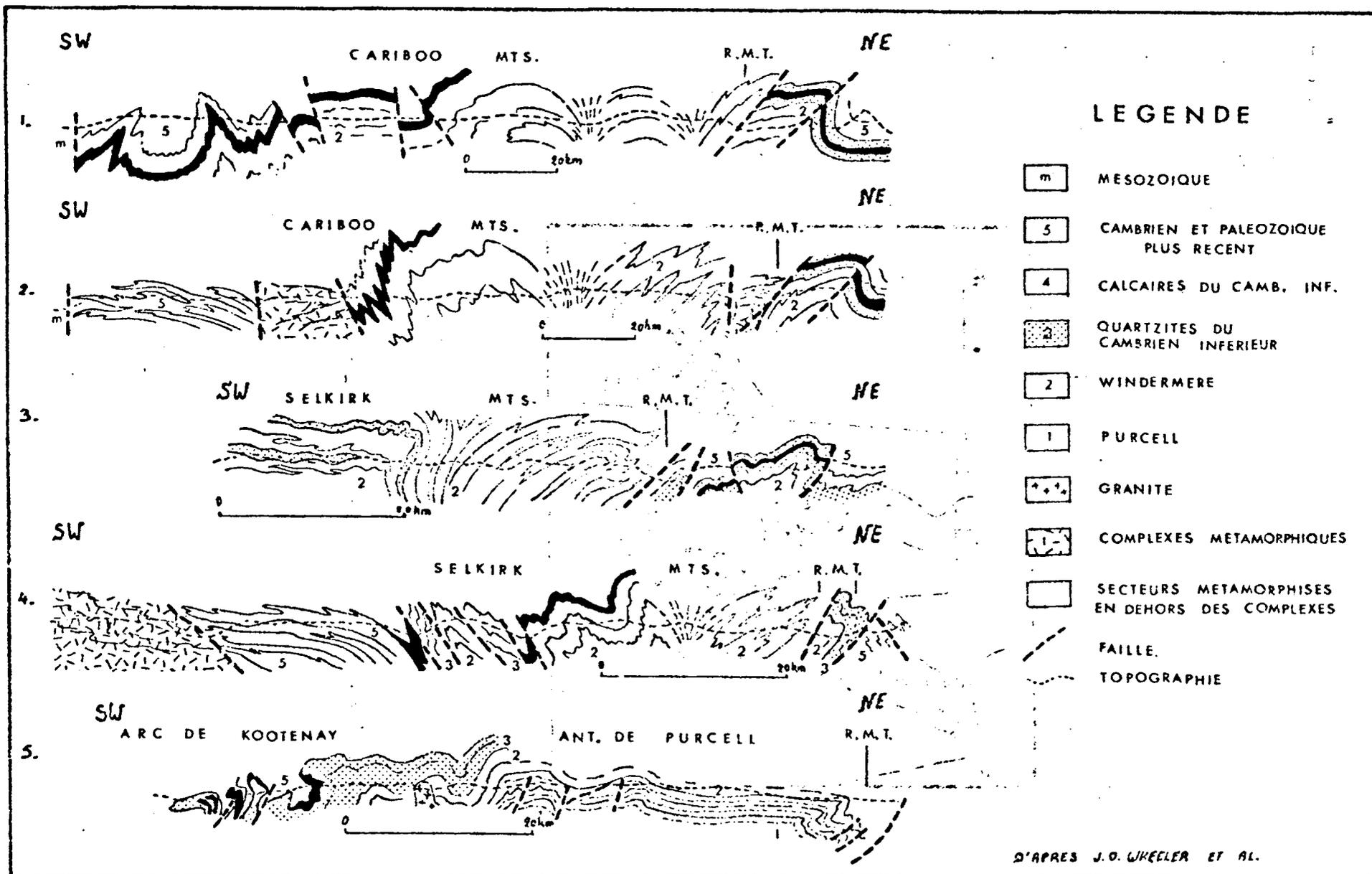


Fig. 8 : Coupes sériees dans l'orogène oriental du Système Intérieur
 Situation : voir Fig. 7 .

Au Sud des Cariboo Mountains - soit dans la portion Nord des Selkirk Mountains - les plis des premières phases, isoclinaux, de faible ampleur et d'axe sensiblement NE, sont replissés et faillés selon une direction NW. Les plans axiaux de ces seconds plis convergent là encore vers un axe médian (fig. 8, coupe 3). Au SW de cet axe, les structures se déversent vers le complexe de Shuswap qu'elles chevauchent (fig. 8, coupe 4) et vers l'Est, une série analogue de plis et d'écaillés vient reposer tectoniquement sur des structures propres aux Rocheuses entre les latitudes N 50° et N 51°40'.

Cette disposition en éventail des Selkirk et Cariboo Mountains, pourrait être, d'après J.O. Wheeler (1966) (1) l'effet d'un sous-charriage oriental d'une partie du complexe métamorphique du Shuswap vers la fin de l'exhaussement de ce dernier, et du pincement consécutif de la couverture de ces Selkirk et Cariboo Mountains entre d'une part le complexe de Shuswap et d'autre part un socle résistant localisé au niveau de l'actuel Rocky Mountain Trench.

Au Sud des Selkirk Mountains, l'agencement des plis de l'arc de Kootenay est très voisin, et leur superposition paraît résulter d'une compression due à la progression vers l'Est de nappes venant heurter le dôme rigide de Purcell (cf J.V. Ross⁽²⁾)

L'anticlinorium de Purcell est (fig. 8 coupe 5) un vaste ensemble grossièrement coffré, découpé par de nombreuses failles parfois très anciennes, qui ont diversement rejoué. Là, affleurent les séries les plus anciennes de tout l'orogène oriental. Les plis Précambriens (phase d'âge Madrymien inférieur) ont nettement influencé l'allure des plis ultérieurs. Son flanc Ouest se perd dans l'arc de Kootenay ; les plis faillés de son flanc Est se déversent vers le Rocky Mountain Trench, qu'ils chevauchent.

-
- (1) "Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera, P. 40".
 - (2) Structural Evolution of the Kootenay arc (Geological Association of Canada) Spécial paper n° 6, 1970, pp. 53-65.

Le chaînon des Dogtooth Mountains où se localise le secteur étudié, n'est autre que l'extrémité Nord, effilée, de cet anticlinorium de Purcell. Flanqué à l'Ouest par les Selkirk, il est limité de manière brutale au NE par une longue dépression de la topographie, dont le problème de l'origine sera évoqué dans le chapitre réservé à la tectonique, le Trench (ou fossé des Rocheuses).

C H A P I T R E I I

S T R A T I G R A P H I E

II₁ - INTRODUCTION

II₂ - ETUDE PAR HORIZONS

II 2.1 - Le Précambrien

1 - Généralités

2 - Examen d'une coupe

3 - Remarques complémentaires

4 - Discussion et conclusions

II 2.2 - Le Paléozoïque

1 - Généralités

2 - Le Cambrien inférieur

2.1 - Le groupe Hamill

A - Généralités

B - Etude de quelques coupes

B.1 - Présentation

B.2 - Le Hamill supérieur

B.2.1 - Coupe SW-NE au long du flanc méridional d'un cirque glaciaire ouvert sur Holt Creek entre les points de coordonnées : $X = 91,4$ $Y = 83$ et $X = 91,8$ $Y = 83,6$

B.2.2 - Précisions concernant le Hamill supérieur : des témoignages de manifestations éruptives se remarquent en divers points

B.2.2.1 - Observations au point $X = 87,9$ $Y = 84,1$

B.2.2.2 - Observations au point $X = 91,7$ $Y = 83$

B.2.2.3 - Observations au point $X = 87,5$ $Y = 84$

B.3 - Le Hamill moyen

B.3.1 - Remarque

B.3.2 - Observations à l'extrémité Ouest d'un cirque glaciaire au point $X = 94,5$ $Y = 80,2$

B.4 - Remarque relative au Hamill inférieur

C - Commentaires et conclusions

2.2 - La formation Donald

A - Généralités

B - Examen de quelques coupes

B.1-Le Donald inférieur

B.1.1-Suite de la coupe du paragraphe B.2.1 de l'étude du Hamill supérieur (= II.2.2. 2.1. B.2.1.) au point
X = 91;8 Y = 8.

B.1.2-Coupe au long de l'arête qui sépare les cirques glaciaires au point X = 93 Y = 83.

B.1.3-Complément : quelques précisions relatives au banc à Archeocyathides..

B.2-Le Donald supérieur

B.2.1-Coupe SW-NE passant par le petit col au point
X = 92,5 Y = 84,2

B.2.2-Coupe du point X = 88,3 Y = 84,2 au point X = 89
Y = 84,6

C-Commentaires et conclusions

3-Le Cambrien moyen et supérieur

3.1-La formation Canyon Creek

3.2-Le groupe Mac Kay

II 2.3-Le Cénozoïque

II₃-CONCLUSIONS GENERALES

C H A P I T R E II :

STRATIGRAPHIE.

II.1 INTRODUCTION :

La série stratigraphique du secteur d'étude se compose de schistes et calcaires Proterozoïques, de quartzites, grès, schistes et calcaires fossilifères du Cambrien inférieur, et de schistes et calcaires fossilifères du Cambrien supérieur.

Les séquences ultérieures n'apparaissent pas si ce n'est, localement, un manteau de débris glaciaires du Quaternaire.

Le tableau ci-dessous résume les principales divisions utilisées pour les Dogtooth mountains. Dans le texte, le terme de "série" reste neutre et uniquement descriptif ; celui d'"Infracambrien" qui s'appliquerait pourtant parfaitement à une partie des séquences décrites, n'est pratiquement jamais utilisé dans la littérature canadienne. Je n'ai donc pas jugé bon de l'introduire dans mes descriptions.

EON	ERE	SYSTEME	GROUPE	FORMATION
PHANEROZOIQUE	PALEOZOIQUE	CAMBRIEN	MAC KAY	
				CANYON CREEK
				DONALD
			HAMILL	
CRYPTOZOIQUE	PROTEROZOIQUE	WINDERMERE	HORSETHIEF CREEK	
				TOBY
		PURCELL		

II₂ - ETUDE PAR HORIZONS :

II 2.1" - Le Précambrien :

Les séries Précambriennes du SE de la cordillère canadienne sont classiquement désignées sous les noms de Système Purcell et Système Windermere :

- Le Système Purcell est en majeure partie Melikien. Il correspond à une puissante séquence de très fins matériaux clastiques, dont de nombreux caractères sédimentaires reflètent un milieu de dépôt peu profond.

Cette séquence de Purcell est surmontée, en discordance, par de puissantes séries désignées par J.F. Walker (1926) sous le terme de Windermere (du nom de la région située à 120km au Sud du secteur d'étude).

- La discordance infra windermere correspond à un épisode de plissement, de métamorphisme et d'intrusion de stocks granitiques : l'orogénèse de Kootenay oriental.

- Dans le Windermere, J.F. Walker (1926 p. 13-14) distingue deux ensembles : à la base la formation Toby conglomérat dont l'épaisseur varie de 50 à 2 000 pieds (15 m à 600m), que surmonte la formation Horsethief, composé de 4000 à 5000 pieds (1200 à 1500m) de schistes, ardoisiers, de passées conglomératiques et de lits de calcaires fins, cristallins.

Plus tard, J.F. Walker (1929, p. 9) étend le terme de Windermere jusqu'aux formations, plus récentes, Hamill, Badshot et Lardeau. Mais à la suite de la découverte dans ces formations de fossiles du Cambrien inférieur par divers auteurs (cf J.E. Reesor 1957 p. 158) le nom de Windermere fut restreint aux seules formations Toby et Horsethief, et localement (au Sud du 50ème parallèle) à la formation volcanique Irène qu'encadrent les deux précédentes.

Dans son rapport de 1932, C.S. Evans rebaptise la formation Horsethief "formation Horsethief Creek" et y distingue, dans les Dogtooth Mountains (cf p. 117 A II) quatre unités du sommet vers la base, à savoir :

1 - Une unité schisteuse supérieure (Upper Shale member), puissante de 1140 pieds (347m), composée de schistes ardoisiers et de phyllades, avec des bancs de grès et de quartzites et quelques minces couches calcaires.

- 2 - Une unité carbonatée (limestone member), ensemble de 150 à 650 pieds (46 à 200m) de calcaires magnésiens bleutés et roussâtres, comportant quelques passées schisteuses et gréseuses.
- 3 - Une unité schisteuse inférieure (Lower Slate member) constituée de 1000 pieds (305 m) minimum de schistes et phyllades, associés à des lits de quartzites, grès et calcaires, ainsi qu'à des couches d'une roche schisteuse verdâtre qui pourrait être une lave ou un tuff altéré.
- 4 - Une unité de conglomérats et de quartzites grossiers, feldspathiques (feldspathic coarse quartzite and pebble conglomerate member) puissante de 3000 pieds (915 m) qui présente quelques interlits schisteux.

En 1934, J.F. Walker adopte, dans ses descriptions le terme de "séries Horsethief Creek", et dans la nomenclature actuelle (cf en particulier J.O. Wheeler 1962, G. Wind 1968 et P. Simony et G. Wind 1970), celui de "groupe" Horsethief Creek est utilisé.

Dans les Dogtooth Mountains seul est représenté le groupe Horsethief Creek.

2 - Examen d'une coupe :

Dans la partie NW du secteur étudié, C.S. Evans a cartographié l'unité schisteuse supérieure et l'unité calcaire (respectivement indiquées par 3C et 3D sur sa carte de 1932 à l'échelle de 1/253,440). J.O. Wheeler sur la carte de Rogers Pass (G.S.C. Report and Map 43-1962) garde les subdivisions d'Evans pour le synclinal à l'Est de la rivière Spillimacheen, mais ailleurs, et en particulier, dans le secteur concerné, il regroupe l'ensemble sous une même dénomination.

Sur le flanc de la Dawn Mountain (cf fig. 9, 10, 11), j'ai pu relever une section du groupe Horsethief Creek, incomplète en raison des conditions d'affleurement, qui sont assez mauvaises malgré l'absence de végétation.

La crête de la Dawn Mountain, dont l'altitude dépasse 2700m, présente vers l'Est une paroi très abrupte. La coupe est donc levée au long d'une crête plus accessible, quoique localement tapissée d'éboulis. Au sommet de la crête, et sur la vaste étendue du flanc occidental, où la pente est moins raide, le remaniement superficiel est intense et un épais manteau de débris interdit toute observation.

La série étudiée est attribuée au groupe Horsethief Creek en raison de l'analogie des faciès et de sa continuité avec la bande de terrain bien caractérisée au Nord (dans les secteurs récemment cartographiés par P. Simony, A.H. Ellison et G. Wind), où l'on peut en observer le contact stratigraphique avec les quartzites Cambriens.

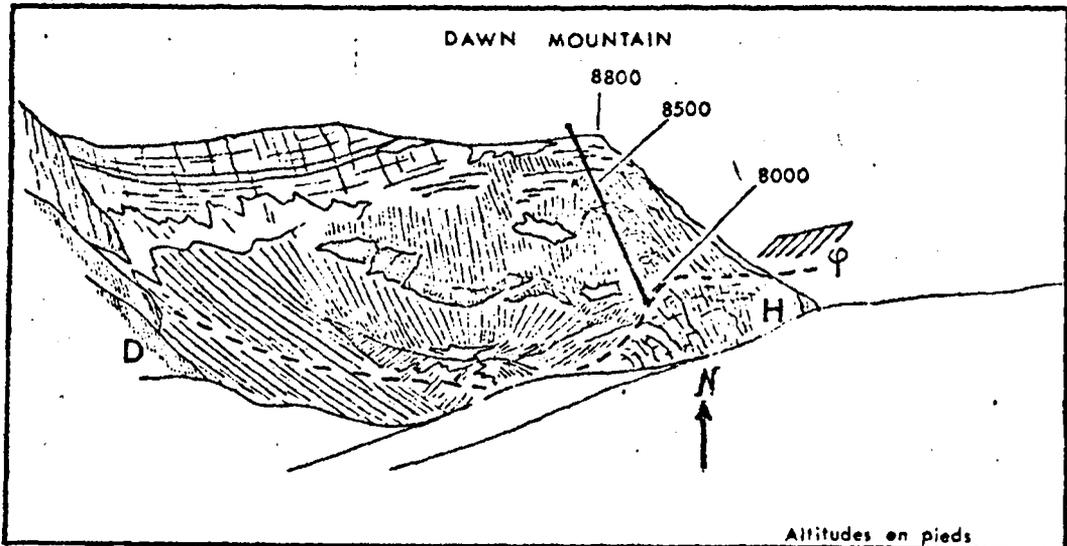


Fig. 9 : Panorama de la Dawn Mountain et situation de la coupe fig. 10 et 11.



Fig. 10 : Situation de la fig 9 et 11.

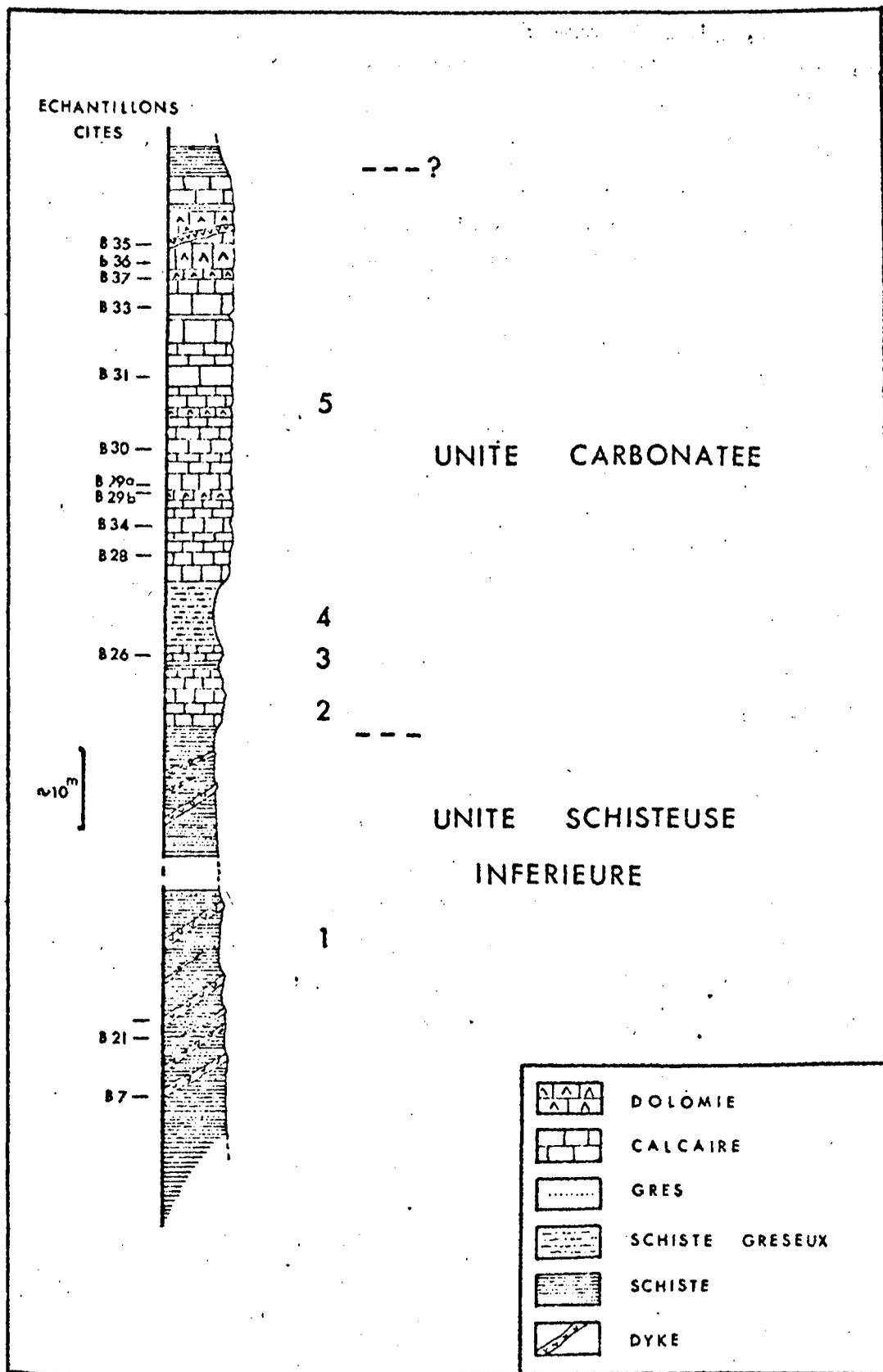


Fig 11 : Colonne stratigraphique du Horsethief Creek.

Du point X = 86,8 Y = 85,0 au point X = 86,3 Y = 85,5 soit du SE au NW, j'ai relevé :

- 1 - Une puissante séquence de schistes verdâtres ou gris bleu, un peu lustrés, où de minces passées brunâtres, gréseuses, de 1 à 3 cm d'épaisseur et à granoclasement vertical, soulignent la stratification. Dans ces passées arénacées les grains sont fins, de l'ordre de 0,1 mm et joints par un ciment siliceux ou une matrice phylliteuse riche en chlorite.

Les quartz sont en majorité d'origine magmatique; mais certains grains bien émoussés qui proviennent de la croissance secondaire de grains déjà fortement arrondis et dont le contour est souligné par une pellicule d'impuretés; sont issus de sédiments remaniés.

De nombreux grains de cherts, de mêmes dimensions, des feldspaths altérés et de nombreux zircons leur sont associés.

En lame mince, les schistes offrent de grandes paillettes de muscovite noyées dans un feutrage de chlorite et de sericite qu'accompagne une fraction fine de quartz déformés, amygdalaires, de teneur très variable. Le caractère arénacé est un peu plus prononcé vers la partie moyenne de la séquence observée.

Ces schistes qui affleurent dès l'altitude de 7600 pieds (2316m) se heurtent vers l'Est, par faille, aux quartzites de Hamill, d'âge Cambrien, et sont affectés de plis mineurs dus à deux phases distinctes (voir chapitre consacré à la tectonique). Il est donc impossible d'en connaître la puissance exacte. Si celle-ci n'est pas considérablement forcée tectoniquement, son ordre de grandeur est de 200 à 250m minimum.

La géométrie des plis mineurs de première phase, observés à la base et à la partie moyenne de la séquence schisteuse, combinée aux indications de polarité que fournissent les minces lits à granoclasement vertical, sont en faveur d'une position de la séquence au flanc normal d'un anticlinal déversé vers le NE. Mais ces arguments sont en nombre insuffisant pour être, à eux seuls, décisifs.

L'ensemble de la séquence schisteuse est parcouru de filons de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur, et apparemment

orientées suivant la schistosité d'une roche elle même schistosée, gris verdâtre, rousse en surface, montrant en section des fantômes et phénocristaux dans un fond carbonaté, pigmenté de minéraux opaques, ainsi que des silicifications secondaires. Dans les plans de schistosité s'observent fréquemment de grandes plages chloriteuses vert pâle. Il semblerait s'agir de roches éruptives fortement altérées et épigénisées par des carbonates.

- 2 - Une assise de quelques mètres d'épaisseur, qui n'affleure qu'incomplètement, d'une roche finement rubanée, composée d'une alternance de lits épais de 2 à 5mm de calcaire noir, largement cristallin, où s'observent quelques quartz détritiques, et de lits beaucoup plus clairs. Ces derniers, composés de calcedonite granulaire et de carbonates en fibres fluxueuses, originellement normales aux limites de chaque lit, ont une origine nettement secondaire. Quoique cette lamination mime la stratification des assises observées plus haut sur la crête, et puisse par conséquent refléter des décollements différentiels au sein d'une roche finement litée à l'origine, le caractère tranché des contacts et la régularité des lits me paraissent plus vraisemblablement dus à une schistosité de fracture. Bien que le pendage de celle-ci ne s'intègre pas dans la structure d'ensemble, le fauchage superficiel des bancs, très plausible en raison de la pente et de l'environnement schisteux en expliquerait parfaitement la rotation.
- 3 - Un banc de 2 à 3m de calcaire noir à grain fin, agencé en lits d'une dizaine de cm d'épaisseur, qui possèdent des joints analogues à ceux de l'assise 2.
- 4 - Une dizaine de mètres de calcschistes gréseux, auxquels une pigmentation, d'hématite confère une teinte rousse.
- 5 - Une séquence stratifiée, puissante d'une cinquantaine de mètres environ, de calcaires cristallins noirs azoïques, de calcaires gréseux, de dolomies, avec quelques passées schisteuses.

Au sein de cette séquence, plusieurs assises massives sont des calcaires construits. On y observe des structures filamenteuses, glomérulaires ou digitées (de quelques dixièmes de millimètre,) très vraisemblablement dues à des algues bien que les structures proprement organiques ne soient plus dis-

tinctes. De telles assises calcaires, parfois finement laminées horizontalement correspondent peut être à une variété stratifiée de stromatolites.

Dans ces assises, des figures d'érosion indiquent une succession normale, le remaniement local de ces mêmes horizons se traduit encore par la présence de quelques niveaux bréchiques à ciment spathique clair et à débris de calcaire "à algues" de teinte sombre.

En résumé, cette coupe présente une séquence puissante d'environ 300m, qui, bien que plissotée dans le détail, est en série normale. On y distingue deux ensembles :

- Le premier, schisteux semble correspondre à l'unité schisteuse inférieure ("Lower Slate member") de la stratigraphie de C.S. Evans plutôt qu'à l'unité schisteuse supérieure ("Upper Slate Unit") cartographiée par lui en ce point.
- Le second, où dominent les calcaires et les dolomies, serait son unité carbonatée ("carbonate Unit" = "Limestone member").

3 - Remarques complémentaires :

- 1 - En suivant les couches, en direction, vers le Sud, on observe, au sein de l'unité carbonatée, quelques assises de brèches dolomitiques roussâtres, (en particulier au point X = 87 Y = 84,2).
- 2 - Surmontant tout l'ensemble, une séquence de schistes bruns et gris bleu constitue le sommet de l'autre rocheuse au point X = 87,7 Y = 83,7. Ces schistes sont soit ceux de l'unité schisteuse supérieure ("Upper slate Unit"), soit simplement une assise pelitique plus épaisse dans la série calcaire.
- 3 - La présence de "filons" ne paraît pas être l'exclusivité de l'unité schisteuse inférieure. Ceux-ci montent assez haut dans la série. On en observe au niveau des calcaires rubanés (n°2 de la coupe) ; et certains horizons carbonatés qui affleurent malheureusement très mal au sein des calcaires, montrent aussi les mêmes larges plages chloriteuses et une fine pigmentation pyriteuse. Il semblerait s'agir là encore du même type de roche.

4 - A l'altitude de 8100 pieds (2469m), dans la série schisteuse, les "filons" recoupent la stratification sous un angle important. Cette configuration semble donc exclure l'hypothèse de tuffs ou d'épanchements synsédimentaires. Mais il m'est impossible de préciser s'il s'agit de dykes Précambriens, Cambriens ou syntectoniques et contemporains de l'apparition de la schistosité. Cette dernière possibilité est suggérée par le fait que les dykes soient à la fois orientés suivant la schistosité et affectés par elle. Mais il me paraît aussi vraisemblable que cette disposition puisse n'être qu'apparente, à l'échelle restreinte de l'affleurement, et qu'en réalité les dykes soient dans leur ensemble, faiblement obliques sur cette schistosité, antérieurs à elle, et réorientés à la faveur des contraintes qui l'on engendrées.

Ces roches sont, dans leur allure, tout à fait comparables à celles que décrit C.S. Evans (1932 p 117) au sein de l'unité schisteuse inférieure, et qu'il pense être probablement des tuffs ou des épanchements sous-marins.

D'autre part, dans l'étude du secteur situé au Nord de Holt Creek, G. Wind évoque (thèse p. 7) l'existence possible de coulées sous-marines au sein du groupe Horsethief Creek. Il en existe par ailleurs dans les séries du Cambrien inférieur. Peut être ces dykes leur sont-ils liés ? L'état d'altération des roches ne permet cependant plus de déceler une quelconque parenté.

5 - Le contact indiqué par C.S. Evans au SW de la Dawn Mountain, entre le Horsethief Creek et les quartzites de la base du groupe Hamill (Cambrien inférieur) est en réalité tectonique et a déjà été cartographié comme tel par J.O. Wheeler.

Onny observe donc pas (cf au point X = 87,5 Y = 83,8) une série inverse, avec continuité des groupes Horsethief Creek et Hamill, mais une série normale qui repose tectoniquement sur le Hamill.

6 - La présence de dolomie :

Un certain nombre d'échantillons ont été soumis à des tests simples, afin de mettre en évidence la présence de dolomie :

A - Attaque à HCl froid, dilué (10%) ; dans le tableau, une effervescence nette est désignée par la lettre E.

B - L'échantillon est immergé 30 secondes dans une solution froide de chlorure ferrique (2,5g de $FeCl_3$ + 97,5ml de H_2O).

En séchant, la calcite prend une teinte rousse (R); la dolomite n'est pas affectée.

C - Comme la dolomite contient très souvent du fer ferreux, et la calcite beaucoup plus rarement, on peut rechercher ce fer ferreux en laissant l'échantillon quelques minutes dans une solution de KCl (1%) additionnée de quelques gouttes de ferricyanure de potassium. En présence de l'ion ferreux, cette solution produit une teinte bleue (B).

Echantillon (cf fig..)	Test.		
	A	B	C
B 35	-	-	B
B 36	-	-	B
B 37	-	-	B
B 33	E	J	-
B 31	E	J	B
B 30	E	J	B
B 29a	-	-	B
B 29b	E	J	B
B 34	E	J	-
B 28	E	J	B
B 26	E	J	E
B 22	-	-	B
B 21	-	-	B
B 7	-	-	B

Observations :

- Le test C, utile pour différencier des minéraux purs, n'a

ici pratiquement aucune signification car des oxydes de fer imprègnent les roches de l'ensemble de la séquence.

- Les échantillons B 7, B 21, B 22, B 35 indiquent, dans les dykes, la présence de carbonates magnésiens.
- Les échantillons B 34, B 31, de calcaires construits, sont peu ou pas dolomitisés.

4 - Discussion et conclusions :

La séquence observée présente une abondance de matériaux terrigènes qui traduisent l'active érosion d'un domaine voisin, et dont la composition reflète, en partie au moins, le remaniement de sédiments antérieurs.

La finesse de ces derniers pourrait expliquer celle des détritiques observés, mais, sachant qu'ailleurs existent dans le groupe Horsethief Creek des séries beaucoup plus grossières, il semble que la finesse du grain indique ici plutôt un milieu de dépôt assez calme relativement éloigné de la zone d'alimentation ; elle n'est cependant qu'un piètre indice de bathymétrie

Bien que l'interprétation d'un paléoenvironnement soit discutable, en raison de l'ignorance de la nature des algues d'origine, il est possible que la présence de calcaires construits dans l'unité carbonatée indique, pour celle-ci, un milieu de sédimentation peu profond.

Autant que permettent d'en juger les observations de terrain et l'examen d'une dizaine d'échantillons de la série carbonatée, la dolomitisation des assises semble variable et ne me paraît pas due à une précipitation directement liée à l'activité biologique des algues, car les calcaires construits examinés n'étaient que peu ou pas dolomitisés.

L'origine des séries du Windermere a été un peu controversée suivant l'importance attribuée par les auteurs à la tectonisation antérieure.

J.F. Walker (1926 p. 15) voyait dans le groupe Horsethief Creek des dépôts d'un bassin subsident, situé au voisinage de reliefs élevés, dus au plissement des séries Purcell, et en bordure desquels s'accumulaient les éléments plus grossiers à l'origine de la formation Toby. Il considérait celle-ci essentiellement comme un conglomérat de piedmont, en partie contemporain des séquences du Horsethief Creek.

H.M.A. Rice (1941 p. 23) explique la vaste distribution du conglomérat et la variabilité de sa composition par une transgression marine sur le domaine surelevé mais faiblement plissé de Purcell.

C.S. Evans (1932 p. 119 A_{II}) considère que l'état de fraîcheur des feldspaths et la taille des éléments de l'unité de conglomérats et de quartzites du Horsethief Creek (n° 4 de sa description) traduisent la proximité de la source d'alimentation. Cette unité est, selon lui, une formation fluviatile. C.S. Evans attribue à l'unité carbonatée une origine plutôt marine, mais voit dans l'ensemble du Horsethief Creek des dépôts alluviaux avec des épisodes de sédimentation marine ou lacustre.

Selon J.E. Reesor (1957) la prédominance de matériaux clastiques fins dans le groupe Horsethief Creek paraît refléter une alimentation dans les séries Purcell. J.E. Reesor souligne cependant que les sédiments de Purcell, contrairement à ceux du Horsethief Creek, sont pratiquement dépourvus de feldspaths ; il cite également la présence de galets gneissiques granitoïdes dans le Windermere de la région de Canal Flats (140km au Sud de Golden) et considère qu'en raison de leurs dimensions ceux-ci ne peuvent provenir de loin.

Ne connaissant pas d'intrusions granitiques post Purcell et pré Windermere, et jugeant d'autre part que la tectonisation pré-Windermere était trop faible pour provoquer de telles intrusions, il conclut à une origine probablement Archeenne de ces roches granitoïdes et on voit une source possible dans une zone cristalline orientale, maintenant masquée sous les Rocheuses.

Cependant, des datations récentes (G.B. Leech 1962) montrent que plusieurs stocks et un petit massif granitique sont contemporains de cette tectonisation pré-Windermere, ce qui jette un nouveau doute sur la patrie d'alimentation, bien que la texture de ces granites ne soit pas gneissique comme celle des galets du conglomérat.

Toutefois, la provenance NE des paléocourants mesurés par E.W. Mountjoy et J.D. Aiken (1963) dans les Rocheuses, et le fait que les sédiments soient de plus en plus fins vers l'Ouest permettent de conclure (cf J.O. Wheeler 1966 p. 31) à une alimentation orientale du bassin de Windermere.

II 2-2 - Paléozoïque :

1 - Généralités :

Les faciès observés pour le Paléozoïque dans le secteur étudié sont, depuis la base vers le sommet :

- 1 - Une puissante séquence arénacée, de très large extension régionale et désignée par les précédents auteurs sous le nom groupe ou série Hamill. Bien que l'ensemble soit, pour des raisons de commodité, décrit dans ce chapitre consacré au Paléozoïque, il est à remarquer que seule la partie supérieure de cette séquence est datée du Cambrien inférieur.
- 2 - Une séquence de schistes souvent gréseux ou carbonatés, très fossilifère, la formation Donald.
- 3 - Une formation de schistes fins, lustrés, puissante de l'ordre de 700m d'après les estimations de C.S. Evans (1937), azoïque pour une grande part, et désignée sous le nom de formation "Canyon Creek".

La situation tectonique de cette formation datée du Cambrien supérieur par des critères paléontologiques, ne permet pas de dire s'il s'agit de la continuité directe du Donald ou si des termes intermédiaires mieux représentés à l'Est du Trench, sont ici recouverts tectoniquement.

- 4 - Un ensemble de schistes fossilifères et de bancs calcaires d'épaisseur très variable, le groupe "Mac Kay" qui surmonte la formation "Canyon Creek".

Les séries ultérieures ne s'observent en aucun point du secteur considéré.

Le passage du Horsethief Creek aux séries supérieures attribuées au Cambrien, n'est pas ici visible. Partout les contacts observés sont d'ordre tectonique.

A l'Est du Trench, Walcott (1910) signale la concordance apparente des formations Précambriennes et Cambriennes en diverses localités de la région de la "Bow River". Il considère néanmoins qu'une coupure marquée existe entre les deux ensembles.

Il s'appuie cette hypothèse sur :

- l'existence, dans les niveaux inférieurs de la formation "Fort Mountain" (= base du "Hamill"), d'un conglomérat remaniant les schistes ardoisiers sous-jacents ("Horsethief Creek").

- La différence tranchée de la lithologie du Cambrien et du Précambrien,
- le fait que le Cambrien repose indifféremment sur divers horizons du Précambrien, suivant les localités.

R.A. Daly au contraire (1945 p. 81-93) pense que les éléments anguleux de la base du conglomérat de Fort Mountain, ne prouvent pas l'existence d'une importante coupure. Il avance à l'appui, que beaucoup de conglomérats dans la série Précambrienne, ont un faciès du même type et il attribue l'apparente discordance de la base de la formation de Fort Mountain à l'allure lenticulaire des dépôts Précambriens ; les séries étant selon lui partout continues.

A Twelvemile Creek, 6 ou 7 km au Sud de l'extrémité méridionale du secteur étudié, C.S. Evans (1932 p. 118 A_{II}) situe une discordance légère entre le Horsethief Creek et la base du Hamill, et une vingtaine de kilomètres à l'Ouest, dans les Selkirk Mountains, V.J. Okulitch (1949 p. 20) estime qu'une phase d'érosion précédant le dépôt de la série Hamill pourrait expliquer les variations d'épaisseur qu'il constate dans l'unité supérieure du Horsethief Creek.

Néanmoins, J.O. Wheeler (1963 p. 3) met l'accent sur la difficulté d'établir avec certitude la continuité des séries ou l'existence d'une discordance cartographique à cause de la grande différence de compétence qui fait que les contacts sont toujours plus ou moins oblitérés par la déformation.

Dans sa thèse (1967) A.H. Ellison note, en divers points situés à une quinzaine de kilomètres au Nord Ouest de Holt Creek, la continuité des deux ensembles.

2) Le Cambrien inférieur :

2-1 : Le groupe Hamill:

A - Généralités :

Dans les Dogtooth Mountains, le groupe Hamill est représenté par deux ensembles de quartzites que sépare une formation à dominante pélitique. A l'Est du Trench, dans la région de Field, Walcott (1908-1912) avait attribué à des ensembles datés paléontologiquement du Cambrien et disposés de manière analogue, depuis la base vers le sommet, les noms de formations Fort Mountain, Lake Louise et Saint Piran. Pour des raisons de commodité C.S. Evans a conservé ces termes dans son étude des Dogtooth Mountains.

V.J. Okulitch (1949 p. 17) a corrélié ces trois unités aux séries Hamill (du nom de Hamill Creek dans la région de Lardeau - cf. J.F. Walker, M.F. Bancroft, et H.C. Gunning 1929 p. 9). Cependant, en se référant à la situation de ces unités lithologiques par rapport à l'horizon à Olenellus qui caractérise la base du Cambrien, V.J. Okulitch (1949 p. 17) a montré qu'elles étaient transgressives et de plus en plus récentes d'Ouest en Est. Elles sont Précambriennes dans les Selkirk Mountains, à la limite du Cambrien inférieur dans les Dogtooth Mountains et Cambriennes dans les Montagnes Rocheuses (cf. Fig. 35.)

Il critique donc l'emploi d'une même terminologie pour des formations non synchrones.

A la suite des travaux de K.F. North et G.G.L. Henderson (1954) qui ont montré que la formation Lake Louise, n'était qu'une des nombreuses lentilles schisteuses locales au sein de quartzites de même type, J.O. Wheeler (1963, p. 4) préfère pour les Dogtooth Mountains aux termes de Fort Mountain, Lake Louise et St Piran ceux plus neutres de formations inférieure, moyenne et supérieure.

Un seul fossile daté avec certitude du Cambrien inférieur (le trilobite Callavia) a été trouvé par C.S. Evans vers le sommet de l'assise des quartzites supérieure.

Entre "Lang Creek" et "Cirque Creek", environ 8km au Nord de ~~Halt Creek~~, C.S. Evans a relevé les sections suivantes décrites depuis le sommet :

Pour la formation supérieure (qui totalise une épaisseur de l'ordre de 700m) :

- 20 pieds (6m) de grès ferrugineux, rouille, qui présentent des terriers d'Annelides et ont livré le genre Callavia,
- 131 pieds (40m) de bancs quartzitiques de 30cm à 90cm d'épaisseur en alternance avec des argilites à altération brunâtre, en lits de 90 à 120m d'épaisseur,
- 674 pieds (190m) de grès et quartzites roses, massifs, où s'observent de nombreuses stratifications entrecroisées,
- 235 pieds (72m) de grès sériciteux en plaquettes, avec de minces interlits d'argilite,
- 1200 pieds (366m) de quartzites roses avec quelques lits conglomératiques épais de 30 à 90cm. De nombreuses assises montrent des stratifications entrecroisées,
- 100 pieds (30m) de quartzites en couches de 3 à 7m d'épaisseur qui alternent avec des bancs plus minces de grès fins, pélitiques rougeâtres.

pour la formation moyenne ("Lake Louise")

- 700 pieds (213m) d'argilites, de schistes ardoisiers, de phyllades de teinte grise, verte, brune ou rougeâtre, associés à quelques minces bancs de quartzites sériciteux.

- 350 pieds (107m) de phyllades, d'argilites et de quartzites sériciteux atteignant rarement l'épaisseur de 150cm. Soit en tout 320m de puissance.

Pour la formation inférieure ("Fort Mountain") :

- 2000 pieds (610m) d'une alternance de quartzites et de grès pelitiques riches en séricite, de teinte rougeâtre, où les bancs quartzitiques sont généralement les plus épais. G. Wind (1968 p. 9) signale que cette dernière formation est doublée tectoniquement et il attribue au Hamill inférieur une épaisseur de 1000 à 1500 pieds (300 à 450m) suivant l'importance de la formation moyenne du Hamill. A.H. Ellison (thèse 1967) observe, quelques kilomètres au Nord Ouest, des séries analogues. P. Simony et G. Wind, dans leur récente publication (1970) gardent la même stratigraphie, mais distinguent, au sein de la formation supérieure du Hamill une unité plus meuble qu'ils qualifient de "Upper Recessive" en raison de la dépression qu'elle occasionne dans le paysage.

B - Etude de quelques coupes :

B-1 : Présentation :

Bien que le Hamill soit largement représenté sur la retombée orientale des Dogtooth Mountains, en bordure du Trench, face à la localité de Golden, la médiocrité des affleurements ne permet pas d'y établir une stratigraphie. En revanche, les crêtes qui séparent diverses vallées glaciaires qui entaillent profondément ce versant permettent de meilleures observations, malgré leur accès parfois difficile.

B-2 : Le Hamill supérieur :

B-2-1 : Coupe SW NE au long du flanc méridional d'un cirque glaciaire ouvert sur Holt Creek, entre les points de coordonnées $X = 91,4$ $Y \approx 83$ et $X = 91,8$ $Y = 83,6$ (cf fig. 12, 13, 14, 21).

Une structure anticlinale, faillée à l'Ouest, laisse apparaître depuis le coeur du pli vers l'extrados :

- Hsb (base du Hamill supérieur) :

- 8m de quartzites fins, sous la forme d'une alternance de bancs de teinte blanche ou violette,
- 2m d'un horizon grésopelitique carbonaté brunâtre,
- une cinquantaine de mètres de quartzites fins, roses, en lits de 30 - 40cm, avec quelques horizons plus grossiers, microconglomératiques et, vers la partie inférieure, plusieurs lits de pélites indurées, rouges, d'une quarantaine de cm d'épaisseur,
- 40m de quartzites rouge sombre, bordeaux,

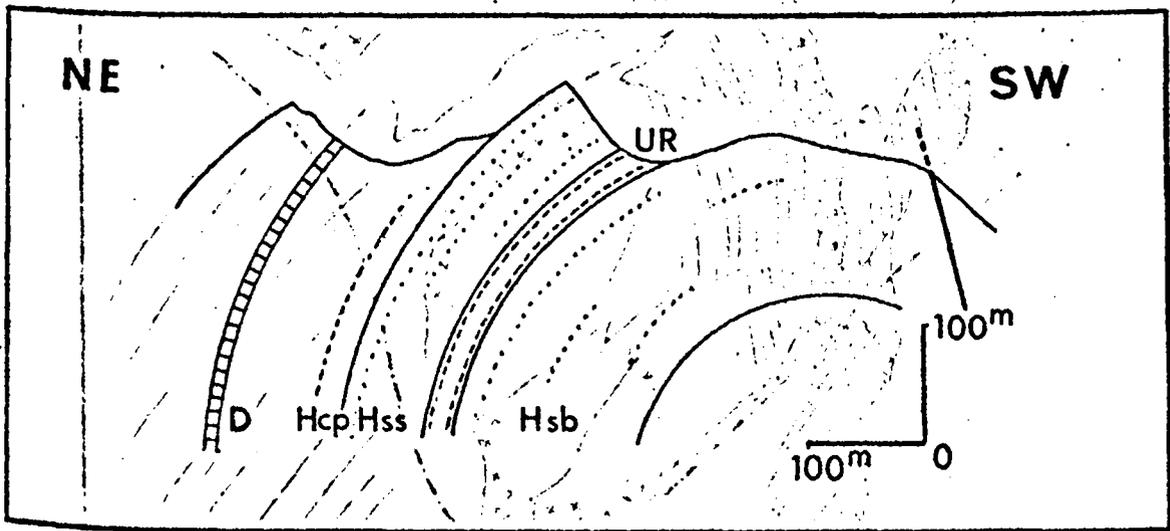


Fig 12 : Coupe schématique de l'anticlinal entre les points :
 X = 91,4 Y = 83
 X = 91,8 Y = 83,6
 Légende cf texte et fig. 21

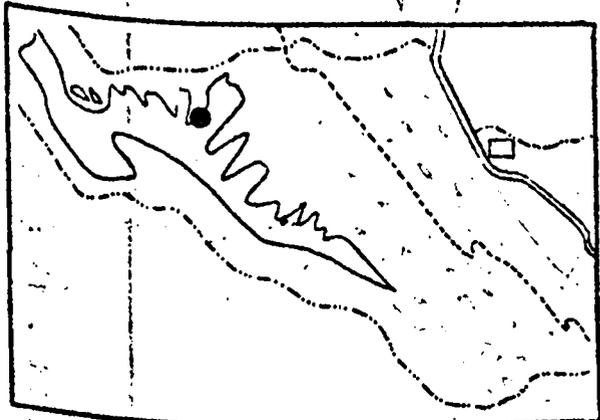
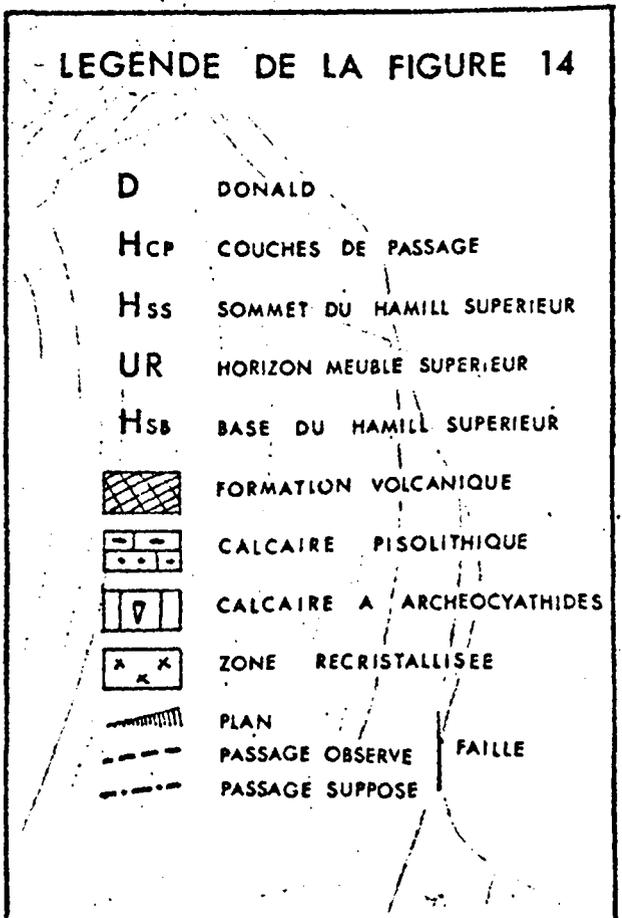


Fig. 13 : Situation des figures 12 et 14.

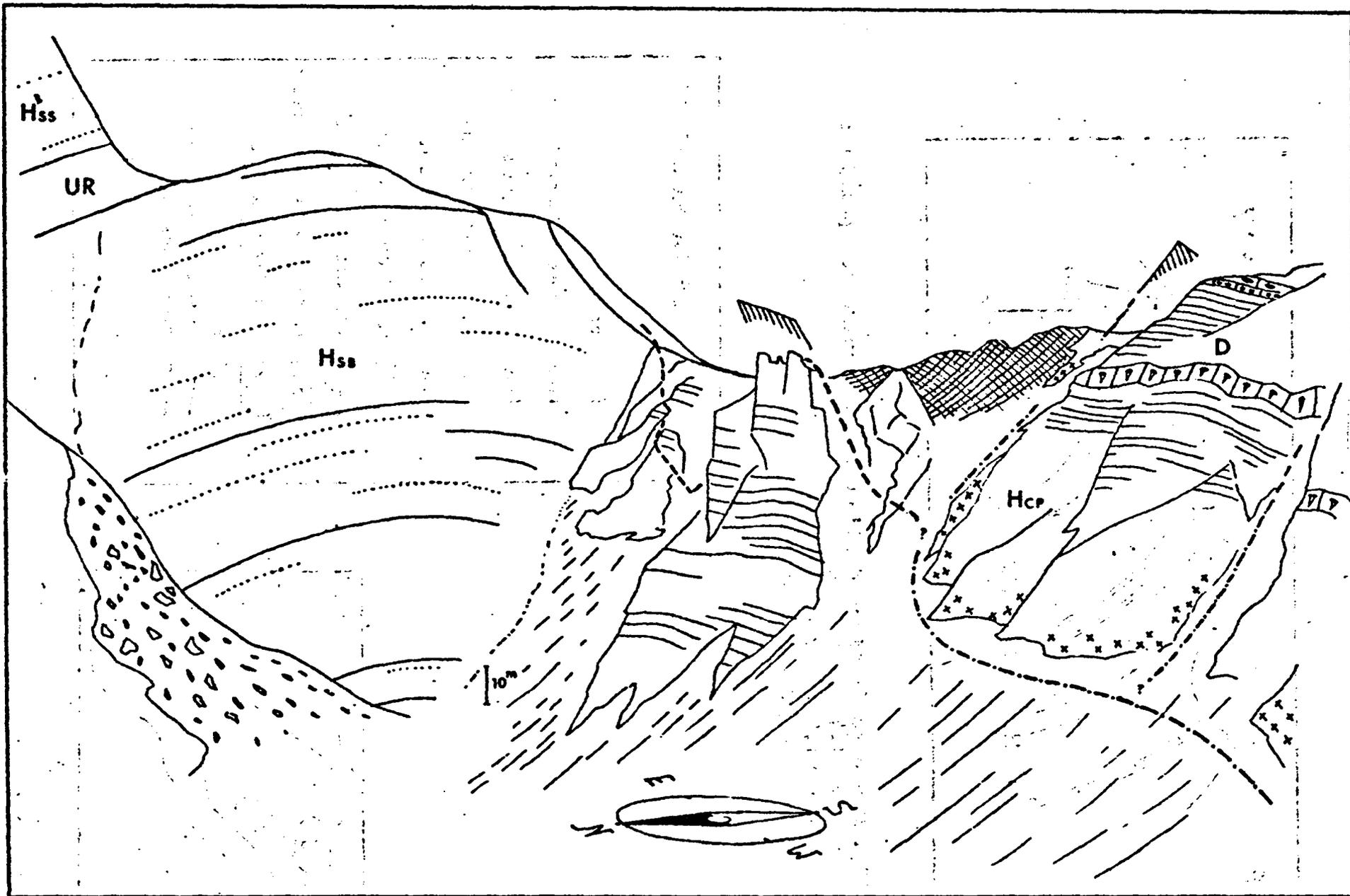


Fig. 14 : Panorama de l'extrémité du cirque glaciaire $X = 91,4$ $Y = 83$
 depuis le flanc Nord de ce dernier.
 Légende page précédente. Situation cf fig. 13.

- 20 m de quartzites rosés vers la base, devenant plus clairs, blanchâtres et violacés au sommet, en bancs massifs de 80 cm à 2m d'épaisseur, Ce sont des quartzites fins, contenant quelques galets isolés dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs cm. On y observe de nombreuses stratifications entrecroisées. Plusieurs passées conglomératiques, souvent peu épaisses, s'y remarquent également. Les galets sont de quartz ou de jasper rouge ; leurs dimensions oscillent entre 5mm et 1cm en moyenne. Le ciment est quartzitique fin,
- 20 m de quartzites assez semblables, rose pâle à blanchâtres, avec passées violacées et bleutées, mais en bancs moins épais, de 30cm environ.

U.R. : ("Upper Recessive") unité meuble du Hamill supérieur. Une séquence plus riche en schistes, qui se traduit par une dépression dans la topographie. Le passage des quartzites massifs du Hsb à cette unité est très brutal. On y observe :

- 6 à 8 m d'une association rythmique flyschôide de grès et quartzites et de pelites indurées. Les quartzites sont de teinte sombre, gris verdâtre ou brunâtre, riches en muscovite et montrent fréquemment de petites facules de limonite. Ils contiennent de nombreux débris de schistes noirs ; des figures de charge s'observent à la base des bancs. Les pelites, finement gréseuses et micacées, sont gris verdâtre, jaunâtres ou brunâtres.
- 10 à 15 m de quartzites clairs, verdâtres à blancs, à facules rousses de limonite. Les interbancs, plus minces que les bancs de quartzites, consistent en psammites ou schistes psammitiques jaunâtres ou verdâtres. A la base de la formation, l'épaisseur des bancs est de l'ordre de 20 à 30 cm ; elle atteint rarement 40cm. Plus haut, les bancs sont plus minces et de l'ordre de 10 à 20cm,
- 4 à 5m de bancs épais d'environ 6cm de la même alternance de quartzites et psammites, marquent le passage aux quartzites roses massifs de l'unité supérieure.

Hss (sommet du "Hamill" supérieur) :

Cet ensemble comporte une soixantaine de m de quartzites, grès quartzites et microconglomérats, agencés en bancs de 30 à 40cm pour la partie inférieure, mais d'allure plus massive vers le haut, où leur épaisseur est de l'ordre de 4m. Ces derniers se débitent cependant suivant des joints en lits de 50-80cm.

Une mince pellicule vert pâle, de nature pelitique, recouvre fréquemment la surface des bancs.

La base de cet ensemble est d'un rouge violacé très sombre. A ce niveau se rencontrent fréquemment des débris anguleux de schistes rouges, de 2 à 10cm de longueur, et de quelques millimètres à 3cm d'épaisseur. Souvent disposés de façon quelconque à la manière de brèches au sein du sédiment arénacé, ces débris ou "flocons" schisteux reposent parfois aussi à plat suivant la stratification, en soulignant l'allure entrecroisée de celle-ci.

A partir du milieu de la séquence, la teinte tend à s'éclaircir mais demeure cependant violacée. De nombreux niveaux de microconglomérats et conglomérats à galets de quartz rose et de jaspe rouge s'y rencontrent encore, ainsi que des perforations verticales ("Arenicolites") affectant une forme de U, longues d'une vingtaine de cm, et d'un diamètre de 5mm.

Surmontant les quartzites roses, une séquence (Hcp), dont l'épaisseur n'a pu être mesurée précisément, mais me paraissant être de l'ordre d'une douzaine de m, se compose de minces assises de grès à ciment siliceux, très fins, vert foncé. Les bancs quartzitiques se composent généralement de lits d'environ 1cm d'épaisseur, que séparent des joints pelitiques pelliculaires. Les schistes sont fins, argileux, de teinte vert jaunâtre.

Quelques bancs plus épais (40cm) de quartzites purpurins riches en pyrite, ou bien blancs ou rose pâle sont également associées à ces assises. La surface des bancs porte fréquemment des rides de plage ("ripple marks"), et la base, des pistes d'Annelides et de nombreux sillons bilobés, larges de 3 à 10cm, couverts de stries obliques qui sont symétriques par rapport à la zone médiane. L'extrémité de ces sillons affecte parfois une forme de sabot. Certaines de ces empreintes ont été identifiées par R.V. Best au type Cruziana et attribuées à des trilobites.

Ces horizons pelitiques et arénacés passent progressivement à un calcaire pelitique noduleux et caverneux à l'affleurement, avec encore quelques intercalations quartzitiques à la partie inférieure. Les lits calcaires ont livré des Brachiopodes, des Céphalopodes (Salterella sp) et des débris de Trilobites, avec en particulier Nevadella sp (Ech. C12 n° 84 810) qui situe cet horizon vers le milieu du Cambrien inférieur, selon W.H. Fritz.

Il s'agit là des couches de passage à la formation Donald.

D : La formation Donald examinée ultérieurement

Cette coupe nous montre essentiellement deux ensembles de quartzites massifs, séparés par une assise plus riche en pelites (UR). La puissance totale relevée est voisine de 250m. En raison des diverses approximations, la marge d'erreur peut atteindre une cinquantaine de mètres. Il semble en effet, par construction, que la puissance de l'unité Hsb ait été un peu sous estimée. Bien que la série soit incomplète, il n'en manque qu'une assez faible épaisseur

(cf paragraphe : B-3-2 : observations au point X = 94,5 Y = 80,2). Elle reste néanmoins beaucoup plus réduite que celle qu'a décrite C.S. Evans 8km au Nord.

Les roches qualifiées de "quartzites fins" présentent des grains entièrement jointifs, ou plus souvent des silicifications secondaires partielles, la matrice, généralement réduite restant phylliteuse (séricite et chlorite).

L'hématite est partout présente et confère aux roches leurs teintes roses à violacées ; elle envahit parfois une grande part de la matrice. Dans certaines sections cependant, l'hématite enrobe les grains mais est absente du ciment de silice secondaire, ce qui pourrait traduire le remaniement de sédiments antérieurs déjà imprégnés d'hématite (et provenant soit de la patrie d'alimentation, soit du groupe Hamill).

Exceptionnellement, les grains de quartz sont suspendus dans une matrice carbonatée à grain fin, qui, en raison du caractère non jointif des quartz, paraît être d'origine primaire.

Le diamètre des grains est extrêmement variable suivant les assises et au sein même de celles-ci. Les grains originels des roches qualifiées de quartzites fins dans la description sont subarrondis ; leur diamètre varie de 0,2 à 2mm. Mais il n'est pas rare de rencontrer disséminés dans la masse, de petits galets bien arrondis, de plusieurs millimètres de diamètre.

Ces quartzites fins représentent la majeure partie de la séquence observée. Les horizons microconglomératiques ont une allure très lenticulaire. Les galets, bien arrondis, y ont de 3 à 5mm en moyenne ; ils ne dépassent généralement pas le centimètre. Un même banc contient souvent plusieurs de ces passées microconglomératiques, épaisses de quelques centimètres seulement.

Le granoclassement vertical est d'ordinaire inexistant ou frustre et uniquement observable à une échelle réduite. Il n'est pas utilisable comme critère de polarité.

De bons critères sont en revanche fournis par les stratifications entrecroisées qui sont nombreuses, mais qui n'apparaissent d'ordinaire que suivant une section, ce qui rend difficile l'interprétation du sens de courant.

En quelques points cependant (vers le sommet du Hsb et du Hss) elles ont pu être observées suivant les trois directions de l'espace. Elles appartiennent à un type lenticulaire, où chacune des

unités de sédimentation offre l'aspect d'un emboîtement de cuvettes allongées, d'une largeur de 30 à 80 cm pour une profondeur maximum de quelques cm à une quinzaine de cm. Les directions de plongement de l'axe de ces "cuvettes", corrigées de leur rotation par rapport à l'horizontale mais non pas d'une éventuelle rotation par rapport à la verticale, dont la valeur est inconnue, sont respectivement N 302, N 284, N 296, N 279 pour le Hsb (soit un sens local de courant vers l'WNW) et N 126, N 140 pour le Hss (courant vers le SE).

En raison de leur nombre restreint, ces informations ne restent que des indications et n'ont qu'une valeur très locale.

Un type tabulaire de stratifications entrecroisées existe probablement aussi, mais n'a pas pu être distingué, sur le terrain, des sections longitudinales du type lenticulaire.

Les bancs présentent parfois une faible ondulation superficielle qui peut être liée aux stratifications entrecroisées mais qui pourrait aussi correspondre à la surimposition d'un système indépendant de megarides. Ces ondulations, subrectilignes à l'échelle de l'affleurement, sont distantes de 80cm à 2m pour une amplitude voisine de 20cm.

Les directions d'élongation relevées pour les deux ensembles les plus distincts, dans le Hss et corrigées de la rotation par rapport à l'horizontale, sont respectivement N 286 et N 260°.

Elles ne se distinguent pas de celles fournies par les stratifications entrecroisées. Un système de rides de plages (Ripple Marks) a été observé sur une vaste surface, dans le Hss. Sa direction moyenne, corrigée de la rotation, est de N 315°. En ce point, la direction de déplacement de la masse liquide est donc sensiblement normale à celles fournies par les autres indications locales de courant.

Les autres composants minéralogiques de la séquence quartzitique sont en nombre réduit :

- Le quartz y domine largement. Il est essentiellement de type magmatique, monocristallin ou à structure "en mosaïque", généralement peu contraint, à fines inclusions liquides uniformément réparties, et où s'observent fréquemment de minuscules bulles gazeuses animées de mouvements Browniens. Une fraction quartzreuse d'importance plus réduite, surtout représentée parmi les éléments de grande taille, montre de nombreux plans d'inclusions bulleuses. Ces quartz ont en général une extinction roulante très prononcée. Leur origine est probablement filonienne.

- Des grains pluricristallins (cristaux de 0,01 à 0,2mm), à structure engrenée, ont probablement une origine métamorphique, mais ne représentent qu'une fraction infime de l'ensemble.
- Les feldspaths, fréquents, sont généralement peu ou pas altérés. Le microcline est présent dans toutes les sections observées. La teneur en plagioclase y est d'ordinaire beaucoup plus faible.
 - Les minéraux phylliteux se réduisent généralement à la fine fraction sériciteuse et chloriteuse de la matrice. Les fines paillettes se prolongent souvent dans les grains de quartz. L'origine de cette fraction phylliteuse est donc, au moins en partie, secondaire.
- Des biotites chloritisées ont été observées en quantité infime. La muscovite détritique, déformée entre les grains quartzeux, est surtout fréquente dans les quartzites de l'horizon meuble (UR).
- La Tourmaline est rare et a surtout été observée dans les lits de ce même horizon UR.
 - Le Zircon est plus répandu et montre des contours souvent bien arrondis, ce qui suggère une histoire sédimentaire déjà longue.
 - La pyrite constitue une fine pigmentation dans la plupart des sections mais est particulièrement abondante dans certains bancs de quartzites de la partie supérieure de la séquence, où elle est souvent remplacée par de la limonite.

Les fragments de roches remaniées sont essentiellement des galets de chert rouge (Calcédonite finement granulaire pigmentée d'hématite) et des débris de schistes fins noirs, et de schistes parfois gréseux, rouges, fortement imprégnés d'hématite. Ces derniers sont tout à fait analogues à ceux que l'on observe à la base de la séquence. Il est vraisemblable que la formation arénacée se soit remaniée elle-même.

B.2.2 - Précisions concernant le "Hamill" supérieur :

Des témoignages de manifestations éruptives se remarquent en divers endroits :

B.2.2.1 - Observations au point X = 87,9 Y = 84,1 :

Immédiatement au Nord du petit col situé entre les petits lacs au pied de la Crête de la Dawn Mountain, et la vallée qui s'ouvre sur Canyon Creek, les formations Hamill et Donald, plusieurs fois replissées, se dressent en une haute falaise au pied de

laquelle d'imposantes masses d'éboulis montrent des blocs d'une roche gréseuse à quartz rose violacé ou incolores et qui contiennent une profusion de débris de roches effusives fortement chloritisées (dimensions de quelques millimètres à 1 décimètre). Ces roches se distinguent aisément par leur teinte foncée, vert olive ou brun rougeâtre. Leur texture microlithique est encore parfaitement distincte dans certains fragments, et bien que les feldspaths soient entièrement altérés, il subsiste encore de très nombreux microlithes de pyroxène qui suggèrent pour la roche une nature andésitique ou basaltique.

Un horizon plus sombre du Hamill supérieur, à proximité du contact avec la formation Donald semble être l'origine de cette masse éboulée. Mais sa situation à mi-hauteur de la falaise ne m'en a pas permis l'accès. Il est à souligner le caractère lenticulaire de ce faciès particulier, qui ne paraît pas dépasser une largeur de quelques dizaines de mètres sur cet affleurement.

Il semble qu'à la sédimentation fondamentalement arénacée soient venues s'ajouter des arrivées d'un matériau basique plus ou moins pulvérisé. Les débris paraissent en effet n'être que peu ou pas remaniés. Leur forme est généralement aplatie et les contours en sont diffus.

B.2.2.2.- Observations au point X = 91,2 Y = 83 :

Au fond du cirque glaciaire (cf fig. 15, 16, 17) apparaît une accumulation beaucoup plus épaisse de produits volcaniques. Sa situation tectonique est malheureusement plus délicate à préciser : des failles la limitent de tous côtés.

L'ensemble volcanique se compose essentiellement de brèches dont les éléments (de $\frac{1}{2}$ cm³ à quelques dm³) sont noyés dans une matrice de produits éruptifs plus fins.

Cette formation passe, vers la base, à des roches où abondent des quartz détritiques rosés.

Il est difficile d'affirmer que le contact avec les quartzites de Hamill soit en ce point normal, en raison de l'existence d'une longue faille inclinée, de direction sensiblement NS, qui broie la roche en cet endroit.

Vers le milieu de la formation d'origine éruptive, plusieurs bancs massifs qui paraissent correspondre à une coulée en place, pointent au travers d'éboulis.

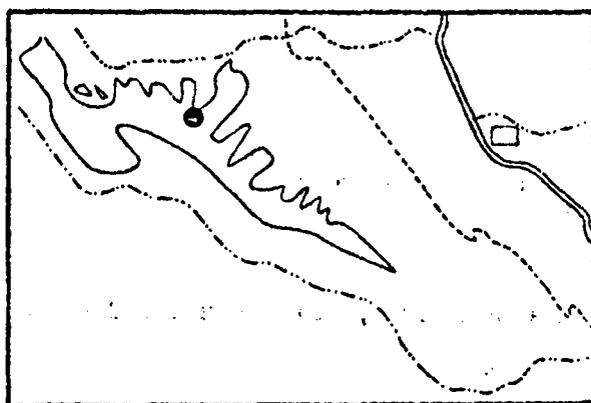


Fig. 15 : Situation du panorama de la fig. 16.

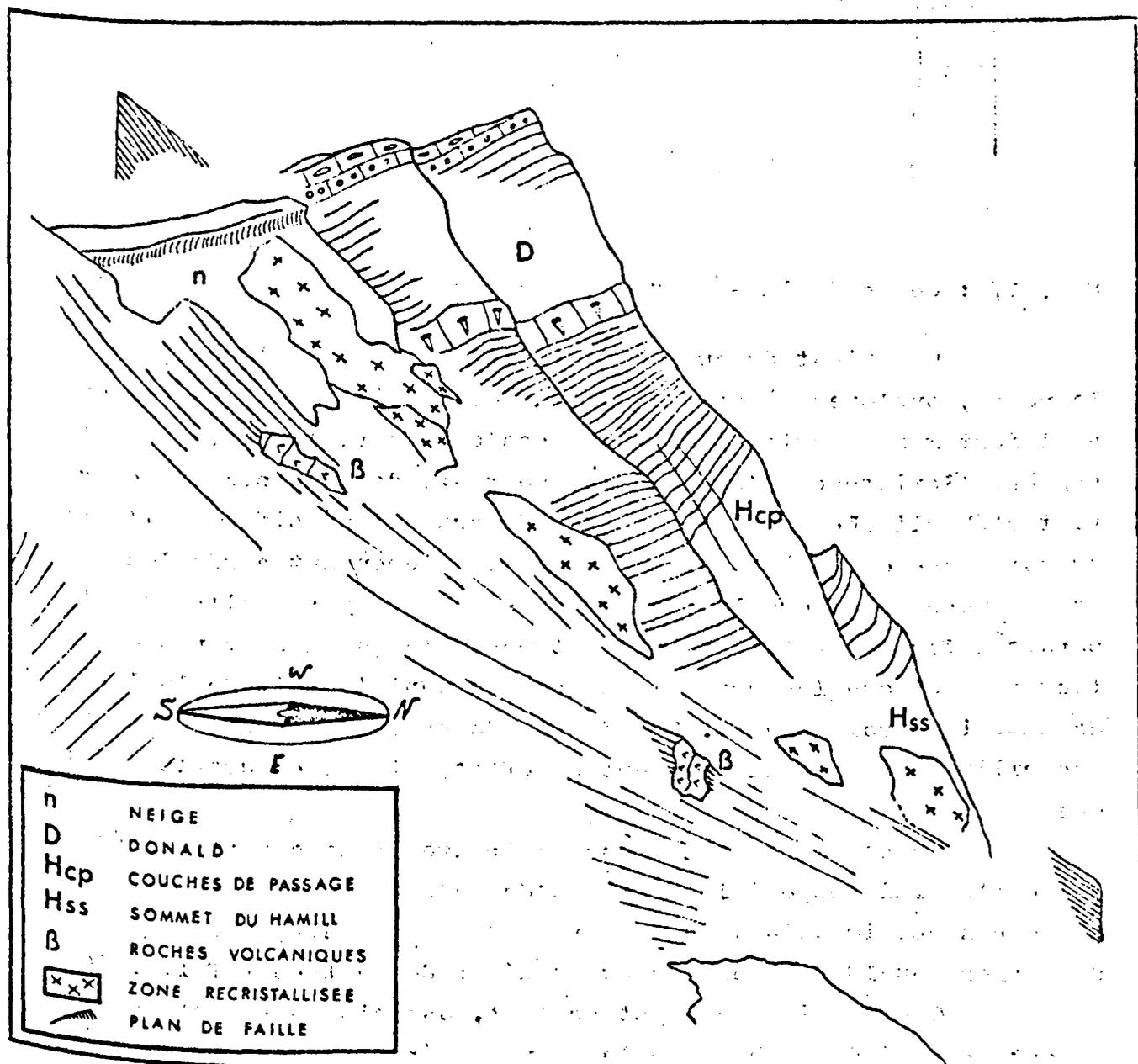


Fig. 16 : Extrémité du cirque glaciaire au point : X = 91,2
Y = 83.

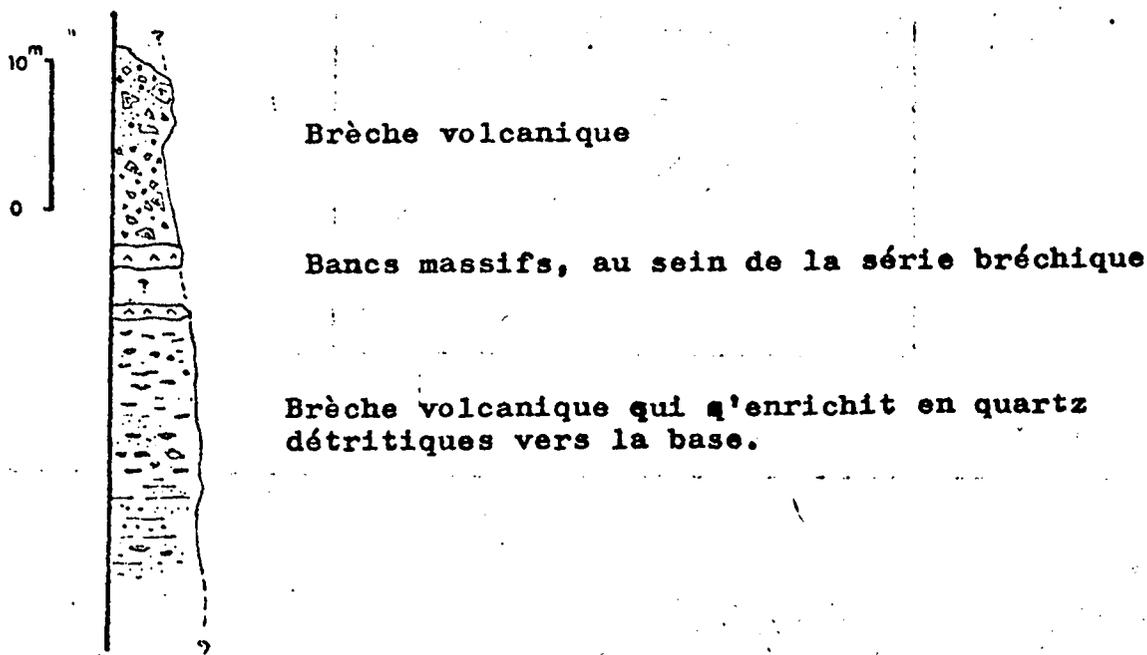


Fig. 17 : Coupe de la séquence volcanique.

Un chicot de quartzites fait saillie, à l'Ouest, sur la pente, quelques mètres au dessous de l'arête. Ces quartzites sont fortement recristallisés et décolorés vers l'Ouest, ce qui suggère l'existence d'une faille. Le reste de la pente est couvert d'éboulis. Les quelques mètres de quartzites situés à l'Est, au voisinage des brèches volcaniques ont cependant gardé leur teinte rose. Bien que le contact ne s'observe pas réellement et paraisse fortement tranché, il est possible qu'il soit peu ou pas tectonisé et que les quartzites représentent le toit de la lentille de matériaux volcaniques. Des débris de brèches vulcano sédimentaires recueillis à son voisinage sont en effet, riches en quartz détritiques.

La séquence volcanique se trouve d'autre part pincée entre de petites failles qui interdisent de la suivre latéralement. Mais, à son contact immédiat, le compartiment Nord montre que la base de formation Donald ne renferme aucun dépôt de ce type (cf fig. 16).

C'est principalement ce fait, associé au caractère fortement arénacé de la base de la séquence éruptive qui me fait localiser l'épanchement au sein du Hamill, quoique probablement assez haut, dans l'unité Hss (car à son contact SE les unités Hsb et UR n'en présentent aucune trace).

Le phénomène effusif est synsédimentaire : l'étroite association de débris volcaniques et du sédiment arénacé exclut ici la possibilité de nous trouver devant un dyke.

B.2.2.3 - Observations au point X = 87,5 Y = 84:

A l'altitude de 8 060 pieds (2456m), en remontant le névé depuis la petite cascade, on suit une série qui présente des charnières zigzags. Il s'agit une fois encore du passage des quartzites de Hamill (Hss) à la formation Donald. Au sein des assises qui correspondent aux 50 derniers mètres des quartzites se remarquent plusieurs bancs épais de quartzites, microconglomérats et grès à ciment carbonaté, qui renferment une quantité de fins débris de roches volcaniques chloritisées.

Ces observations sont à rapprocher de celles qu'a effectuées C.S. Evans qui décrit (1932 p. 122 A_{II}) une coulée de 20 pieds d'épaisseur (6m), exposée sur plus de 300m suivant la direction des couches, à Oldman Creek, à une quinzaine de km au Nord du secteur étudié, dans le même chaînon des Dogtooth Mountains, face à la station de Donald, ainsi qu'un horizon de 60 pieds (18m) d'épaisseur, caractérisé par la présence de vésicules du type "pillow lava" au sein d'un matériau clastique, en une localité mal définie, 16 miles (36km) au SE d'Oldman Creek, ce qui la situerait un peu au Sud du secteur d'étude.

Les observations d'Evans ont été précisées vers le Nord par P. Simony et G. Wind (1968 et 1969) qui ont indiqué, au sommet du Hamill l'existence de deux niveaux d'épanchement volcaniques sous-marins très lenticulaires.

B.3 - Le Hamill moyen (Hm) :

B.3.1 - Remarque :

Une formation a été cartographiée par C.S. Evans (1932) sous le nom de "Lake Louise", dans la partie Sud du secteur d'étude ; mais la distinction n'a pas été conservée sur la carte de J.O. Wheeler, pour qui la formation en question était incluse dans le Hamill supérieur.

Cependant, la puissance de la séquence que j'ai personnellement observée est bien supérieure à celle des assises schisteuses du Hamill supérieur, y compris le niveau UR. Elle apparaît au coeur d'une vaste structure anticlinale et constitue avec les quartzites une série continue et normale, ainsi que nous le montrent de nombreux

critères de polarité. Les quartzites, qui la surmontent (Hsb) peuvent être suivis vers le Nord où ils sont eux-mêmes surmontés par le niveau moule UR. Je pense donc que nous nous trouvons réellement ici devant la formation moyenne du Hamill.

B. 3.2- Observations à l'extrémité Ouest d'un cirque glaciaire au point X = 94,5 Y = 80,2 :

Le fond du cirque glaciaire permet d'observer, au dessous de la puissante assise de quartzites du Hamill supérieur, une formation schistogréseuse qui présente un rubanement très fin, non encore noté dans la série. Son épaisseur, indéterminée puisque la base n'est pas visible, est d'un minimum de 40 à 50m.

On y distingue essentiellement (cf fig. 2) de bas en haut :

- Une puissante séquence de schistes gréseux brunâtres accompagnés de minces lits (1cm) de psammites, surmontée par quelques mètres de grès calcareux très fins ("siltstones"), jaunâtres en surface, gris bleuté en profondeur, qui alternent avec de minces lits plus calcareux, bleutés à noirâtres. Les lambeaux de pelites gris bleuté, plus pâles, sont souvent remaniés dans le sédiment à la manière de "galets mous".

Granoclassement et figures de charge n'y sont pas rares et permettent aisément de déterminer la polarité de la séquence.

Des figures de courant ("flute marks") ont été observées en deux points. Leur direction moyenne est, respectivement, N 336° et N 321°. Une série de microrides (distance entre les crêtes = 5mm) présente une direction N 15° (Ces mesures ont été corrigées pour leur rotation par rapport à l'horizontale ainsi que pour une rotation par rapport à la verticale, due à une petite faille et estimée en raison du déplacement de la direction des couches, à une vingtaine de degrés vers l'Ouest). La direction et la forme de ces figures de courant indiquent, au point considéré, une provenance NW.

Le passage aux quartzites massifs de Hamill se fait par l'intermédiaire de quelques mètres d'une roche finement rubanée (alternance de lamines de 0,1 à 8mm, de pelites noires et de siltstones rosés - grains anguleux de 0,1mm dans une abondante matrice de séricite et chlorite -) et d'une quinzaine de mètres de bancs épais de 15 à 30cm, de siltstones (grains de 0,05 à 0,1mm) rouge sombre ou vert pâle, de quartzites blancs plus grossiers, souvent pigmentés de limonite, et d'argillites rouges fréquemment micacées (muscovite détritique).

Cette association de lits d'argilites rouges et de quartzites dont la teinte globale reste claire, constitue un faciès très voisins de celui des assises inférieures du Hsb de la coupe F-2-1. Il me semble donc ne manquer sur cette dernière, et pour l'unité Hsb, qu'une épaisseur relativement faible.

Cette séquence du Hamill moyen est remarquable par sa teinte brun jaunâtre, par la grande épaisseur de matériaux très fins et par une lamination que l'on note dans tout l'ensemble, au sein des minces plaquettes psammiques des assises les plus basses, comme dans les bancs de "siltstones" qui marquent le passage aux quartzites supérieurs. La grande épaisseur de pelites traduit des conditions de sédimentation autres que celles du reste du Hamill, soit qu'une modification de la configuration du bassin et de l'allure des courants ait causé une répartition différente d'une masse de matériaux terrigènes d'origine commune, soit qu'un certain type d'alimentation ait prévalu lors du dépôt des séquences arénacées et un autre lors de la sédimentation des pelites.

B.4 - Remarque relative au Hamill inférieur :

La bande de terrain cartographiée au NW du secteur étudié par C.S. Evans (1932) sous le nom de Fort Mountain, et par J.O. Wheeler (1963) en Hamill supérieur, offre des horizons de grès carbonatés qui, d'après A.H. Ellison (thèse 1967, p. 34) n'existent pas dans le Hamill inférieur.

D'autre part, au point X = 87,5 Y = 84, j'ai pu en observer le passage à la formation Donald. Il s'agit donc bien du Hamill supérieur. La formation inférieure du Hamill n'apparaît en aucun point du secteur étudié.

C - Commentaires et conclusions :

Les séquences observées ne représentent qu'une part du groupe Hamill. Il s'agit, à la base, d'une formation schisteuse, brunâtre (Hm), d'une cinquantaine de mètres de puissance minimum, surmontée par une séquence massive, arénacée, qu'un horizon peu épais, schisteux (UR) permet de subdiviser en deux unités (Hsb et Hss). Ces distinctions, pratiques pour la description, ne sont cependant pas accompagnées de différences lithologiques marquées ; et il est pratiquement impossible sur le terrain de différencier ces deux

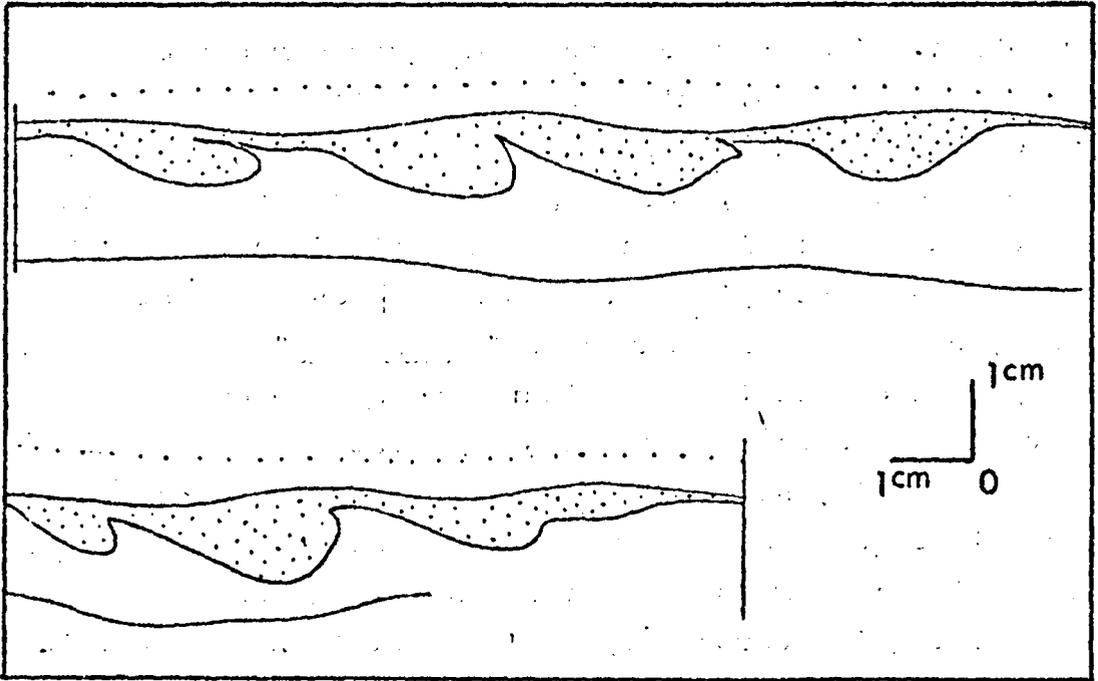
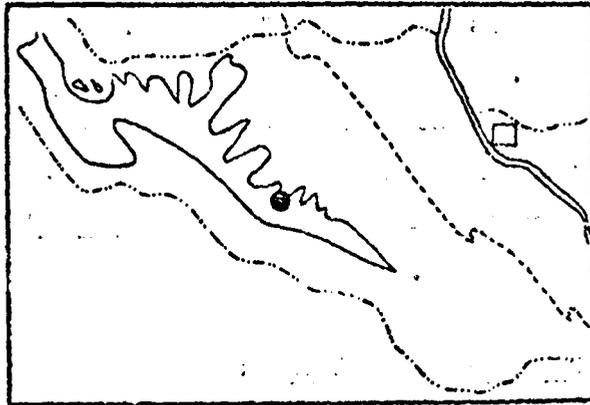


Fig. 18 : Sections longitudinales de figures de courants (flute marks) dans le Hamill moyen. (D'après un croquis de terrain.)



Fig; 19 : Situation du cirque glaciaire de la figure 20.

unités si l'on n'est pas à proximité d'un horizon repère (Hm, UR ou Hcp). Les couches de passage (Hcp) à la formation Donald, avec en particulier l'association de pelites vert jaunâtre et de plaquettes gréseuses vert olive, porteuses de Cruziana, se sont révélées être le meilleur horizon marqueur.

L'association de bancs épais de quartzites blancs, grossiers, tachetés de limonite, de quartzites plus fins, rouge violacé, pyriteux, et d'argilites rouges, qui s'observent aussi vers la base de ce niveau (Hcp) se retrouve à l'extrême base de l'unité Hsb, au contact du Hamill moyen. Elle n'est donc pas utilisable, seule, sur un affleurement restreint, mais reste un bon indicateur si l'on connaît sa position par rapport aux quartzites massifs, ainsi que la polarité de la série.

La datation (milieu du Cambrien inférieur) des couches de passage (Hcp) indique qu'une part au moins des séquences observées appartient au Cambrien inférieur, mais n'implique pas cet âge pour l'ensemble du Hamill, dont la base pourrait encore être Hadry-nienne.

Les constituants de la séquence arénacée reflètent une origine essentiellement magmatique, mais divers cycles de sédimentation ont pu advenir entre la première érosion des matériaux et la constitution de l'actuelle séquence du Hamill.

L'hématite confère aux quartzites leur gamme de teintes du rose au pourpre. Elle imprègne partiellement la matrice ou se limite à un revêtement des grains. Elle a également été décrite dans le Hamill inférieur (A.H. Ellison 1967) où elle se présente de manière identique.

Si une imprégnation secondaire des formations est peu vraisemblable, en raison de la répartition relativement homogène de cette hématite dans tout l'ensemble arénacé, et d'une teneur beaucoup plus faible dans la formation schisteuse moyenne du Hamill, une précipitation primaire, synsédimentaire, n'est pas exclue. En effet, les ensembles plutoniques et les sédiments anciens des secteurs proches du bouclier canadien, où le fer est parfois abondant, étaient susceptibles d'alimenter le bassin de sédimentation. D'autre part, les émissions volcaniques sous-marines pouvaient, elles aussi, contribuer à l'enrichissement en fer du milieu. Mais il faudrait, dans l'hypothèse de cette origine primaire de l'hématite, que les conditions favorables à cette précipitation aient été limitées aux périodes de sédimentation des formations inférieure et supérieure

du Hamill. Il paraît en effet improbable qu'une altération secondaire éventuelle de l'hématite se soit limitée au Hamill moyen, en épargnant les horizons schisteux du Hamill supérieur.

L'hématite peut aussi être dérivée des minéraux de la matrice, ou plus particulièrement d'un enduit acquis auparavant par une partie des grains. A l'appui de cette hypothèse, l'existence d'hématite au sein des galets de cherts indique que des sédiments antérieurs étaient déjà imprégnés par du fer. L'enrobage des grains sans que la matrice soit imprégnée d'hématite, n'est lui, pas un argument très sûr, de provenance lointaine. Ce phénomène peut être simplement dû à des remaniements locaux.

Diverses des possibilités citées sont parfois très liées et plusieurs origines sont bien évidemment possibles simultanément.

A.H. Ellison (1967 p. 73) pense que les grains, déjà en partie imprégnés par des oxydes, furent exposés à un environnement riche en hématite lors du dépôt final ou immédiatement après celui-ci, car la pellicule d'hématite qui enveloppe la majeure partie des grains, est postérieure à une corrosion chimique de ces derniers qui se traduit par une allure finement dentelée de la surface, très différente des caractères éoliens, et que n'a pas modifiée une abrasion ultérieure.

C. S. Evans (1932 p. 119 A_{II} et 120 A_{II}) voit dans le Hamill des dépôts deltaïques de provenance orientale, configuration qui expliquerait, selon lui, la présence de fossiles du Cambrien inférieur dans les formations marines Lake Louise et St Piran de la région de Field (Rocheuses) et l'absence de faune au sein du Hamill des Dogtooth Mountains.

Mais cette répartition de la faune peut aussi s'expliquer par le caractère transgressif des dépôts vers l'Est (V.J. Okulitch 1949 p. 20). A propos du Hamill des Selkirk Mountains, V.J. Okulitch conclut également à une origine peu profonde, en raison de l'abondance des stratifications entrecroisées et des remplissages de chenaux ; il pense que les quartzites de Hamill correspondent aux dépôts d'un vaste delta ou d'une série de Deltas, en bordure d'une mer transgressive.

Dans sa thèse consacrée à l'étude sédimentologique du groupe Hamill du Nord des Dogtooth Mountains, A.H. Ellison conclut que les quartzites du Hamill proviennent de sables matures qui doivent leur aspect actuel à la combinaison d'une abrasion éolienne et marine (cf p. 71).

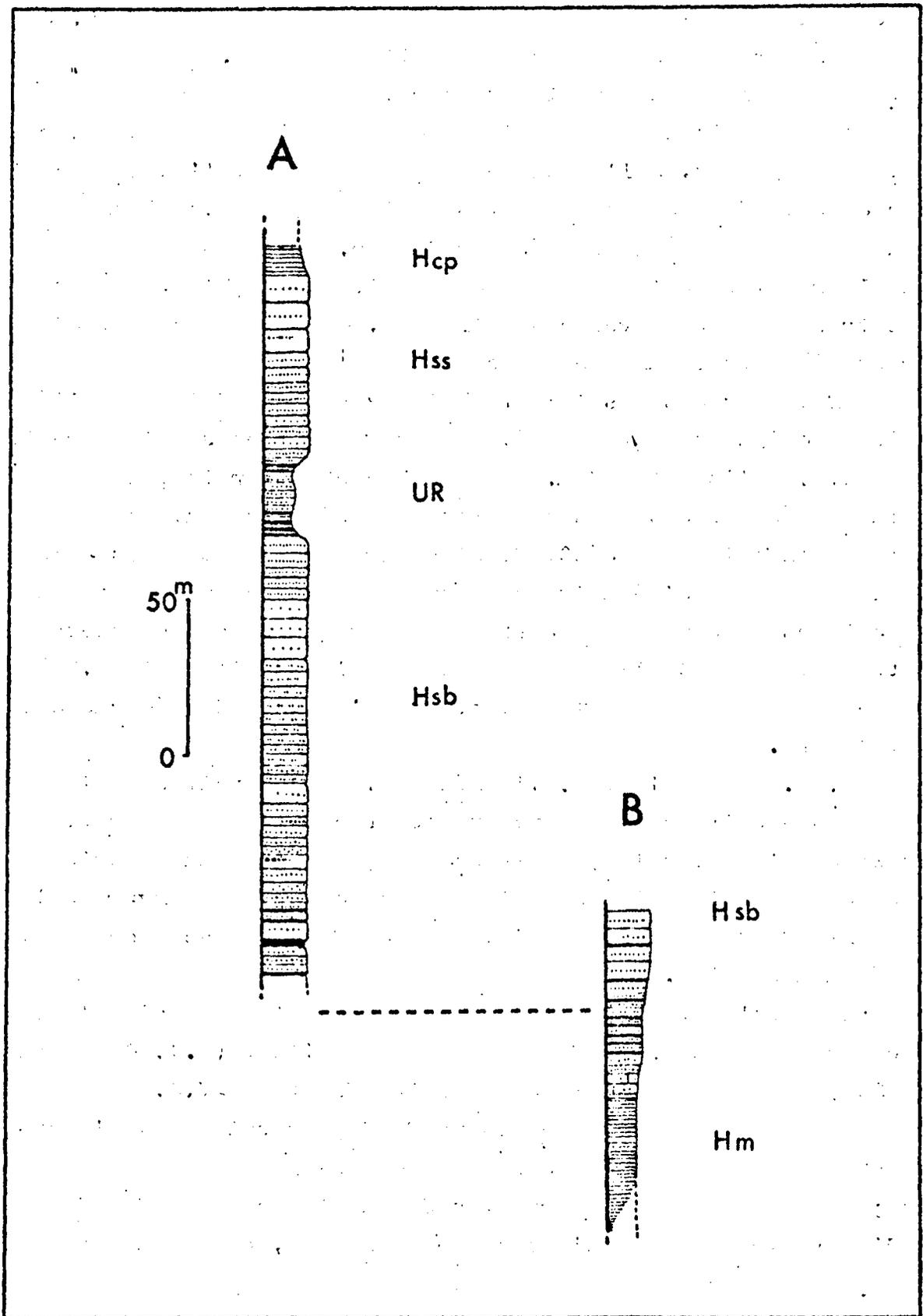


Fig. 21 : La séquence du Hamill
 Colonne A cf fig. 12, 14
 Colonne B cf paragraphe B.3-2

L'examen de 97 stratifications entrecroisées qui traduisent une provenance NE des courants (résultats conformes à ceux qu'ont obtenus E.W. Mountjoy et J.D. Aitken (1963) pour le groupe Gog de la région de Jasper), l'incitent à considérer les granites Hudsoniens du bouclier (cf p. 70) comme source des matériaux arénacés.

Bien que les sens de courants soient souvent sujets à de grandes fluctuations et nécessiteraient encore une vaste étude dans tout le bassin pour confirmer la localisation de la source, les observations de J.F. Walker (1929) qui cite une diminution du grain vers l'ouest, accompagnée d'une augmentation de la teneur en produits argileux, appuient ces résultats.

Le fait que les matériaux pelitiques du Hamill moyen et d'autres horizons plus minces du Hamill supérieur soient essentiellement riches en limonite, à l'opposé des séquences arénacées où prédomine nettement l'hématite, suggère à A.H. Ellison (1967 p. 76) une origine identique à celle des séquences schisteuses du groupe Horsethief Creek.

Il considère donc, pour le Hamill au moins, deux sources d'alimentation, l'une au NE, génératrice des quartz, feldspaths, et hématite, l'autre, d'où seraient issues les pelites, pouvant être le paléorelief des Purcell.

Mais peut-être ne faut-il voir dans cette différence de teneur en hématite qu'une conséquence du classement latéral des détritiques amenés dans le bassin de sédimentation.

Si l'hématite des quartzites est essentiellement d'origine détritique et liée à un enrobage antérieur des grains, éventuellement remanié lors de la diagenèse, il paraît normal que les produits argileux déposés vers le large soient moins riches en hématite.

Vers l'Ouest, au delà des Selkirks, les faciès, d'arénacés, semblent devenir pelitiques (A.H. Ellison 1967 p. 78) mais la limite est oblitérée par des déformations et un métamorphisme intenses. A l'Est, dans les Rocheuses, la puissance des séquences du groupe Gog, correlées à celles du Hamill, diminue régulièrement.

En s'appuyant sur les travaux de A.S. Brown (1963 p. 20) qui voyait dans les calcaires de Cunningham, (situés au dessus de schiste du Windermere, dans les Cariboo Mountains) l'équivalent de la formation Donald, A.H. Ellison (1967) avait situé à ce niveau la fin des faciès arénacés du groupe Hamill.

Cependant J.F. Young (1969 p. 19) a montré qu'il existait encore des séquences arénacées d'âge probablement Cambrien inférieur entre la formation Cunningham qu'il considère appartenir au Winder-

mere, et la formation Mural, datée paléontologiquement du Cambrien inférieur.

L'existence de Nevadella sp dans les couches de passage Hcp (cf para. B.2-1) suggère à W.H. Fritz une corrélation de la limite supérieure du Hamill avec le sommet de la séquence calcaire inférieure, ou la base de la séquence schisteuse moyenne de la formation Mural.

Il semble donc que les quartzites du Hamill passent vers le Nord en majeure partie à des faciès pélitiques et carbonatés, mais qu'une séquence arénacée, réduite, se prolonge beaucoup plus au Nord que ne l'indiquait A.H. Ellison.

L'environnement proche du secteur étudié permet aussi de mettre en évidence pour les diverses unités lithologiques du groupe Hamill, des variations notables d'épaisseur (cf fig 22 et 23). Les séquences pélitiques apparaissent très lenticulaires ; et l'ensemble de la série s'amincit vers le Sud.

Le groupe Hamill semble donc avoir constitué un faciès assez externe du domaine géosynclinal, de la fin du protérozoïque au début du Cambrien inférieur; A cette période, la site des Dogtooth Mountains fut le siège d'un volcanisme basique sous-marin très réduit. Les épanchements furent plus importants vers l'Ouest, au niveau des actuelles Selkirk Mountains (cf J.O. Wheeler 1963), qui constituaient la marge du domaine eugéosynclinal.

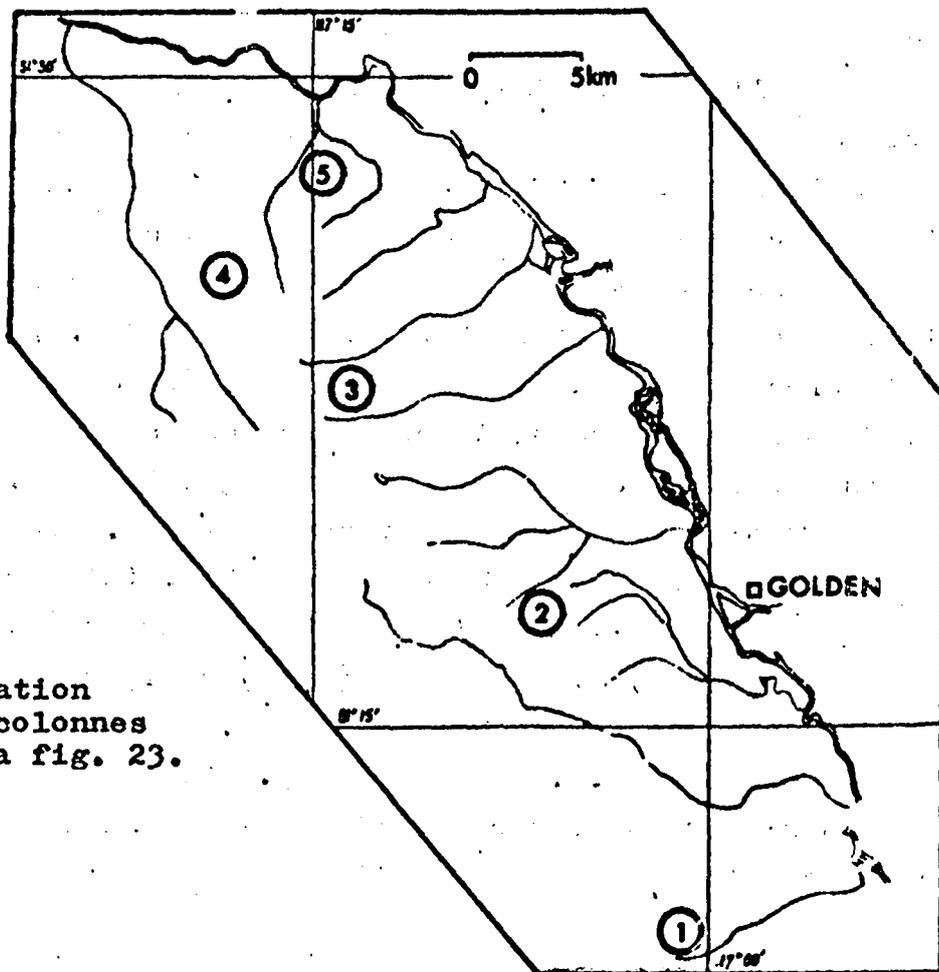


Fig. 22 : Situation des colonnes de la fig. 23.

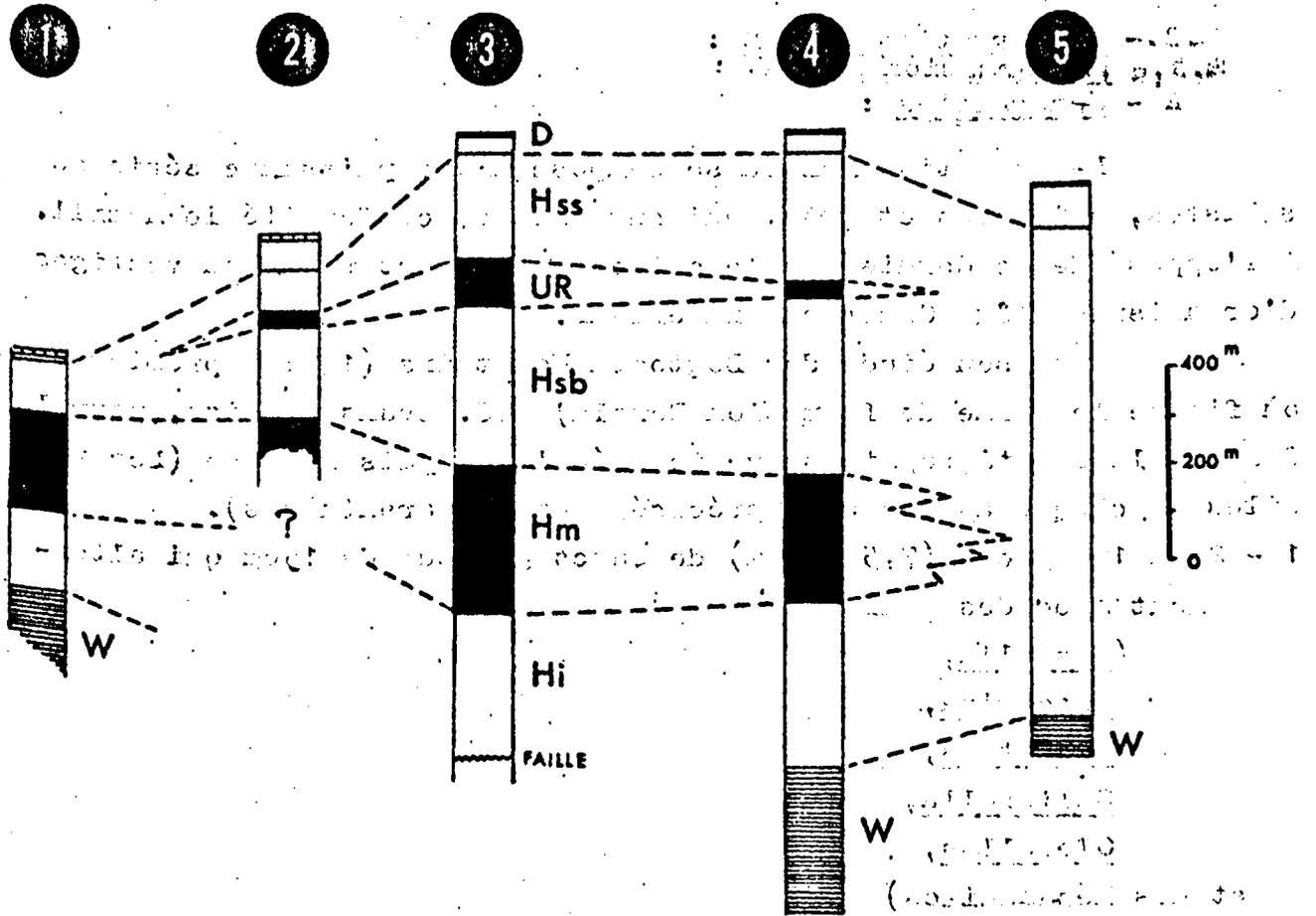


Fig. 23 : Corrélation des faciès du groupe Hamill des Dogtooth Mountains

Légende : d'après la fig. 4 de G. Wind 1968 modifiée et complétée

- 1 - d'après C.S. Evans 1933 (Twelve mile Creek)
- 2 - J.P. Terry 1970
- 3 - d'après C.S. Evans 1933 modifié par G. Wind 1968 (localisation entre Lang Creek et Cirque Creek)
- 4 - d'après A.M. Ellison 1967 (extrémité Nord du Synclinal de Quartz Lake)
- 5 - d'après A.H. Ellison 1967 situation d'après G. Wind (1968) (sub area 3), et G. Wind et P. Simony 1969. (Est de Wiseman Creek).

- D = Donald
- Hss = Sommet du Hamill Supérieur
- UR = Horizon meuble supérieur
- Hsb = Base du Hamill Supérieur
- Hm = Hamill moyen
- Hi = Hamill inférieur
- W = Windermere (groupe Horsethief Creek)

Situation : voir Fig. 22.

2.2.- La formation DONALD :

A - Généralités :

La formation Donald se compose d'une puissante série de schistes, calcaires et grès, qui surmonte en conformité le Hamill. A l'opposé de ce dernier, elle est excessivement riche en vestiges d'organismes d'âge Cambrien inférieur.

Dans son étude des Dogtooth Mountains (1932 : premier texte où figure le terme de formation Donald) C.S. Evans précise, pour le Donald, la stratigraphie suivante, décrite depuis la base (Les fossiles de chaque assise sont précisés entre parenthèses).

1 - 25 à 100 pieds (7,5 à 30m) de bancs gréseux de 15cm qui alternent avec des schistes :

- (Rustella,
- Kutorgina,
- Hyalithes,
- Salterella,
- Olenellus,

et des Mésonacides)

2 - 150 pieds (45m) de calcaires gréseux et de schistes ardoisiers :

- (Rustella,
- Salterella,

des Archeocyathides

et des Mesonacides)

3 - 120 pieds (36m) de schistes ardoisiers, verts, calcareux ou gréseux suivant les lieux,

4 - 0 à 35 pieds (0 à 10m) de grès massifs,

5 - 30 à 40 pieds (9 à 12m) de calcaires de teinte crème, rougeâtre

à la base :

(des Archeocyathides,

des Mesonacides,

des Agraulides,

et Kutorgina,

Micromitia,

Bonnia,

Olenellus

Rustella,

Hyalithes,

Salterella,

Dorypyge)

- 6 - 400 à 800 pieds (122 à 244m) d'une alternance de grès, calcaires impurs, schistes ardoisiers,
7 - 800 pieds (244m) de schistes ardoisiers carbonatés, accompagnés de lits ou de nodules calcaires,

Le niveau 6, dont la partie supérieure passerait latéralement au faciès du niveau 7 renferme, de même que ce dernier horizon (7) le genre

Olenellus

et d'autres Mesonacides

ainsi que Obolus

Micromitria,

Kutorgina,

Dorypyge,

Bonnia

et Girvanella

J.O. Wheeler (1963) a conservé cette stratigraphie ; P. Simony et G. Wind (1968 et 1969) en ont précisé certains détails.

La déformation intense des séries ne m'a pas permis d'obtenir de section complète de la formation Donald.

Les informations sont fragmentaires et les corrélations malaisées. Afin de faciliter la description des séquences, j'ai utilisé ici la distinction arbitraire d'un Donald inférieur, mieux connu qui correspond approximativement à la première centaine de mètres de la formation et d'un Donald supérieur, qui regroupe le reste, et pour lequel les données sont dispersées.

B - Examen de quelques coupes :

B.1 - Le Donald inférieur :

B.1.1 - Suite de la coupe du paragraphe B.2.1 de l'étude du Hamill supérieur (= II 22 21 B21) au point X = 91, 8 Y = 8 .

Le faciès de quartzites agencés en minces bancs qui alternent avec des schistes, s'enrichit en carbonates. De nombreux nodules et de minces lits calcaires font leur apparition au sein des schistes, en même temps que se raréfient les lits arénacés.

Après une zone couverte d'éboulis, cette séquence qui atteint une soixantaine de mètres environ, passe à 25m de calcaires blanchâtres massifs, dont la partie supérieure m'a livré quelques débris d'Archeocyathides de grande taille, atteignant 3 à 4cm de dia-

dans une matrice calcaire détritique. En section, les calcaires présentent de nombreux débris d'Archeocyathides et parfois de Trilobites au sein d'une matrice très finement cristalline.

A ces calcaires, dont la puissance est peut être ici forcée tectoniquement ; fait suite une zone faillée complexe.

Les calcaires blanchâtres à Archeocyathides constituent pour la formation Donald, un horizon repère qui affleure en divers points au Sud de Holt Creek et serait, d'après la description de V.J. Okulitch (1948 p. 341) celui où il a recueilli, pour son étude paléontologique, les espèces suivantes :

Ajacicyathus nevadensis (Okulitch)

Ajacicyathus purcellensis n. sp.

Ajacicyathus undulatus n. sp.

Archeocyathus Atlanticus Billings

Archocyathus taeniatus n. sp.

Cambrocyathus donaldi n. sp.

Archeosycon evansi n. sp.

Eucyathus obliquus n. sp.

De nombreuses autres espèces décrites proviennent de blocs épars dans le cours de Holt Creek et ne sont pas reportées ici.

B.1.2 - Coupe au long de l'arête qui sépare les cirques glaciaires au point X = 93 Y = 83 (cf fig. 24 et 25)

Le domaine limité par les failles I et II (fig. 24) offre une section assez correcte de la base du Donald.

On y suit du SW au NE :

- 1 - (= Hss) quelques mètres de quartzites d'un rose très pâle, mais recristallisés et d'un blanc laiteux au voisinage de la faille I,
- 2 - (= Hcp) une vingtaine de mètres de lits gréseux, quartzitiques et schisteux, qui marquent le passage des quartzites de Hamill à la formation Donald,
- 3 - 20m de schistes fins de teinte verte,
- 4 - 6m de grès très fins (grain moyen et 0,08mm), à ciment siliceux, riches en carbonate ferrugineux,
- 5 - Une barre de calcaires à Archeocyathides, puissante de 5m environ,
- 6 - 15m de grès ferrugineux en minces plaquettes irrégulières,
- 7 - 20m de quartzites fins, en plaquettes de 5cm d'épaisseur, très riches en microcline.

- 8 - 3m d'un calcaire gréseux comportant 40% de grains quartzeux très arrondis qui flottent dans une matrice carbonatée finement cristalline. 50% des grains de quartz présentent de minces enveloppes carbonatées et constituent de ce fait le coeur de minuscules oolithes (0,2mm de diamètre),
Quelques débris de Trilobites s'observent en section,
- 9 - 3m de calcaire à la fois oolithique et pisolithique, mal trié et fortement recristallisé,
- 10 - Une épaisseur indéterminée, de l'ordre de 15 à 20m de plaquettes grésopelitiques (40% de quartz dont le grain moyen est de 0,04 mm), qui passe à une zone plus schisteuse, broyée au voisinage de la faille II.

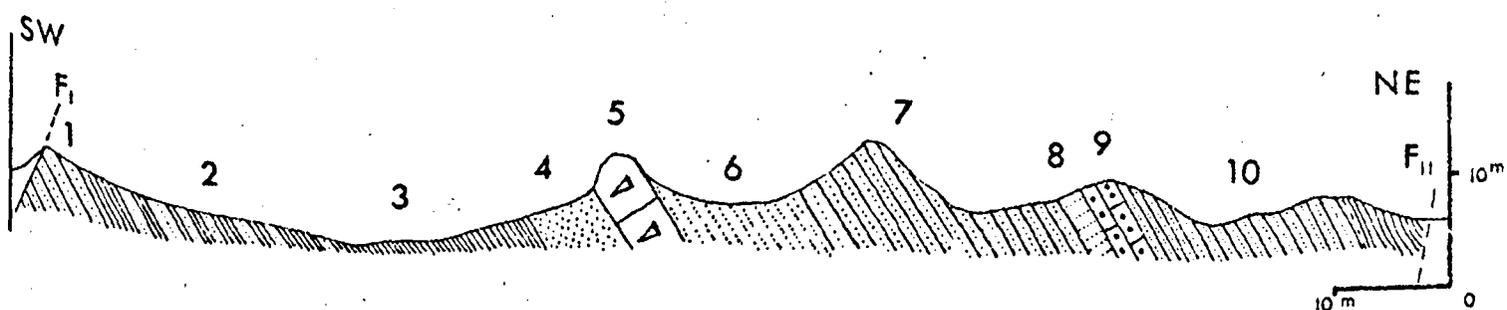


Fig. 24 : Coupe au long de l'arête qui sépare les cirques glaciaires au point X = 93 Y = 83. (Légende dans le texte).



Fig. 25 : Situation de la coupe de la fig. 24.

B.1.3 - Complément : quelques précisions relatives au banc à Archeocyathides (cf fig. 26 et 27) :

Au point X = 88,2 Y = 83,5, où la formation Donald apparaît en série inverse à la base d'une paroi rocheuse à regard oriental, un horizon calcaire à Archeocyathides présente quelques différences.

On observe, de haut en bas sur la coupe, c'est à dire, en raison de l'inversion des couches, en montant dans la série stratigraphique :

- 1 - Des schistes verts, fins, ardoisiers, accompagnés de minces lits plus calcaires fossilifères (Salterella sp)
- 2 - 2m de calcaire noir, en grosses amygdales qu'isolent des anastomoses de schistes noirs un peu gréseux et à altération superficielle brunâtre,
- 3 - 5 à 6m de calcaire d'abord massif (3a) puis amygdalaire (3b) (amygdales de 2-3cm isolées par des joints pelitiques brunâtres) le calcaire, dolomitisé par places, montre des débris d'Archeocyathides, des passées discontinues, riches en oolithes ou encore en débris de Trilobites, puis prend une allure nettement schisteuse (3c)
On y distingue alors des passées pelitiques de quelques cm d'épaisseur qui isolent plusieurs lits de calcaires cristallins, contenant une fraction quartzreuse fine irrégulièrement répartie, des débris d'Archeocyathides et des silicifications secondaires,
- 4 - 5m de schistes gris sombre qui renferment des amygdales calcaires, longues de 20cm pour une épaisseur de quelques cm. La dissolution de ces nodules à l'affleurement confère à la roche un aspect caverneux
- 5 - 25 à 30m de schistes noirs, fins, qui présentent fréquemment une altération superficielle de teinte rouille.

Il n'est pas possible de savoir si leur puissance est forcée par des replis.

La suite de la série est masquée.

Le caractère amygdalaire des assises me paraît être une acquisition secondaire liée au développement de la schistosité. Le fait que l'environnement de l'horizon à Archeocyathides ne soit pas ici arénacé comme dans la coupe précédente peut être dû à une variation locale de faciès que rend plausible la distance qui sépare les points d'observation (celle-ci dépasse 2km normalement à la direction des structures et sans tenir compte de l'importance du rétrécissement

dont sont responsables des plis serrés et des failles inverses légèrement chevauchantes). C'est cette hypothèse qui a été adoptée dans la corrélation de la figure 32.

Mais il est possible également que ce banc représente un horizon différent, lenticulaire, au sein des assises schisteuses de la base du Donald.

(G. Wind, 1968, p. 17 distingue en effet deux horizons à Archeocyathides, d'épaisseur variable).

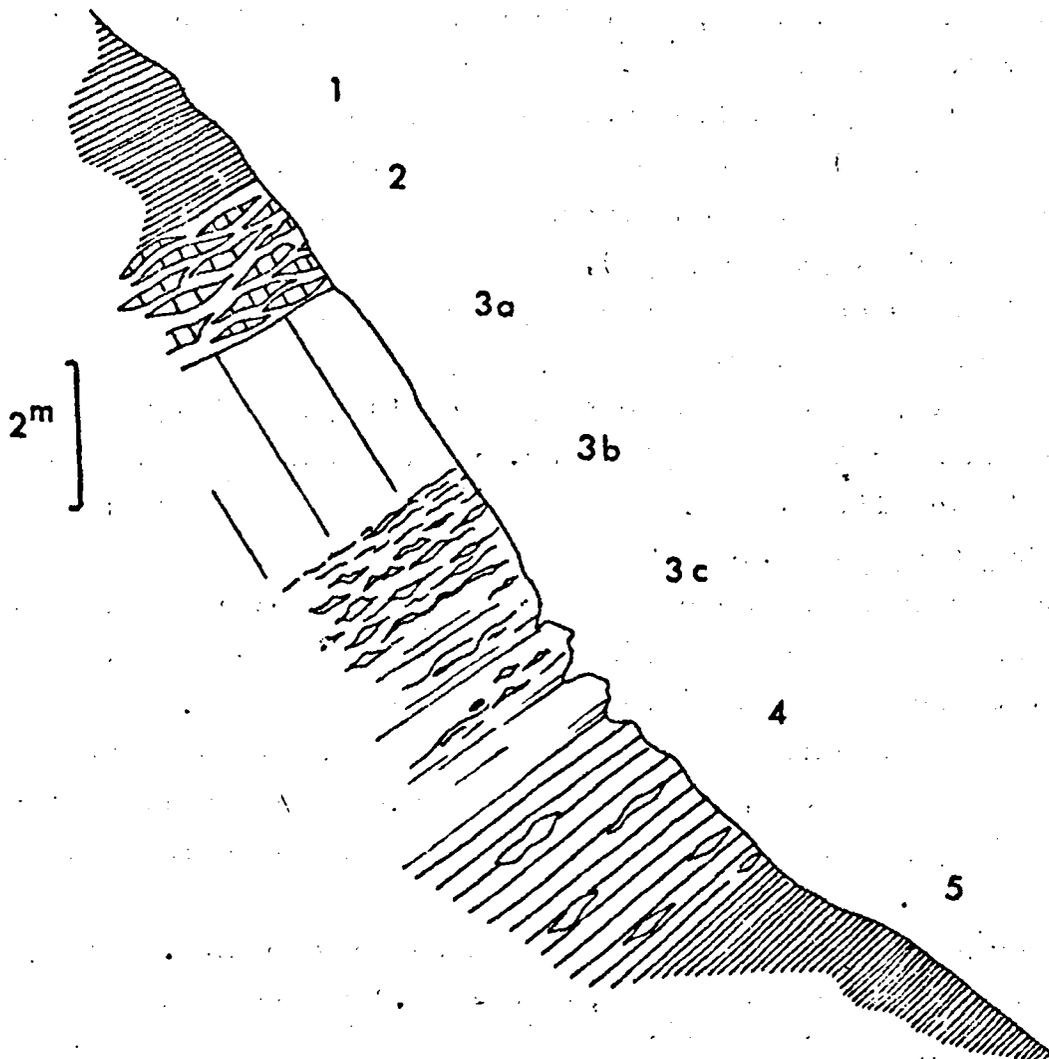


Fig. 26 : L'horizon à Archeocyathides au point X = 88,2
Y = 83,5 (légende dans le texte).

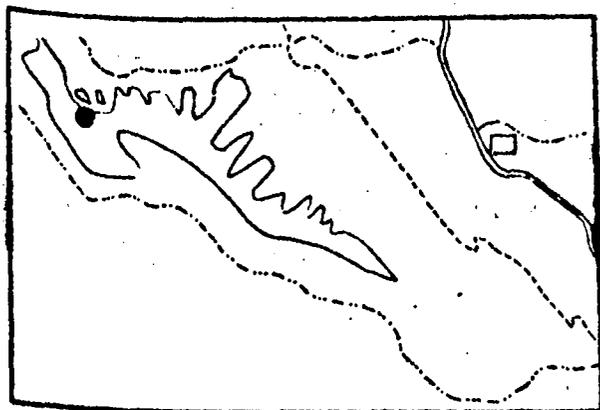


Fig. 27 : Situation de la
coupe de la Fig. 26

B.2. - Le Donald supérieur :

B.2.1.- Coupe SW-NE passant par le petit col au point
X = 92,5 Y = 84,2 (fig. 28 et 29).

Sans qu'il soit possible d'y avoir une série complète, cette coupe nous montre d'importantes masses sédimentaires appartenant aux horizons supérieurs du Donald.

- 1 - A la zone faillée, évoquée en fin de la première coupe du Donald inférieur (para. B.1.1.), fait suite une séquence puissante d'une cinquantaine de mètres, de calcschistes et schistes sombres à nodules calcaires gris clair,
- 2 - Une nouvelle zone faillée met ces assises en contact des couches de passage (Hcp) du groupe Hamill à la formation Donald (Quartzites et schistes verts en minces lits qui portent de nombreuses empreintes du type Cruziana),
- 3 - A ces couches de passage succèdent quelques mètres de schistes fins sombres verdâtres,
- 4 - Après une faille que laisse supposer l'absence des assises gréseuses et du banc à Archeocyathides, viennent des schistes gris foncé à nodules et lits calcaires pétris de fins débris de Trilobites et de Salterella sp.,
- 5 - Ils sont surmontés par une trentaine de mètres au minimum de schistes noirs gréseux et micacés qui constituent le sommet de la montagne. Le reste de la série est entièrement érodé.

Les calcschistes noduleux n° 1 et 4 et la séquence schisteuse n° 5 correspondraient, d'après la stratigraphie établie par C.S. Evans (1932) aux assises sommitales (n° 7 de sa description) de cette formation Donald.

Ceci nous est confirmé par la coupe suivante.

B.2.2 - du point X = 88,3 Y = 84,2 au point X = 89 Y = 84,6
(fig. 30-31).

Cette coupe est effectuée au flanc d'un antidinal déversé vers le NE. Bien que les conditions d'affleurements soient médiocres et la structure compliquée par des plissements et des failles, elle apporte d'intéressantes données paléontologiques.

La série est normale car la formation Donald passe au groupe Hamill à mi-hauteur de la falaise figurée à l'extrémité NE de la coupe.

Au dessus de l'horizon à Archeocyathides, aisément repérable par sa teinte claire, une séquence puissante, de teinte gris-clair forme la majeure partie de la haute paroi. Sa disposition et son

allure massive autorisent à penser que sa base englobe les assises essentiellement calcaires et gréseuses (n° 6, 7, 8, 9, 10) de la coupe 6.

Cette séquence est suivie par une série très puissante, elle aussi, et légèrement plissotée, de calcschistes noduleux et de minces lits de schistes et de calcaires impurs. De manière approximative, la puissance globale de ces deux séquences ne paraît être de l'ordre de 200m. Des schistes ardoisiers gris et bleu noir couronnent l'ensemble.

Au point A, au contact des calcschistes noduleux (dus à la fragmentation par la schistosité de lits pelitiques et carbonatés) et des schistes ardoisiers noirs, de minces lits calcaires ont livré une grande quantité de débris de trilobites, où W. H. Fritz a pu reconnaître (Ech. B 14 n° 84 808)

- Bonnia sp.
- cf Eoptychoparia sp ou Synspacephalus sp.
- Onchocephalus sp.
- Olenellus sp.
- Paterina sp.
- cf Sinuella sp.

qui datent ces assises de la fin du Cambrien inférieur.

Au point B, apparaissent des assises de calcaires impurs, gris, en plaquettes, qui contiennent une profusion de fins débris d'organismes (épines de Trilobites, fragments de Gastropodes, valves de Brachiopodes (cf Ech. C 68 n° 84 811) (Lingulella sp.), scaphopodes (Hyolithes sp.), ces derniers étant particulièrement abondants).

Ces assises pourraient ne constituer qu'un horizon calcaire au sein de la séquence schisteuse. Cependant, le décalage apparent des structures que seule permet de déceler une observation à distance, (depuis les lacs au point X = 87,6 Y = 84,7) ainsi que la présence de plusieurs filons quartzeux à la limite de cet affleurement, m'y laissent supposer l'existence d'une faille inverse, figurée sur la coupe.

Ces calcaires me paraissent donc plutôt représenter la partie supérieure de la puissante séquence carbonatée située au-dessous des schistes ardoisiers, et peuvent être en partie, l'équivalent des assises noduleuses du point A, moins intensément affectées ici par la schistosité.

Au point C, au coeur d'une structure synclinale, les schistes contiennent de minces lits de calcaire cristallin fin; des débris de Trilobites y pullulent.

W.H. Fritz y a reconnu (Ech. B9 n° 84 809) Antacmus sp. Olenellus sp. et Paterina sp. (sommet du Cambrien inférieur).

Ces observations permettent de retrouver des faciès très proches de ceux de la coupe précédente et de mieux apprécier l'extension verticale de la formation Donald.

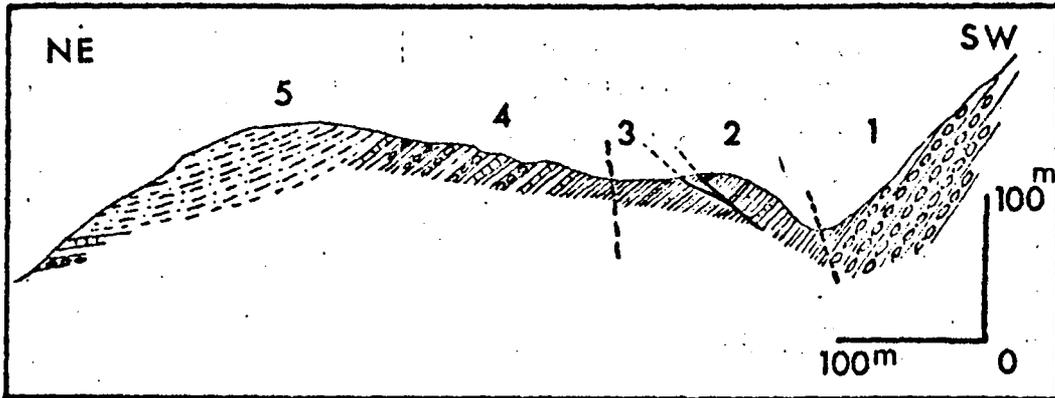


Fig. 28 : Coupe passant par le petit col au point X = 92,5 Y = 84,2



Fig. 29 : Situation de la coupe de la fig. 28.

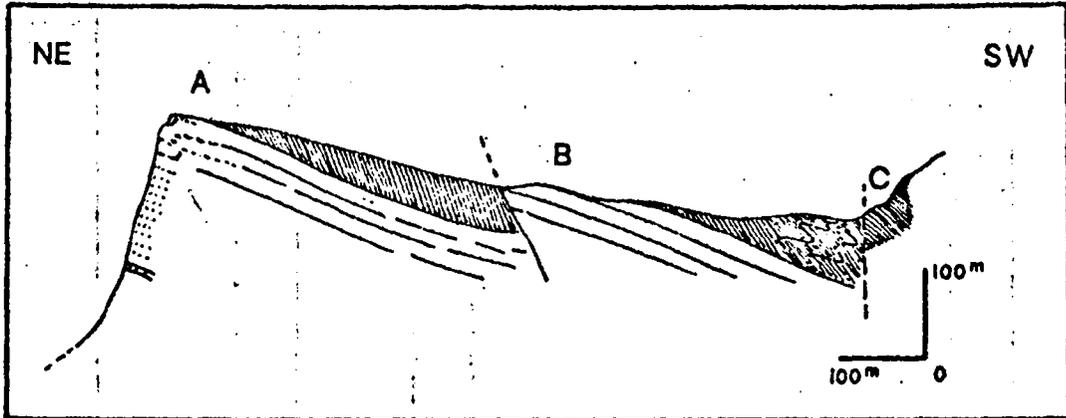


Fig. 30 : Coupe très schématique du point X = 88,3 Y = 84, 2
au point X = 89 Y = 84,6

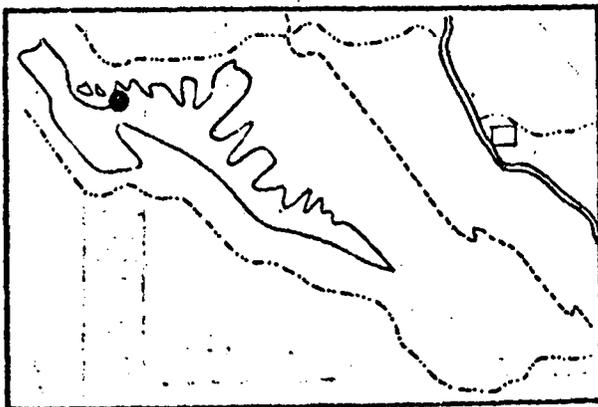


Fig. 31 : Situation de la coupe de la Fig. 30.

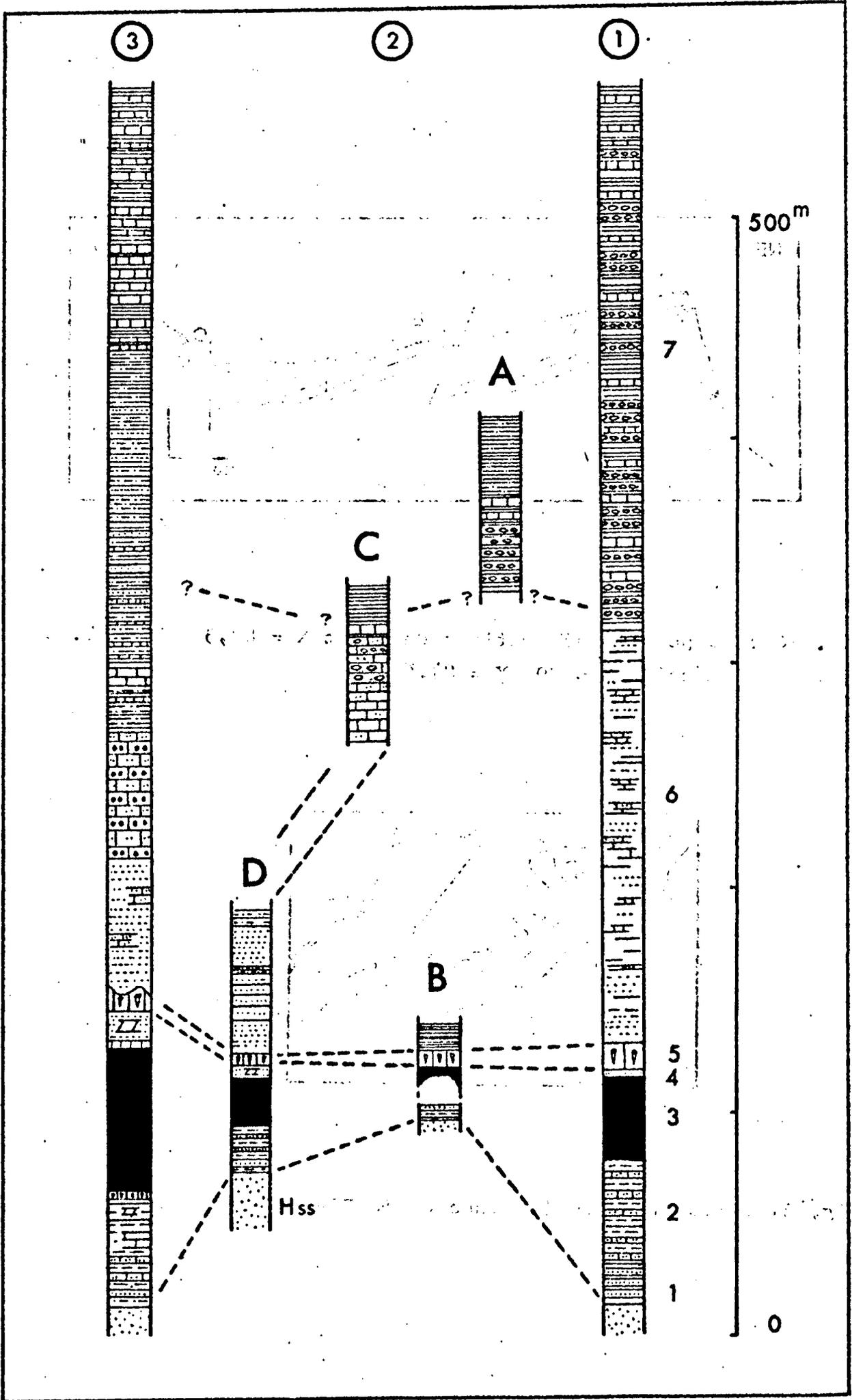


Fig. 32 : Le Donald des Dogtooth Mountains : Essai de synthèse des observations.

Légende de la Figure 32

- 1 - d'après C.S. Evans 1932 (Twelve mile Creek)- cf G. Wind 1968 fig. 5.
- 2 - J.P. Terry 1970
- 3 - d'après G. Wind 1968 fig. 5 (Upper Quartz Lake - Lang Creek et Gorman Creek).

Situation des séries décrites : très voisine des points 1, 2, 3 de la fig 23

Situation des colonnes 2 A, B, C, D : voir fig. 33

-  Schiste gréseux
-  Schiste ardoisier gris à noirâtre
-  Schiste vert, calcareux ou gréseux, parfois associé à des calcaires bioclastiques
-  Dolomie
-  Calcaire à Archeocyathides
-  Calcaire oolithique ou pisolithique
-  Calcaire noduleux
-  Calcaire
-  Calcaire gréseux
-  Grès
-  Grès
-  Quartzite du Hamill supérieur (Hss)

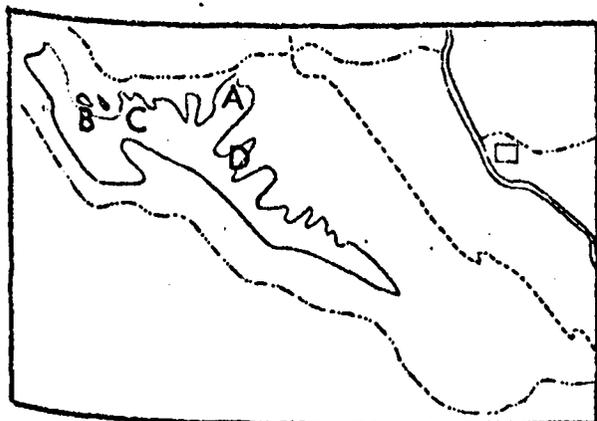


Fig. 33 : Situation des colonnes 2 A, B, C, D de la fig. 32.

C - Commentaires et conclusions :

La succession lithologique reconstituée pour la formation Donald, apparaît donc dans ses grands traits, voisine de celles que citent C.S. Evans (1932) et G. Wind (1968) - cf fig. 32-

- Il s'agit d'une séquence datée de la partie moyenne du Cambrien inférieur (couches de passage Hcp, au contact du groupe Hamill (cf par II 2.2.2.1 B.2.1) au sommet du Cambrien inférieur, pour les assises observées. L'extrême sommet de la série n'est visible en aucun point.
- V.J. Okulitch (1949 p. 13) pense que la formation Donald est l'équivalent de la formation Badshot, ensemble calcaire de la série des Selkirk Mountains à l'Ouest.

C.S. Evans (1932 p. 123 A_{II}) suggère diverses corrélations :

- Au Sud de la région de Windermere, avec la base de la formation Burton à Ram Creek et avec la formation Eager près de Cumbrook.
- Vers l'Est avec la base de la formation Mount Whyte, à Mount Bosworth dans les Rocheuses.

Dans le secteur examiné, la faune livrée par les assises du Donald supérieur suggère à W.H. Fritz une corrélation avec l'unité Peto, soit le sommet du groupe Gog des Rocheuses, au contact de la formation Mount Whyte, ce qui est parfaitement en accord avec la corrélation de C.S. Evans.

Les caractères lithologiques de la formation Donald (extrême finesse de grain du matériel arénacé, abondance de produits argileux, développement des faciès carbonatés, pullulement des restes d'organismes) différencient nettement cette formation du groupe Hamill. Ils suggèrent un approfondissement du bassin de sédimentation, probablement lié à la transgression de la mer vers l'Est.

Bien que l'indice soit maigre, l'abondance de microcline dans certaines assises arénacées (cf coupe fig. 24) reflète peut être une origine du matériel sableux, identique à celle du Hamill).

- Il est remarquable que partout où ils ont été observés, les vestiges organiques de la formation Donald sont dans un état de broyage intense.
- Les fossiles de la base proviennent de calcaires organo-clastiques qui sont de véritables "hachis" de Trilobites.
- Les calcaires à Archeocyathides ont aussi une texture très composite et les restes d'éponges y sont souvent fortement romaniés.

- Les lits calcaires du sommet, pratiquement toujours fossilifères sont par leur texture, fort comparables à ceux de la base.

Peut être ceci est-il dû à la fragilité de ces restes d'organismes, qu'un faible remaniement suffisait à disloquer ; peut être aussi ces concentrations de débris traduisent elles un certain éloignement de la zone (littorale ?) où vivait cette faune.

On peut aussi noter que les traces de vie animale (terriers, traces de reptation) sont très nombreuses dans les couches de passage au sommet du Hamill, mais n'ont jamais été remarquées plus haut dans la série (si elles y sont simplement moins bien préservées, le caractère clastique des calcaires organiques perd sa signification bathymétrique).

L'approfondissement du milieu n'était toutefois pas extrême car il subsiste des faciès oolithiques, au moins dans la moitié inférieure de la séquence. Les oolithes n'offrent généralement pas de traces de fort remaniement.

Le dépôt des séquences du Donald paraît donc constituer le prolongement normal du cycle sédimentaire amorcé avec le groupe Hamill.

3 - Le Cambrien moyen et supérieur :

3.1 - La formation Canyon Creek :

Toujours en contact anormal avec les formations précédentes, la formation Canyon Creek est une puissante série de schistes, gris sombre en profondeur, très pâles à l'affleurement, riches en séricite et associés à de rares et minces lits (2cm à 1 ou 2dm) de calcaire fin, azoïque.

Fréquemment la stratification y est repérable, grâce à un rubanement sombre très fin de la roche, qui permet d'y déceler parfois encore des exemples de "slumping" et de microfailles synsédimentaires.

Cette formation affleure largement sur toute la marge orientale du secteur étudié, depuis le cours d'eau qui lui a donné son nom, au Sud, jusqu'à Holt Creek, au Nord. C.S. Evans l'a cartographiée vers le Sud jusqu'au delà de Twelvemile Creek, ainsi qu'au Nord d'Oldman Creek, soit au NW de la station de Donald. Entre ce point et Holt Creek, elle semble être recouverte tectoniquement dans sa presque totalité (cf G. Wind 1968 p. 18).

Aucune section ne m'a permis d'en établir la puissance C.S. Evans (1932) évaluait celle-ci à un minimum de 2000 pieds (600m).

La situation tectonique de cette formation rend malaisée l'

estimation de sa puissance et de son âge.

Vers l'Est, la formation Canyon Creek vient au contact du groupe Mac Kay, daté du Cambrien supérieur. La limite exacte de ces formations est difficile à établir en raison de très mauvaises conditions d'affleurements, de multiples plissements et d'une lithologie voisine. La nature du contact reste donc incertaine.

La continuité des deux séries est cependant très plausible, le groupe Mac Kay ne se distinguant de la formation Canyon Creek que par un enrichissement en carbonates.

A l'Ouest, les schistes de Canyon Creek viennent au contact de la formation Donald, généralement fort incomplète. De nombreux arguments (voir la partie tectonique) sont en faveur du charriage des formations situées à l'Ouest de ce contact, sur celle de Canyon Creek. La base de ces schistes n'apparaît donc en aucun point.

C.S. Evans (1932 p. 123 A_{II}) signale avoir observé dans la formation Canyon Creek, des groupements radiaires de spicules d'éponges, analogues à ceux que décrit C.D. Walcott (1920) dans la formation Stephen, du Cambrien moyen des Rocheuses. D'autre part, une publication de Burling (1922 p. 255) relate la découverte par H.M. Ami, de fossiles du Cambrien moyen, dans le Canyon de la Columbia, à l'Ouest de Donald, en une localité qui semble située dans le secteur où C.S. Evans avait cartographié la formation Canyon Creek. C.S. Evans suppose donc pour ces diverses raisons (1923 p. 123 A_{II}) un âge Cambrien moyen pour ces schistes.

Mais, dans leur récente publication (1969) P. Simony et G. Wind citent la découverte de Trilobites (*Proceratopyge* (?) sp.) vers le sommet de la formation de Canyon Creek.

Ces fossiles indiqueraient pour ce niveau un âge franconien (Cambrien supérieur). J'ai personnellement trouvé, au point (X=02,5 Y = 78,4) en bordure de la route forestière qui longe à l'Est le pied des Dogtooth Mountains, une faune de Trilobites (ech. DA28n°84 813) où W.H. Fritz a identifié *Briscoïa* sp. de la fin du Cambrien supérieur. Ce trilobite de la zone à *Ptychaspis-Prosaukia* et de la zone à *Saukia* lui suggère une corrélation avec le milieu de la formation Bison Creek de la section de la rivière Chabo, à l'Ouest du Park de Jasper (Rocheuses). Ces fossiles occupent généralement le cœur de nodules de calcaires marneux, au sein de schistes calcareux gris verdâtre, au contact immédiat de formation Canyon Creek et du groupe Mac Kay.

En raison du caractère carbonaté des schistes, j'attribue de préférence cet horizon fossilifère à l'extrême base du groupe Mac

Kay. Ce détail est de peu d'importance si le passage est graduel et la série continue, mais il peut être fondamental si le contact est autre que stratigraphique.

En effet, si les fossiles découverts appartiennent réellement à la zone de transition de la formation Canyon Creek au groupe Mac Kay, cette formation Canyon Creek est, ou bien entièrement d'âge Cambrien supérieur, ou bien à la fois Cambrien moyen et supérieur.

- Si son âge est uniquement Cambrien supérieur, les faciès carbonatés du Cambrien moyen des Rocheuses (cf fig. 35) peuvent être représentés au niveau des Dogtooth Mountains, mais sont recouverts tectoniquement par la faille Purcell (voir cha. réservé à la tectonique).
- Si son âge est Cambrien moyen et supérieur, il existe au niveau du Rocky Mountain Trench un important changement de faciès pour le Cambrien moyen.

Mais si le passage de la formation Canyon Creek n'était pas continu (discordance ou contact tectonique), la formation Canyon Creek pourrait ne représenter qu'une partie du Cambrien moyen et avoir été séparée du groupe Mac Kay par une séquence carbonatée, maintenant inapparente

Si l'on admet l'hypothèse la plus simple d'une transition entre la formation Donald et le groupe Mac Kay, les faciès schisteux et calcaires fins de Canyon Creek peuvent suggérer pour le bassin de sédimentation une profondeur encore accrue.

3.2 - Le groupe Mac Kay :

Le groupe Mac Kay, ainsi qualifié par C.S. Evans (1932), du nom d'un cours d'eau (John Mac Kay Creek), 30 km au Sud du secteur étudié, occupe pratiquement la totalité de la vallée de la Columbia au voisinage de Golden.

Seule une petite fraction de cette séquence, puissante de plusieurs milliers de pieds (cf C.S. Evans 1932 p. 126 A_{II}) a été observée au SE du secteur examiné. Elle consiste, là, en schistes calcaroux gris verdâtres associés à des bancs de calcaires largement cristallins, parfois bréchiques et à débris (\varnothing 1 cm) de calcaire sub-lithographique de teinte rose.

L'origine de ces éléments calcaires pourrait être orientale. Ces derniers rappellent en effet certains faciès du Cambrien moyen des Rocheuses.

Le calibre assez fin des brèches, le fait que le faciès soit nettement plus carbonaté, et les fossiles remaniés peuvent s'intégrer dans le schéma d'une progression constante de la mer vers l'Est et d'un relatif approfondissement du milieu, mais trouveraient aussi parfaitement leur explication pour des conditions très différentes.

Ces indications sont réellement trop peu nombreuses pour appuyer des conclusions.

II 2.3 - Le Cénozoïque :

Des épandages glaciaires et fluvioglaciaires Quaternaires couvrent une grande partie du fond de la vallée de la Columbia et les basses pentes des Dogtooth Mountains.

Des éboulis et des moraines récentes, aux modestes dimensions, continuent à s'accumuler dans les cirques glaciaires, et un manteau de colluvions tapisse les pentes, en particulier celles à regard Ouest dont le profil est plus doux.

II 3 - CONCLUSIONS GÉNÉRALES :

- La série stratigraphique du secteur examiné est résumée dans la colonne synthétique et schématique de la figure 34.

Elle se compose de trois ensembles, datés respectivement du Proterozoïque, du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen (?) et supérieur, chacun propre à une unité tectonique différente. Les relations de détail de ces ensembles sont de ce fait mal connues.

- Les caractères lithologiques et les fossiles livrés par divers horizons permettent de tenter une corrélation de cette série et de celles des régions voisines (cf fig. 35).

La fig. 36 présente très schématiquement et à plus vaste échelle une corrélation des unités stratigraphiques de toute la partie orientale de la Cordillère. Quoique l'interprétation y soit un peu différente (cf discordance supposée entre la formation Canyon Creek et le groupe Mac Kay) cette section théorique permet de mieux situer dans son vaste contexte la série observée.

Les données que fournissent les séries de ce secteur et des zones voisines permettent d'en retracer l'histoire jusqu'au Cambrien supérieur tout au moins. Pour la suite, l'absence de formations plus récentes que le Cambrien supérieur.

nécessite de faire appel à des zones parfois fort éloignées.

- Au début de l'Hadrynien, la tectonisation de puissantes séquences deltaïques Hélikiennes édifie une chaîne à l'emplacement de l'actuel anticlinorium de Purcell, au Sud du secteur examiné. Ce domaine émergé semble avoir alimenté en grande partie durant la fin de l'Hadrynien et peut être de manière plus réduite au Cambrien inférieur, les zones de sédimentation voisines vers l'Ouest et vers le Nord, en particulier dans la zone étudiée.

- Durant le Cambrien inférieur, la principale source de matériaux paraît toutefois avoir été le bouclier canadien, à l'Est.

Les dépôts arénacés puis pelitiques et carbonatés, sont alors transgressifs vers l'Est et dans la partie centrale de l'anticlinorium de Purcell ils reposent directement sur les séquences Hélikiennes (cf J.O. Wheeler 1966 p. 31)

- Le domaine des Purcell Mountains, out pendant tout le Paléozoïque inférieur un comportement de plateforme, périodiquement émergée, entre un sillon miogéosynclinal persistant, à l'Est, sur le site des actuelles Rocheuses, et une zone eugéosynclinale, occidentale aux séries puissantes continues, riches en produits volcaniques. La situation des Dogtooth Mountains était analogue, avec probablement, comme au début du Paléozoïque une tendance moins marquée à l'émersion.

Vers le milieu du Paléozoïque, une phase orogénique (orogénèse de Cariboo) affecta les secteurs septentrionaux, à l'Ouest des Cariboo Mountains, et dans la région de Cassiar, mais peut être aussi la région de Wolverine et l'arc de Kootenay (J.O. Wheeler 1966 p. 34). Dans les Selkirk Mountains cependant, (W.M.H. Whyte 1959 p. 68) il semble ne s'être produit qu'un simple soulèvement non accompagné de déformation.

Dans la partie orientale des Rocheuses, le Dévonien est discordant sur les formations antérieures. Cette orogénèse des Cariboo affecta donc peut être aussi la région examinée. Mais rien ne permet plus de la déceler.

Dans certains secteurs de l'orogène oriental du Système Intérieur, les sédiments plus grossiers de la base du Mississipien reflètent une alimentation terrigène dans les zones soulevées à l'Ouest, mais dans son ensemble, ce secteur de la Cordillère paraît (d'après J.D. Wheeler 1966 p. 34) avoir été durant la partie supérieure du Paléozoïque une zone de sédimentation calme.

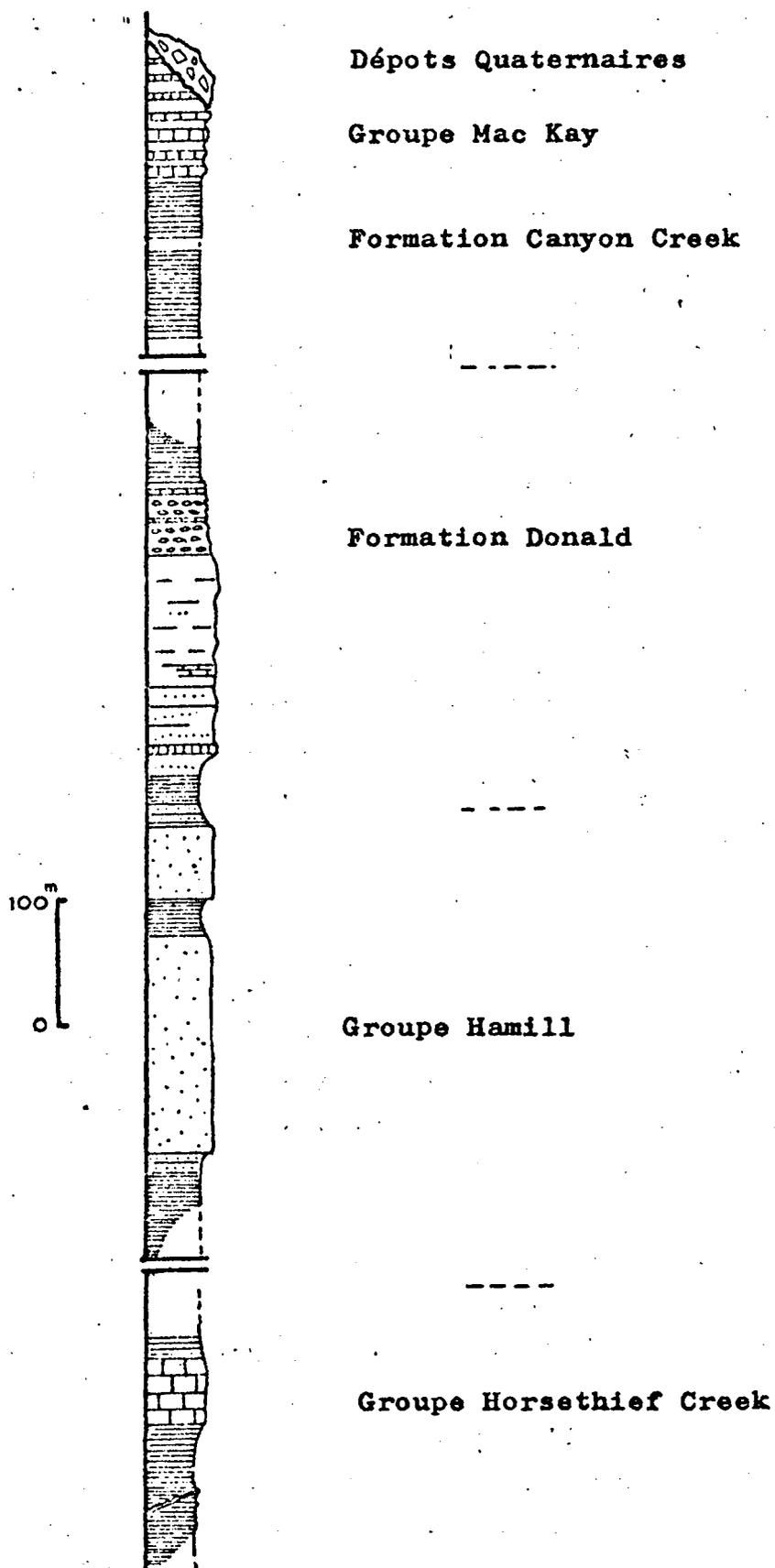


Fig. 34 : La série stratigraphique du secteur étudié.

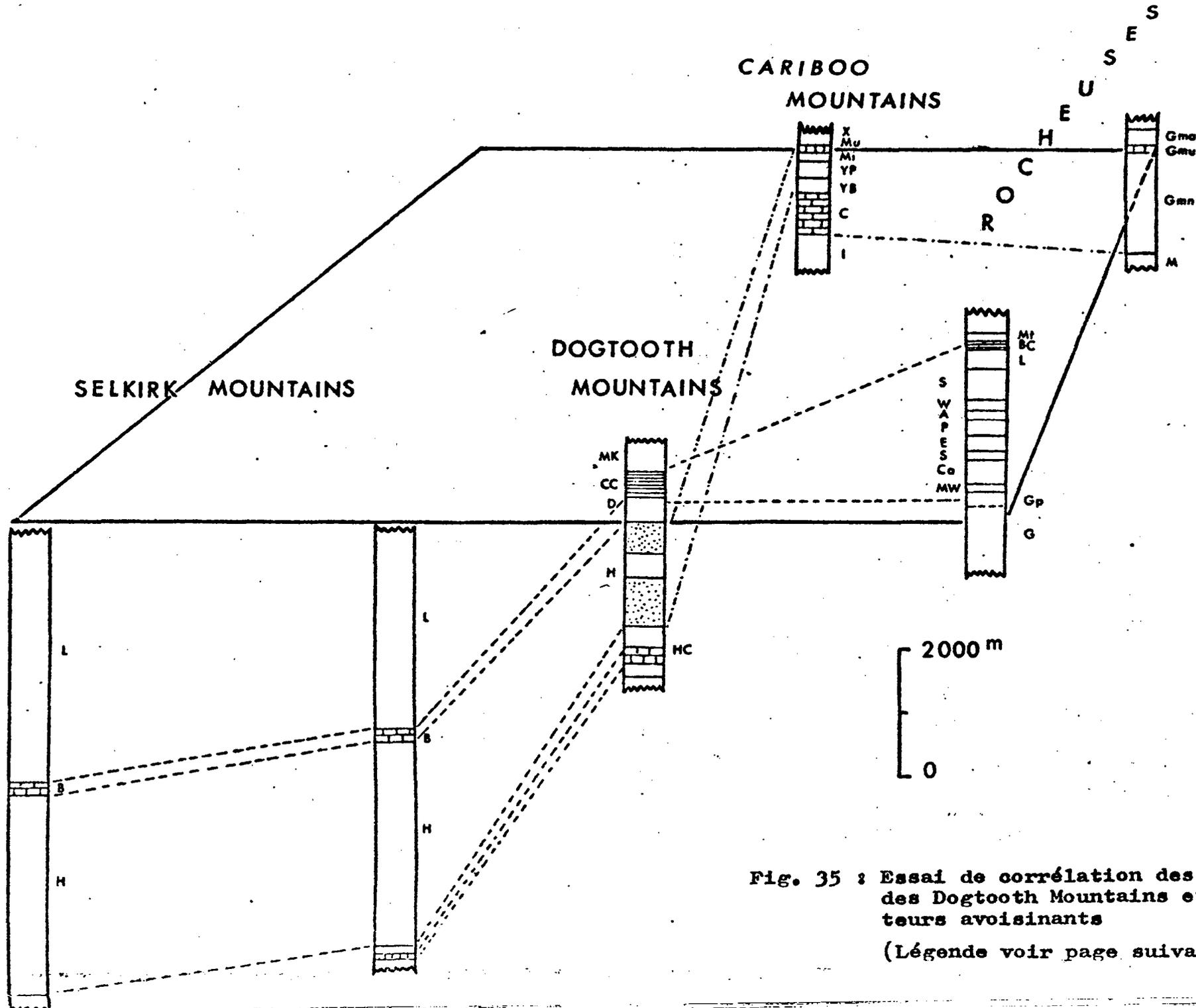


Fig. 35 : Essai de corrélation des séries des Dogtooth Mountains et des secteurs avoisinants

(Légende voir page suivante).

Légende de la Figure 35

Essai de corrélation des séries des Dogtooth Mountains et des secteurs avoisinants d'après les données de :

- V.J. Okulitch 1969 p. 18
- J.D. Aitken 1966 p. 403
- F.G. Young 1969 p. 18

et les résultats du présent travail.

Le plan horizontal pris comme horizon repère principal est la limite du groupe Mamill et de la formation Donald des Dogtooth Mountains, soit l'horizon à Nevadella sp.

REMARQUE : La formation Canyon Creek est supposée constituer la transition de la formation Donald au groupe Mac Kay.

Divisions stratigraphiques :

- | | |
|-----------------------------|--|
| Pour les Selkirk Mountains | L = groupe Lardeau |
| | B = formation Badshot |
| | H = groupe Mamill |
| pour les Dogtooth Mountains | MK = groupe Mac Kay |
| | CC = formation Canyon Creek |
| | D = formation Donald |
| | H = groupe Mamill |
| | HC = groupe Horsethief Creek |
| Pour les Cariboo Mountains | X = formation innommée |
| | Mu = formation Mural |
| | Mi = formation Midas |
| | YP = formation Yanks Peak |
| | YB = formation Yankee Belle |
| | C = formation Cunningham |
| | I = formation Isaac |
| Pour les Rocheuses | It = formation Itte |
| | BC = formation Bison Creek |
| | L = formation Lyell |
| | S = formation Sullivan |
| | W = formation Waterfowl |
| | A = formation Arctomys |
| | P = formation Pika |
| | E = formation Eldon |
| | S = formation Stephen |
| | Ca = formation Cathedral |
| | MW = formation Mount Whyte |
| | Gp = formation Peyto (du groupe Gog) |
| | G = groupe Gog |
| | Gma = formation Mahto (du groupe Gog) |
| | Gmu = formation Mural (du groupe Gog) |
| | Gmn = formation Mac Naughton (du groupe Gog) |
| | M = groupe Miette. |

DOGTOOTH MOUNTAINS

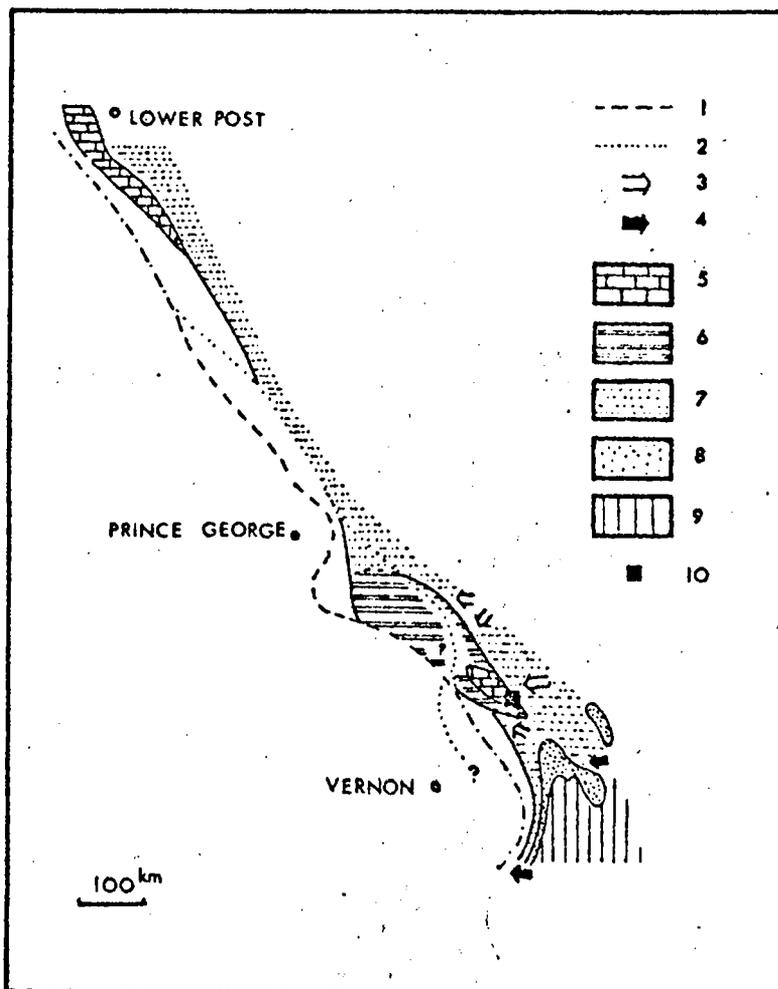


Fig. 36 : Carte schématique des faciès du Windermere et du Cambrien inférieur du domaine oriental de la Cordillère (orogène oriental du Système Intérieur et Rocheuses). D'après J.O. Wheeler 1966.

- 1 - Limite occidentale des affleurements du Cambrien inférieur,
- 2 - Limite occidentale des affleurements des quartzites, du Cambrien inférieur
- 3 - Sens d'alimentation du bassin au Cambrien inférieur.
- 4 - Sens d'alimentation du bassin durant le Windermere.
- 5 - Faciès calcaires du Windermere.
- 6 - Faciès clastiques et carbonatés du Windermere.
- 7 - Faciès clastiques du Windermere.
- 8 - Conglomérat Windermere.
- 9 - Purcell.
- 10 - Localisation du secteur examiné.

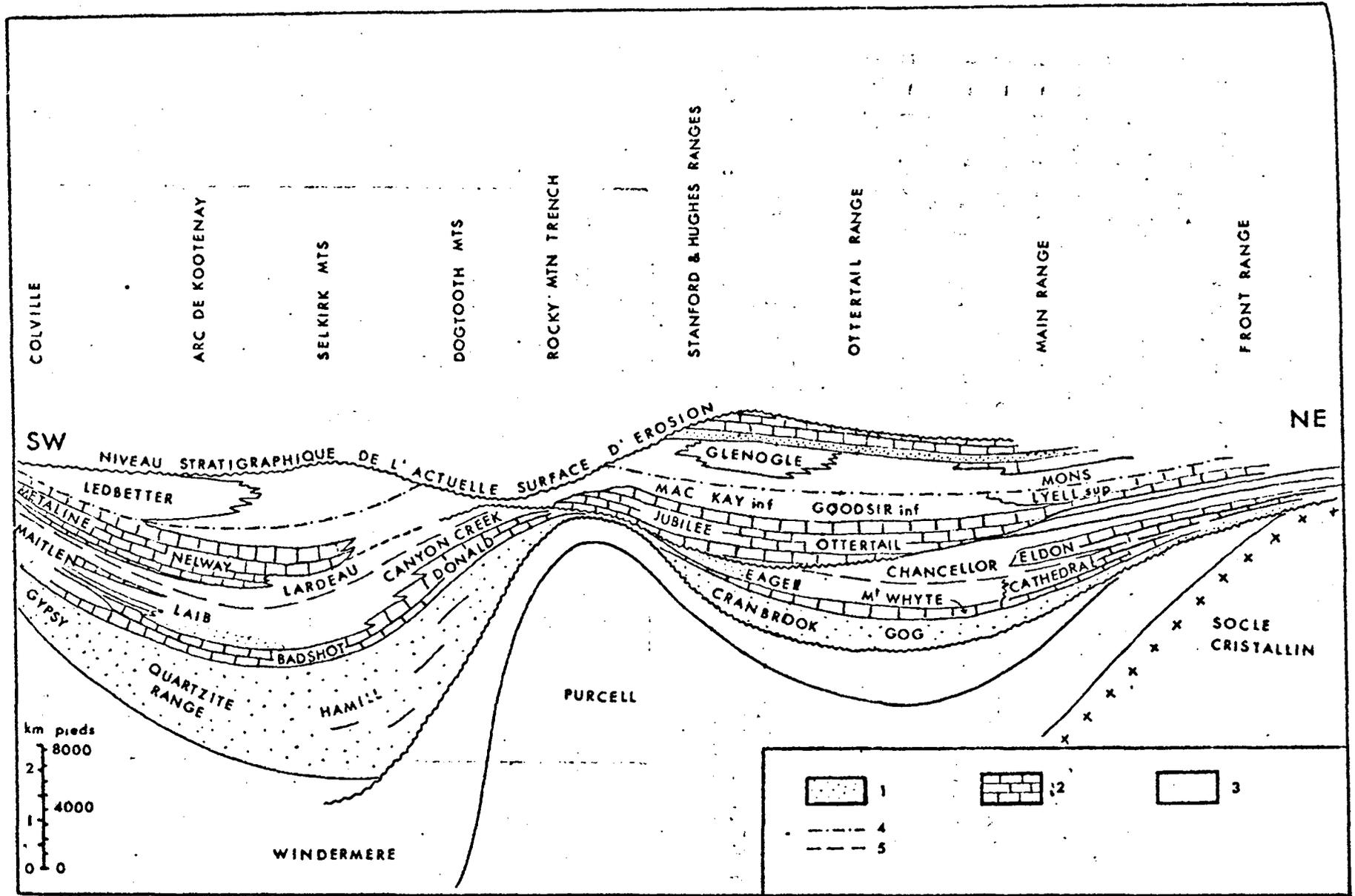


Fig. 37 : Corrélation des faciès de la partie orientale de la Cordillère (orogène oriental du Système Intérieur, et Rocheuses)
Légende page suivante.

- Légende de la Figure 37 :

(corrélation des faciès de la partie orientale de la Cordillère) modifié d'après F.K. North (dans Geological History of Western Canada p. 29) et G. Wind (thèse 1968).

- 1 - Faciès arénacés
- 2 - Faciès carbonatés
- 3 - Faciès à prédominance argileuse
- 4 - Base de l'Ordovicien
- 5 - Base de l'équivalent de la formation Stephen.

Pour le Mésozoïque, la finesse des dépôts les plus proches ne suggère pas l'existence d'un domaine émergé au niveau des Dogtooth Mountains. Il est probable que la sédimentation y ait été continue et les dépôts ultérieurement érodés.

Bien que localement, se remarquent dans l'ouest oriental des traces de tectonisation Triasique (J.O. Wheeler 1966 p. 35), de nombreux éléments montrent que la déformation majeure fut celle de la fin du Jurassique-début du Crétacé (J.O. Wheeler 1966 p. 35).

La destruction de ces reliefs alimenta alors en produits terrigènes les secteurs orientaux des Rocheuses ; et au Quaternaire les glaciers donnèrent à la région son modèle actuel.

COMPLEMENT : LES MANIFESTATIONS ERUPTIVES :
LE METAMORPHISME

=====

Les témoignages de manifestations éruptives se limitent à deux ensembles lithologiques d'importance mineure : des "filons" dolomitisés schistosés et des masses de matériaux bréchiques vulcanogènes accompagnées de coulées restreintes.

Les "filons" dolomitiques schistosés et profondément altérés, au point que leur nature éruptive puisse être douteuse, traversent les schistes et les calcaires du Horsethief Creek (cf par. II.2.1.2. et II.2.1.3.).

Seuls des fantômes de minéraux altérés et les relations de ces filons avec les roches encaissantes suggèrent une origine intrusive. Nous avons vu dans le paragraphe II.2.1.3. que cette mise en place elle même était problématique.

La nature carbonatée et le fait que la silice n'apparaisse plus que sous forme de recristallisations de calcédonite semblent traduire un lessivage des minéraux initiaux suivi d'une épigénie par des carbonates.

Une étude pétrographique approfondie n'a pu être menée en raison de la quantité restreinte et de la médiocre qualité des échantillons. Il semblerait cependant qu'à une plus vaste échelle cette étude puisse apporter d'intéressantes informations parce que de tels "filons" ont été signalés ailleurs dans les Dogtooth Mountains "cf C.S. Evans, 1932, G. Wind, 1968) et que non loin de là dans les Rocheuses s'observent des filons analogues, proches du massif intrusif alcalin de l'Ice River Complex" d'âge Paléozoïque et que l'on sait que ce genre d'environnement est souvent celui des carbonatites.

Le problème reste entier et appelle de nouveaux travaux.

.../...

Les brèches volcaniques et les coulées associées se limitent au Hamill supérieur et sont typiquement sous-marines et basiques (cf par. II.2.2.21.B.22) elles semblent constituer les premiers jalons des importantes émissions qui s'observent à l'Ouest à partir des Selkirks (cf J.O. Wheeler, 1963), interstratifiés là aussi dans des séries cambriennes.

A ce titre, elles appellent ici encore un examen approfondi qui apporterait vraisemblablement de précieuses données à l'étude de leur mise en place.

Le métamorphisme :

Les types lithologiques rencontrés dans le secteur examiné sont des calcaires, des dolomies, des quartzites, des schistes et des phyllades dont le degré de métamorphisme est faible, partout épizonal.

Les roches sédimentaires montrent des associations de quartz, calcite, dolomite, chlorite et séricite. En dehors des grandes paillettes détritiques, ces deux derniers minéraux constituent l'essentiel de la matrice des grès du Hamill, où ils sont nettement des produits de recristallisation, car leurs fines paillettes aciculaires dévorent la limite des grains quartzeux.

On note aussi, dans les veinules et les vésicules des roches éruptives basiques du Hamill, l'association Albite-Chlorite et Stilpnomélane typique du faciès des "schistes verts".

CHAPITRE III : ANALYSE STRUCTURALE ET HISTOIRE

TECTONIQUE :

III.1. Introduction :

III.1.1. Présentation :

III.1.2. Méthodes d'étude :

III.2. Etude par domaines :

III.2.1. Domaine N° 1 :

III.2.2. Domaine N° 2 :

III.2.3. Domaine N° 3 :

III.2.4. Domaine N° 4 :

III.2.5. Domaine N° 5 :

III.2.6. Domaine N° 6 :

III.3. Mésostructures et microstructures :

III.3.1. Les mésostructures :

III.3.1.1. Les plis mineurs "en genoux" :

1. Morphologie générale :

2. Mode de formation :

3. Classification :

4. Les "Kink Bands" dans les différents domaines :

5. Synthèse et conclusions :

III.3.1.2. Plis mésoscopiques des quartzites :

III.3.1.3. Joints de tension en échelon :

III.3.1.4. Les joints planaires : diaclases et veines minéralisées :

1. L'origine des joints : rappel succinct des diverses hypothèses :

2. Les observations :

3. Conclusion :

III.3.2. Les microstructures : déformation des quartzites du Hamill :

III.3.2.1. Technique employée :

1. Généralités :

2. Bases théoriques :

3. Méthode utilisée :

.../...

III.3.2.2. Résultats :

1. Les résultats par échantillon :
2. Synthèse des observations à l'échelle du cristal :
3. Synthèse des observations à l'échelle des bancs :

III.3.2.3. Conclusions :

III.4. Synthèse et discussion :

III.4.1. Style tectonique :

III.4.1.1. Les plis :

1. Plis mégascopiques :
2. Plis mésoscopiques :
3. Plis microscopiques :

III.4.1.2. Les joints :

III.4.1.3. Les failles :

1. Failles inverses :
2. Failles normales :

III.4.2. Synthèse phénoménologique :

III.4.2.1. La géométrie et les associations de structures :

III.4.2.2. Les relations entre les différents domaines :

III.4.2.3. La chronologie relative des phases de déformation :

III.4.2.4. Le problème du Trench ("fossé des Rocheuses") :

IV - CONCLUSION GENERALE :

CHAPITRE III

ANALYSE STRUCTURALE ET HISTOIRE TECTONIQUE

III.1 INTRODUCTION :

III.1.1. Présentation :

Dans son étude de l'ensemble des Dogtooth Mountains, C.S. Evans (1932) avait déjà reconnu et décrit les traits majeurs des diverses structures. Il signalait en particulier la présence de plusieurs écailles, et avait conclu que l'accident qu'il situait au pied oriental du chaînon montagneux (= la faille Purcell) était un contact anormal.

J.O. Wheeler (1963) a confirmé la majorité des observations de son prédécesseur et précisé la corrélation de certaines failles.

Du Nord des Dogtooth Mountains, G.Wind en 1968, P. SImony et G. Wind en 1970, ont fourni une étude détaillée, en précisant le jeu de diverses écailles et en replaçant dans un contexte régional plus vaste les orientations préférentielles de nombreuses microstructures.

Il était d'un grand intérêt de poursuivre cet examen vers le Sud. C'est ce qui fait l'objet de ce troisième chapitre.

III.1.2. Méthodes d'étude :

La réalisation d'un levé géologique détaillé était à la base de cette étude, à cet effet, furent utilisés sur le terrain, un fond topographique au 1/50 000 (feuilles de Golden de Mc Murdo, de Mount Wheeler et de Blaeberry), ainsi qu'un agrandissement de celui-ci à l'échelle de 4 pouces pour 1 mille (soit approximativement 1/16 000). Je n'eus cependant pas l'appui des photos aériennes sur le terrain, en raison de retards considérables dans leur acheminement, mais je pus les consulter au laboratoire.

Dans les Dogtooth Mountains, le couvert végétal des versants, très dense jusque l'altitude de 6 000 pieds (1830m)

posait de graves problèmes d'orientation. Aussi l'étude des premières pentes boisées fut-elle menée à partir d'une succession d'itinéraires rectilignes choisis à l'avance, après examen des cartes et du paysage, et depuis des points bien repérés, au long du sentier forestier qui suit au NE le pied du massif. Furent utilisés comme instruments, une boussole à alidade pourvue d'un dispositif de correction de la déclinaison magnétique (de l'ordre de 21° dans cette région), un altimètre, un rapporteur et plus rarement, un niveau portatif de type Abney. Dans la réalisation de ces traverses, l'aide d'un assistant fut particulièrement précieuse.

Pour les zones moins convertes et souvent parfaitement dénudées des sommets, le lever géologique fut effectué depuis trois camps de base, installés par hélicoptère depuis Golden. Un camp volant supplémentaire permit de préciser quelques points de détail. Le repérage étant là plus aisé, photographies, panoramas et schémas détaillés furent pris aussi fréquemment que possible. Bien que l'usage de l'hélicoptère fût trop onéreux pour permettre d'autres déplacements que ceux réservés au transport du matériel pour l'établissement des camps, ces quelques vols furent utiles pour le repérage des structures.

Les diverses observations furent reportées sur un agrandissement (au $1/25\ 000$) du fond au $1/50\ 000$. C'est à partir de cette carte et des panoramas que furent réalisées les coupes géologiques.

Toutes les mesures relatives aux structures furent compilées et reportées sur des canevas de Wulff et de Schmidt suivant l'usage prévu et des diagrammes furent établis par la méthode de Mellis. L'emploi de celle-ci est en effet, plus pratique dans le cas où les diagrammes ne comportent que relativement peu de points. Elle a aussi l'avantage de réduire l'imprécision personnelle introduite lors du contournage des points.

Par souci de cohérence et afin de faciliter diverses comparaisons, cette méthode a été appliquée à l'ensemble des données. Cependant, dans le cas où les diagrammes présentaient moins de 20 points, ceux-ci n'ont pas été contournés.

Au laboratoire ont été réalisées, en plus des lames minces nécessaires à l'étude pétrographique des séries, un certain nombre de sections orientées destinées aux observations de "microtectonique". Le détail de la technique et l'usage de représentations graphiques particulières seront développés dans le paragraphe correspondant.

III.2. ETUDE PAR DOMAINES :

De manière schématique, le chaînon examiné se compose d'une succession de plis complexes, fréquemment coffrés ou déversés vers le NE, et découpés, un peu obliquement par rapport à leur direction NW, en une série de petites écailles fortement redressées.

L'ensemble, qui paraît chevauchant vers le NE, c'est à dire, vers le fossé des Rocheuses, est compartimenté par des failles transverses tardives.

Si certains éléments structuraux sont communs à tout le secteur, d'autres sont spécifiques de domaines particuliers. Aussi, afin de faciliter l'exposé des observations, et de pouvoir tester le degré d'hétérogénéité que l'on peut attendre, à priori, d'une telle configuration structurale, ai-je choisi d'examiner d'abord successivement des domaines réduits mais qui présentent une certaine unité.

Je m'attacherai, dans un deuxième temps, à l'étude de structures particulières et consacrerai la dernière partie de ce travail à une synthèse des observations et à l'élargissement des problèmes.

Délimitation des domaines :

La notion d'homogénéité d'un domaine est très variable suivant le critère auquel on se réfère. Dans le cas présent, en raison de la multiplicité et de la diversité des déformations, le risque était de pulvériser le secteur en parcelles trop réduites.

La caractérisation des domaines n'est donc pas univoque. Elle repose :

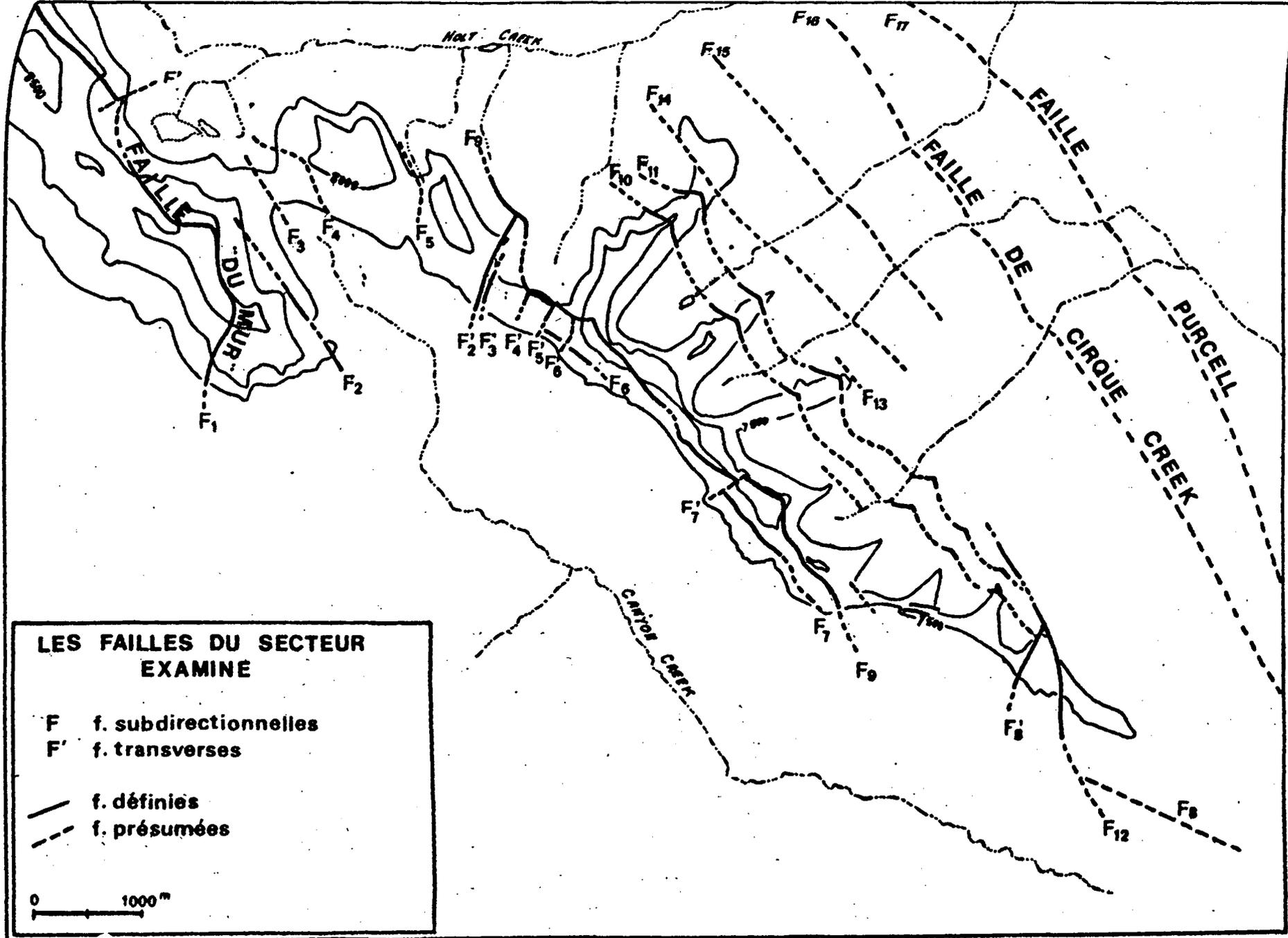


Fig. 38

- soit sur l'existence d'une certaine homogénéité due à l'absence de failles. C'est le cas du compartiment NE du domaine 2, où l'on peut analyser une structure anticlinale sans redouter l'influence de rotations introduites indépendamment du plissement ;
- soit sur une localisation géographique, couplée à une unité de lithologie et de comportement (exemple de la bande de schistes de Canyon Creek à l'Est du secteur) ;
- soit encore sur une unité d'intérêt. Celle-ci pouvant même être une faille dans la mesure où son existence a nettement influencé l'environnement.

Les limites choisies restent donc proches de coupures naturelles ; je me suis surtout efforcé d'éviter qu'un accident cassant majeur puisse venir fausser la valeur d'un diagramme de synthèse.

Dans mes descriptions (cf fig. 38), je désignerai par F_1 les failles subdirectionnelles et par F'_1 les failles transversales sans faire intervenir dans cette notation la nature de celles-ci qui sera discutée dans le texte. Seuls les accidents importants entrant dans la discussion, seront ainsi indexés.

Sur la figure 39 sont délimités les six domaines examinés.

III.2.1. Domaine N° 1 :

1) Présentation :

Le domaine N° 1 est une zone complexe où l'on distingue d'Est en Ouest trois ensembles, à la fois lithologiques et structuraux (cf. Figure 40) :

- a) un vaste synclinal faillé, au sein de la formation Donald,
- b) des plis coffrés et localement couchés, dans les quartzites du Hamill,
- c) une puissante série d'assises schisteuses et calcaires, plissotées, du Horsethief Creek, qui chevauche vers l'Est les quartzites précédents.

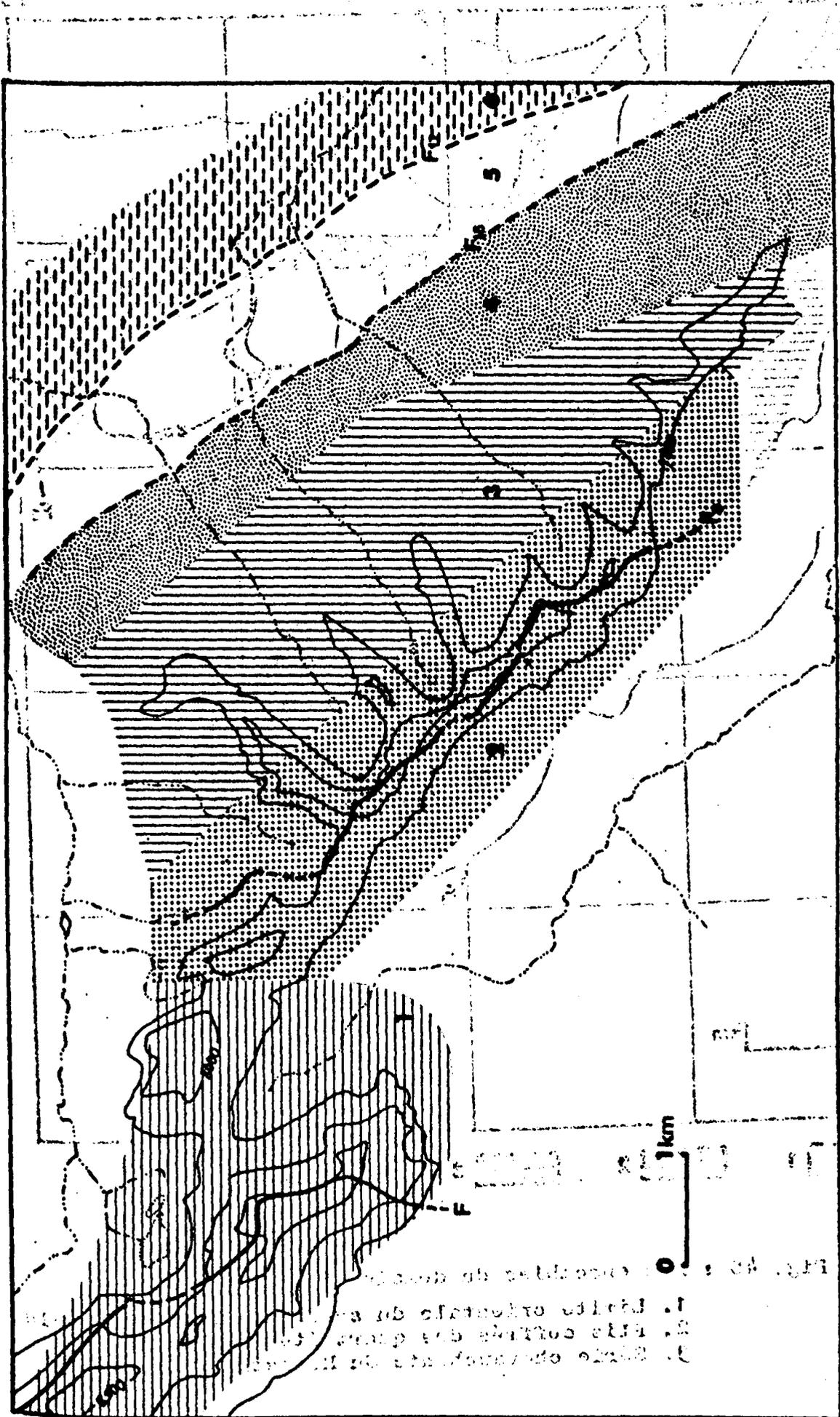
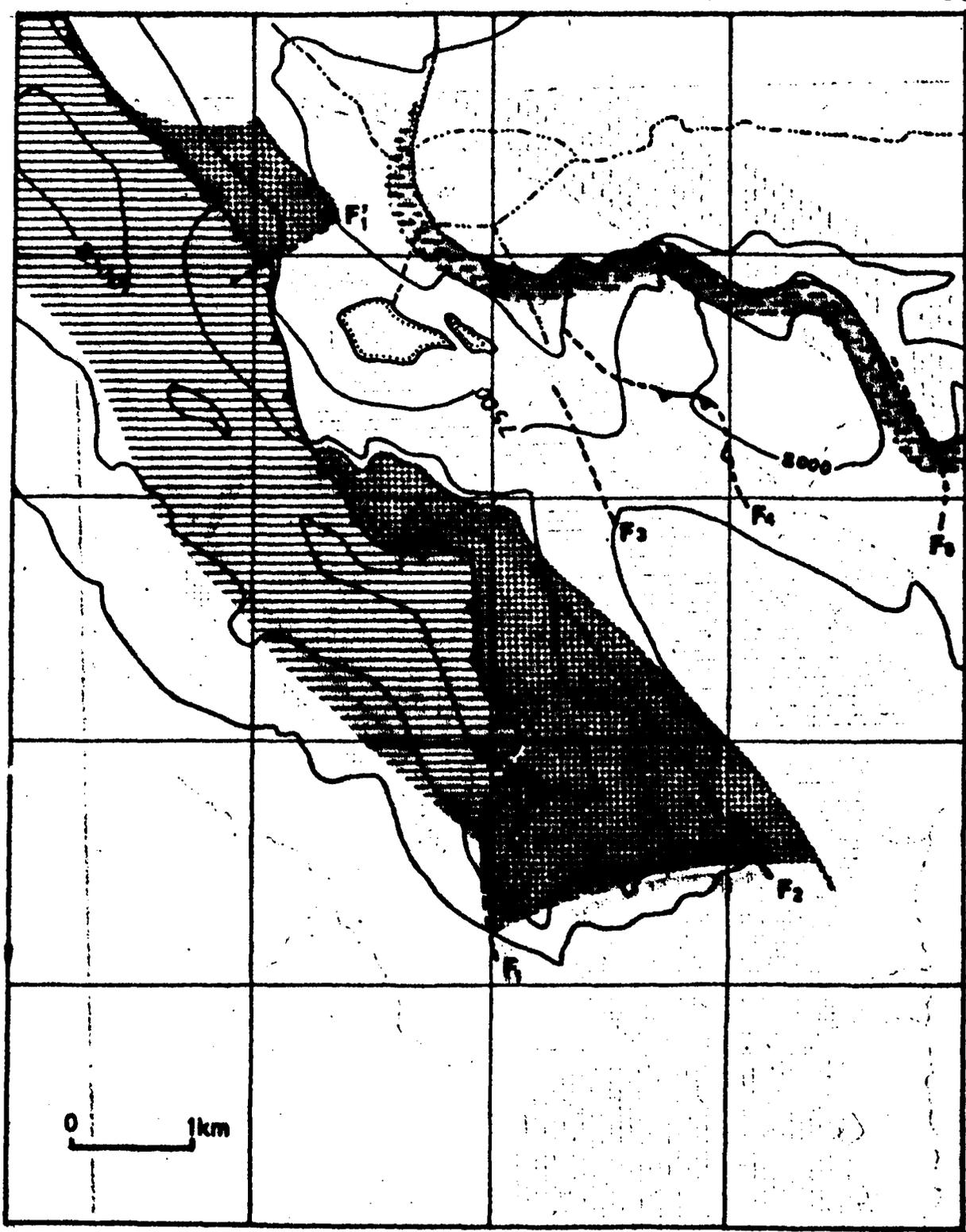


Fig. 99: Schéma de situation des divers domaines

86

90

86



81

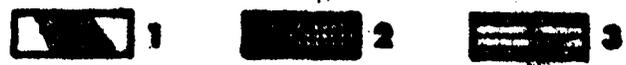


Fig. 40 : Les ensembles du domaine 1

- 1. Limite orientale du synclinal dans le Donald
- 2. Plis coiffés des quartzites du Hamill
- 3. Série chevauchante du Horsethief Creek

2) Les structures majeures :

Entre les points X = 89,5 Y = 85 et X = 88 Y = 84, la séquence du Donald occupe le coeur d'un synclinal déversé vers le NE.

Une faille inverse F_4 (cf par. II 2.2.22, B.22 et figure 30) paraît décaler les structures de quelques dizaines de mètres au point X = 88,8 Y = 84,4 mais est masquée ailleurs. Son tracé et ses relations avec les autres accidents vers le SE restent donc problématiques.

Deux failles normales (F_2 et F_3), de direction NW, sensiblement directionnelles, affectent le coeur du synclinal.

Vers le Nord, une faille transverse (F'_1) de direction NE met les schistes de Donald au contact des quartzites de Hamill.

Ces quartzites constituent un pli anticlinal coffré, d'axe N 305°, dont le flanc NE et le coeur sont nettement visibles, mais les assises quartzitiques de l'extrados sont tronquées et rebroussées sur le flanc SW par une faille chevauchante (F_1) qui fait reposer, à l'Ouest de ce domaine, les séquences du groupe Horsethief Creek sur celles du groupe Hamill et de la formation Donald.

Cette faille F_1 a été désignée par G. Wind (1968) au Nord des Dogtooth Mountains sous le nom de "Wall fault" ("faille du mur") par référence à l'escarpement des assises du Horsethief Creek situées à son dos.

Il est difficile d'apprécier en ce point si F_1 tronque entièrement le flanc SW du pli ou enveloppe celui-ci en se déformant, ne recoupant alors que les assises quartzitiques les plus externes.

En revanche, du point X = 87,3 Y = 84, au point X = 88 Y = 82,7, cette faille chevauchante F_1 , de pendage N 245-35°, tronque nettement les assises du Hamill supérieur, plissées en une vaste structure de direction NNW, qui est coffrée dans son ensemble, mais qui passe, vers l'extrados, à des plis déversés et couchés, dans les niveaux moins compétents

qui constituent le passage à la formation Donald (cf figure).

Les relations de ces structures montrent que la faille chevauchante est, ou contemporaine ou la première phase de plissement ou postérieure à celle-ci.

Un problème se pose au sujet de la faille transverse F'_1 . Nette au contact des deux ensembles (Donald et Hamill) de lithologie différente, elle se perd vers l'Ouest où les schistes du Horsethief Creek reposent sur ceux de la formation Donald.

Cette faille n'affecte pas les assises de l'unité carbonatée du Horsethief Creek, qui affleurent plus haut sur le versant. Il existe donc deux possibilités :

- La faille chevauchante F_1 (= "Wall fault") n'est pas affectée par la faille normale F'_1 , et est postérieure à cette dernière. La série du Horsethief Creek serait alors venue reposer sur un domaine déjà faillé. La "faille du mur" F_1 serait alors nettement postérieure à la première phase de plissement. On peut supposer que son mouvement aurait suivi la période de décompression à laquelle est vraisemblablement liée la faille normale ;
- la faille chevauchante F_1 est recoupée par la faille normale F'_1 , qui s'amortit au niveau de l'unité schisteuse inférieure du Horsethief Creek; c'est ce cas qui est figuré sur la carte. Cette possibilité repose sur l'attribution des schistes gris verdâtres un peu gréseux qui affleurent dans le cours du torrent à l'altitude de 7600 pieds (2316m) au point de coordonnées approximatives $X = 87,1$ $Y = 84,7$, à l'unité schisteuse inférieure du Horsethief Creek plutôt qu'au Donald.

Les caractères de ces schistes me paraissent en effet plus les rapprocher de ceux qui constituent le versant de la Dawn Mountain que de ceux du Donald supérieur que l'on observe à proximité. La distinction reste toutefois délicate, c'est pourquoi, elle n'exclut pas catégoriquement la première hypothèse.

Partout bien développée dans les séquences pélitiques, la schistosité de flux est associée aux plis majeurs dont elle a la direction.

La séquence du Horsethief Creek de la Dawn Mountain (cf para. II.2.2.) présente essentiellement une série pélitique sombre, que surmonte une puissante barre calcaire.

Dans les schistes de la base, et associés à la schistosité de flux, se remarquent des plis mineurs, à flancs dissymétriques, déversés vers le NE ("Parasitic folds" ; cf fig.

Le granoclassement des minces lits gréseux fins, au sein des schistes, fournit un utile critère de polarité et permet de situer ces plis mineurs (au moins localement, aux altitudes de 7 600 pieds (2 316 m) et de 8 000 pieds (2 420 m) sur le flanc normal d'un anticlinal (ou d'anticlinaux) à déversement NE. Aucun pli d'orientation contraire n'a été observé. Il n'est donc pas sûr que des plis plus importants affectent cet ensemble schisteux.

L'unité carbonatée ne laisse pas apparaître de charnière et semble constituer une série normale, ce qui est confirmé par quelques stratifications entrecroisées observées à la partie supérieure des assises et par les relations de la schistosité et de la stratification. L'ensemble de la séquence du Horsethief Creek, bien que présentant des plis de détail, me paraît donc constituer une série normale relativement simple.

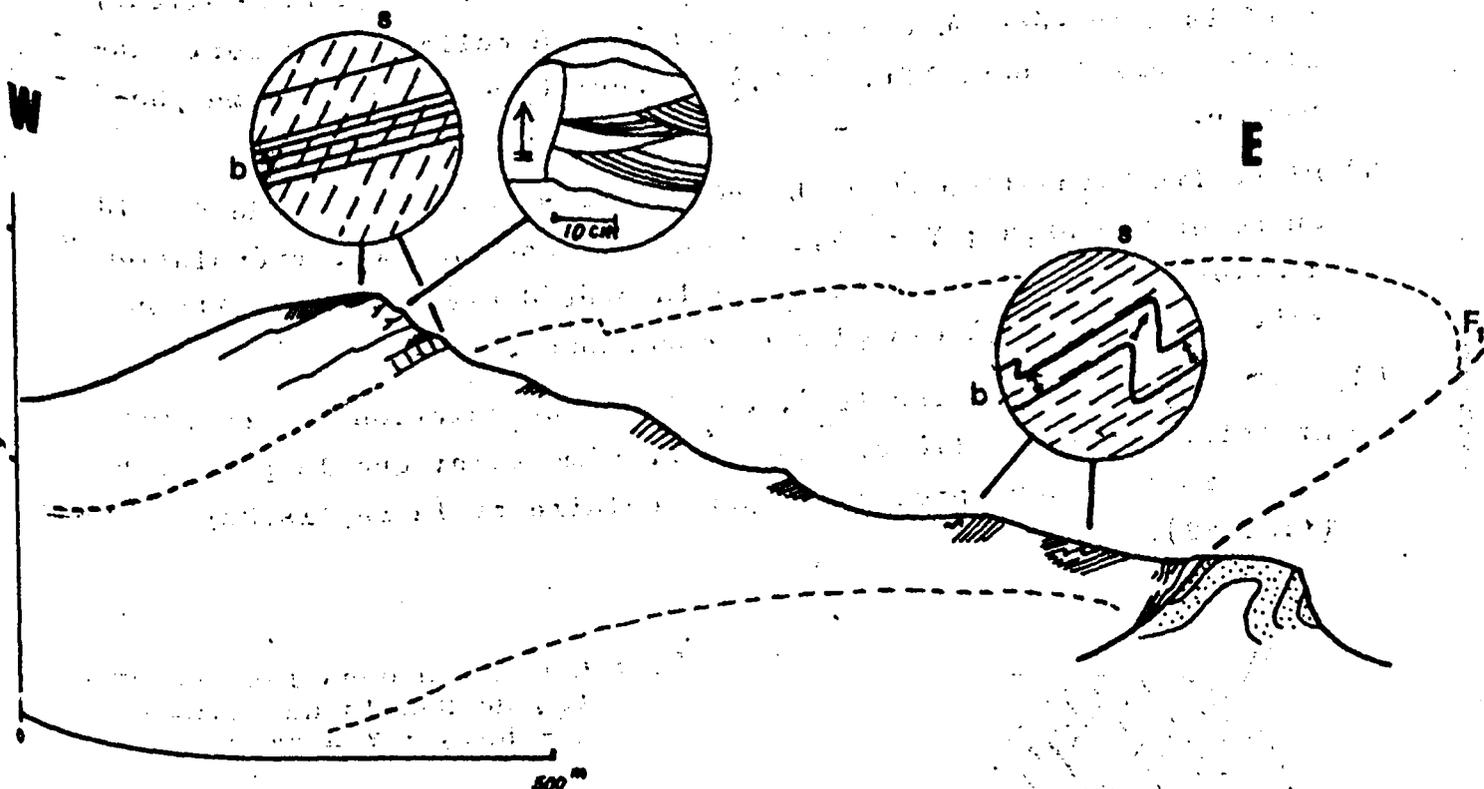


Fig. 41 : Schéma des données structurales du flanc E de la Dawn Mountain.

- s = schistosité de flux,
- b = stratification,
- ↑ = polarité, fournie par le granoclassement vertical ou les stratifications entrecroisées.

Diverses autres structures viennent se superposer aux précédentes, en modifiant l'allure de la schistosité de flux initiale.

Il s'agit :

- 1) D'une schistosité de fracture, particulièrement développée dans le cirque qu'occupent les deux petits lacs et pour laquelle les plans de rupture de la roche correspondent aux plans axiaux de plis mineurs "en genoux" (= "Kink Folds") étudiés plus en détail dans le par. III.3.1.1.
- 2) De plis mésoscopiques plus amples que les précédents ("Kink Folds") d'allure également plus souple, à rayon de courbure décimétrique et associés à une fine crénulation (schistosité de fracture d'échelle microscopique). La crénulation est nette dans les assises pélitiques et les bancs calcaires peu épais qu'elles renferment ; en revanche, les bancs gréseux de la formation Donald, repris dans ce type de pli, au point $X = 87,2$; $Y = 84,3$ ne paraissent pas touchés par elle.

Ils sont cependant parcourus de veines de quartz laiteux, parfois disposées en échelon, analogues à celles qui seront examinées dans le par. III.3.1.3.) et peut être liées au même phénomène.

- 3) D'une fine linéation (L_1) observable dans les schistes de Donald au point $X = 88,3$; $Y = 84,2$ et qui correspond à une crénulation d'allure souple, à rapprocher de la précédente, bien qu'elle ne soit pas associée à des plis mésoscopiques.
- 4) D'une seconde linéation (L_2), due à une crénulation un peu plus grossière et irrégulière, visible au même point que la précédente, mais lui étant presque perpendiculaire et la replissant (fig. 42).

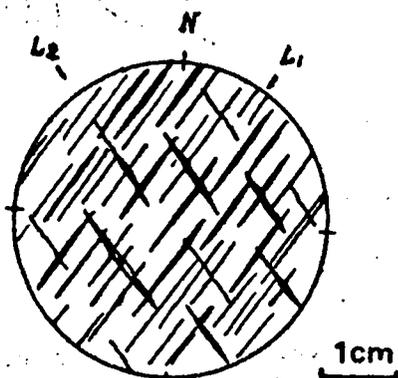


Fig. 42 : Linéation dans les schistes du Donald au point $X = 88,3$; $Y = 84,2$.

Les mesures relatives à ces diverses déformations dans le voisinage des lacs du domaine N° 1 sont reportées sur la figure 43.

On remarque que l'orientation des plans axiaux des plis mineurs "en genoux" coïncide avec celle de la crénulation, qui a aussi même direction (N 40°) que la linéation, L₁.

Les trois types de déformation correspondants ont en commun un style "cassant" (au moins dans leur stade final) et le fait d'affecter la schistosité de flux suivant une direction à 30° de celle des plis majeurs.

Ces structures secondaires, qui sont les reflets d'un régime de contraintes différent des contraintes initiales, appartiennent donc à au moins une seconde phase de plissement.

Parce qu'elle replisse, sous un angle très fort la fine crénulation L₁, celle de direction L₂, doit être attribuée à un événement plus tardif encore.

Diverses étapes de déformation se reconnaissent ainsi dans le domaine N° 1 :

- 1) La première phase structurale correspond à l'apparition des plis d'allure cylindrique, associés à une schistosité de flux de direction NW.

Remarque : Elle est peut être suivie par une phase de décompression, avec l'apparition d'une faille transversale (F'₁), si cette dernière (décrite plus haut) est recoupée par la "faille du mur" (F₁). Cependant, l'incertitude due aux conditions d'affleurement et le fait que l'orientation de cette faille transversale F'₁ soit analogue à celle de failles connues comme étant nettement postérieures, invitent à attribuer F'₁ à une phase tardive.

Il n'existerait pas alors de stade de décompression entre les phases structurales 1 et 2.

- 2) La seconde phase structurale, correspond à l'apparition de la "faille du mur" (F₁). Le fait que celle-ci tronque nettement les plis coffrés permet de la situer soit vers

la fin de la première phase - après l'élaboration complète des structures de première phase actuellement observées - soit nettement après la première phase.

Cette dernière possibilité rend peut être mieux compte de l'obliquité du chevauchement par rapport à l'axe des plis. Rappelons que P. Simony et G. Wind, pour le domaine Nord, ont montré que l'orientation de ce chevauchement était influencée par la schistosité de flux de première phase.

- 3) La troisième phase structurale est une phase de plissement - la seconde qui affecte la région - Elle donne naissance à la schistosité de fracture et me paraît nettement postérieure au jeu de la "faille du mur", car les structures relevées de part et d'autre de cette dernière ont même orientation.

Remarque : La signification de la dernière crénulation est difficile à déterminer. Elle peut être :

- soit une manifestation très affaiblie de la seconde phase de plissement,
- soit l'écho d'un jeu de la "faille du mur". Bien que les directions soient voisines, une relation entre cette crénulation (qui semble plus liée à une compression qu'à une distension) et les failles d'effondrement me paraît peu probable.

- 4) La quatrième phase structurale se manifeste par des failles tardives qui découpent l'ensemble du domaine suivant une direction NW et éventuellement une direction NE si la faille transverse F'_1 date de cette phase. On peut alors remarquer une analogie entre les directions de schistosité des phases antérieures et celles de ces failles.

On comprend aisément le rôle qu'ont pu jouer les premières vis à vis des secondes.

III 2.2. Domaine N° 2 (anticlinal majeur)

Une vaste structure anticlinale, faillée sur son flanc occidental, au voisinage de la charnière, constitue l'essentiel de ce domaine. La faille directionnelle (F_9), le divi-

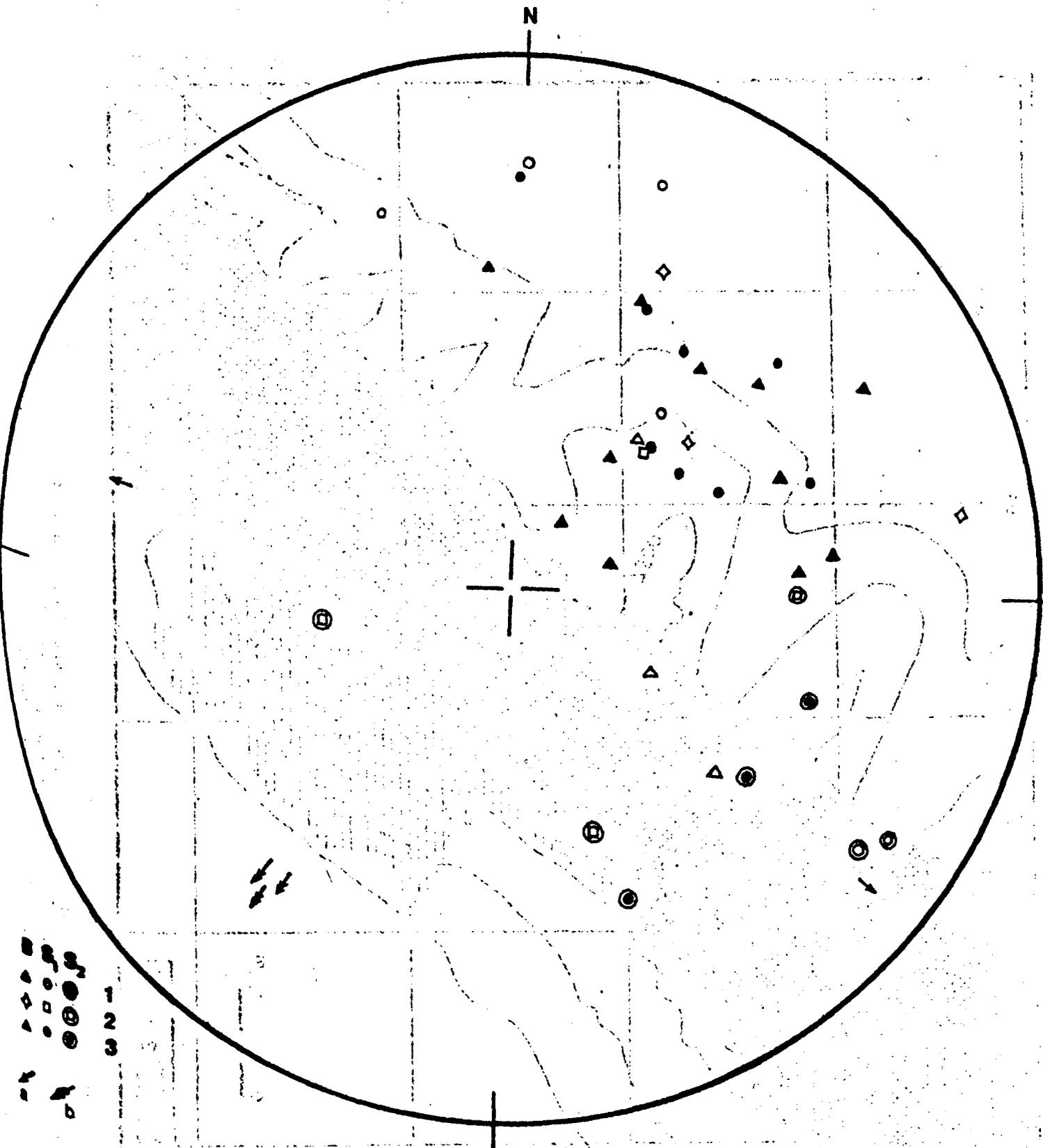


Fig. 43 : Mesures relatives au domaine 1

- B : pôles de stratification
- S₁ : pôles de schistosité de flux de première phase
- S₂ : pôles des plans axiaux de Kink Bands et de la schistosité de fracture
- 1 : Horsethief Creek
- 2 : Hamill
- 3 : Donald
- a : plongement axial des plis mésoscopiques de première phase
- b : plongement axial des plis mésoscopiques de seconde phase

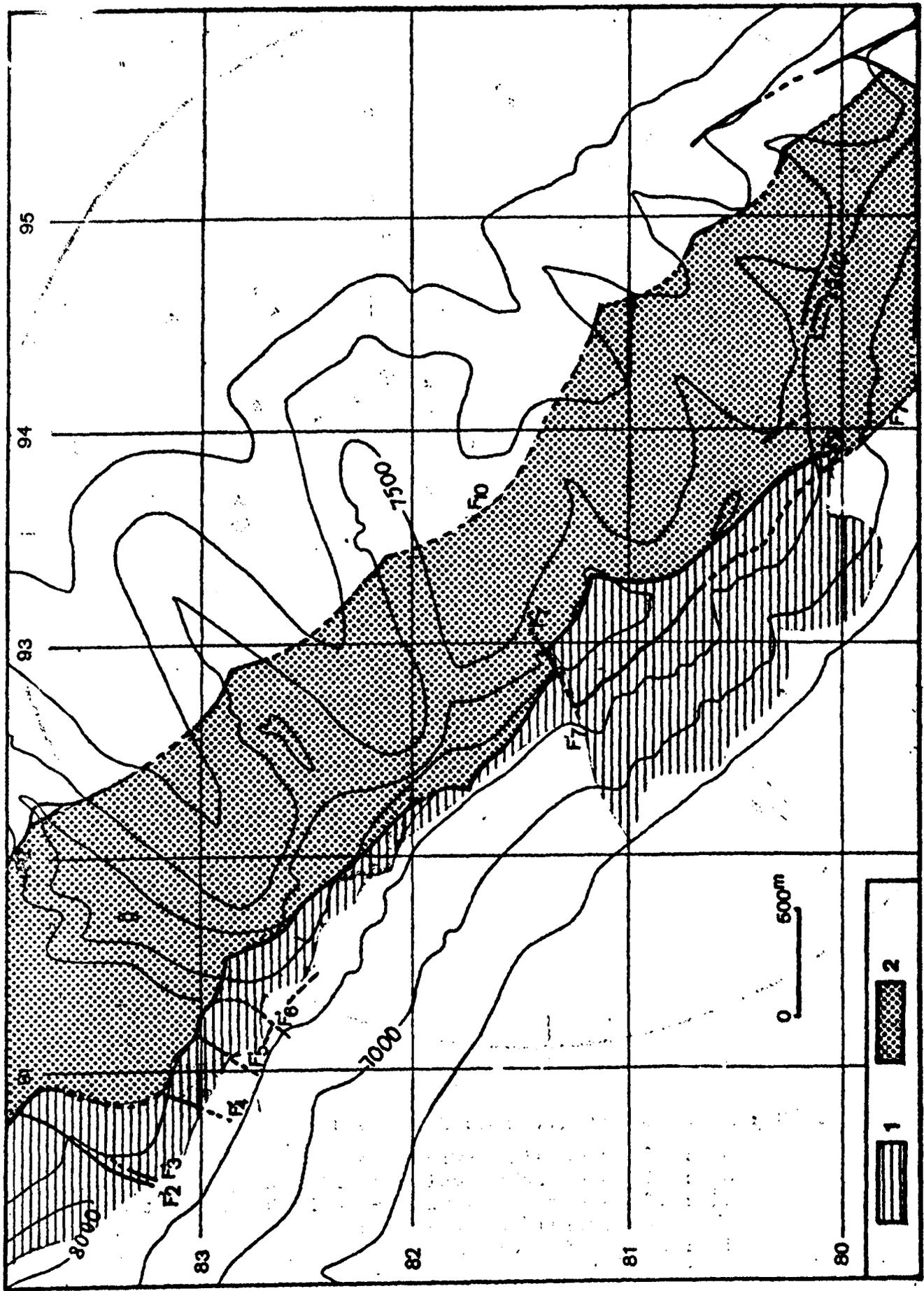


Fig. 44 : Les ensembles du domaine 2 :
1 - Compartment SW
2 - Compartment NE

se en deux vastes compartiments que nous examinerons séparément (figure 44).

1) Le compartiment NE :

Le puissant ensemble compétent des quartzites du Hamill supérieur forme l'armature des structures. Il constitue un long pli, cylindrique dans son ensemble, légèrement conique dans le détail.

En effet, les pôles des pendages mesurés sur chacun de ses flancs (voir figure 45) se répartissent suivant un grand cercle, qui est approximativement le diamètre du canevas de Schmidt. Ce premier caractère reflète l'allure globalement cylindrique de la structure, et le fait que son axe soit sensiblement horizontal.

On peut remarquer, à l'appui de ce fait, que la zone de culmination de la surface qui constitue le contact Hsb-Im (et dont la direction est pratiquement ici celle de la charnière et de l'axe du pli), se localise aux environs de la cote 7 500 pieds (2 282m) dans la partie la plus méridionale du domaine, et que les assises de quartzites attribuées à la base du Hsb au fond du cirque glaciaire au point $X = 91,4$ $Y = 83$ (cf para. II.2 2.1. B. 2.1.), affleurent à une altitude très voisine ; fig.

Cependant, un léger ennoyage se remarque au point $X = 92,3$ $Y = 82,1$; ceci se traduit sur la figure par le plongement axial des quelques plis mésoscopiques qui y sont reportés (ceux-ci sont examinés plus en détail dans le para.

La tendance qu'ont les concentrations de pôles qui correspondent aux pendages pour chacun des flancs, à s'élever vers la bordure du cercle de projection, montre que le pli n'est pas parfaitement cylindrique. Ceci est plus particulièrement le reflet de l'allure des couches au point $X = 92,3$ $Y = 82,1$ qui, ainsi que nous le verrons dans la suite, paraît critique pour la structure. Les données relatives à ce point sont reportées en dépit de leur particularité car ce

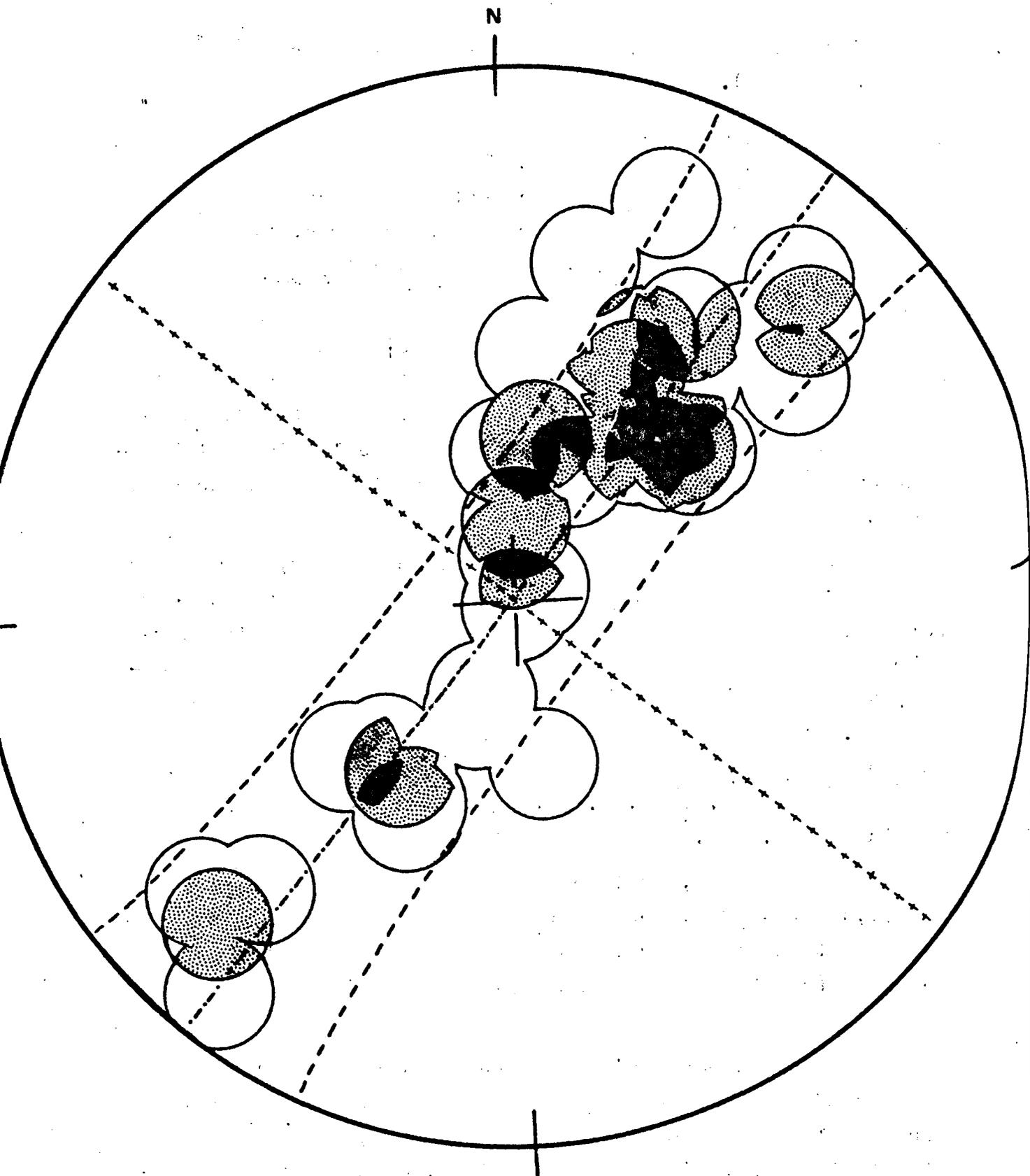


Fig. 45 : Répartition de 44 pôles de pendages du domaine 2.

- : petits cercles du canevas
 - o- : grand cercle du canevas
 - + : projection de la direction axiale dans le plan du diagramme
- Contours 1, 3, 5 points par 1 % d'aire.
Maximum 7 points.

sont les seules qui concernent le flanc occidental du pli, dont la faille a ici épargné une portion, partout ailleurs, seuls sont visibles la charnières et le flanc oriental.

La direction axiale de l'anticlinal (310°) nous est directement donnée par l'alignement de trois belles sections, mesuré sur le terrain depuis le point $X = 92,4$; $Y = 82,5$.

La figure 45 montre que l'évaluation de cette direction par la méthode graphique donne pratiquement le même résultat.

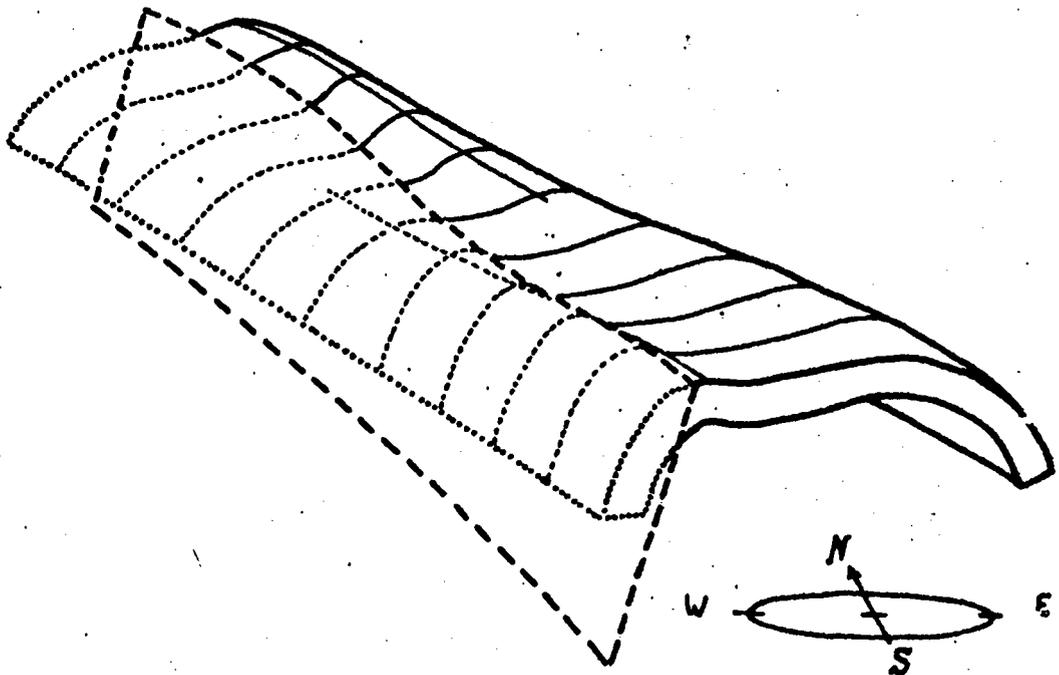


Fig. 46 : Tectonogramme schématisé du Hamill supérieur.
Compartiment NE du domaine N° 2.

En pointillé : domaine extrapolé, tronqué par la faille figurée, elle, en tireté.

Cependant, du point $X = 93,3$; $Y = 82$, au point $X = 94,5$; $Y = 80,2$, la charnière est décalée vers le SW. Comme nous le verrons ensuite, ce fait ne paraît pas lié au jeu d'une faille transverse tardive. Il semble donc être

.../...

un caractère primaire du pli . L'envoyage signalé plus haut se situe dans la zone où devaient se relayer les deux charnières avant que le pli ne soit faillé.

Tandis qu'au point X = 93,5 et Y = 81 (cf figure 20), la séquence schisteuse du Hamill moyen affleure largement au coeur du pli anticlinal, le resserrement au point X = 92,3 Y = 82,4 ne laisse plus la place pour celle-ci.

Ces diverses observations permettent de donner avec une approximation raisonnable, la représentation suivante (cf tectonogramme schématique de la figure 45) d'un pli légèrement coffré pour lequel un raccourcissement égal (que traduit l'allure cylindrique globale) s'est manifesté, pour les sections septentrionales, par une première flexure (à l'Ouest), à rayon de courbure vraisemblablement grand, suivie d'une flexure à rayon de courbure bien plus petit (à l'Est) et pour les sections méridionales par le phénomène inverse.

Le point "critique" se situerait au voisinage du relai des charnières les plus marquées.

2) Le compartiment SW :

Une longue faille oblique F_9 (que nous qualifierons de "faille principale" dans la description, puisqu'elle n'apparaît que sur le bord du 2ème domaine) recoupe le vaste pli très près de la charnière, sur une distance dépassant 6km, puis se perd sous les dépôts superficiels au Sud du point X = 93,8 Y = 80. Son pendage, mesuré en divers points, varie de N 205-50° au Sud à N 220-75° au Nord. F_9 limite une aire dont les assises pendent vers le SW et qui correspond géographiquement à la bordure du synclinal du domaine N° 1.

Plusieurs failles secondaires normales transverses ($F'_2, 3, 4, 5, 6$) affectent les assises situées au toit de la faille principale. Elles sont décelables en section par un décalage des assises de plusieurs dizaines de mètres et par des zones recristallisées, apparentes localement.

Leur tracé vers le SW a été indiqué, sur la carte, presque parallèle à celui de la faille F'_2 qui est nettement

observable du point X = 90,7 Y = 83,8, au point X = 90,5 Y = 83,2 et que souligne une barre massive de quartz filonien.

Cette dernière faille F'_2 ne paraît pas affecter le compartiment NE. S'il existe, le prolongement oriental des autres accidents transverses est masqué par les éboulis.

La disposition des séries du compartiment SW ne s'explique pas par un simple jeu de F_9 .

Vers le Sud, cette faille met les schistes et les psammites du Hamill moyen (Hm) au contact des quartzites Hsb et paraît donc chevauchante vers le NE. Le fort rebroussement des couches à son contact (cf au point X = 93 Y = 81,4, figure 47 a également figure 47 b), confirme ce sens de mouvement.

NE

SW

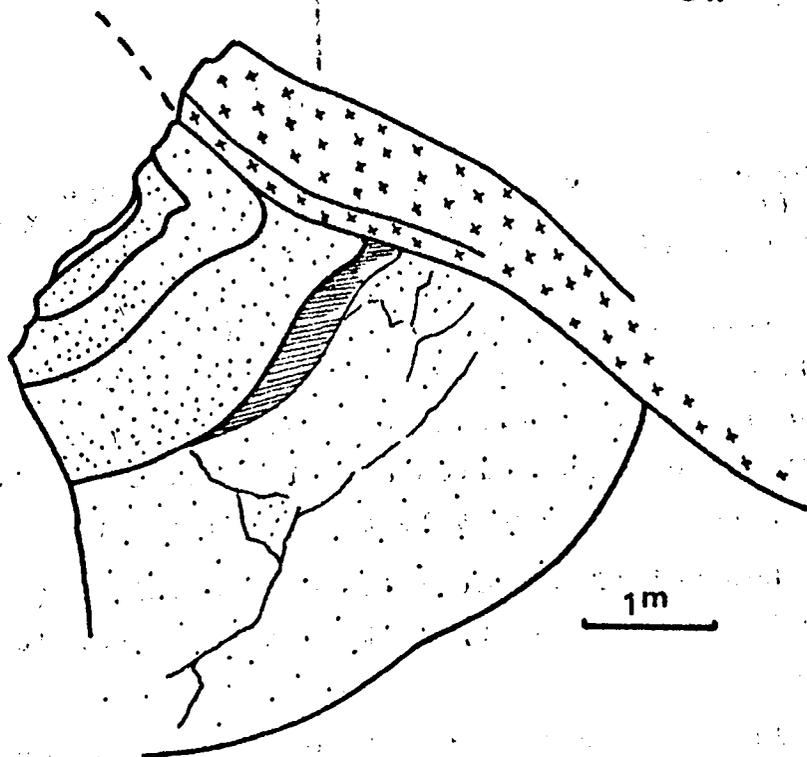


Fig. 47 a : Rebroussement des assises de quartzites (en pointillé) au contact de la faille F_0 (soulignée par une épaisse veine de quartz figurée ici par des croix) au point X = 93 Y = 81,4 (d'après un croquis de terrain).

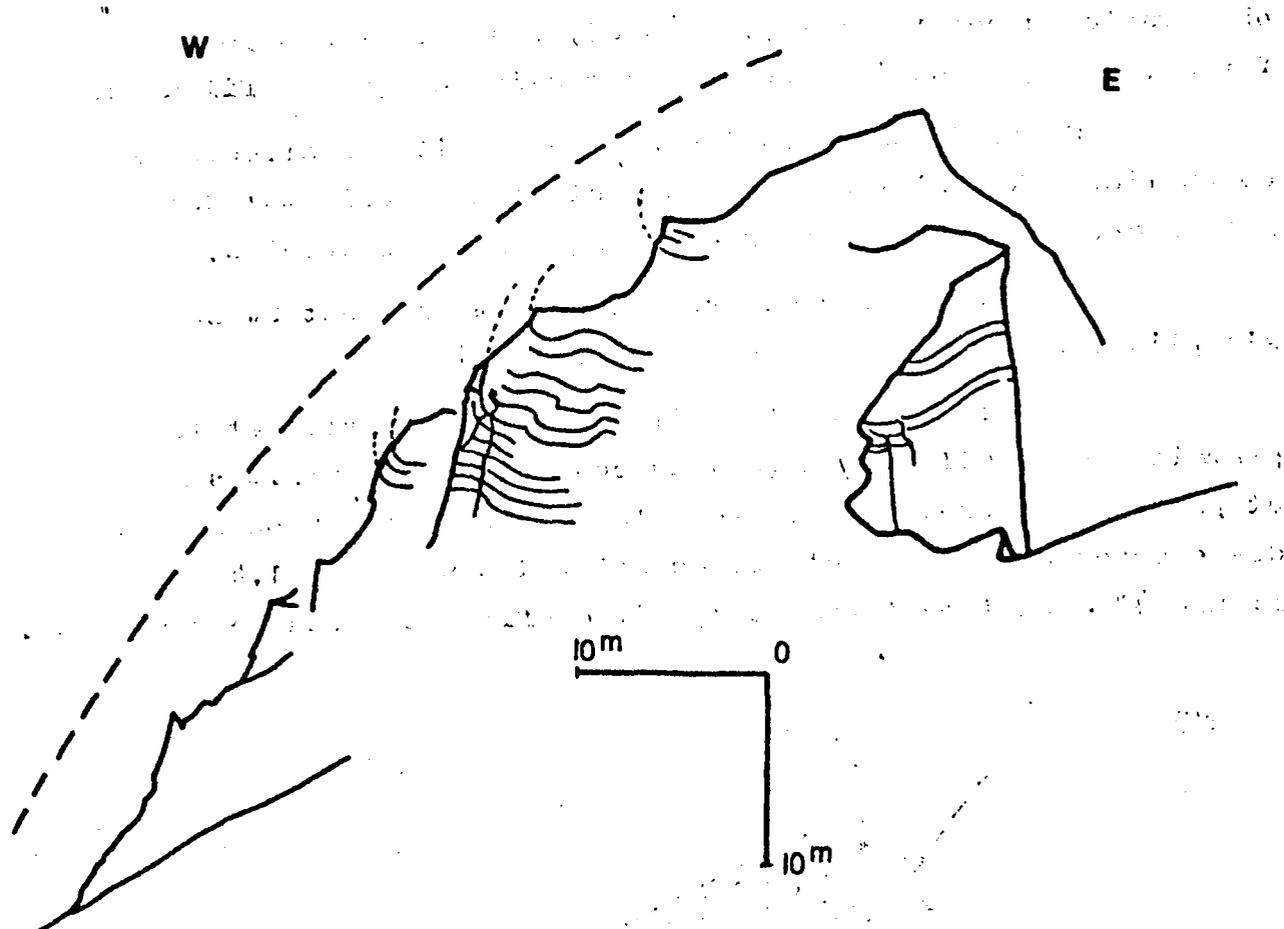


Fig.47 : Rebroussement des quartzites au voisinage de la faille F₉ (trace de son plan en tireté) au point X = 92,7 ; Y⁹ = 81,5 (d'après un croquis de terrain).

Vers le Nord, en revanche, (cf au point X = 91,7, Y = 82,5), ce sont les assises de l'extrême base de la formation Donald ou les couches de passage (Hcp) qui sont amenées au niveau des quartzites Hsb. La faille paraît donc, là, avoir joué en abaissant le compartiment SW.

Les relations entre les deux domaines (Nord et Sud) du compartiment occidental, sont oblitérées par le couvert superficiel.

Il semble qu'une faille normale transverse explique la configuration. Je n'ai pas observé sur le terrain, celle dont J.O. Wheeler (1963) avait supposé l'existence sur photos aériennes pour tenir compte de la difficulté de raccorder certaines failles du versant oriental des Dogtooth Mountains. Le

tracé rectiligne que révèlent les photos aériennes n'est vraisemblablement dû qu'à la limite des éboulis abandonnés à la fonte des neiges sous forme de petites moraines au bas des pentes.

En revanche, l'allure de la topographie et un décalage net de la faille principale au point $X = 92,8$ $Y = 81,4$ m'y font situer une faille transversale F'_7 de direction approximativement NE (sa continuité vers le NE n'est pas exclue car elle a pu échapper à l'observation dans les quartzites de la paroi orientale).

On remarquera que le jeu vertical de cette faille secondaire F'_7 , suffit à expliquer le décrochement apparent du tracé de la faille principale, dont le plan, rappelons le, pend vers le SW.

Il n'est pas nécessaire de faire appel à un déplacement horizontal. Même si l'on suppose celui-ci, le sens du déplacement correspondant montre que la faille secondaire ne peut pas expliquer le décalage de l'axe des plis précédemment décrits.

Une complication supplémentaire résulte de l'existence d'une seconde faille directionnelle (F_7), parallèle à la faille principale.

Cette faille est nettement visible dans le domaine Sud où la mylonite recristallisée fait saillie dans le paysage à la manière d'un mur. Son pendage est $N 40-70^\circ$; le redressement des couches à son voisinage immédiat reflète l'affaissement du secteur SW (représenté par les quartzites du Hamill supérieur) par rapport au secteur NW (schistes et psammites du Hamill moyen).

Dans le domaine Nord, au voisinage du point $X = 91,3$ $Y = 82,6$ se remarquent, dans les quartzites, deux domaines entièrement recristallisés qui y laissent supposer l'existence d'un accident cassant, F_6 , de direction également parallèle à celle de la "faille principale".

Le problème du raccordement de celui-ci aux autres

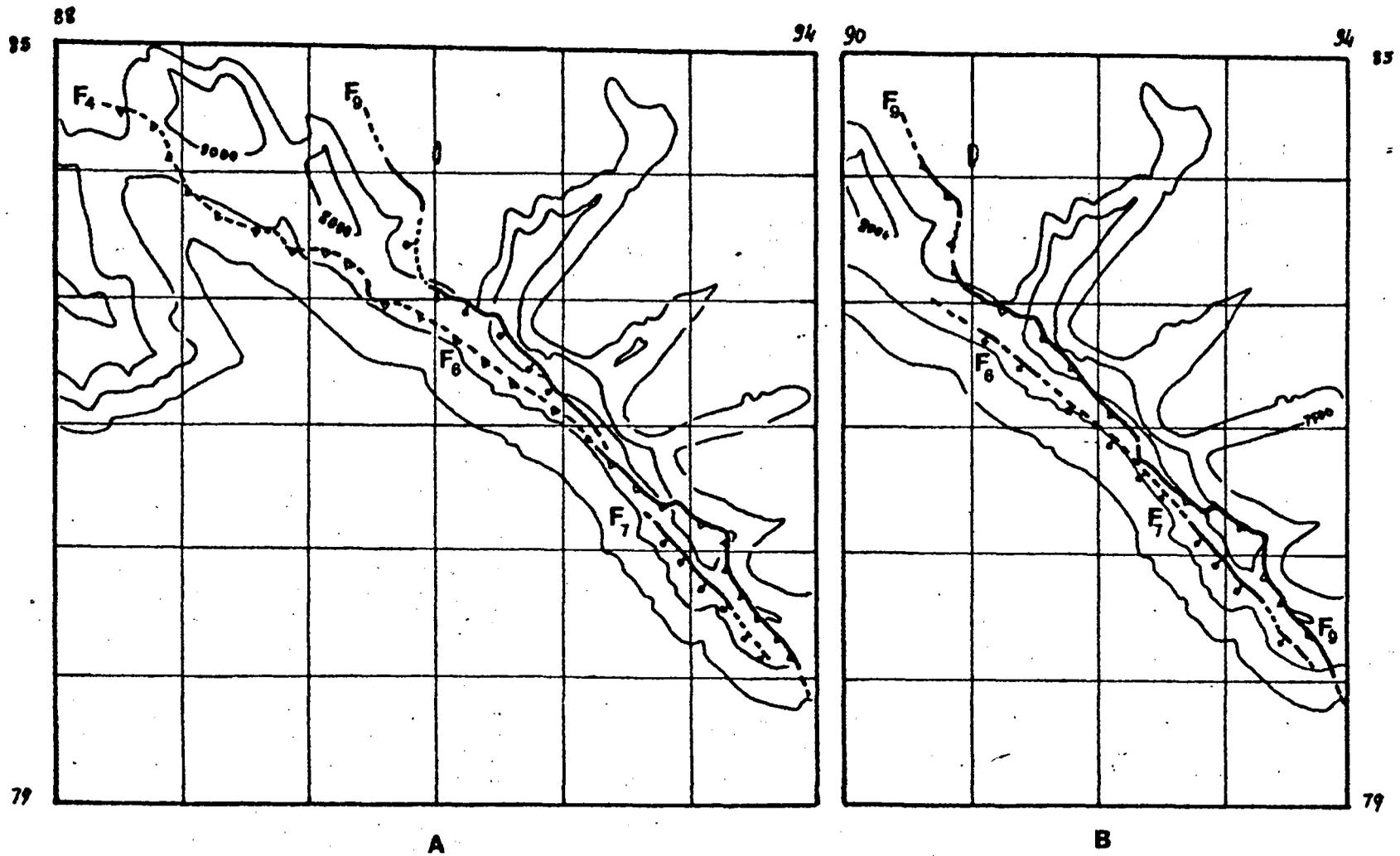


Fig. 48 : Deux hypothèses de raccordement des failles du domaine 2.

↗ : faille chevauchante

↘ : faille d'effondrement

Echelle 1/50 000, altitude en pieds

failles visibles est compliqué par le manteau de colluvions et d'éboulis.

Diverses hypothèses permettent d'expliquer la structure du compartiment occidental :

- la première (cf figure 48 A) est de considérer que la partie Sud de F_9 , l'accident F_6 , et l'une des failles F_4 , ou F_5 , ne constituent qu'une seule et même faille chevauchante, et que la portion Nord de la "faille principale" F_9 , est une faille d'effondrement indépendante ;
- la seconde est de réunir les accidents F_6 et F_7 , en une même faille d'effondrement et de considérer que l'explication de la structure du compartiment SW réside dans le jeu complexe de cet accident, combiné à celui des failles transverses.

Je retiens cette dernière hypothèse pour diverses raisons :

- d'une part, la position et l'alignement des zones recristallisées de F_6 , avec la faille directionnelle F_7 , suggère une parenté ;
- d'autre part, la situation particulière de la faille principale F_9 , au voisinage de la charnière du pli (qui, nous le verrons ensuite, ne paraît pas fortuite), la constance de son allure et de son inclinaison montrent une certaine unité de style des parties Nord et Sud de celle-ci. La convergence des deux accidents de nature différente en rendrait me semble-t-il moins bien compte.

Plusieurs solutions se présentent pour expliquer la disposition des assises du compartiment SW :

- 1) On peut supposer que le jeu de la faille principale F_9 , se soit accompagné d'une rotation (autour d'un axe sensiblement perpendiculaire au plan de la faille) et que le domaine Sud ait été chevauchant tandis que la partie Nord s'effondrait.

Cette hypothèse implique, de toute manière, une rupture entre les domaines Nord et Sud car dans ce domaine SW on passe, directement du Hamill moyen (au Sud) au Donald (au Nord), sans observer la transition, pourtant très puissante, du Hamill supérieur.

Cette possibilité n'est pas à exclure mais les données ne permettent pas de le prouver.

- 2) La faille principale F_9 , pourrait aussi, dans l'hypothèse d'un pli aussi fortement coiffé que ceux du domaine N° 1, avoir, en tronquant celui-ci, amené la formation Donald au contact du Hamill supérieur, lors d'une phase de chevauchement ; les relations actuelles des assises pour la partie Nord simulant un mouvement inverse (cf. figure 49). La faille principale aurait alors été chevauchante dans son ensemble et les relations actuelles entre les parties Nord et Sud du compartiment SW seraient dues à la faille transverse tardive F'_7 , observée au point $X = 92,8$ $Y = 87,4$.

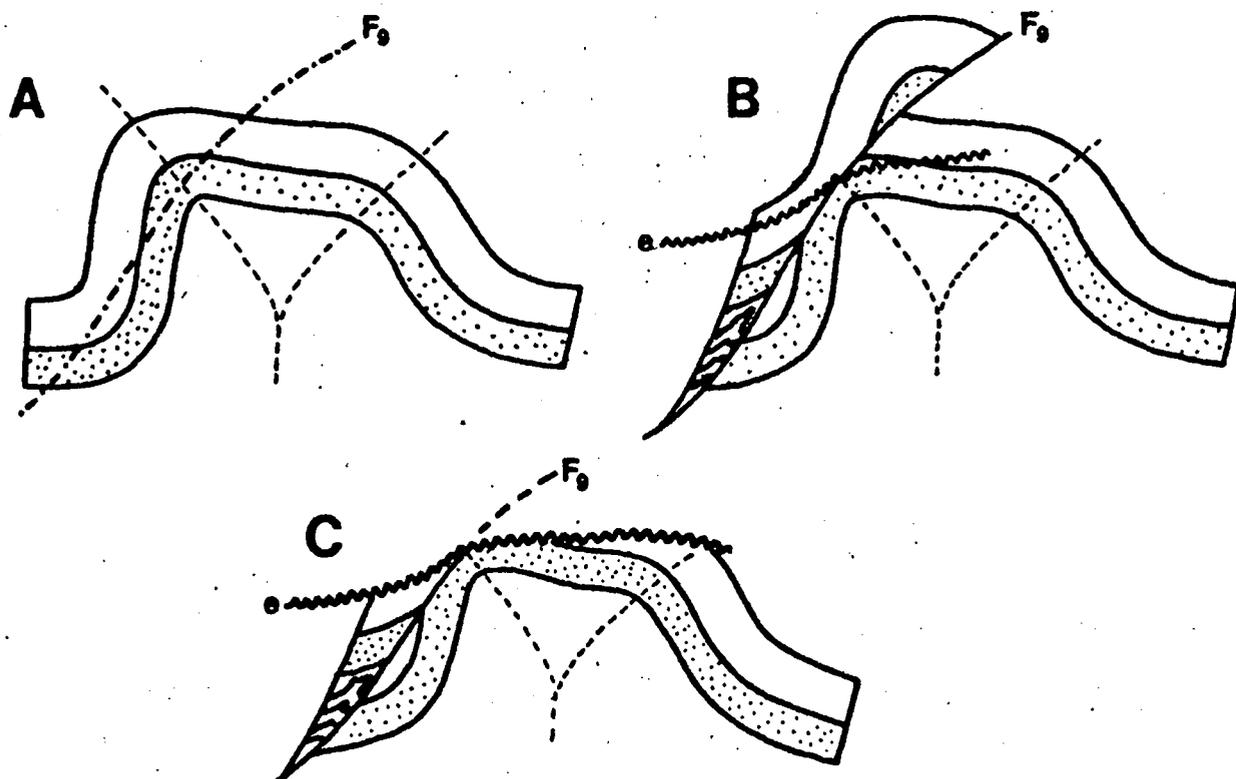


Fig. 49 : Schéma des relations entre les lèvres occidentales et orientales de la faille F_9 dans l'hypothèse d'une seule phase de mouvement et du coiffage du pli majeur. En blanc, le Donald ; en pointillé, le Hamill ; e = surface d'érosion actuelle - A, B, C : stades successifs.

- 3) La solution la plus simple, permettant d'expliquer les structures est donc de supposer que la faille principale ait initialement été chevauchante (ainsi que l'indique le rebroussement des bancs de quartzites du compartiment NW) mais ait rejoué en faille d'effondrement, du moins dans la partie située au Nord de la faille transverse F'_7 , lors d'une phase ultérieure (ce jeu a très bien pu concerner également la partie méridionale du compartiment, mais avec une amplitude plus réduite).

Nous verrons plus loin qu'il existe, ailleurs, d'autres exemples nets de ce phénomène.

REMARQUES :

- 1) A la pointe Sud du secteur examiné, la faille, F_8 , indiquée en pointillé, du point $X = 96,2$ $Y = 78,6$, au point $X = 98$ $Y = 77,6$ n'a pas été directement observée lors des itinéraires effectués sur la crête et le versant SW, mais déduite de la relation des unités lithologiques.

Son rôle est identique à celui de la faille secondaire directionnelle précédemment examinée ($F_6 - F_7$) dont elle représente peut être le prolongement.

- 2) Au Nord du point $X = 90,8$ $Y = 83,8$, on voit, par construction graphique (cf coupe géologique N° 3), que l'altitude de la projection sur le tracé de la "faille principale" F_9 , de la limite Hamill-Donald est plus grande pour la lèvre occidentale que pour la lèvre orientale. Au Nord de la faille transverse F'_2 , la faille principale, F_9 , semblerait donc conserver une allure chevauchante.

III 2.3. domaine N° 3 :

Le domaine N° 3 a été distingué afin de ne pas diminuer l'homogénéité du compartiment NE du domaine N° 2. Il comporte en fait, en majeure partie, le versant faillé de ce même anticlinal.

Au NE, une bande de schistes du Donald supérieur (cf para. II.2.2., 2.2., B. 2.1.) décrit une ondulation synclinale.

Le principal caractère de ce domaine N° 3, réside dans la nature des failles. Les deux plus occidentales (F_{10} et F_{11}) s'observent remarquablement sur les crêtes qui isolent les cirques glaciaires

Elles sont directionnelles et plongent d'une soixantaine de degrés vers le N 220° .

A la faveur de celles-ci, les séquences du Hamill supérieur et du Donald inférieur sont répétées et traduisent un affaissement de la lèvre respectivement la plus occidentale.

Cependant, le rebroussement, des bancs quartzitiques indique un jeu inverse. On retrouve là, le même phénomène que celui qui a été signalé à propos de la faille principale du domaine N° 2.

Il me paraît, en effet, difficile d'attribuer ce rebroussement des assises à des plis faillés, car ceci nécessite de faire appel à une géométrie complexe de plis en escalier très coffrés que rien ne laisse supposer vers la partie Sud, moins faillée du secteur examiné.

Ces failles F_{10} et F_{11} ont donc, elles aussi, eu au moins deux phases contraires de mouvement. Nous envisageons dans la suite leur chronologie.

Le NE du domaine est occupé par un synclinal déversé vers le NE, et que limitent deux failles directionnelles, F_{14} et F_{15} dont la position est déduite :

- pour la plus occidentale (F_{14}) de l'absence du niveau à Archéocyathidés et des calcaires gréseux entre les couches de passage (Hcp) et les schistes du Donald supérieur ;
- pour la plus orientale, (F_{15}) du contact Donald supérieur Hamill supérieur et de variations de pendage au point

X = 92,7 Y = 85,3, ainsi que de la présence d'un puissant filon de quartz à la limite des quartzites, localisé d'hélicoptère au point X = 94 Y = 83,8.

Cette faille n'a pas pu être suivie vers le SE.

La terminaison de la structure synclinale vers le point X = 95 Y = 82,3 n'a pas été observée à cause des dépôts superficiels et du couvert végétal. Il est possible qu'elle se fasse brutalement, à la faveur d'une faille transversale (pouvant être le prolongement de F₇, dont le rôle semble déterminant, dans l'interprétation de la structure du domaine N° 2). Mais, rien ne permettant d'appuyer solidement cette hypothèse, c'est celle, plus simple d'une terminaison périclinale, qui a été retenue.

A la limite Sud du domaine N° 3, une faille (F₁₂) recoupe très obliquement, tant la direction des plis antérieurs que celle des failles F₁₀ et F₁₁, précédemment décrites.

Son extrémité Nord tend à redevenir parallèle à celles-ci et se raccorde vraisemblablement à l'une des failles F₁₃ (au point X = 93,8 Y = 82,5), F₁₄, ou éventuellement F₁₅. Mais ces relations n'ont pas pu être précisées sur le terrain, en partie à cause du couvert de la zone considérée, mais aussi en raison de l'impossibilité matérielle, déjà évoquée, de revenir effectuer certaines vérifications.

Vers le SW, F₁₂ peut être approximativement localisée, puis se perd sous les éboulis. La faille transversale F₈, très nette dans le paysage, ne paraît pas la recouper.

III.2.4. Domaine N° 4 :

Ce domaine comporte l'essentiel de la retombée orientale des Dogtooth Mountains. On n'y observe qu'un seul ensemble lithologique : les assises quartzitiques roses du sommet du Kamill supérieur.

Les failles directionnelles situées au Nord de ce

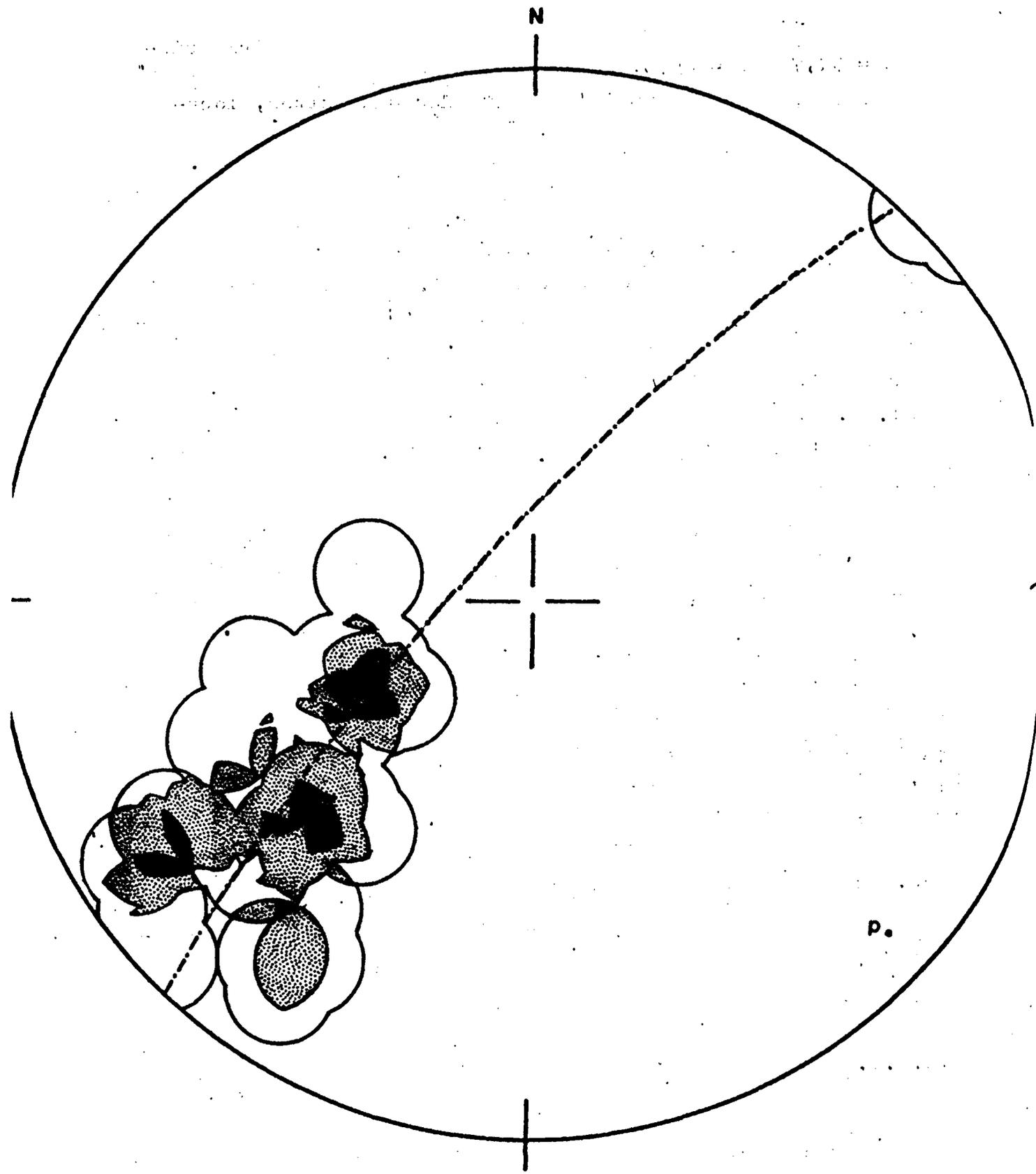


Fig. 50 : Répartition de 28 pôles de stratification du domaine 4. Contours 1, 3 et 5 points par 1 % d'aire, maximum 7 points.
p = pôle du grand cercle correspondant à cette répartition (= plongement de la structure).

domaine, se poursuivent peut être ici, mais n'ont pas été décelées. Il n'était cependant guère pratique de subdiviser ce domaine N° 4 sur des critères hypothétiques.

Sur le diagramme de la figure 50, sont reportées les indications de pendage relatives à la stratification. On remarquera que ce diagramme est tout à fait comparable à celui qu'avait fourni le domaine N° 2. Il traduit, pour la surface du pli, une allure globalement cylindrique (répartition de la majorité des points suivant un grand cercle du canevas) mais légèrement conique dans le détail (on note un évasement de la concentration des pôles vers l'extérieur du diagramme, soit une répartition de certains d'entre eux suivant de petits cercles).

La médiocre homogénéité du domaine peut être responsable de cette dernière particularité. Mais il semble plus simple d'admettre qu'ici, comme dans le domaine N° 2, ce sont les caractères des plis mésoscopiques légèrement coniques, qui transparaissent. On notera aussi pour ce domaine N° 4, que la position du grand cercle sur lequel se regroupent les pôles, indique pour la surface plissée un léger plongement axial N. 312-10°. Ceci est soit dû à une faible variation de forme du pli, soit l'effet d'une rotation de l'ensemble du domaine N° 5 autour d'un axe subhorizontal, normal à sa direction, à laquelle diverses failles directionnelles (de F₁₀ à F₁₇) peuvent avoir participé.

Deux autres types de déformations se remarquent dans les quartzites du domaine N° 4. Ce sont, d'une part des joints de tension disposés en échelon, d'autre part divers réseaux de diaclases. Les uns et les autres seront examinés de manière détaillée dans la suite (para. III.3.1.3. et III.3.1.4.).

Un problème subsiste : celui de la faille F₁₆ qui limite ce domaine à l'Est. Sa présence, indéniable sur la presque totalité du flanc oriental du massif examiné, est déduite de la brutalité du passage des quartzites Hss aux schistes Ds. L'intense recristallisation des quartzites au point X = 96,4 X = 81,7, lui est vraisemblablement attribuable.

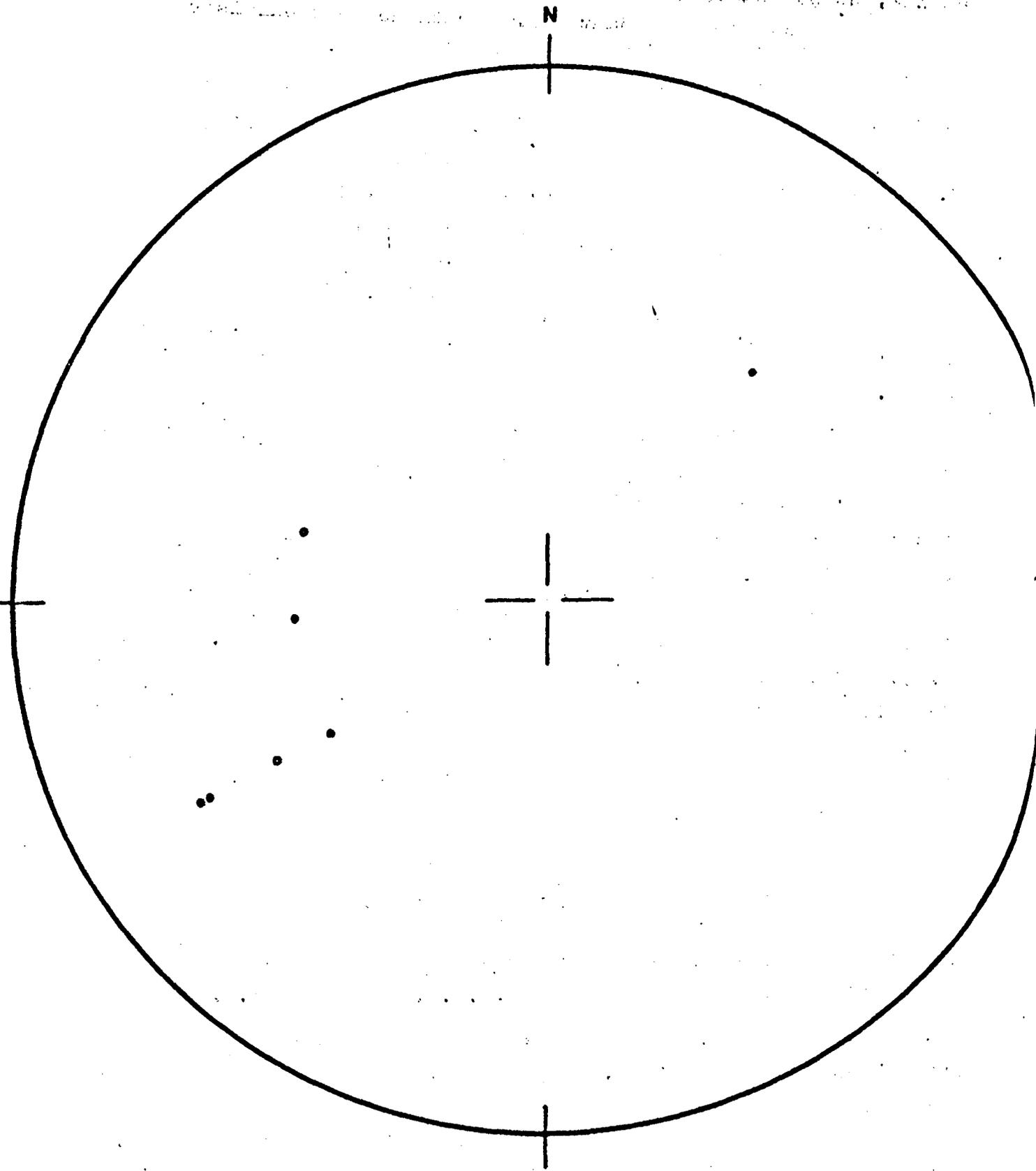


Fig. 51 : Système pôles de stratification du domaine 5.

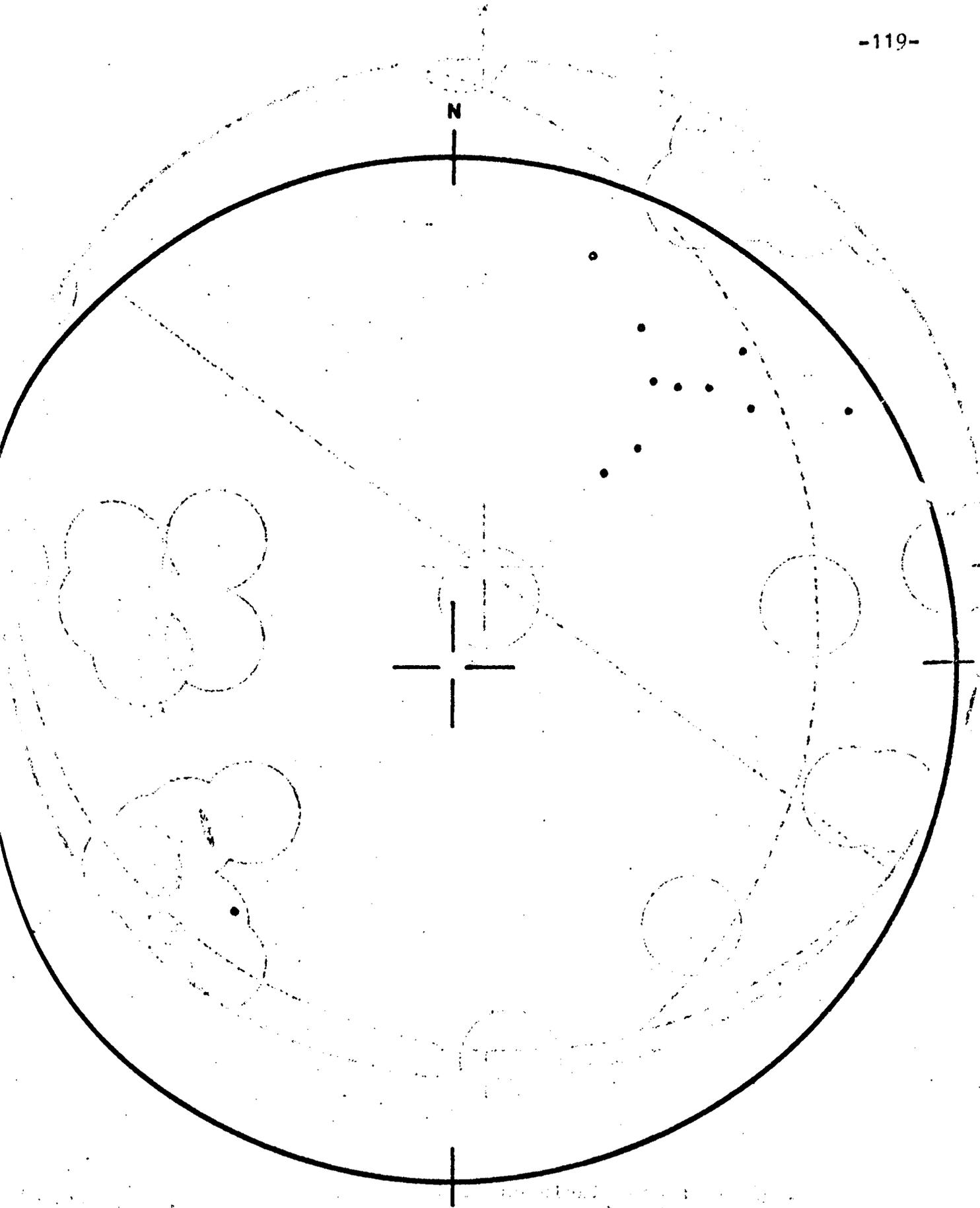


Fig. 52 : Répartition de 11 pôles de schistosité de flux du domaine 5.

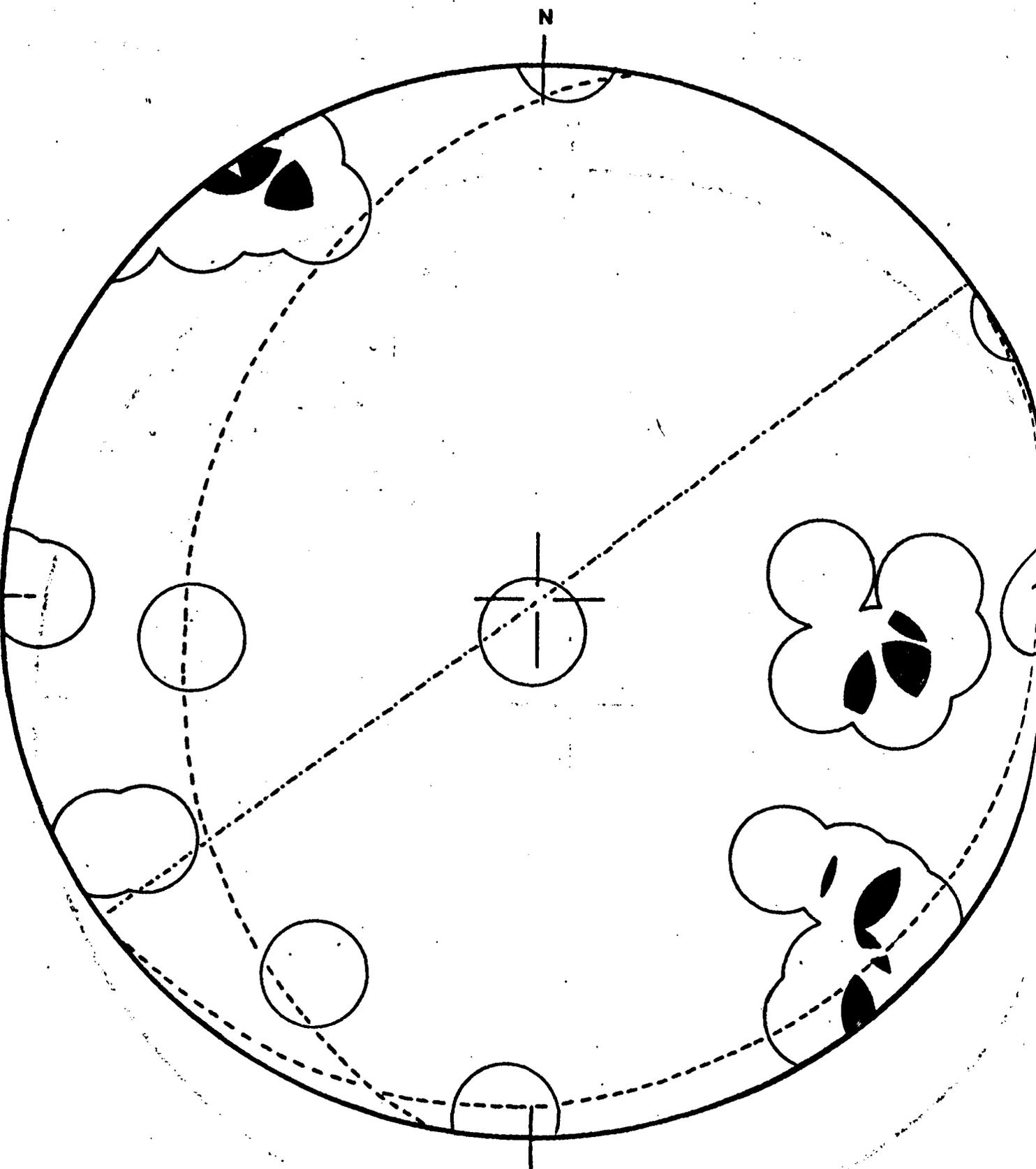


Fig. 53 : Les diaclases du domaine 5.
 24 pôles ; contours 1 et 3 points par 1 % de l'aire
 maximum 3 points.

--- : plans moyens de deux réseaux conjugués,
 -.- : orientation préférentielle d'un troisième
 réseau.

Plus au Nord, cette faille s'infléchit légèrement vers l'Ouest. P. Simony et G. Wind la décrivent alors comme un chevauchement très net, sous le nom de "Cirque Creek Fault".

Ici, aucun argument d'ordre géométrique ne me permet d'en établir la nature. Vers le SE du terrain, au point $X = 98,9$ $Y = 77,9$, des assises schisto-gréseuses peuvent correspondre à un faciès de la base de la formation Donald. Peut-être alors la faille de "Cirque Creek", voit-elle son amplitude diminuer vers le Sud, pour s'amortir à ce niveau ? Seules des observations plus méridionales encore, pourraient le préciser.

III.2.5. Domaine N° 5 :

J'ai fait, de l'étroite bande de Donald que limitent les failles de "Cirque Creek" et de Purcell", un domaine distinct.

Il s'agit d'un secteur très couvert qui, par conséquent, ne laisse entrevoir que peu de ses particularités.

Les assises, de direction NNW, pendent essentiellement vers l'ENE (cf le diagramme de la figure 51), mais présentent vraisemblablement des plissements (on remarquera sur ce diagramme que l'une des mesures correspond à un pendage contraire).

La schistosité de flux est bien développée dans ces séquences pélitiques du Donald supérieur, et dans son ensemble, elle pend fortement vers le SW (cf figure 52).

Dans ce domaine, se remarque aussi la superposition de plusieurs réseaux de joints. Deux ensembles nettement conjugués sur le terrain, et une troisième orientation préférentielle ont été représentés sur le diagramme de la figure 53 par la trace de leur plan moyen. Leurs relations avec les structures majeures sont problématiques et discutées dans le para. III.3.I.4,

La faille de Purcell, à laquelle on accorde une importance primordiale dans la structure de l'ensemble des Dog-

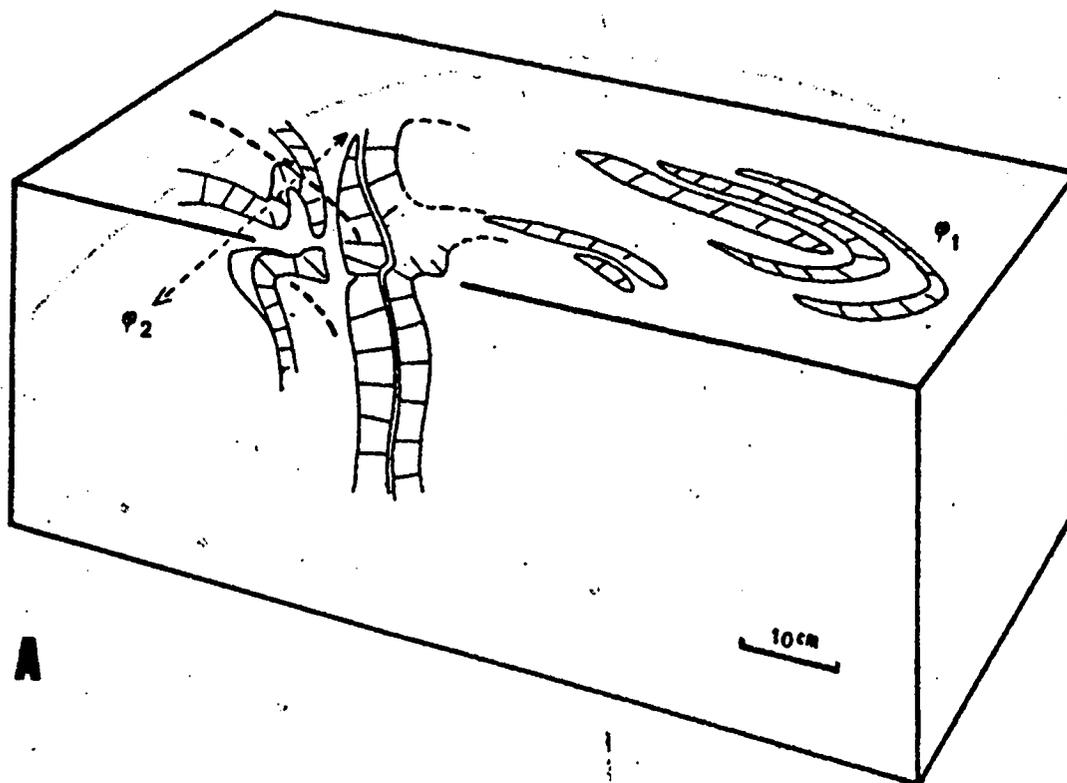
tooth Mountains, n'a jamais été directement observée. Son tracé est extrapolé à partir de diverses observations ponctuelles, et rien dans le secteur considéré ne permet d'y voir un important contact anormal plutôt qu'une faille ou un relai de failles normales.

Son existence est certaine, car la séquence de Donald n'apparaît pas dans sa totalité dans ce domaine ; mais ce n'est qu'en m'appuyant sur les travaux de P. Simony et G. Wind, plus au Nord, que j'ai fait de cette faille un contact majeur.

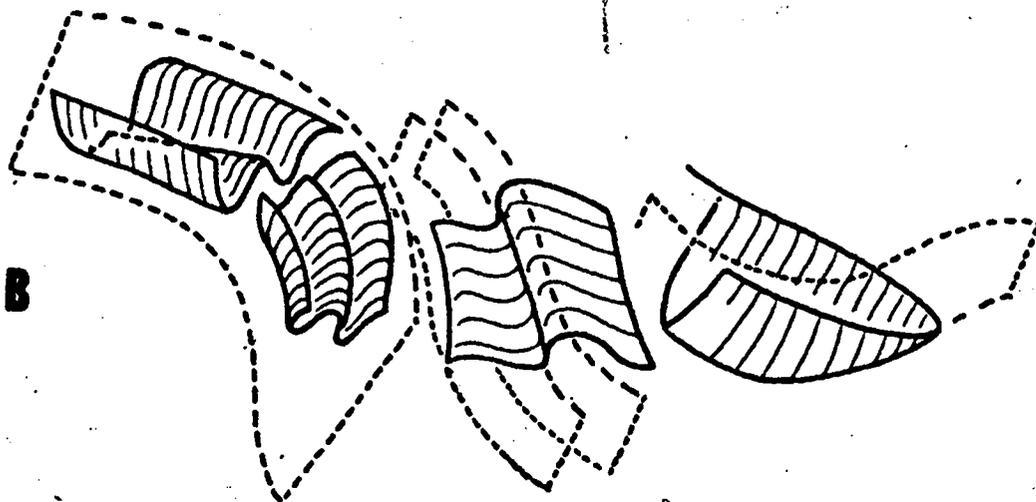
III.2.6. Domaine N° 6 :

Ce domaine que j'ai limité à l'Est au sentier forestier du pied des Dogtooth Mountains et vers l'Ouest à la faille "Purcell" est celui des schistes de Canyon Creek et de Mac Kay. Il est comme le précédent, couvert par une forêt dense ; j'ai évoqué, dans le paragraphe précédent, le problème de la faille Purcell (F₁₇), et discuté dans l'étude stratigraphique du Cambrien moyen et supérieur (cf para II.22.3), le fait que celle-ci pouvait avoir entièrement tronqué les séries d'Ottertail et de Chancellor ; le pendage de la faille Purcell a été évalué à environ 35° vers le SW dans la partie Nord des Dogtooth Mountains par P. Simony et G. Wind (1970 p. 45) qui en font un contact tectonique majeur.

Dans les séquences pélitiques et carbonatées se remarquent des plis mineurs d'allure très souple associés à la schistosité de flux, mais replissés suivant une direction N 220° (cf figure 54). Dans les ensembles uniquement schisteux, les relations angulaires de la schistosité de flux et de la stratification (soulignée par le rubanement sombre évoqué dans le para. II.22.31) indiquent, là aussi, l'existence de plissements nombreux. Cependant, le fauchage superficiel des assises rend inutilisables beaucoup de ces mesures. Sur le diagramme de la figure 55, n'est donc reporté qu'un nombre restreint de valeurs significatives.



A



B

Fig. 54 : Plis mineurs de première phase (ψ_1) repris par des ondulations de seconde phase (ψ_2) dans des schistes à amygdales calcaires du domaine 6.

A - Allure tridimensionnelle des plis, d'après un croquis de terrain.

B - Tectonogramme correspondant ; les surfaces axiales des plis de première phase sont figurées schématiquement par des tirets.

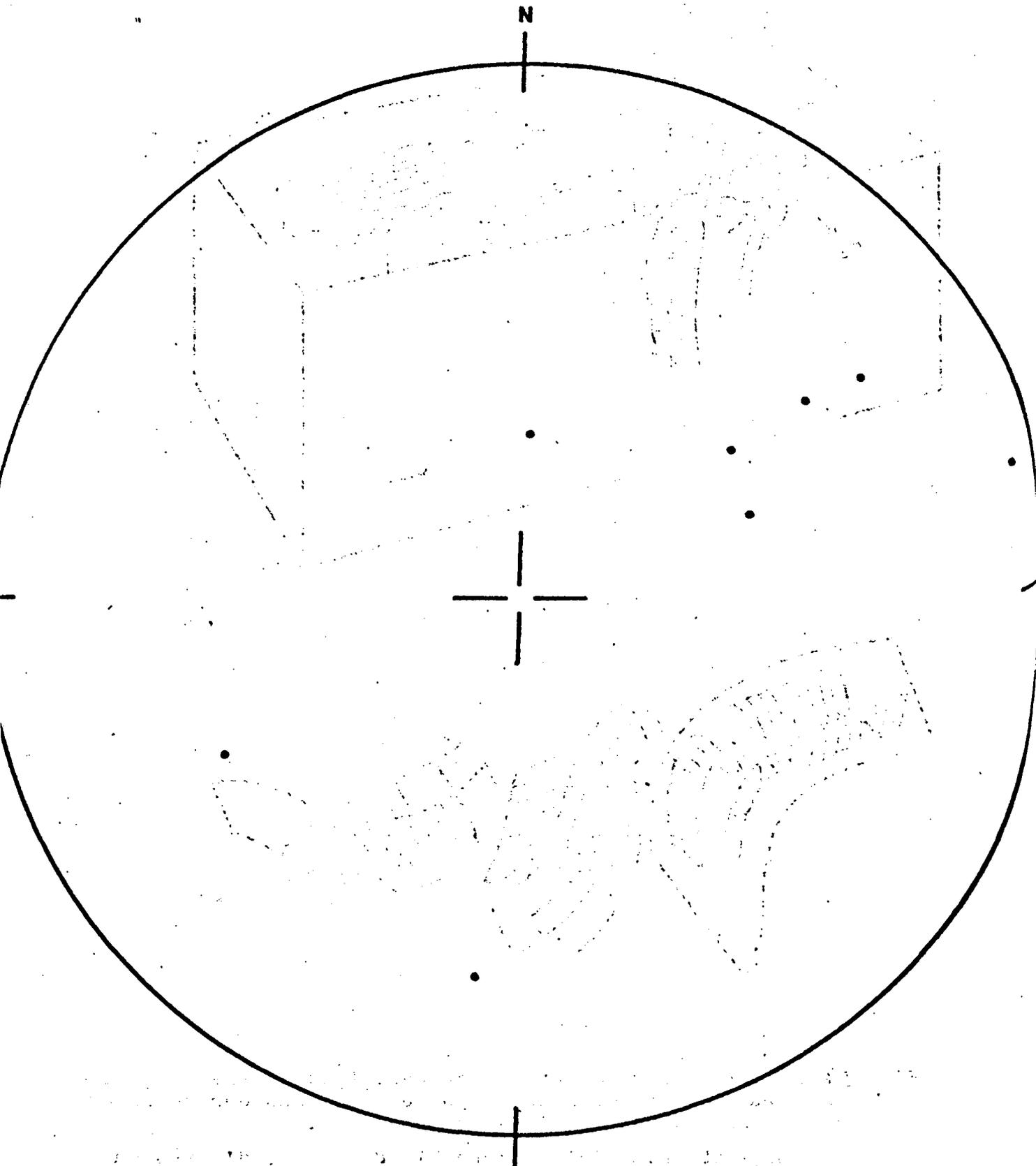


Fig. 55 : Répartition de huit pôles de stratification du domaine 6.

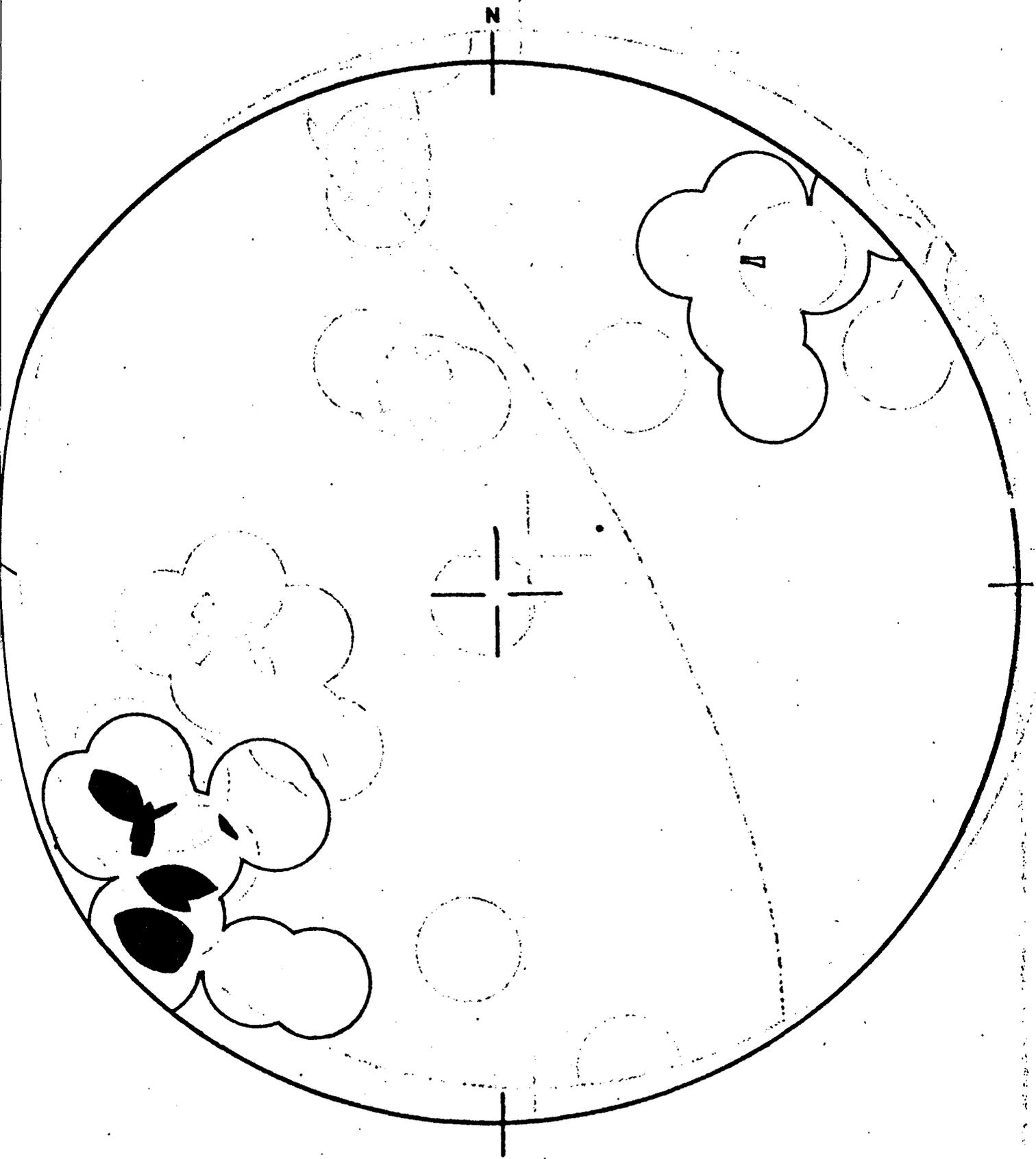


Fig. 56 : Répartition de 20 pôles de schistosité de flux du domaine 6.
Contours 1 et 4 points par 1 % d'aire, maximum 5 points.

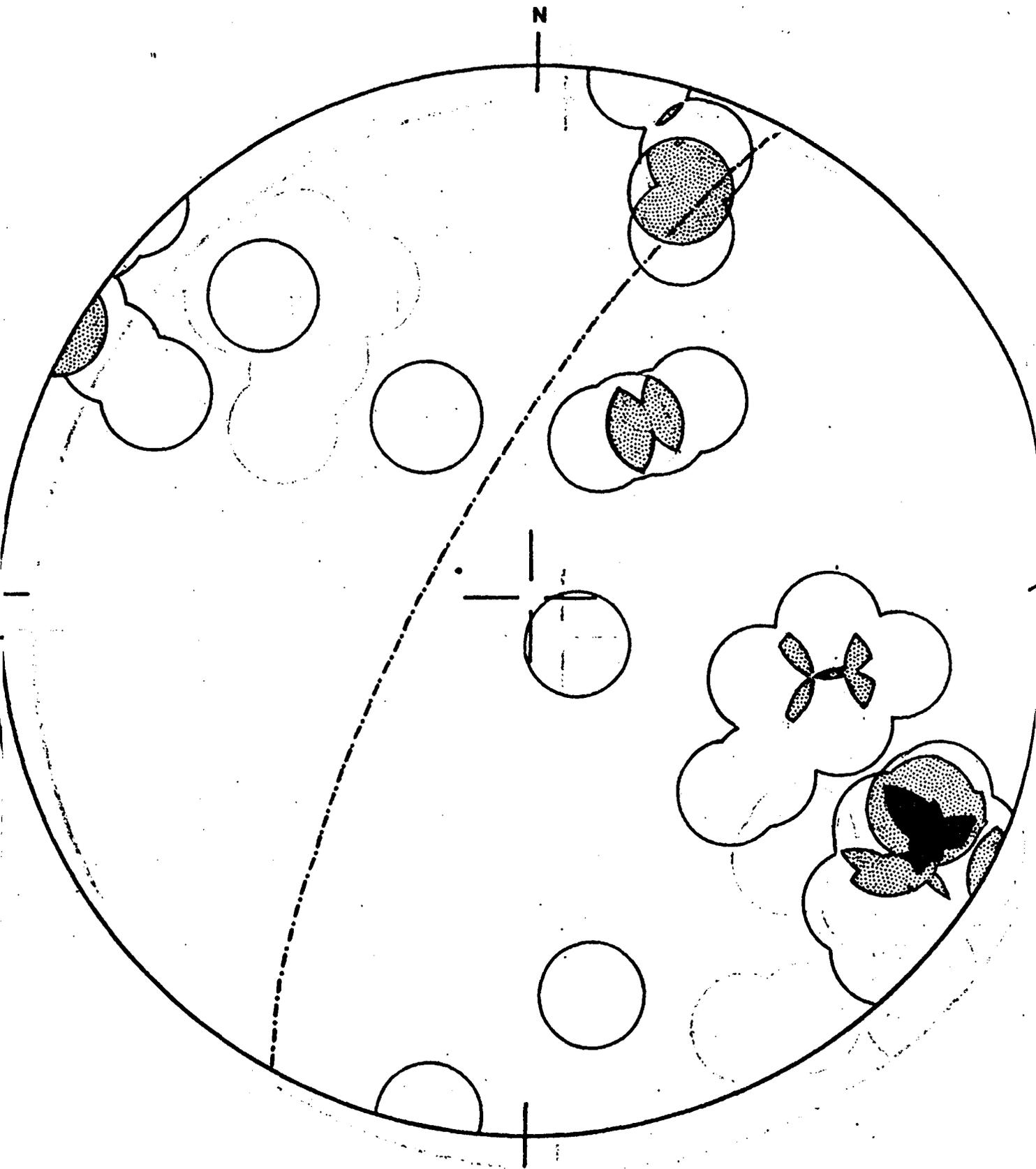


Fig. 57 : Les diclases du domaine 6.
32 pôles. Contours 1, 3 et 5 points par 1 % d'aire.
Maximum 7 points.
-.- : plan moyen du réseau de densité maximum.

La figure 56, nous montre, pour la schistosité de flux, qui est très redressée, une direction préférentielle, proche de N 315°.

La superposition de diaclases d'orientations variées rend leur interprétation difficile. On retrouvera toutefois sur la figure 57 et comme pour le domaine N° 5, la nette direction préférentielle NNE d'un réseau dominant de fort pendage.

De nombreux plis mineurs "en genoux" ("Kink Folds") se remarquent dans les séquences schisteuses du domaine N° 6. Ils feront l'objet d'un examen plus détaillé dans le par.

III.3 Mésostructures et microstructures :

Après avoir survolé chacun des domaines du secteur d'étude et entrevu l'ensemble de leurs caractères structurologiques, nous allons nous attacher maintenant à l'examen plus approfondi de types particuliers de structures mineures. L'intérêt de ces dernières est d'apporter un complément aux informations fournies par les grandes structures en précisant certains processus de déformation ou l'orientation des contraintes à l'intérieur des domaines définis, en apportant des éléments nouveaux de comparaison entre ces divers domaines et en permettant enfin d'établir une meilleure chronologie des phénomènes.

III.3.1. Les mésostructures :

III.3.1.1. Plis mineurs "en genoux" ("Kink Folds") :

Les schistes ardoisiers du groupe Horsethief Creek, dans le domaine 1, et ceux de la formation Canyon Creek du domaine 6 sont affectés de réfractions brutales de la schistosité au long de plans subparallèles, distants de quelques cm à plusieurs dm. Ainsi entre deux domaines où la schistosité garde la même orientation, s'observent de petits monoclinaux limités par les plans axiaux d'un couple de plis "en genoux" de sens opposé (cf fig. 58 et 59).

De telles structures ont été abondamment décrites dans la littérature sous les noms de "Strain Bands", "Knick Zones", "Kink Bands" ou encore "Joint Drags". Certains agencements particuliers leur ont valu d'autres appellations ; c'est ainsi que, si les plis sont symétriques et à flancs d'égale longueur, on parle de "plis en chevrons" et si les plans axiaux sont inclinés l'un sur l'autre, de "plis conjugués" ("conjugate folds") etc...

J'utiliserai pour cette description le terme de "Kink Band" pour désigner le compartiment limité par un couple de plans axiaux, et celui de "Kink Fold" pour le pli lui-même.

1. Morphologie générale :

Dans les exemples observés, la schistosité de flux primaire ("slaty cleavage") est affectée de plis anguleux, sem-

.../...

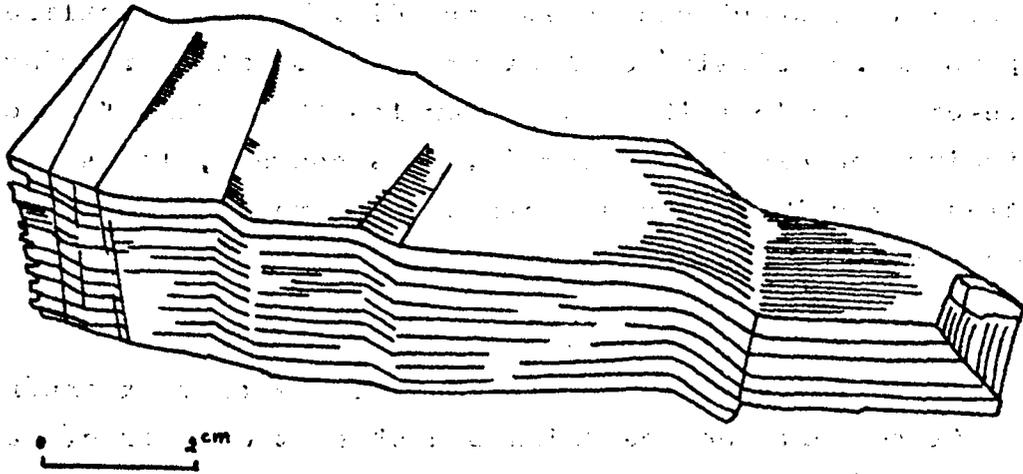


Fig. 58 : "Kink Bands" dans un échantillon de schiste
basal de Canyon Creek.

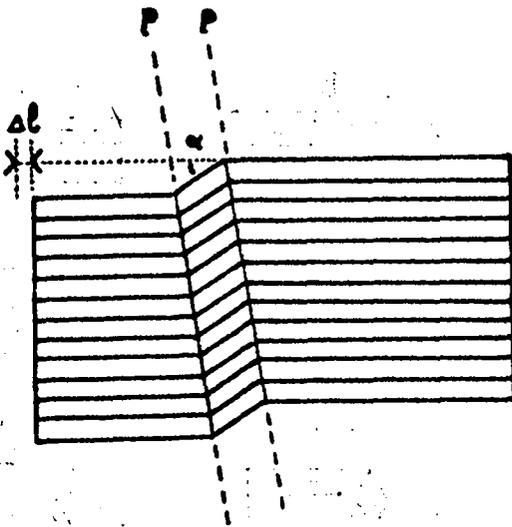


Fig. 59 : Profil schématique d'un "Kink Band"

- α : déviation interne des feuillets
- Δl : raccourcissement correspondant
- p : plan axial

blables, aux surfaces axiales planes, parallèles ou subparallèles, très rapprochées (quelques centimètres à quelques décimètres) et à pendage généralement fort.

Pour chacun des plis, la courbure des surfaces de schistosité se concentre au voisinage du plan axial ; les flancs du pli gardant, eux, leur allure plane. La charnière est soit très anguleuse, soit arrondie. Elle se localise dans le plan de schistosité de flux primaire ou alors fait avec celle-ci un angle faible qui, pour les "Kink Bands" du domaine 6 atteint une dizaine de degrés. Très souvent, les surfaces axiales des plis sont des zones de rupture fréquemment soulignées par de minces veines de calcite.

2. Mode de formation :

De toutes les descriptions et des travaux expérimentaux, il ressort que les "Kink Bands" sont des structures intimement liées à l'anisotropie planaire des matériaux. Celle-ci pouvant être un litage, une foliation, une schistosité.

Pour en expliquer la genèse on a fait appel à divers processus (cf. J. G. Ramsay, 1969, p. 452) :

- soit à un simple cisaillement (fig. 60 a),
- soit à une rotation locale des feuilletts (fig. 60 b).

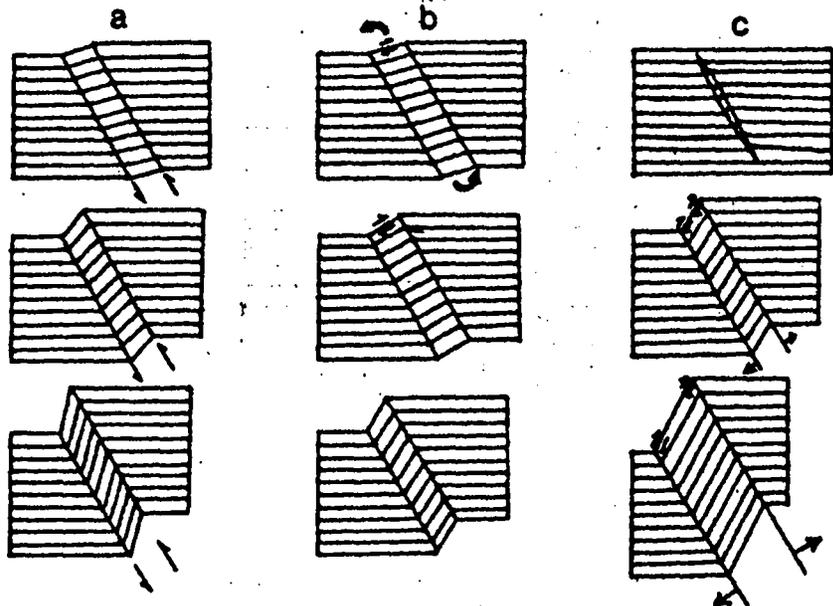


Fig. 60 : Modèles géométriques de développement d'un "Kink Band" d'après J. G. Ramsay, 1967.
Légende dans le texte.

- soit encore au développement d'une inflexion mineure initiale de ces derniers, suivie d'une migration latérale des plans axiaux, qui garderaient cependant une orientation constante dans l'espace (hypothèse de M.S. Paterson et de L.E. Weiss, 1966): fig. 60 c.

Cette possibilité rend compte de la terminaison en biseau de certains "Kink Bands" ; elle implique que la propagation de ceux-ci nécessite cependant une rotation initiale des plans axiaux. Le simple schéma de la fig. 61 montre parfaitement que pour passer de la position A à la position B, l'inclinaison du plan axial doit varier dans l'espace.

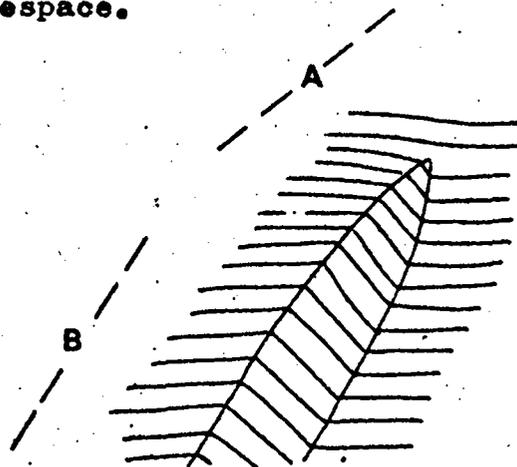


Fig. 61 : Terminaison en biseau d'un "Kink Band".

A l'hypothèse d'une genèse par simple cisaillement, J.G. Ramsay (1967) objecte que, contrairement au schéma classique où l'angle aigu des surfaces, voisin de 90° a pour bissectrice la contrainte maximale, c'est ici l'angle obtus qui la contient (la direction de compression maximum étant celle du raccourcissement).

F.A. Donath (G.S.C., paper 68-52) tire de ses expériences les résultats suivants :

- Les travaux expérimentaux ne rendent pas compte de la migration latérale des plans à laquelle fait appel l'hypothèse de M.S. Paterson et L.E. Weiss (F.A. Donath, p. 286).

- Dans les expériences réalisées, les plans axiaux, une fois formés, gardent une orientation et une position pratiquement constantes, et ceci indépendamment de la pression confinante, de la déformation totale ou des complexités de développement des "Kink Bands". La valeur moyenne de l'inclinaison de ces plans est de $47^{\circ}5$ (F.A. Donath, pp. 277, 386 et 287).
- Bien que l'inclinaison moyenne des plans axiaux soit proche de celle de plans de cisaillement maximum, cette hypothèse d'un cisaillement est écartée en faveur d'une rotation des feuillets que rend possible leur glissement différentiel à l'intérieur du "Kink Band".

La rotation se poursuit jusqu'au moment où l'angle des feuillets externes et du plan axial devient identique à celui que font les feuillets internes du Kink Band avec de même plan axial. A ce stade, le glissement des feuillets n'étant plus possible, la structure est "bloquée". Si la déformation se poursuit, un nouveau "Kink Band" se développe ailleurs, ou alors il y a rupture et apparition de surfaces secondaires de glissement à l'intérieur du "Kink Band", ou encore il s'y produit un étirement et un amincissement des feuillets (cf. F.A. Donath p. 255).

3. Classification :

J.F. Dewey (1965) classe les "Kink Bands" en quatre catégories (cf fig. 62).

- A. Les "Joint Drags" sont des "Kink Bands" inverses dont les surfaces axiales peuvent être le site de microfailles.
- B. Les "Segregation Kink Bands" sont des "Kink Bands" inverses (1) qui se développent par un mécanisme de fle-

(1) On appelle "Kink Bands" normaux ceux dont l'inclinaison et le pendage du plan axial sont conformes, et "Kink Bands" inverses ceux où l'inclinaison et le pendage du plan axial sont opposés.

xure. La discontinuité n'est pas alors localisée dans le plan axial mais entre les feuillets internes, dont l'écartement provoque une augmentation de volume. Ces vides sont remplis par des minéralisations.

C. Les "Pelitic Strain Bands" sont généralement des structures de petite échelle qui forment de fines crénulations dans les pélites arénacées. Le flanc court des plis subit une réduction de volume par migration de la silice vers le flanc long. Le "Kink Band" (= flanc court) reste alors uniquement pélitique.

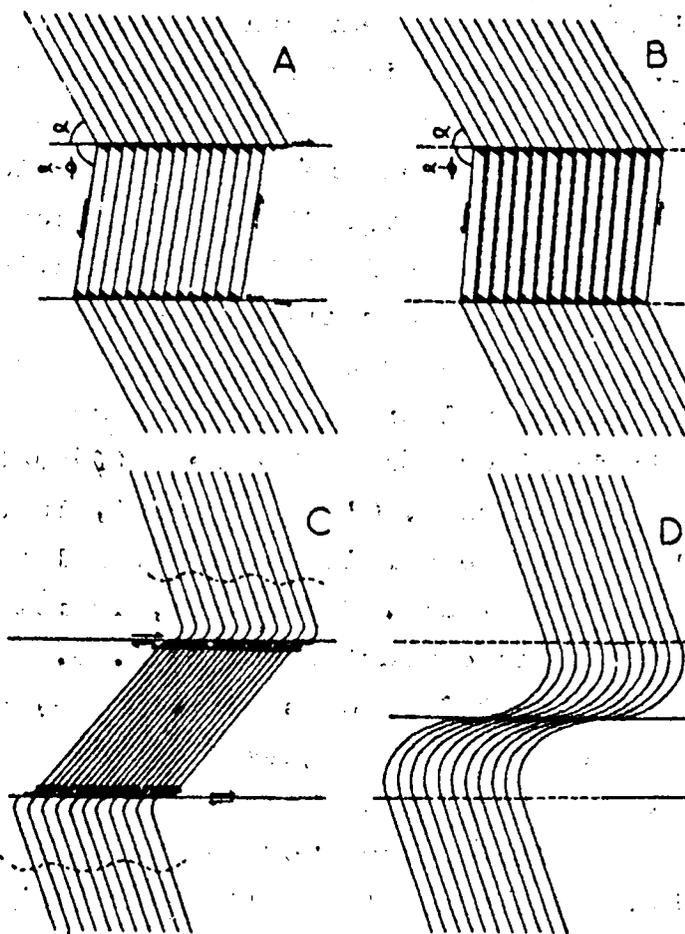


Fig. 62 : Les catégories de "Kink Band" d'après J.F. Dewey.

D. Les "Shear Kink Bands" ne montrent pas de plans axiaux définis, mais présentent une microfaille médiane. Les feuillets engendrent des plis arrondis. Cette variété existe à toute échelle. Si les plans sont très rapprochés, ils engendrent la crénulation (= schistosité de fracture).

Remarques :

1. Seuls les deux premiers types présentent les caractères morphologiques des structures décrites ici comme "Kink Band". Le 3ème type n'a pas été observé, le 4ème est la crénulation déjà évoquée dans le paragraphe III.2.1, et qui ne sera pas l'objet d'une étude détaillée.
2. Avant d'aborder l'examen des "Kink Bands", je soulignerai l'importance de leur étude théorique ; car au vu des divers travaux, il est clair que ces structures peuvent apparaître dans des conditions très variées. Il existe donc un problème de corrélation des "Kink Bands" examinés. Une difficulté majeure me paraît aussi exister dans le fait que les avis divergent sur la position dans l'espace des plans axiaux, car si celle-ci varie au cours du développement de la structure, quelle valeur pouvons-nous accorder à la comparaison de domaines géographiques différents ? Le problème paraît insoluble. C'est pourquoi, la constance de l'inclinaison que paraissent montrer les expériences, me paraît capitale. Evidemment, la rotation des plans axiaux de la démonstration de M. S. Paterson et L. E. Weiss est peut être dans certain cas, effective. J'ai observé dans les Montagnes Rocheuses, plusieurs exemples de terminaison en biseau des "Kink Bands", identiques à celle de leur modèle théorique. Néanmoins, la rotation correspondante se limite à l'extrême pointe de la structure, là où elle semble se propager à la manière d'une fissure. Ailleurs, où le "Kink Band" est bien développé, l'orientation des plans axiaux paraît fixe, fait qu'ont aussi souligné M. S. Paterson

.../...

et L.E. Weiss. Comme les orientations mesurées dans ce travail concernent des "Kink Bands" bien développés, et non pas leurs extrémités effilées, je pense que l'on peut leur accorder une valeur significative,

4. Les "Kink Bands" dans les différents domaines :

Domaine N° 1 :

Dans le domaine N° 1, les schistes ardoisiers noirs, attribués à la formation Donald, au point X = 87,1 ; Y = 84,8, et ceux du groupe Horsethief Creek, qui affleurent largement au voisinage, présentent des groupements de "Kink Bands" à regard SE, dont les surfaces axiales plongent vers le NW.

L'orientation de celles-ci, comme je l'ai déjà signalé dans le paragraphe III.2.1., paraît être parallèle à celle d'une crénulation plus fine (schistosité de fracture), associée à des plis mésoscopiques qui affectent la schistosité primaire.

Les deux types de déformation ont été observés au voisinage l'un de l'autre, respectivement dans des assises différentes, mais il ne m'a jamais été possible de les reconnaître associés dans la même, malgré un examen attentif dans cette intention.

Au point X = 86,8 ; Y = 84,8, il semble en effet que la présence de "Kink Bands" se limite aux schistes ardoisiers fins, tandis que les niveaux plus riches en particules quartzeuses ne présentent plus que la fine crénulation.

L'intérêt de ces observations est de deux ordres :

1. - En tout premier lieu, elles permettent d'aborder le problème des relations entre les structures et celui de leurs conditions de formation.

Le fait que la crénulation et les plans axiaux de "Kink Bands" aient même orientation suggère une origine commune. Comme la crénulation paraît l'effet de cisaillements, on peut penser qu'il en est de même pour les "Kink Bands".

Mais nous nous heurtons là aux observations formulées dans le paragraphe III.3.1.2. (mode de formation). Il ne semble pas que, même s'il existe un lien génétique, il faille nécessairement chercher celui-ci dans un cisaillement. En effet, les plis mésoscopiques de seconde phase ne sont pas uniquement des plis semblables, dus au glissement relatif des feuilletts de la crénulation ; un certain raccourcissement paraît leur être associé.

Les indices de ce raccourcissement sont :

- le fait que les bancs gréseux intercalés dans la séquence péritique du Donald et divers "filons" carbonatés schistosés de l'"unité schisteuse inférieure" du Horsethief Creek soient pris dans des plis de phase II sans en présenter la crénulation (de tels plis seraient donc en partie flexuraux).
- l'ouverture de fractures "en coins" dans les bancs calcaires à l'extrados des plis de seconde phase (cf. fig.).

Nous voyons ainsi que l'existence d'un raccourcissement, lors de la seconde phase de plissement, permet d'envisager, pour le développement des "Kink Bands", un processus conforme à celui que soutient F. A. Donath : la disposition des feuilletts schisteux résulterait d'un pli initial et ne serait pas la conséquence de leur entraînement au long de surfaces de cisaillement. L'apparition des surfaces de glissement ne viendrait que plus tardivement, par exagération de la déformation. Cette possibilité rend, me semble-t-il, mieux compte du fait que les plans axiaux des "Kink Folds" ne sont pas nécessairement des zones de rupture.

Lorsqu'elles existent et qu'elles ne sont pas accompagnées d'un glissement, ces surfaces de rupture peuvent être simplement le signe d'un comportement cassant des matériaux durant le plissement.

2. - Le second intérêt de ces observations est qu'elles fournissent une indication de l'orientation des contraintes :

La morphologie des "Kink Bands" (pendage NW des plans axiaux monoclinaux à regard SE) indique une direction NW de raccourcissement qui est donc celle de la contrainte maximale.

On peut remarquer que cette direction de raccourcissement est également celle que l'on déduit de la géométrie des plis souples de seconde phase auxquels sont vraisemblablement associés les "Kink Bands". L'absence de plis conjugués, et par conséquent l'impossibilité de situer la contrainte moyenne ne me permet pas de donner une représentation plus précise des contraintes de seconde phase.

Domaine N° 6 :

Dans le domaine N° 6, les "Kink Bands" affectent la schistosité à très fort pendage des formations Canyon Creek et Mac Kay. La structure résultante prend globalement une allure d'escalier avec des monoclinaux à regard Nord.

Sur le diagramme de la fig. 63 sont reportés 10 pôles de plans axiaux de "Kink Folds", relevés sur divers affleurements du domaine. Ils correspondent en fait pour la plupart à la valeur moyenne, évaluée sur le terrain, d'un réseau de plans axiaux de "Kink Folds" - aussi, malgré le nombre restreint d'informations, le diagramme est-il représentatif.

Les conditions d'affleurement ne permettant pas toujours de relever la valeur du pendage du plan axial, seule sa direction a pu être notée dans certains cas. Sept directions de ce type et de diverses provenances, figurent donc aussi sur le diagramme (chacune correspondant ici à un "Kink Fold" unique). Elles permettent de préciser, qualitativement, la répartition des plis.

Le diagramme nous montre de deux zones de concentration des pôles de plans axiaux. Ces zones sont diamétralement

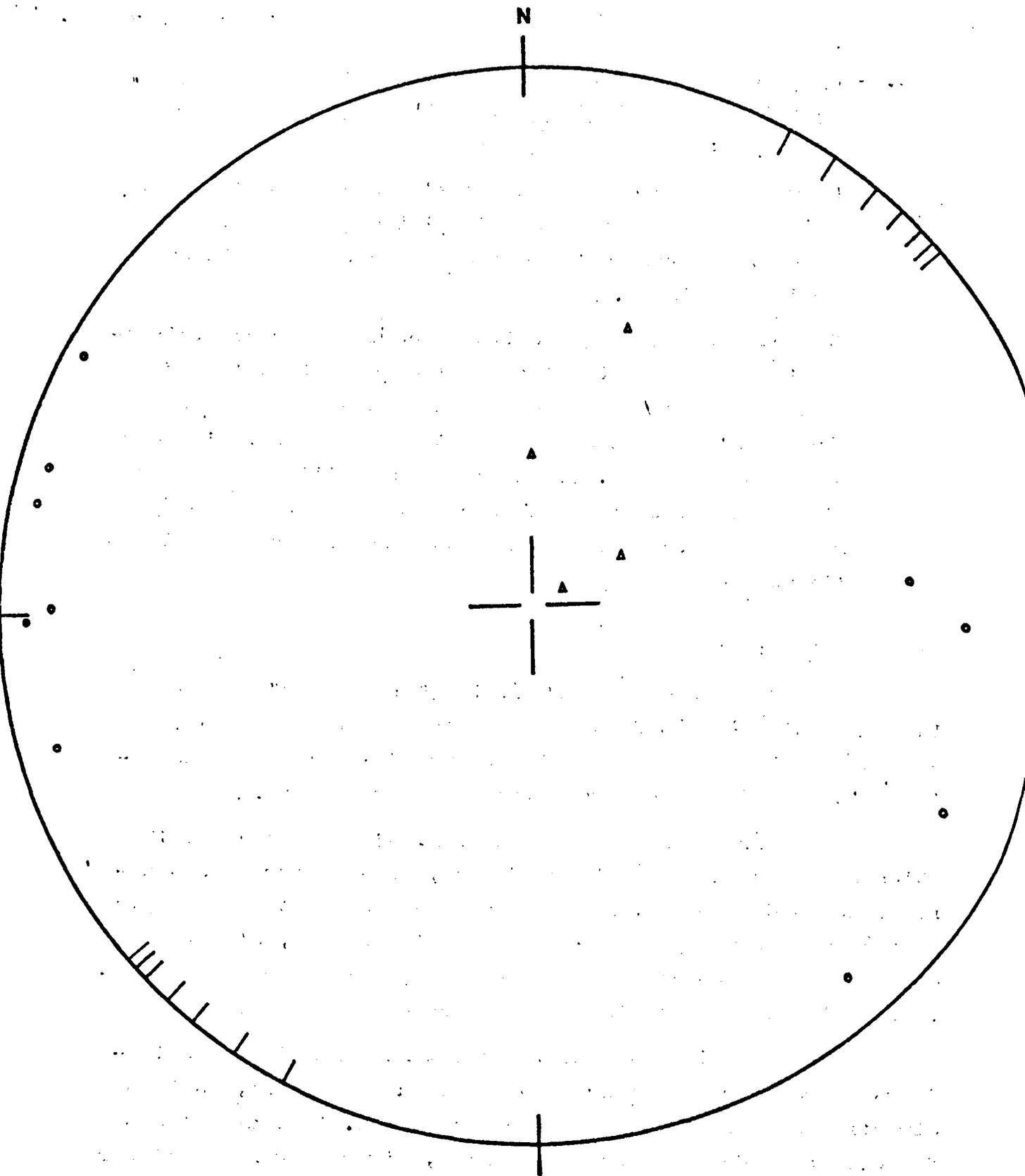


Fig. 63 : Répartition des "Kink Folds" du domaine 6.

- o : pôles de plan axial
- / : direction de plan axial
- Δ : plongement axial

opposées et correspondent donc à une direction moyenne de "Kink Bands" NNE-SSW. Cinq valeurs moyennes de plongement axial (figurées elles aussi sur le diagramme) indiquent un fort plongement vers le NNE.

La présence de deux concentrations de pôles diamétralement opposées peut suggérer l'existence de plis conjugués; je ne retiens pas cela parce que l'angle des plans correspondants me paraît assez faible et qu'il ne faut pas négliger non plus le rôle de l'anisotropie planaire initiale dans la genèse des "Kink Bands". En effet, les observations de terrain et les résultats expérimentaux montrent la tendance pour les charnières, à se localiser dans le plan d'anisotropie initiale ou, tout au moins à son voisinage immédiat. Comme celui-ci, qui est dans le cas présent la schistosité de flux, n'a pas partout exactement la même orientation, il faut s'attendre à ce que, même dans un champ de contraintes homogènes, la déformation ne soit pas partout absolument identique.

Si l'on considère que ces "Kink Bands", ne sont pas produits par cisaillement, le raccourcissement qu'ils traduisent indique ici encore, une contrainte maximale localisée dans le secteur WNW à NW.

A l'appui de ceci, j'ai noté dans les schistes de Canyon Creek la présence d'ondulations de direction axiale N 220° qui reprennent des plis de première phase associés à la schistosité de flux (cf fig. 54).

Je pense que ces deux types de déformation sont à attribuer, ici comme dans le domaine 1, à la seconde phase de plissement.

5. Synthèse et conclusions :

En résumé de cette étude des "Kink Bands", nous voyons que :

- 1) les "Kink Bands" du domaine 1 paraissent parfaitement s'intégrer dans la seconde phase de plissement (3ème phase structurale de ce domaine) avec les plis mésoscopiques souples et la crénulation ; ils traduisent

- une orientation approximativement NW des contraintes ;
- 2) Les "Kink Bands" du domaine 6 indiquent également une compression NW. Le fort redressement des charnières est vraisemblablement attribuable à la valeur forte du pendage de la schistosité initiale.

On remarquera que si on attribue les "Kink Bands" à des cisaillements, on rend difficilement compte d'une unité entre les domaines. En effet, si les plans axiaux étaient des surfaces de cisaillement, le déplacement au long de ceux-ci, déduit de la forme des plis et correspondant sensiblement à l'orientation du couple cisailant, serait de direction NE et assez voisin de l'horizontal dans le domaine 6, alors que sa direction plongerait d'une cinquantaine de degrés vers le NW dans le domaine I. Cette nette différence montre que les "Kink Bands" ne traduiraient pas l'existence d'un vaste champ de cisaillement d'échelle régionale. En revanche, toujours dans l'hypothèse de cisaillements, on pourrait ne voir dans ceux-ci que des manifestations locales d'un champ de contraintes de direction principale NW, ce qui est compatible avec les observations. Ils seraient alors dus à la seconde phase de plissement. Dans les pages précédentes nous avons critiqué cette façon de voir.

Il me semble en définitive, qu'un phénomène de plissement sans cisaillement initial expliquerait mieux les déformations observées, il serait dû à la deuxième phase de plissement.

Le fait que les plans axiaux de "Kink Bands" aient sensiblement la même direction dans les domaines 1 et 6, indique :

- soit que les chevauchements, s'ils sont postérieurs, n'ont pratiquement pas provoqué de rotation par rapport à la verticale,
- soit que les chevauchements sont antérieurs à la seconde phase.

.../...

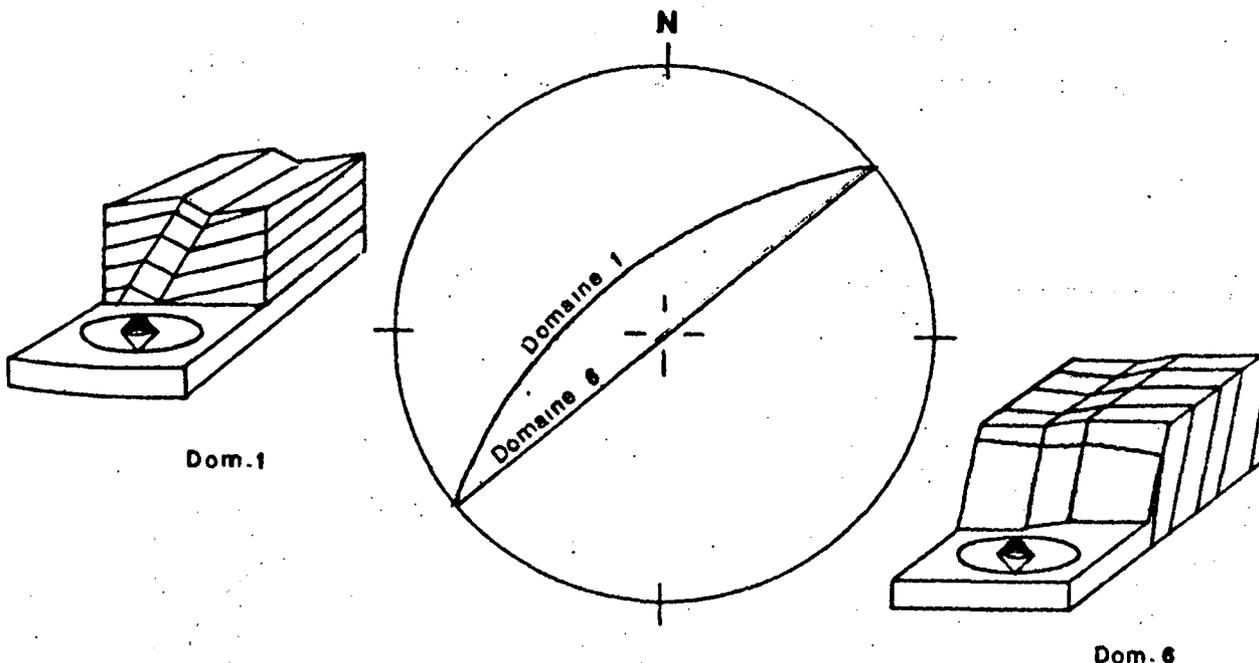


Fig. 64 : Schéma de l'orientation des "Kink Bands" et de leurs plans axiaux dans les domaines 5 et 6.

La différence d'inclinaison des plans axiaux entre ces domaines, peut être due à des différences de répartition des contraintes maximales sous l'influence de l'anisotropie du milieu, mais peut être simplement la conséquence d'une rotation autour de l'horizontale, que l'on peut attribuer aux failles tardives d'effondrement.

III.3.1.2. Les plis mésoscopiques des quartzites de Hamill

Les assises quartzitiques du domaine 4, et celles du compartiment NE du domaine 2 présentent une série de monoclinaux mésoscopiques, conformes au pendage des flancs des anticlinaux majeurs. Ces plis particuliers offrent des flancs presque plans, limités par des charnières arrondies. Leur profil est contraire à celui de plis d'entraînement c'est à dire que le flanc court ne fait pas face à la charnière du

pli majeur (fig. 65).

Ces plis mésoscopiques sont de type semblable : bien que leur amplitude soit relativement faible (de quelques décimètres à un mètre) on peut suivre le plan axial sur plusieurs dizaines de mètres au travers des quartzites (fig. 65).

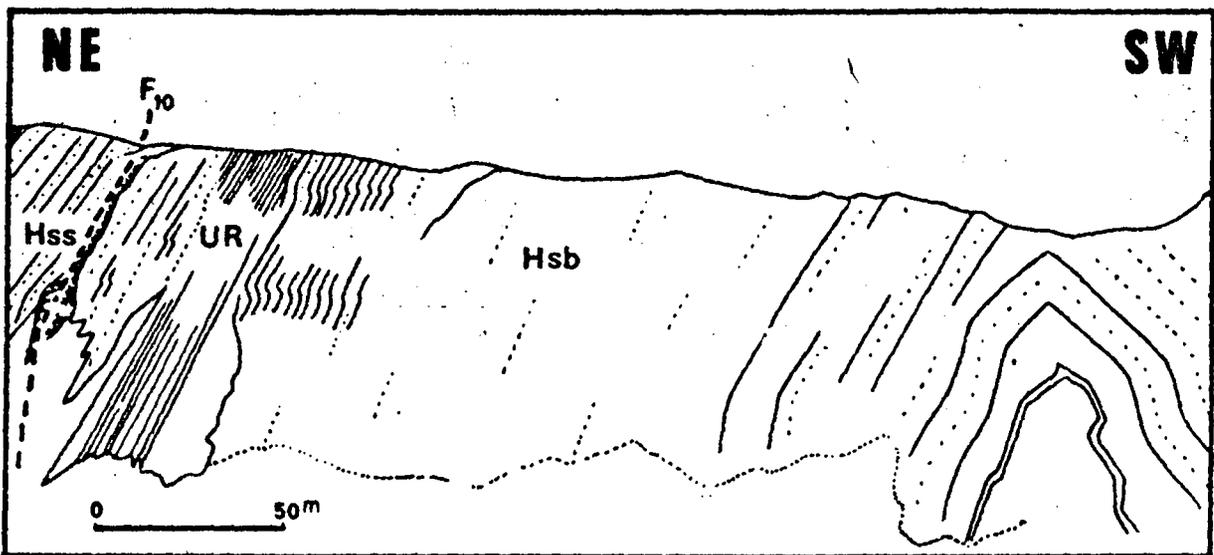


Fig. 65 : Plis mesoscopiques des quartzites du Hamill supérieur sur le flanc oriental de l'anticlinal majeur du domaine 2. Mêmes symboles que dans le chapitre II.

Sur le flanc oriental de l'anticlinal majeur du domaine 2, ces surfaces axiales pendent faiblement vers le SW. sur le flanc occidental l'observation est plus difficile, mais la géométrie des assises examinées permet d'évaluer pour le plan axial un pendage de l'ordre d'une cinquantaine de degrés vers l'ENE. On pourrait en quelque sorte assimiler ces plis à des "Kink Bands" de grande échelle, bien que leur allure soit nettement moins anguleuse. Ils sont nombreux et très fréquem-

ment visibles en section sur les crêtes dénudées entre les cirques glaciaires du domaine 2. Mais il est assez difficile de les observer suivant les trois dimensions de l'espace. Le nombre d'exemples sur lesquels ont pu être effectuées des mesures est donc restreint et il est difficile d'en préciser la signification.

On remarque que ces plis sont presque cylindriques, là où ils sont bien développés, mais qu'ils semblent s'écarter de cette géométrie et devenir coniques, là où ils s'ennoient (fig. 66 et 67).

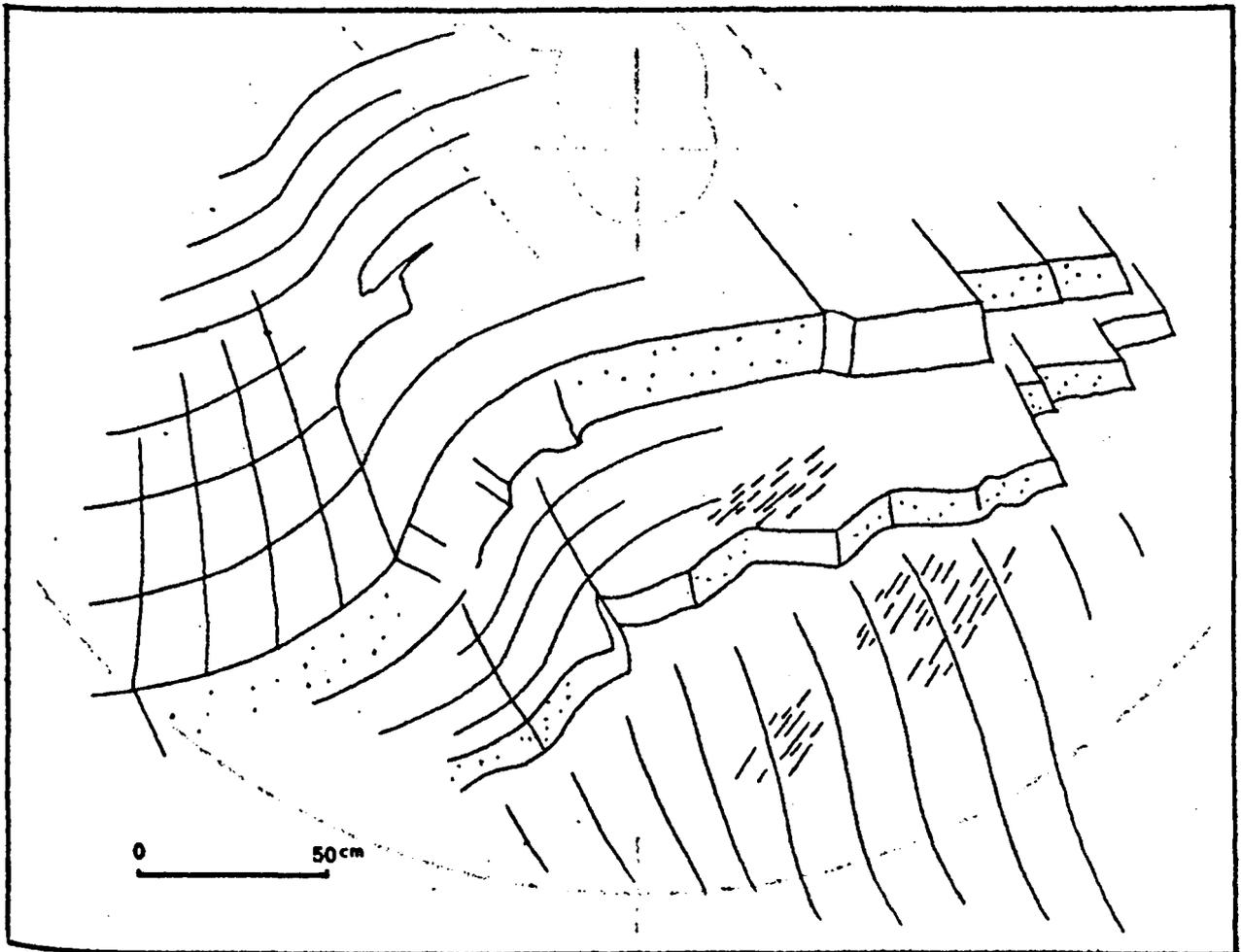


Fig. 66 : Pli mésoSCOPIQUE dans les quartzites du Hamill supérieur.

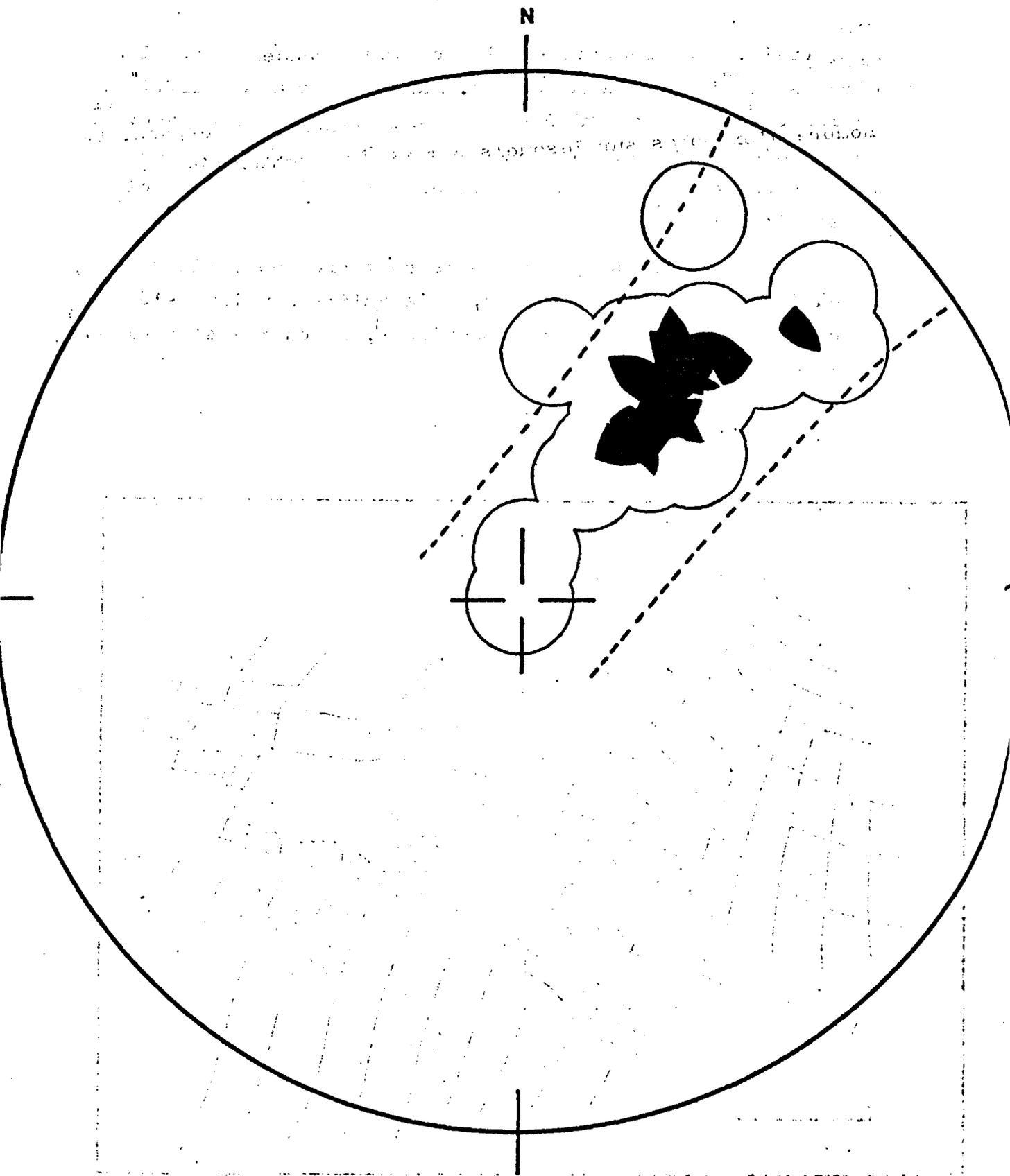


Fig. 67 : Répartition de 20 pôles de pendages du pli microscopique représenté fig. 66.
Contours 1 et 4 points par 1 % d'aire. Maximum 6 points.
--- : portions de petits cercles illustrant le caractère légèrement conique du pli.

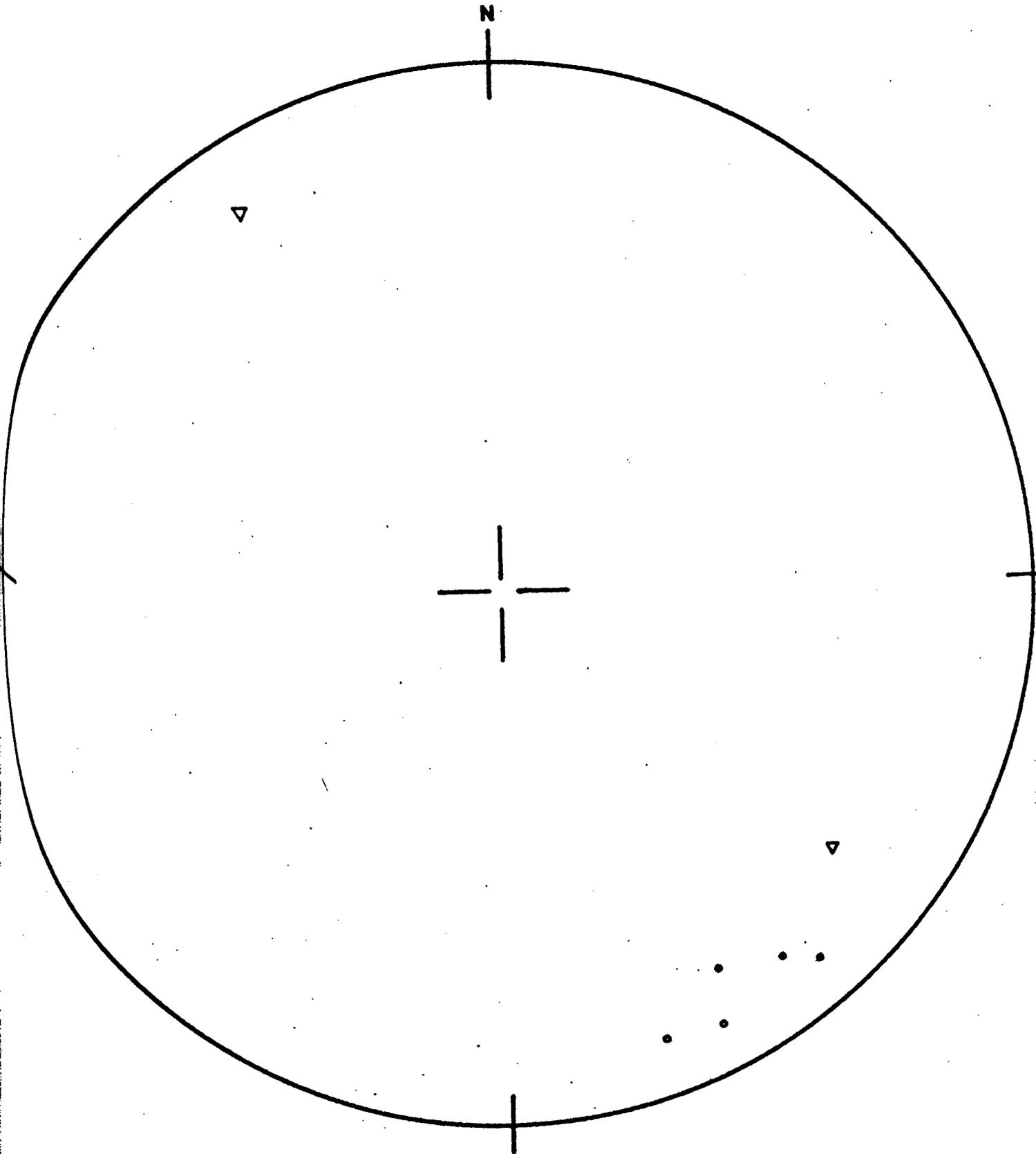
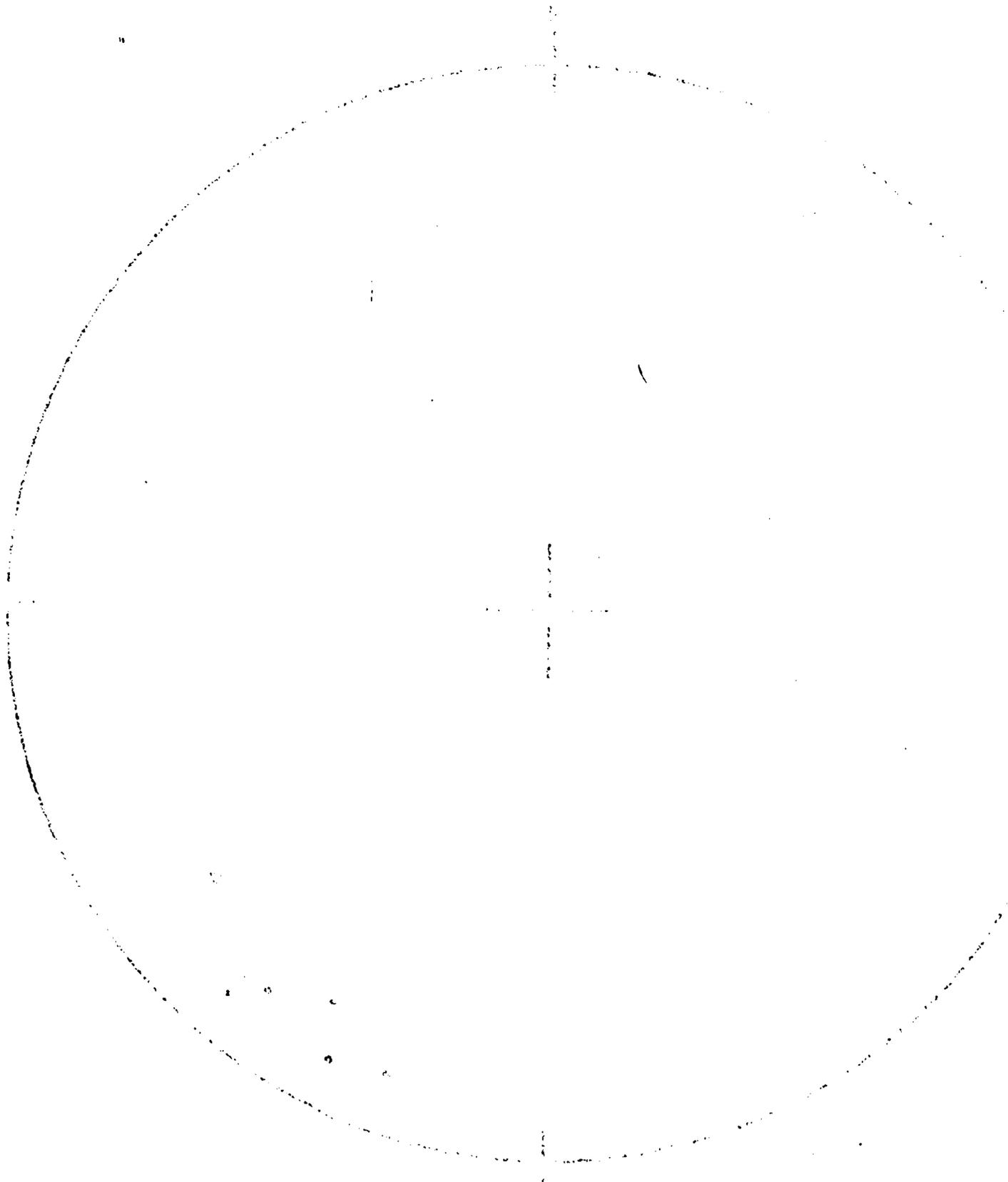


Fig. 67' : Plongement de quelques plis mésoscopiques
des quartzites de Hamill.

- : dans le domaine 2
- △ : dans le domaine 4



THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY
540 EAST 57TH STREET
CHICAGO, ILL. 60637

Le problème qui se pose est de savoir si ces plis particuliers sont génétiquement liés à ceux de première phase ou s'ils représentent des déformations autres.

Le fait que les monoclinaux s'observent sur chaque flanc de l'anticlinal du domaine 2 et qu'il existe, par rapport à la charnière de celui-ci une certaine symétrie dans leur morphologie, indique que, la forme du pli majeur intervient dans l'allure des monoclinaux, donc qu'ils ne représentent pas des déformations nettement antérieures à la première phase de plissement.

Comme la direction axiale des monoclinaux (cf fig. est très voisine de celle des plis majeurs, et fait un angle important avec celle des plis de seconde phase notés dans le domaine I, les plis mésoscopiques des quartzites ont été engendrés lors de la première phase de plissement.

Leur forme particulière ne semble pas permettre d'en faire une variété de plis d'entraînement ou d'amorces de "rouleaux". A l'image des "Kink Bands", ils représenteraient un mode de déformation propre à un matériaux lité, susceptible de permettre des glissements différentiels, et traduiraient un raccourcissement transversal, parallèle aux surfaces de stratification. Ceci pourrait s'être produit :

- soit durant le stade initial de développement du pli, alors que la contrainte maximale était très faiblement oblique sur la stratification ; l'orientation actuelle des surfaces axiales des plis mésoscopiques serait alors la conséquence de leur rotation au cours du plissement en grand des assises ;
- soit dans un stade terminal de formation du pli majeur, alors que, déjà fortement pincé, ce dernier ne pouvait plus que difficilement se prêter aux déformations par simple flexure à grande échelle et que seules pouvaient se former des plis mésoscopiques au sein des séries sédimentaires sous l'influence d'une composante tangentielle de la contrainte maximale.

III.3.1.3. Jointts de tension en échelon : tension gashes :

Des séries de fissures en échelon s'observent couramment dans les bancs de quartzites du groupe Hamill, mais sont exceptionnelles dans les autres assises.

Les fissures, aux sections fréquemment sigmoïdes, présentent un remplissage de quartz secondaire, de texture fibreuse, lui-même généralement déformé (d'où l'allure des "fibres").

I. Caractères morphologiques :

Les fissures, effilées aux extrémités ont de quelques centimètres à une vingtaine de centimètres de longueur, par une ouverture de quelques millimètres à trois centimètres environ, et sont alignées suivant des zones qui atteignent plusieurs mètres de longueur. L'allure sigmoïde de ces fissures est d'ordinaire très prononcée (cf fig. 68) et parfois le plan axial de la zone de fissures est lui-même occupé par une fracture.

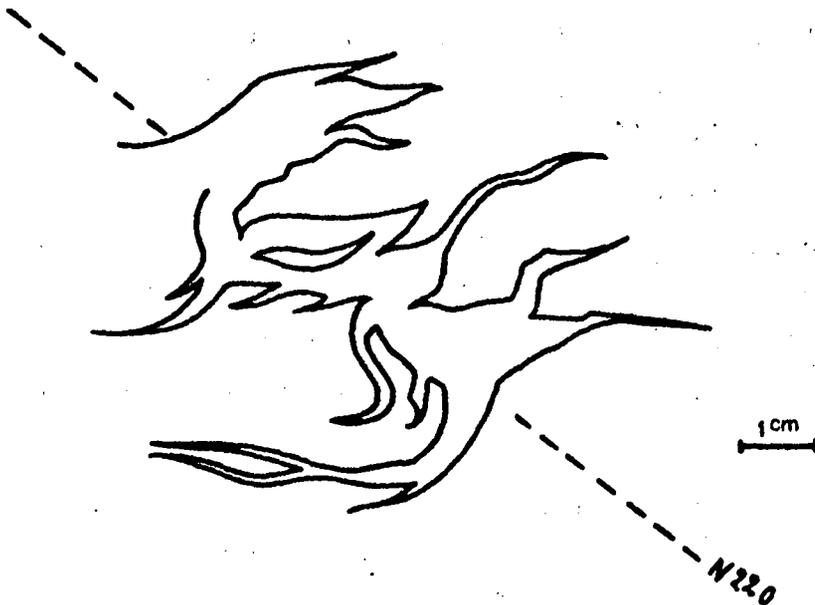


Fig. 68 : Fissures de tension sigmoïdes, à la surface d'un banc de quartzite du Hamill supérieur.
(D'après un croquis de terrain)

De telles zones de fissures apparaissent par cisaillement (cf J.G. Ramsay, 1967, pp. 88-91 ; E.S. Hills, 1963 , p. 98). Le cas de figure le plus simple peut être illustré en deux dimensions cf fig. 69.

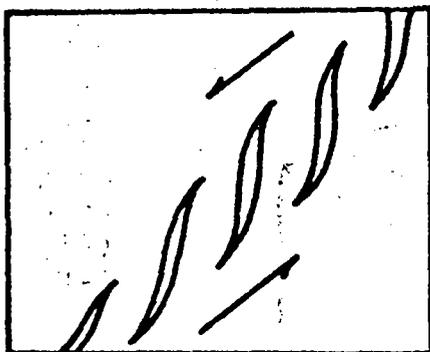


Fig. 69 : Apparition de fissures en échelon sous l'effet d'un couple cisailant.

Dans le cas du cisaillement simple d'un milieu homogène, ces fissures apparaissent à environ 45° de la direction de cisaillement. Si la déformation du milieu se poursuit, chaque fissure tend à subir une rotation autour d'un axe normal à la direction de déplacement, tandis que ses extrémités effilées poursuivent leur développement à 45° de celle-ci (d'où le profil sigmoïde ; fig. 70, cf V.E. Shainin, 1950 p. 516).

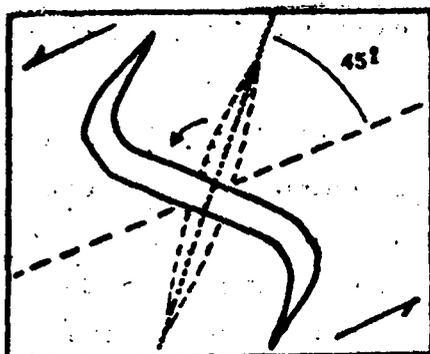


Fig. 70 : Développement du profil sigmoïde d'une fissure, par exagération de la déformation.

Le mécanisme d'apparition de telles fissures est parfaitement illustré par quelques exemples observés au point $X = 92,3$; $Y = 82,2$ sur le flanc de plis mésoscopiques des quartzites. Les fissures sont, en ce point, liées à un léger gauchissement des bancs et parfois à une rupture de ceux-ci accompagnée d'un jeu vertical de quelques centimètres qui s'amortit rapidement (cf fig. 71).

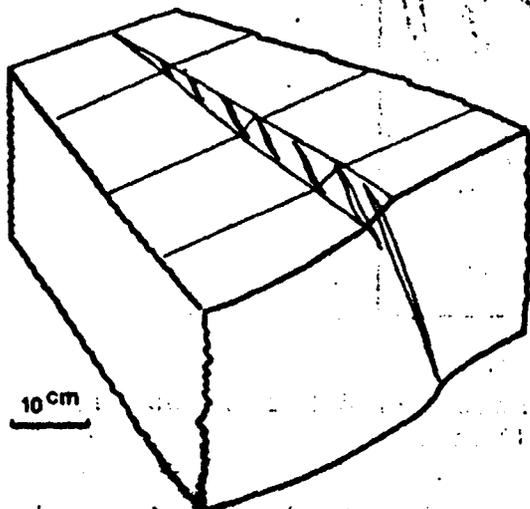


Fig. 71 : Joints de tension en échelon liés au gauchissement d'un banc de quartzite. (D'après un croquis de terrain).

Sur le flanc NE du massif étudié, soit dans le domaine 4 où le pendage des assises a une valeur moyenne de l'ordre de 45° , celui des fissures est élevé, voisin de $70 - 80^\circ$.

Très souvent, malheureusement, les conditions d'affleurement ne permettent pas de mesurer le pendage et il n'est possible de relever que les directions des zones de fissures.

Les zones appartiennent à deux catégories (cf fig. 72 A et B) qui se distinguent par l'orientation des fissures sur la face supérieure des bancs. Dans le type A, le couple de forces responsable de l'ouverture des fissures provoque leur rotation dans le sens trigonométrique ; le type B se caractérise par le phénomène inverse. Des affleurements de quelques m² n'offrent souvent qu'un seul type, représenté par une ou plusieurs zones subparallèles, espacées de un à quelques dm.

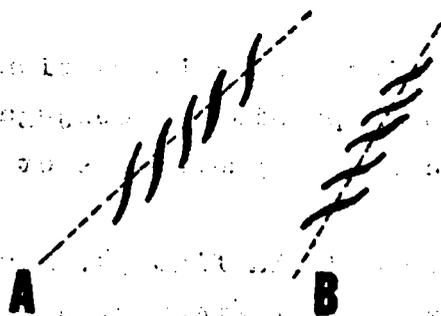


Fig. 72 : Les deux types de zones observés à la surface supérieure des bancs.

Dans quelques cas rares, les directions de zones d'un même type se recoupent suivant un angle faible mais net. Parfois aussi les deux types de zones s'observent sur le même affleurement. Leur orientation est alors toujours différente mais relativement constante pour chacun des types.

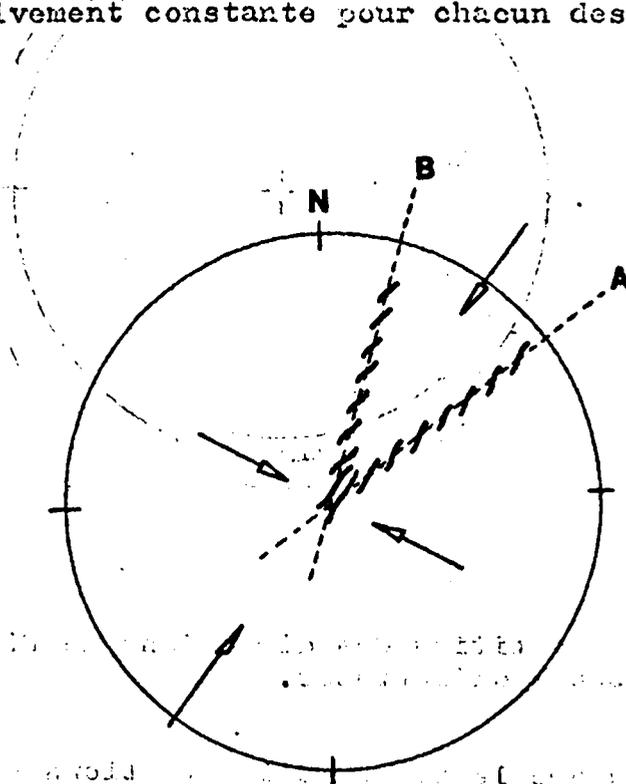


Fig. 73 : Exemple de zones de fissures conjuguées. (simplement figurées ici par leur direction). Les flèches sont une illustration schématique des contraintes principales associées, dans le plan horizontal.

Dans certains cas d'observation favorables, les deux types de zones paraissent conjugués, fait que suggère l'association de zones symétriques et de mêmes dimensions.

Le diagramme de la fig. 74, montre l'orientation des fissures de 27 zones différentes, appartenant aux types A et B. Seule est reportée ici, la direction de ces fissures. Celle-ci se localise préférentiellement dans le secteur N 160° - 250°.

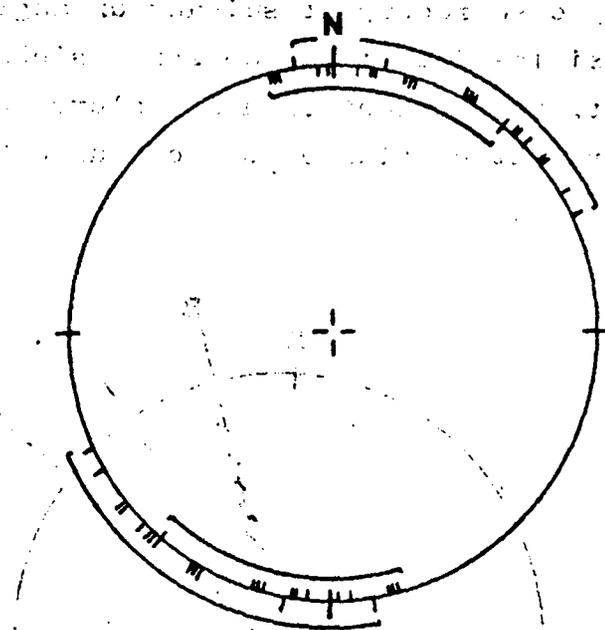


Fig. 74 : Répartition des directions de fissures de 27 zones différentes.

Bien que le nombre d'informations soit insuffisant pour permettre l'analyse précise de leur répartition, il apparaît nettement que l'orientation des fissures oscille autour d'une direction SSW-NNE. A elles seules, ces fissures ne permettent pas de différencier les zones désignées par

A et B. En revanche, l'orientation des axes de zones permet de mieux dégager cette différence. Sur le diagramme de la fig. 75 sont réparties 33 directions de zones de fissures (représentant pour la plupart des réseaux observés en des stations distinctes) ; celles du type A sont figurées par un tiret à l'intérieur du cercle de référence. Celles du type B sont figurées par un tiret externe.

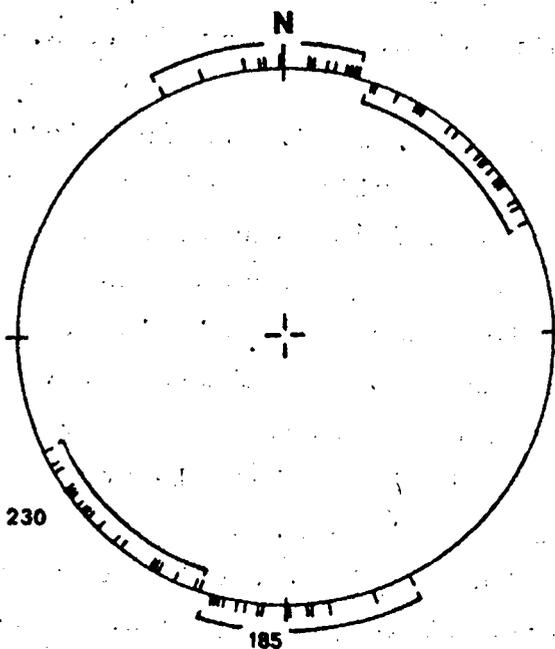


Fig. 75 : Répartition de 33 directions de zones de fissures en échelon.

Les directions de chaque type s'y répartissent préférentiellement dans deux secteurs et l'on peut remarquer une certaine concentration autour de la valeur 230° pour le type A et de 185° pour le type B.

Dans une première approche, extrêmement schématique, on peut associer les deux types de zones comme sur la fig. 73 (cas observé sur le terrain et que suggère également le diagramme de la fig. 75). Cette disposition apporte quelques indications sur l'orientation des contraintes subies (respectivement NNE-SSW et WNW-ESE) mais ne permet pas, seule, d'envisager la distinction entre contrainte maximale - contrainte minimale ; et le peu de données relatives au pendage

des fissures ne permet pas d'évaluer précisément le plongement des contraintes réelles par rapport à la projection sur le plan horizontal, qu'est la fig. 73.

Au Nord du secteur étudié, G. Wind (1968, p. 47 et 59) a observé dans les schistes de Donald et les quartzites de Hamill, des plis mésoscopiques conjugués, recoupant presque à angle droit les directions structurales principales, et pour lesquels il suppose une commune origine avec la schistosité de fracture ("strain slip cleavage") des pélites. Ces plis, sur le flanc desquels il signale la présence de joints de tension en échelon sont, selon G. Wind, préférentiellement développés dans les alternances quartzitiques et schisteuses du Hamill inférieur et uniquement localisées sur le flanc occidental des plis majeurs. Ils n'ont pas été observés dans la zone examinée qui, rappelons le, est le flanc oriental d'un très vaste anticlinal. En revanche, il me semble parfaitement vraisemblable que les zones de fissures aient la même origine que les plis conjugués. C'est à dire qu'elles soient le reflet de cisaillements identiques à ceux qui s'observent dans leurs flancs. Ces cisaillements sont vraisemblablement dus à des gauchissements des bancs presque imperceptibles, mais, ayant même allure, même symétrie que les plis conjugués.

P. Simony a proposé (renseignement oral) que cette opposition entre les versants des plis majeurs était due à la difficulté mécanique pour les assises quartzitiques des deux flancs de ce pli cylindrique, de se replisser de manière égale sous l'effet d'un régime de contraintes transversales.

L'étude de ces joints montre que les quartzites du domaine 4 semblent comme les séquences pélitiques du domaine 1, avoir enregistré les effets d'un champ de contraintes, très oblique par rapport à celui de la première phase, donc que la "seconde phase", est un phénomène général. Elle montre également que le style des déformations est fonction de la compétence relative des matériaux, mais aussi de l'orientation des structures initiales par rapport aux contraintes ultérieures.

III.3.1.4. Les joints planaires : diaclases et veines minéralisées :

Des réseaux complexes de fractures, que n'accompagne pratiquement pas un déplacement relatif des lèvres, sont remarquables dans toutes les assises et en particulier dans les quartzites du Namill supérieur. Tantôt ce sont de simples fissures planes fermées (diaclasses) tantôt des veines de quartz qui proviennent du remplissage de fissures aux lèvres écartées

• L'origine des joints : rappel succinct des diverses hypothèses.

L'origine des diverses variétés de joints planaires est encore très discutée. On a recherché celle-ci dans :

- un débit préférentiel lié aux constituants de la roche,
 - des secousses sismiques,
 - des tensions régionales ou locales résultant de la contraction des sédiments ou de plissements;
- N.J. Price (1966) souligne la difficulté de faire provenir tous les joints de telles tensions normales à leur plan, car il faudrait postuler des variations considérables des systèmes de tension pour rendre compte de l'orientation de chaque réseau de joints,
- des cisaillements provenant de compressions,
 - des mouvements de torsion,
 - des effets de fatigue des roches résultant de torsions alternatives dues en particulier à l'attraction lunaire,
 - des effets tardifs des contraintes résiduelles, emmagasinées dans la roche.

Il semble en fait exister diverses catégories de joints et leur mode de genèse n'est vraisemblablement pas unique.

2. Les observations :

Dans le secteur examiné, le recoupement de veines minéralisées montre nettement que ces joints appartiennent à plusieurs générations. Leurs relations avec les structures voisines sont donc souvent très obscures.

- 1) Certains réseaux parfaitement symétriques par rapport aux plis de première phase, leur sont très probablement associés génétiquement.

Le diagramme de la fig. 76 présente les relations géométriques

ques entre les diaclases et la stratification dans les psammites du Hamill moyen au point X = 94,5 ; Y = 80,5, (compartiment NE du domaine 2).

On y observe la répartition symétrique, par rapport à la géométrie du pli majeur, de deux groupes de diaclases conjuguées, pour chacun desquels a été tracé un plan moyen.

Deux autres variétés de joints (A et B) sont également figurées. Celles-ci n'ont été observées que plus localement et, en raison de la nature finement arénacée des matériaux, il est difficile de déterminer s'il faut voir en l'une d'elles la schistosité axiale du pli majeur ou s'il ne s'agit que de systèmes de diaclases directionnelles.

La première remarque que suggère ce diagramme concerne la valeur angulaire des dièdres constitués par les couples de diaclases : voisine de 90° , elle est celle de plans de cisaillement. C'est en effet, le mode de genèse que l'on admet généralement pour cette variété de joints (cf H.J. Price p. 116). Comme ces cisaillements sont liés au pli majeur, il existe trois possibilités :

- a) que les joints soient antérieurs au développement du pli et entraînés dans la déformation des assises quartzitiques (en considérant que les contraintes maximales aient agi presque horizontalement). Ceci est suggéré par le fait que les joints soient pratiquement normaux aux surfaces de stratification, ce qui s'observe sur le terrain et, en outre, est bien visible sur le diagramme où est également figurée la position des plans moyens de diaclases après le rétablissement à l'horizontale de la stratification) ;
- b) que les joints soient apparus durant le plissement sous l'effet de composantes tangentes aux assises ;
- c) que les joints soient apparus plus tardivement encore sous l'effet des contraintes résiduelles.

Cependant, ainsi que le soulignent F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) plissement et développement des joints correspondent à deux comportements différents du matériau, l'un plasti-

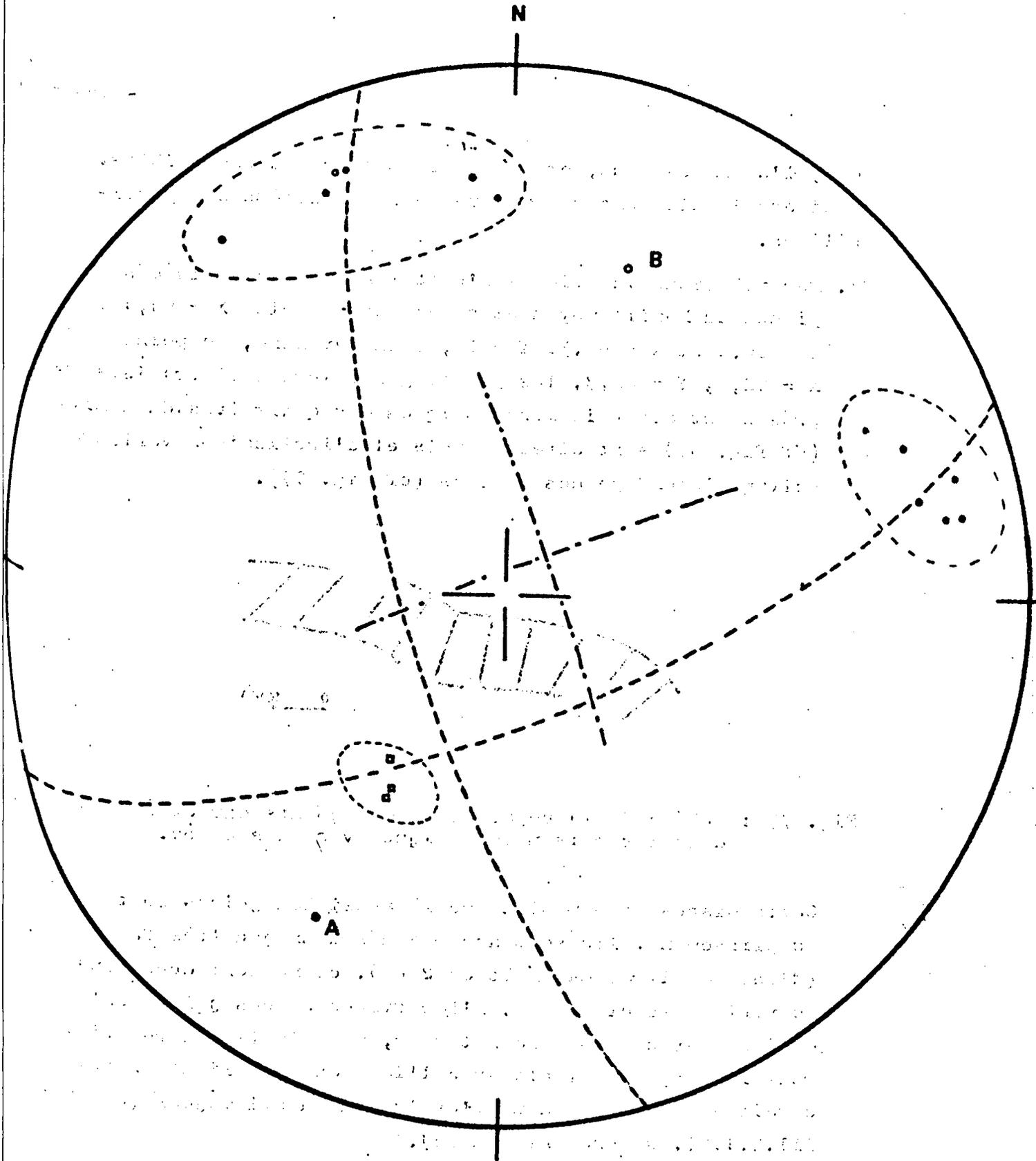


Fig. 76 : Relations géométriques entre les diaclasses et la stratification des psammites du Hamill moyen, au point X = 94,5 Y = 80,5.

- : pôles des diaclasses et des joints A et B (cf texte),
- ◻ : pôles de stratification,
- : grand cercle correspondant au plan moyen d'un groupe de diaclasses,
- . - : le même, après rétablissement des assises à l'horizontale.

que, l'autre cassant, et qui ne sont donc pas compatibles. Ceci appuierait donc de préférence la troisième des possibilités.

2. Des relations identiques s'observent sur des plis mésoscopiques du Hamill moyen et supérieur au point $X = 94,4$; $Y = 80,2$ et $X = 96,5$, $Y = 79,2$. En revanche, au point $X = 92,3$, $Y = 82,3$, les joints généralement minéralisés que présentent des plis mésoscopiques des quartzites du Hamill (cf fig. 66) sont directionnels et d'inclinaison variable suivant le pendage des couches (cf fig. 77).

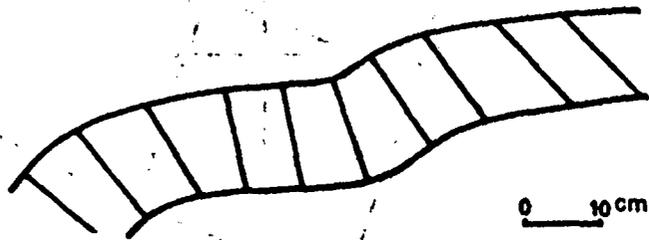


Fig. 77 : Schéma de la répartition des joints directionnels dans les plis mésoscopiques vus en section.

Cette disposition montre que là aussi les joints sont liés au plissement. Ils sont accompagnés d'un jeu très faible (d'une amplitude maximale de 2 cm); ce ne sont donc plus de véritables diaclases. L'importance de ces joints est qu'ils indiquent pour le matériau, une plasticité relativement faible, compatible avec l'idée que le pli mésoscopique serait apparu, tard dans l'évolution du pli majeur (cf par. III.3.1.2., seconde hypothèse).

3. Dans le domaine 4, au sein des mêmes séquences, les diaclases constituent plusieurs réseaux superposés dont il est très difficile de démêler les relations (fig. 78).

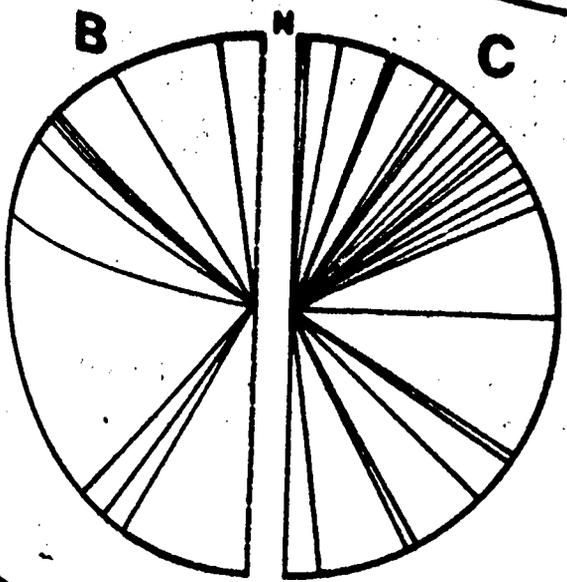
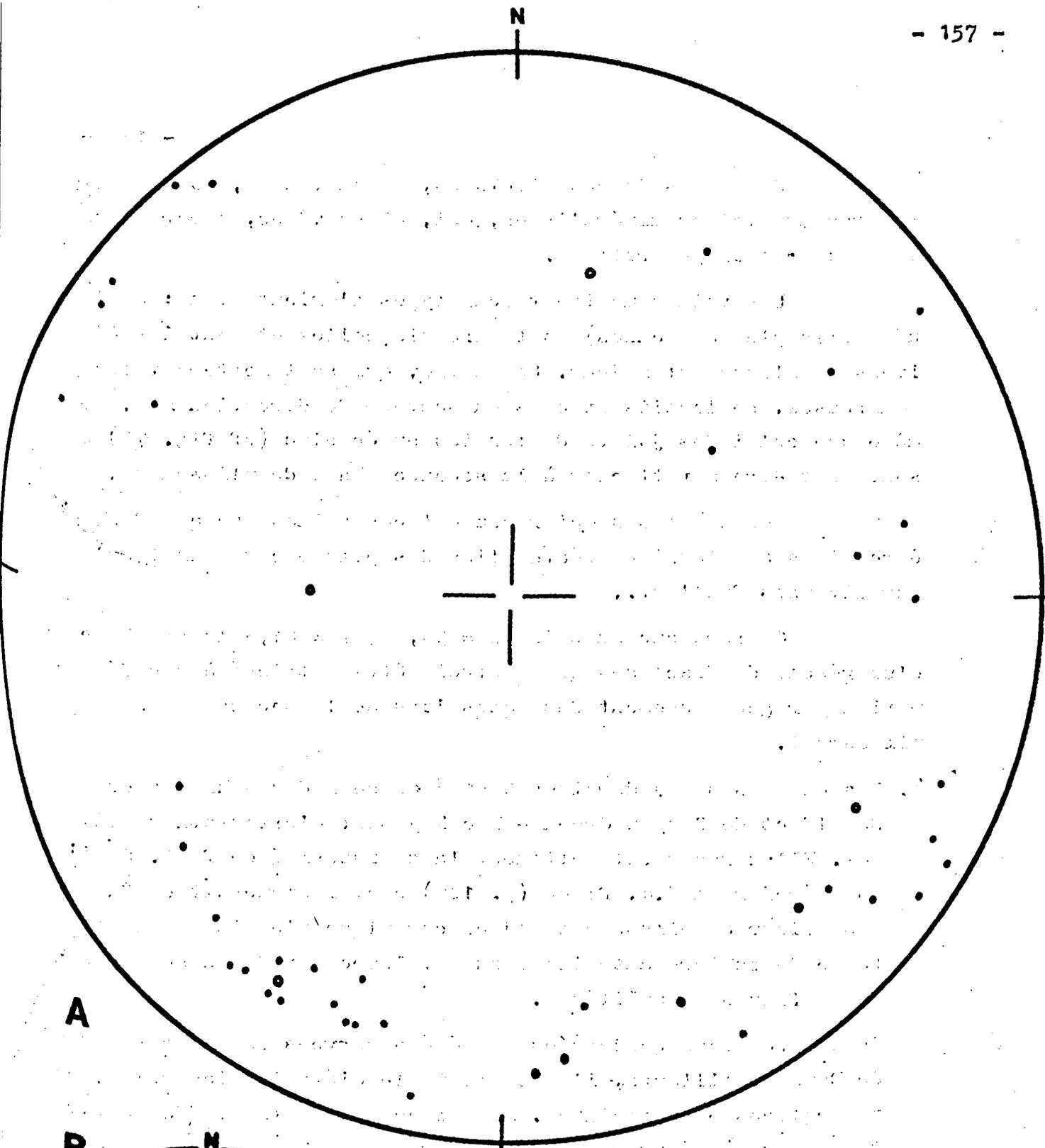


Fig. 78 : Les joints planaires du domaine 4.

- A - 36 pôles de diaclasses (1) et 8 pôles de veines (2)
- B - 10 directions de diaclasses
- C - 24 directions de veines minéralisées.

Certaines de ces diaclases, sinon toutes, sont postérieures aux veines minéralisées, qui, elles mêmes, appartiennent à au moins deux générations.

Les veines montrent deux types d'orientation : quelques unes (les plus anciennes) sont directionnelles et sont peut-être liées au plissement majeur. Les autres, qui sont nettement les plus nombreuses, se localisent dans un secteur de direction NNE, le même que celui des joints de tension en échelon (cf fig. 74) et sont peut être à rattacher à la seconde phase de plissement.

Les diaclases qui recoupent ces veines peuvent donc être liées aux tensions résiduelles des plissements ainsi qu'aux diverses failles...

On remarque au point $X = 95,5$, $Y = 81,5$ la courbure d'un réseau de diaclases qui pourrait être attribué à une déformation par gauchissement des bancs lors de la seconde phase de plissement.

4. Les diaclases des domaines 5 et 6 au sein des schistes du Donald et de Canyon Creek - Mac Kay sont d'orientations diverses. Elles recoupent nettement la schistosité de flux. Si l'on se réfère à H.J. Price (p. 129) ceci indiquerait un âge postérieur au plissement majeur car il semblerait que toute forme de rupture antérieure au développement de la schistosité de flux soit oblitérée.

Deux directions conjuguées ont été observées dans les schistes de Donald. Ailleurs, il est difficile d'établir les relations respectives des diaclases. Une direction dominante NE semble toutefois se dégager dans les deux domaines, mais les observations ne permettent pas de faire la part de ce qui revient aux deux phases de plissement et vraisemblablement aussi à la phase d'extension ultérieure qui, a, en particulier, engendré les failles transverses.

3. Conclusions :

La compréhension des joints peut se faire à partir des grandes structures, mais l'inverse n'est possible en aucun cas.

III.3.2. Les microstructures : déformations des quartzites du Hamill supérieur au voisinage des failles :

Les quartzites du groupe Hamill représentent l'un des plus importants ensembles lithologiques du secteur considéré.

A proximité des failles, ces quartzites perdent leur teinte rosée, pour devenir d'un blanc laiteux. Ils sont alors, en général, fortement recristallisés. Là où elle a pu être observée la zone mylonitisée est représentée par une veine de quartz laiteux, de un à plusieurs mètres d'épaisseur. Ce phénomène, parfois très spectaculaire et bien visible sur divers affleurements paraissait se prêter à un examen structurologique. Le but de la présente étude est d'examiner des modifications apportées à la roche lors du jeu des failles, et de tenter d'en dégager des informations relatives aux contraintes.

III.3.2.1. Technique employée :

1) Généralités :

A partir de plusieurs échantillons orientés, prélevés dans les bancs de quartzites situés au voisinage immédiat des failles, dans la masse quartzreuse de la mylonite ainsi que dans des zones moins déformées, ont été confectionnées des plaques minces, elles mêmes parfaitement orientées dans l'espace.

Un examen préalable, en vue de repérer les caractères d'ensemble des sections et de sélectionner des lames pauvres en feldspaths, a conduit à écarter de nombreuses lames provenant de la veine de quartz laiteux qui souligne les failles. En effet, l'hétérogénéité et la structure cataclastique de cet ensemble n'auraient pas permis l'obtention de diagrammes significatifs.

L'étude d'un échantillon un peu meilleur a cependant été menée entièrement en vue d'une comparaison avec la "fabrique" des quartzites situés au mur de la faille.

Sur les lames orientées, diverses mesures ont été effectuées, au moyen d'une platine universelle de modèle Leitz.

a) Suivant la dimension des grains, 100 à 300 axes optiques

de quartz ont été repérés sur chaque section, afin de rechercher une éventuelle orientation préférentielle.

- b) Lorsque l'échantillon s'y prêtait, l'orientation des plans d'inclusions liquides, des microfractures dans les grains et des zones d'extinction roulante a aussi été relevée.
- c) Afin d'évaluer la précision des observations, la même mesure a été répétée 60 fois sur quelques grains, aussi bien pour le repérage d'un axe optique que pour celui de l'orientation d'un plan.

2) Bases théoriques :

- a) L'analyse de l'orientation préférentielle de certains éléments cristallographiques de divers minéraux (particulièrement celle de l'axe optique des grains de quartz) a déjà fait l'objet de nombreuses études ; et l'on trouvera d'abondantes références dans l'ouvrage de F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) ainsi que diverses autres publications citées dans la bibliographie. Rappelons simplement qu'un échantillon de roche contenant des grains de quartz et ayant été soumis à des déformations, montre fréquemment une disposition préférentielle des axes optiques. Il est alors souvent possible d'y reconnaître une symétrie,
 - Orthorhombique avec un centre et trois plans de symétrie mutuellement perpendiculaire,
 - monoclinique, avec un centre et un seul plan de symétrie,
 - triclinique s'il n'existe qu'un centre.

F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) précisent que l'intérêt que l'on peut prêter aux maximums de concentration d'axes optiques de quartz réside essentiellement dans la symétrie qu'ils définissent. Le fait que pour les quartz ces orientations approchent d'une symétrie orthorhombique, suggère que la recristallisation syntectonique conduit à des arrangements dont la symétrie est proche de celle du système de contraintes exercées, orthorhombique, dans la majorité des cas.

Le fait que cette symétrie ne soit pas parfaitement réalisée est attribuable à d'autres facteurs, qui correspondent vraisemblablement à l'anisotropie initiale de la roche. :

Cette interprétation amène à considérer que les trois directions d'intersection des plans de la symétrie approchée, correspondent aux axes de contraintes maximales ; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.

Dans certains cas, une corrélation entre de telles orientations préférentielles et des déformations intenses des grains liées à une sorte d'écoulement plastique est aussi proposée.

b) Si les microfractures des grains de quartz sont, elles-aussi, abondamment décrites dans la littérature, il n'en existe pas moins un manque total d'unanimité entre les auteurs quant à leur caractère et leur origine. Depuis A. Boehm qui avait décrit en 1883 des structures lamellaires dans les quartz, plusieurs types de déformations analogues ont été désignés par le terme global de "lamelles de Boehm". Elles se distinguent par leur réfringence égale, supérieure ou inférieure à celle du milieu cristallin ou encore par l'existence de fines granulations brunâtres, au long des plans de microfractures. Toutes paraissent cependant correspondre à une modification mécanique du cristal ; les divers types décrits ne semblent être que des variétés liées à l'existence ou à l'absence d'inclusions diverses au long de ces plans, et éventuellement à une cicatrisation par recristallisation de l'ensemble du grain considéré.

C'est essentiellement sur la signification de ces lamelles que les avis divergent. On les a décrites comme des fractures du grain, partiellement cicatrisées (F. Becke, 1892), comme des macles (J.W. Judd, 1888), comme de simples surfaces de cisaillement microscopiques, indépendantes des plans rationnels du réseau cristallin (E. Ingerson et O.F. Tuttle, 1945) ou encore comme des surfaces de translation des plans cristallins. Cette dernière hypothèse a de nombreux adeptes, en particulier B. Sander (1930), A. Nietanen (1938), F.J. Turner (1948). En revanche, O. Hügge (1896) n'assimilait pas les lamelles à des plans cristallographiques, il admettait qu'elles apparaissaient suivant des plans très voisins du plan de base du prisme cristallin.

A. Nietanen (1938) dans son étude détaillée de l'orientation des lamelles, postule diverses étapes de déformation des grains :

- (1) initialement se produirait une faible translation sur (00C1), combinée à une courbure des plans de glissement responsable d'une faible extinction onduleuse,
- (2) au cours de la faible déformation du cristal, apparaîtraient des cavités au niveau des lamelles, par destruction du réseau,
- (3) dans un stade ultérieur, de véritables fractures se développeraieut plus ou moins parallèlement à l'axe [0001] et les glissements se produiraient parallèlement aux plans du prisme.

H.W. Fairbairn (1941) déduit de ses observations qu'une orientation préférentielle existe de manière nettement plus marquée pour les lamelles que pour les axes optiques [0001]. Il en conclut que l'orientation préférentielle, dans la roche, résulte essentiellement du glissement sur les lamelles. Pour E. Ingerson et A.F. Tuttle (1945) leur orientation est analogue à celle des plans de déformation qui apparaîtraient dans tout milieu homogène soumis à des contraintes. Cette orientation ne serait donc pas contrôlée cristallographiquement mais directement liée aux axes de fabrication. F.J. Turner (1948) a cependant attiré l'attention sur l'incompatibilité fréquente des orientations préférentielles des lamelles avec celle des autres éléments de fabrication. Il suggère qu'elles sont des structures tardives non liées à l'orientation préférentielle du réseau des grains, (ceci soulignons le , n'était pas incompatible avec le fait que les lamelles puissent correspondre à des plans particuliers du réseau).

Pour J.M. Christie et C.B. Raleigh (1959) le grain de quartz répondrait à une compression en se déformant par glissement au long de plans de cisaillement de la zone [0001] et cette déformation, si elle est limitée par les cristaux environnants, pourrait être partiellement compensée par l'apparition de "Kink Bands" microscopiques.

.../...

3. Méthode utilisée :

La platine et ses accessoires :

La platine utilisée étant à 5 axes, deux d'entre eux (soit l'axe central externe et l'axe horizontal EW interne) ont été bloqués afin de ne conserver que des axes principaux :

- l'axe vertical interne,
- l'axe horizontal NS,
- l'axe horizontal EW externe, pourvu d'un tambour gradué.

Les hémisphères sont ceux d'indice $n = 1,55$ le plus voisin de ceux du quartz.

Une équerre graduée permet de limiter les mesures à des rangées parallèles et de contrôler le déplacement de la plaque mince tout en assurant son maintien dans la position désirée.

Repérage de l'axe optique d'un grain de quartz

- A - Par rotation autour de l'axe vertical interne, le grain est amené à sa position d'extinction. La valeur de cette rotation est notée, soit N_1 .
- B - On incline alors la plaque mince par rotation autour de l'axe horizontal EW. Deux cas peuvent se présenter :
- 1 - La section reste éteinte. Un indice principal est donc confondu avec l'axe EW. On passe au troisième temps de la manipulation (C).
 - 2 - La section s'éclaire. On la ramène donc à l'extinction en basculant le cercle intérieur de la platine vers la droite ou la gauche autour de l'axe NS. La valeur de l'inclinaison est repérée sur les secteurs de Wright droit ou gauche. L'axe EW est ramené au zéro. Dans cette position l'un des indices principaux du quartz est confondu avec l'axe EW.
- C - La platine du Microscope est alors tournée de manière à amener

l'axe horizontal EW, et par là même, l'indice repéré, à 45° des plans de polarisation.

- 1 - Si ce déplacement ne provoque pas l'éclairement de la section, l'axe optique est vertical.

Dans ce cas particulier, il est souvent plus pratique de noter les coordonnées N_1 et N_2 pour cette position, et de rétablir les coordonnées exactes lors du report des mesures sur le canevas de Wulff. En effet, l'inclinaison de l'axe optique par rapport au plan de la section ne permet pas toujours de faire coïncider celui-ci avec l'axe horizontal EW, sans être fortement gêné par des réflexions parasites, au sein de la lame.

- 2 - Si la section s'éclaire, l'indice confondu avec l'axe EW de rotation est N_g ou N_p . L'introduction d'une lame auxiliaire permet de lever d'indétermination.

Si l'indice est N_g , celui-ci est parfaitement repéré grâce aux notations $N_1 \rightarrow N_2$ ou $N_1 \leftarrow N_2$ suivant que la lecture de N_2 a été effectuée respectivement sur le secteur de Wright gauche ou droit.

Si l'indice est N_p , on recommence la mesure après avoir fait effectuer à la plaque mince une rotation supplémentaire de 90° autour de l'axe vertical interne de la platine universelle.

Repérage de l'orientation d'un plan (ex. Plans d'inclusions liquides, de microfractures, etc...)

La trace du plan est amenée à coïncider avec le fil EW du réticule, par rotation autour de l'axe vertical interne de la platine. On note la valeur N_1 de cette rotation.

L'axe EW permet alors de placer, pour une certaine rotation N_2 , ce plan verticalement (position pour laquelle la trace est la plus fine). Le plan est alors parfaitement repéré par la notation $N_1 \uparrow N_2$ ou $N_1 \downarrow N_2$ suivant le sens de rotation du tambour gradué.

Traitement des informations :

- Après avoir été reportées sur un canevas de Schmidt, toutes les orientations d'axes optiques et les pôles des lamelles de Boehm ou des plans d'inclusions liquides, ont été contour-nées par la méthode de Mellis (1).
- Afin de mettre en évidence les relations entre axes optiques et pôles des lamelles de Boehm correspondantes, et afin de rechercher les relations angulaires entre les divers réseaux de lamelles dans un même grain, ces informations, couplées, ont été reportées sur un canevas de Wulff avec les conven-tions suivantes :
 - un cercle représentant la trace de l'axe optique,
 - une flèche figurant le pôle de la lamelle de Boehm qui lui correspond.
 - ces deux points étant reliés par un arc de grand cercle.

A partir de ces diagrammes ont été mesurés les angles déterminés par l'axe optique et la normale au plan des lamelles de Boehm. Des histogrammes ont été établis afin de rechercher l'existence d'une éventuelle valeur préférentielle pour cet angle.

Les 60 mesures correspondant à un même élément (axe optique ou plan) et effectuées à titre de vérification de la pré-cision des manipulations ont été reportées sur un diagramme de Schmidt, mais n'ont pas été contour-nées pour montrer plus claire-ment la dispersion des mesures. Malgré la qualité de l'appareillage et le soin apporté dans la manipulation, il n'a pas été possible d'obtenir une meilleure précision même après un long entraîne-ment (cf fig. 79). Cette première vérification montre que l'on est loin de la précision de $\pm 2^\circ$ citée dans les manuels, on évalue là la confiance que l'on peut accorder aux diagrammes éta-blis à partir de ces mesures. Malgré une dispersion apparemment forte, les valeurs se concentrent autour d'un maximum très limité.

(1) Voir F.J. Turner and L.E. Weiss 1963.

En raison du rapprochement des points et de la difficulté de donner un diagramme clair de concentration, je me suis borné à entourer les trois points totalisant le maximum de mesures. La valeur correspondante est notée à proximité (ex. max. 16).

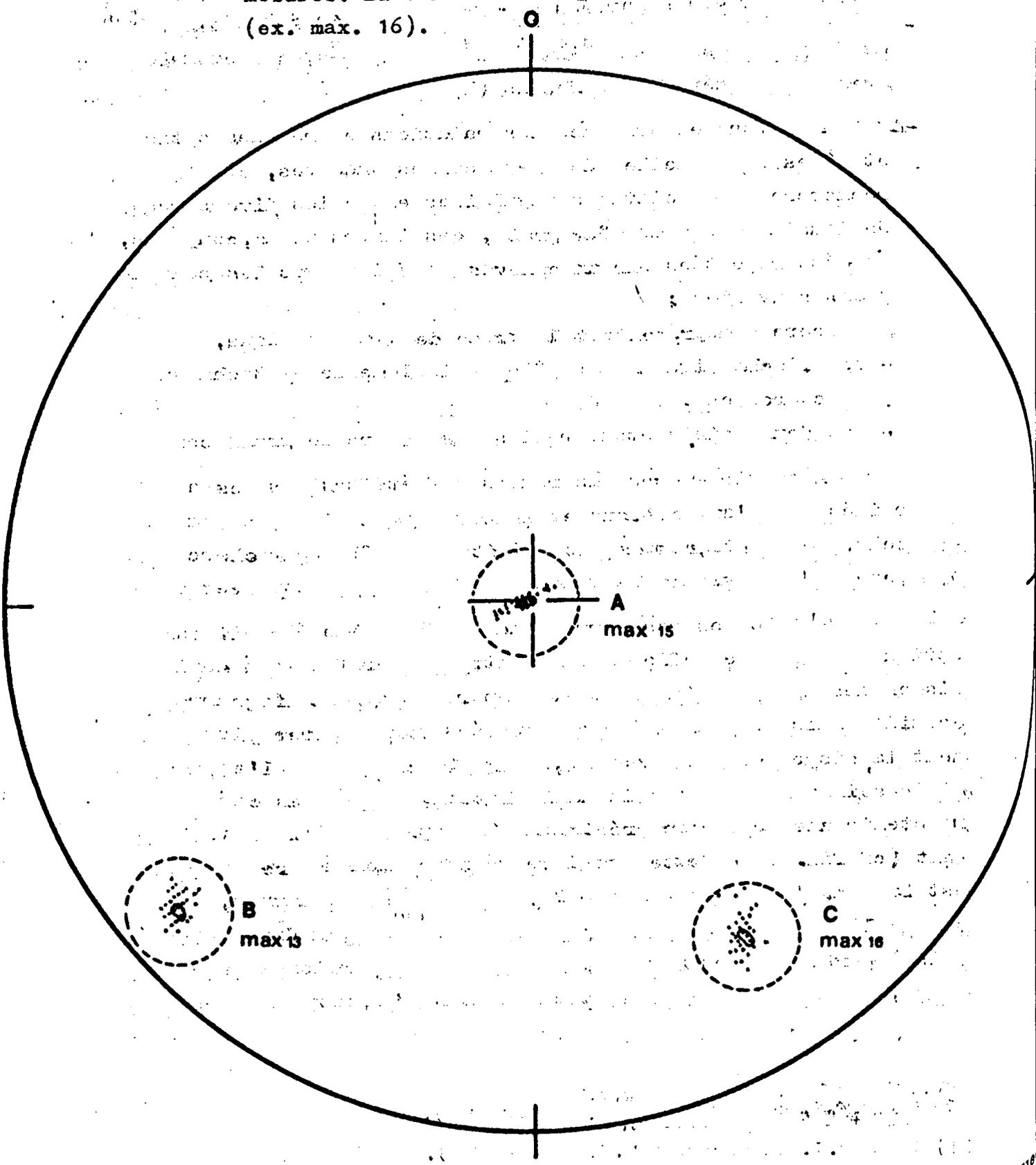


Fig. 79 : Report de 60 mesures d'un même élément géométrique

- A : Ech. C 41 CD : 1 lamelle de Boehm,
- B : Ech. C 35 : 1 axe optique,
- C : Ech. C 50 : 1 axe optique.

Sur ce maximum, j'ai centré un cercle représentant un centième de l'aire du canevas, et identique à ceux qui sont utilisés dans l'établissement des diagrammes. Dans chaque cas, ce cercle enveloppe la totalité des mesures. Ainsi, quelle que soit la valeur considérée, le cercle centré sur celle-ci enveloppe le maximum de la concentration. Il est, donc bien représentatif d'une orientation. Malgré l'imprécision sur la mesure, nous voyons que la représentation graphique (et plus particulièrement celle employée) garde une signification : cependant, lorsqu'on examine l'intersection de ces cercles, on voit qu'un maximum de faible superficie n'a qu'une valeur très réduite. Il importe donc de prendre en considération le domaine plus vaste, qui englobe de tels maximums, et non pas le site précis de ces derniers.

III.3.2.2. Résultats :

Afin d'examiner la déformation des quartzites, sept échantillons ont été sélectionnés en fonction de la qualité des lames minces, de la précision de leur orientation et des problèmes à aborder. Chemin faisant, l'examen des lames a montré que la décoloration des quartzites ne semblait pas due à la concentration du fer sous forme de magnétite, mais simplement à l'entraînement des oxydes au long de microfractures. Des facules d'oligiste et de limonite parsèment encore très souvent la roche après sa recristallisation.

Pour l'étude des microstructures, j'ai tenté, sans succès d'obtenir des sections orientées avec précision par rapport aux axes des structures majeures.

Je me suis donc contenté de lames orientées de façon quelconque par rapport à ceux-ci mais parfaitement positionnées par rapport aux couches. Cette condition d'étude nécessite, afin de les interpréter, de soumettre à diverses rotations les éléments géométriques des diagrammes construits à partir des mesures effectuées sur la lame mince.

Pour ce faire, les orientations des structures majeures par rapport à la lame sont également reportées sur

chacun des diagrammes. La morphologie des plis montre que leur symétrie est sensiblement monoclinique ; par conséquent ceux-ci sont simplement figurés sur les diagrammes par leur direction axiale, laquelle est normale au plan de symétrie. Bien que sommaire, cette représentation est suffisante pour l'interprétation des faits. Elle évite aussi une surcharge des diagrammes.

L'orientation des failles nécessite plus de précision. Elle est figurée par la trace du plan de faille ainsi que par trois axes a, b, c, qui sont, suivant la nomenclature classique :

- a - la direction de mouvement (donnée par les stries de glissement, ou bien, en leur absence, estimée à partir de l'observation des grandes structures sur le terrain,
- b - la direction normale à a, dans le plan de faille,
- c - la direction normale au plan de faille (ab).

Ces trois axes, a, b, c (pour lesquels j'utiliserai le terme d'"axes dynamiques"), sont donc simplement déduits de la géométrie de la faille et du sens de mouvement ; ils ont un caractère descriptif et ne s'identifient pas aux directions des contraintes maximales.

Liste des échantillons :

- 1-DC4I : Echantillon prélevé au mur de FIO et dans lequel ont été confectionnées deux sections perpendiculaires AB et CD afin de rechercher la valeur repré-

.../...

sentative d'une section.

2-DA59 : Echantillon pris sur le versant oriental des Dog-tooth Mountains, loin de toute faille, pour déterminer la part qui revient aux plissements dans les éventuelles orientations préférentielles.

3-DC35

4-DC50) Echantillons prélevés au voisinage de F9 en vue de
5-DC52) déterminer si la fabrication des quartzites y est co-
6-DCI6) hérente.

7-DB4 : Echantillon pris au voisinage de la "faille du mur" (F1)

Liste des diagrammes établis :

- I-DC4I AB : 1) 150 axes optiques (Schmidt),
2) 43 pôles de lamelles de Boehm (Schmidt),
3) 32 axes optiques associés aux lamelles de Boehm (Schmidt)
4) Combinaison des axes optiques et des pôles de lamelles (Wulff).
- CD : 1) 155 axes optiques (Schmidt)
2) 45 pôles de lamelles de Boehm (Schmidt)
3) 44 axes optiques associés aux lamelles de Boehm (Schmidt)
4) Combinaison des axes optiques et des pôles de lamelles (Wulff).
- 2-DA59 : 1) 150 axes optiques (Schmidt)
2) 38 pôles de lamelles de Boehm (Schmidt)
3) 30 axes optiques associés aux lamelles de Boehm (Schmidt).
4) Combinaison des axes optiques et des pôles de lamelles (Wulff).
- 3-DC35 1) 100 axes optiques (Schmidt)
2) 15 pôles de plans d'inclusions liquides (Schmidt)
- 4-DC50 1) 300 axes optiques (Schmidt)
2) 45 pôles de plans d'inclusions liquides (Schmidt)
3) Rosette d'élongation des grains.
- 5-DC52 1) 66 axes optiques de grains de grande taille (Schmidt)
2) 45 axes optiques de grains de petite taille (Schmidt)
- 6-DCI6 1) 205 axes optiques (Schmidt)
2) 66 pôles de lamelles de Boehm (Schmidt)
3) 59 axes optiques associés aux lamelles de Boehm (Schmidt)

- 4) Combinaison des axes optiques et des pôles de lamelles (Wulff)
- 5) 15 pôles de plans d'inclusions liquides (Schmidt)

7-DB 4

- 1) 196 axes optiques (Schmidt)
- 2) 61 pôles de lamelles de Boehm (Schmidt)
- 3) 51 axes optiques associés aux lamelles de Boehm (Schmidt)
- 4) Combinaison des axes optiques et des pôles de lamelles (Wulff).

1) Les résultats par échantillon :

a - Echantillon DC. 41

Localisation : Lèvre orientale de la faille F10 du domaine 3, au point X = 92, Y = 82,8.

Description : Quartzite de teinte rose très pâle à blanche, à grains parfaitement jointifs, mais où se repère encore, en lumière "naturelle", le contour arrondi des grains initiaux. Des facules d'oligiste se remarquent par place. Les grains sont moyennement contraints (relativement peu d'extinctions roulantes) mais présentent des lamelles de Boehm bien apparentes.

Deux sections perpendiculaires C.41 AB et C.41 CD ont été réalisées dans cet échantillon (cf fig. 80).

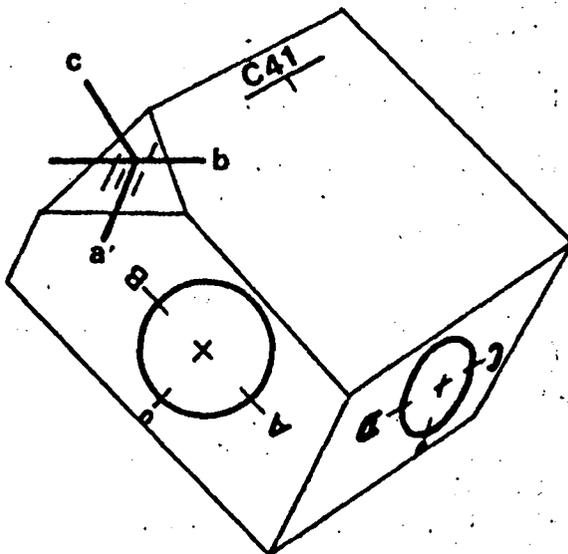


Fig. 80 : Schéma de l'orientation des sections et des diagrammes correspondants, pour l'échantillon C 41. a'bc : "axes dynamiques" relatifs à la faille F 10.

Caractères des sections et observations :

C 41 AB est une section de même direction que la faille et qui fait avec le plan de celle-ci un angle de 25° .

- 1) Fig. 81 Le diagramme établi à partir de 155 axes optiques présente une symétrie de type orthorhombique, aucune des intersections de plans de symétrie ne se confond avec un axe a, b, ou c.
- 2) Fig. 82 Les pôles des lamelles de Boehm se répartissent suivant une couronne incomplète qui présente une symétrie bilatérale nette. L'hypothèse que l'enveloppe des lamelles soit une surface conique, aplatie suivant un diamètre, est à écarter car l'angle au sommet du cône serait, dans le cas présent, insuffisant pour correspondre à celui de surfaces de cisaillement. On notera donc simplement la symétrie monoclinique du diagramme, avec un plan de symétrie unique, normal au plan du diagramme, et très oblique par rapport aux axes a, b, c de la faille.
- 3) Fig. 83 Pour les grains qui présentent des lamelles de Boehm, la répartition des axes optiques est mal définie. L'allure de couronne est, au moins en partie, un artefact...
On se contentera donc de noter que la dispersion est plus grande ici que pour les pôles de lamelles de Boehm.
- 4) Fig. 84 Le diagramme montre l'association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants ; il n'apporte pas d'informations nouvelles relatives à la répartition globale de ces éléments géométriques, mais sera utilisé dans la suite pour l'étude des déformations au niveau du cristal.
- 5) Fig. 85. Ce diagramme est fourni à titre de remarque. N'y figurent que les associations du précédent diagramme, qui présentent deux réseaux de lamelles de Boehm, ainsi que l'interprétation des contraintes correspondantes au niveau de chaque grain quartzeux, dans l'hypothèse où les lamelles sont des surfaces de cisaillement. On remarquera l'intérêt que peuvent présenter de tels diagrammes dans la recherche de l'orientation et l'identification des contraintes, lorsque l'on dispose d'un nombre représentatif d'associations de ce type. Ce procédé réduit (sans toutefois l'annuler) le risque de faire entrer dans une même interprétation, des orientations de lamelles héritées de phases diverses.

C.41 CD : La section très voisine de l'axe b, est quelconque par rapport à la faille mais est normale à la section AB.

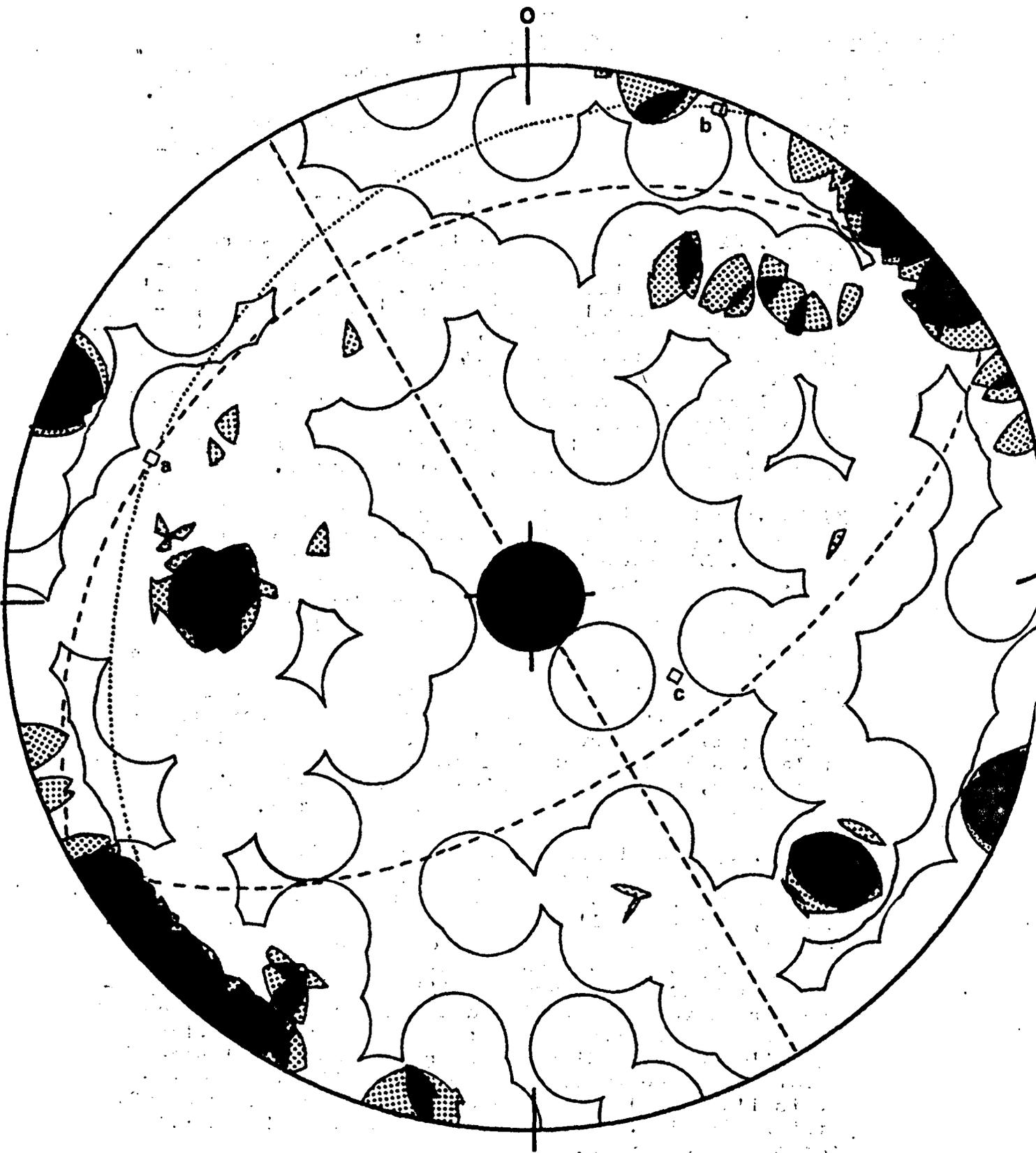


Fig. 81 : Répartition de 150 axes optiques de grains de quartz de la lame DC41AB.
Contours 1 (0,66 %), 4 (2,66 %) et 5 (3,33 %) points par 1 % d'aire. Maximum 8 points (5,34 %).
... : trace de F10 ; a, dans le sens du chevauchement
--- : plans de symétrie du diagramme.

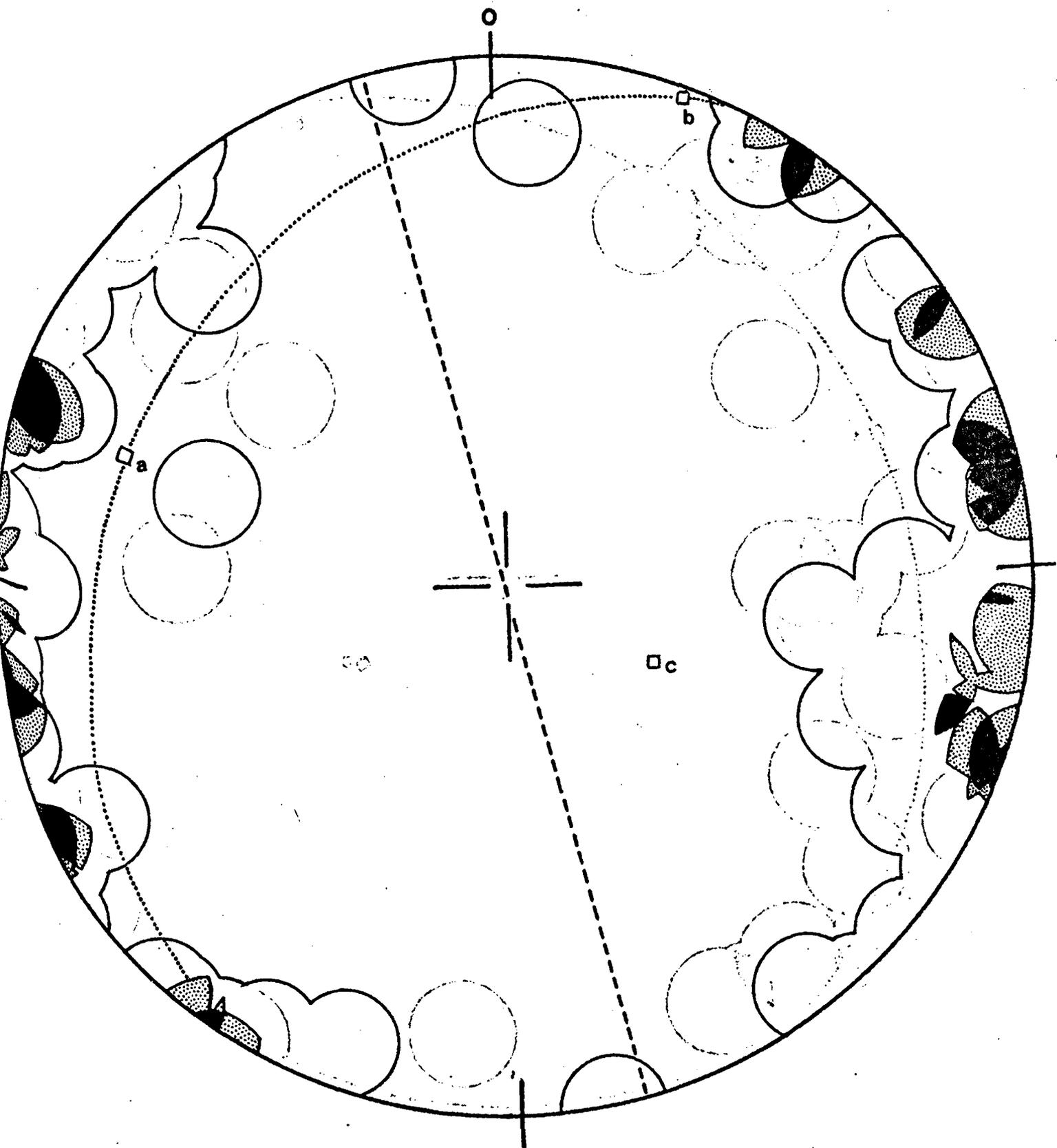


Fig. 82 : Répartition de 43 pôles de lamelles de Boehm (échantillon DC41AB).

Contours 1 (2,3 %), 3 (6,9 %) et 4 (9,3 %) points par 1 % d'aire. Maximum 7 points (16,3 %).

... : trace de F10 ; axe a dans le sens du chevauchement.

--- : plan de symétrie du diagramme.

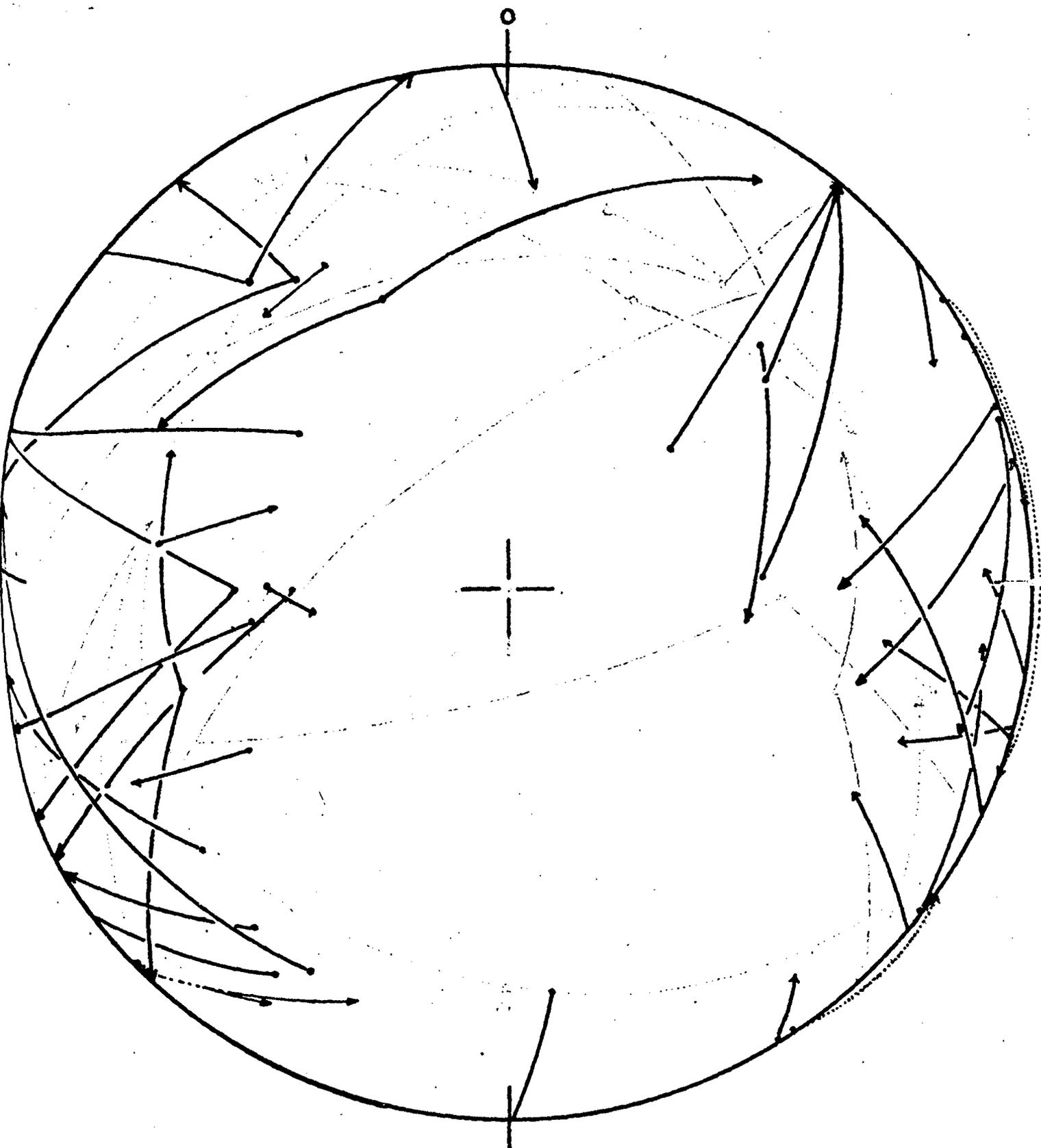


Fig. 84 : Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (Lame DC41AB).

Cercles : traces des axes optiques.

Flèches : pôles des lamelles

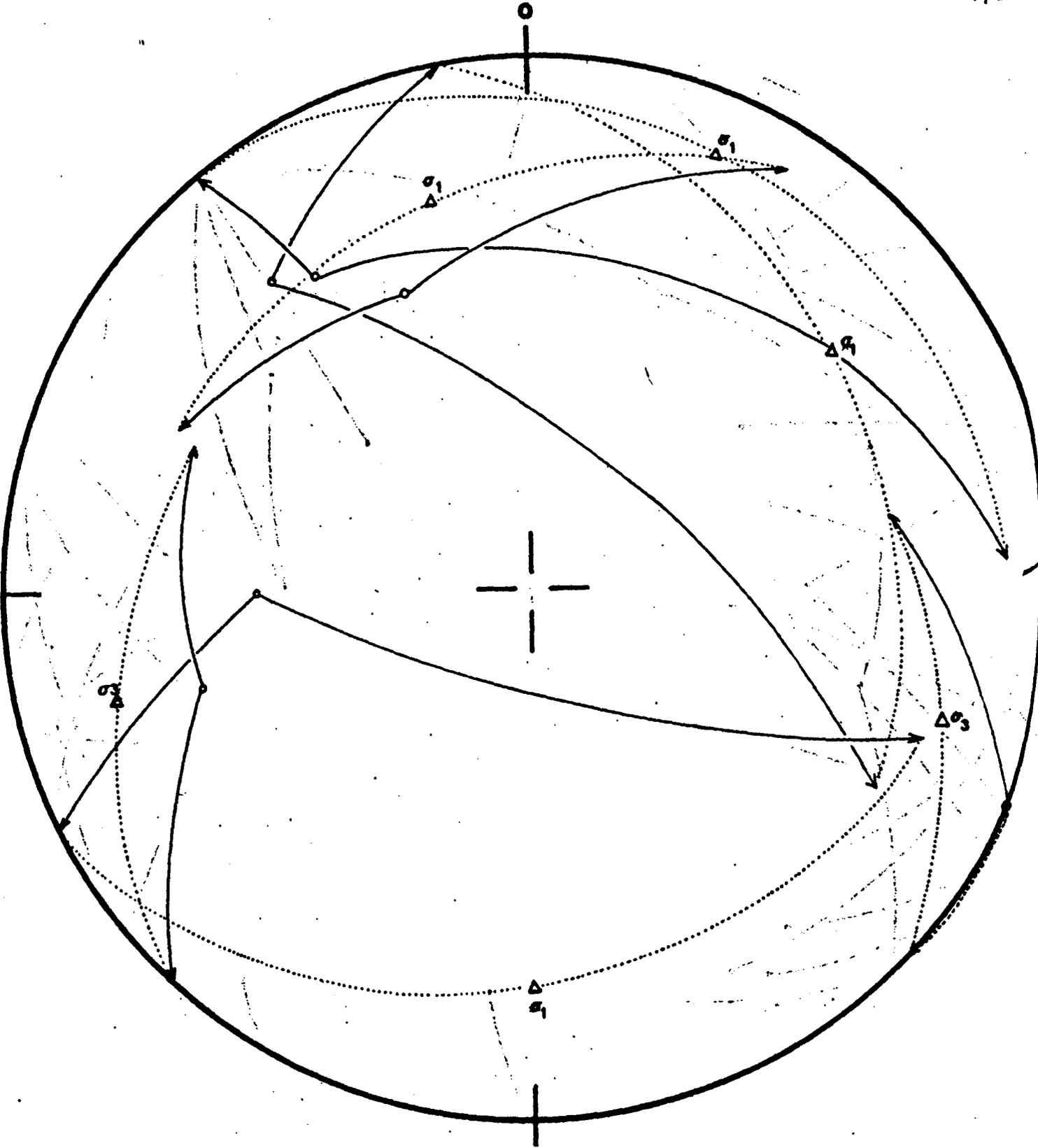


Fig. 85 : Exemple de diagramme susceptible de préciser l'orientation des contraintes subies par l'échantillon, à partir des réseaux conjugués de lamelles observées dans des grains distincts (cf p. 171).
La contrainte maximale (σ_1) est prise ici comme la bissectrice de l'angle aigu des lamelles.

1) Fig. 86 Le diagramme établi à partir de 155 axes optiques présente une symétrie pratiquement monoclinique, dont le plan est quelconque par rapport aux axes a, b, c de la faille, et oblique par rapport à l'axe des plis de première phase d'une part, de seconde phase d'autre part.

Il ne semble donc pas exister de lien génétique direct entre l'orientation des axes optiques des grains de quartz et l'une des trois phases structurales envisagées. Ce caractère sera discuté dans la suite.

2) Fig. 87. Les quatre concentrations de pôles de lamelles de Boehm à la périphérie du diagramme indiquent l'existence de deux orientations préférentielles des lamelles observées. Les concentrations sont d'importance inégale ; la symétrie du diagramme est donc monoclinique ; le plan de symétrie se confond avec le plan du diagramme.

3). Fig. 88. Mêmes remarques que pour la figure 83

4). Fig. 89 mêmes remarques que pour la figure 84.

En résumé, les divers résultats relatifs à l'échantillon C 41 sont reportés sur la figure 90 A où ils sont ramenés à leur attitude exacte par rapport à l'affleurement. On retrouve sur chacune des sections perpendiculaires AB et CD le même type de symétrie (orthorhombique pour les axes optiques et monoclinique pour les lamelles). Le net écart entre les pôles des plans de symétrie respectifs s'explique essentiellement par le cumul des imprécisions introduites, pour chaque section dans le tracé des plans de symétrie, en raison de la faible densité des maxima.

On remarquera toutefois que, dans les deux cas les intersections (confondues avec les pôles) des plans de symétrie des diagrammes relatifs aux axes optiques, sont nettement obliques par rapport aux axes a, b, c, de la faille, mais restent plus proches de ceux ci que des directions axiales des plis de première et de seconde phases. Il semble donc que l'orientation des axes optiques soit liée au jeu de la faille. D'autre part, l'obliquité par rapport aux axes de la faille, de l'ensemble des directions des contraintes déterminées peut refléter :

- soit l'existence d'une hétérogénéité locale,
- soit un jeu plus oblique de la faille, antérieur au développement des "slickensides" suivant lesquels est orienté l'axe a.

On connaît pour cette faille deux phases principales d'activité (cf para. III.2.3.) ; il est donc possible que ce caractère soit hérité de la première, qui est la phase de chevauchement.

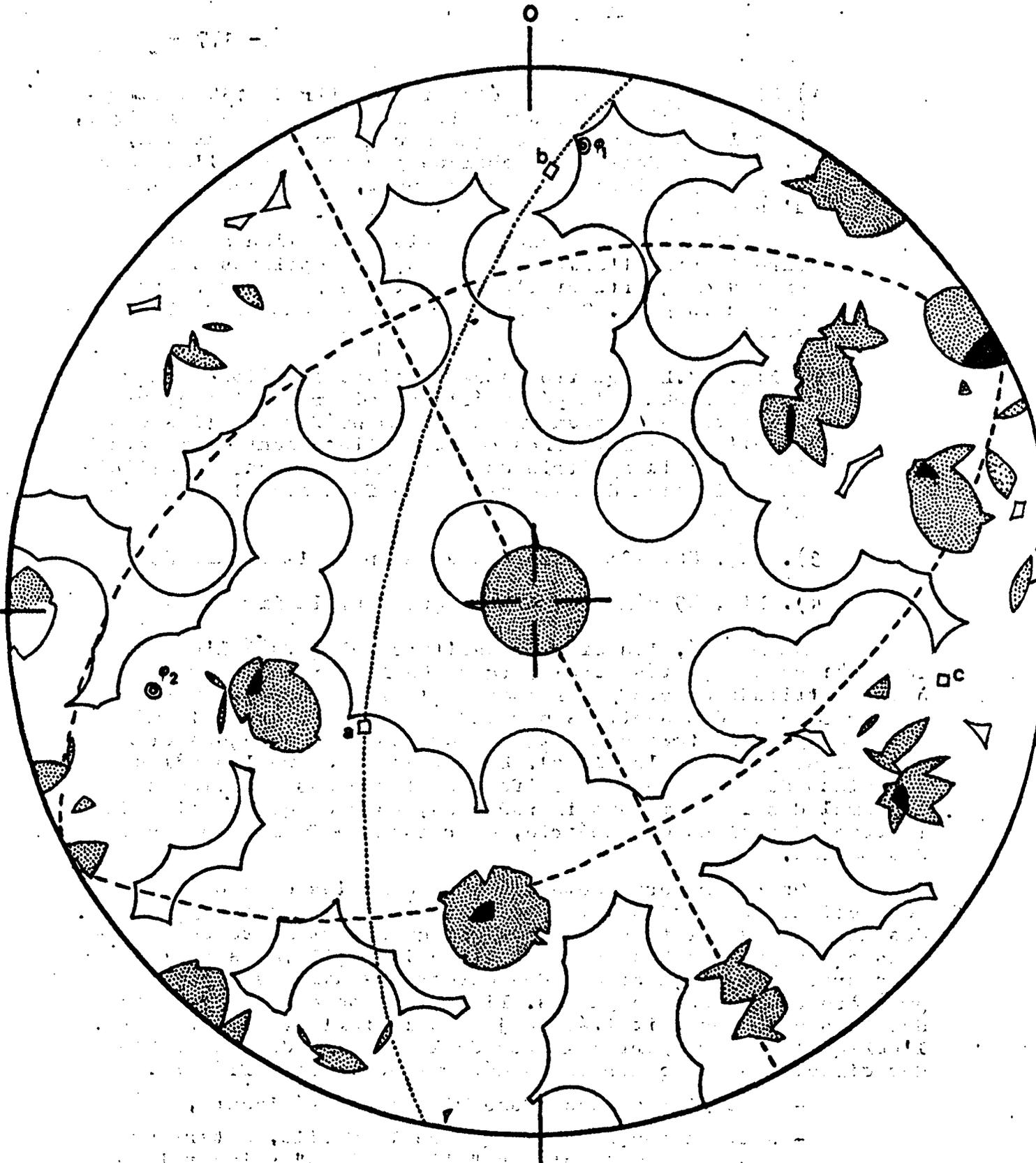


Fig. 86 : Répartition de 155 axes optiques de quartz de la lame DC41CD.

Contours 1 (0,64 %), 4 (2,58 %) et 6 (3,87 %) points par 1 % d'aire. Maximum 6 points.

--- : plans de symétrie du diagramme.

... : trace de F10.

L'axe a indique le sens du chevauchement.

ψ_1 et ψ_2 : traces de l'axe des plis respectifs de la première phase de plissement et de la seconde.

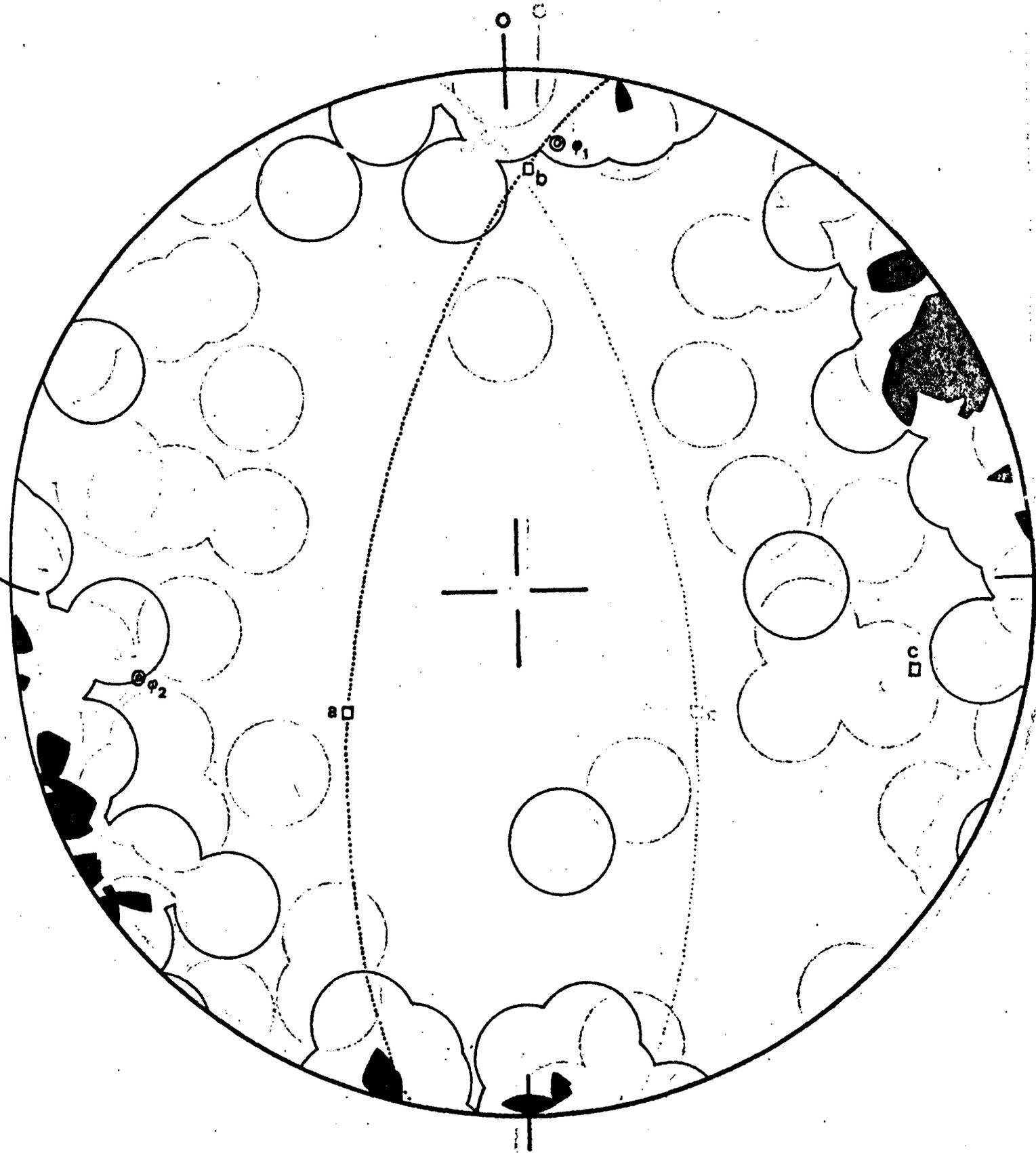


Fig. 87 : Répartition de 45 pôles de lamelles de Boehm de la
lame DC41CD. Contours 1 (2,22 %) et 4 (8,9 %) points par 1 %
d'aire. Maximum 7 points (15,6 %).
Orientation du diagramme : cf fig. 86.

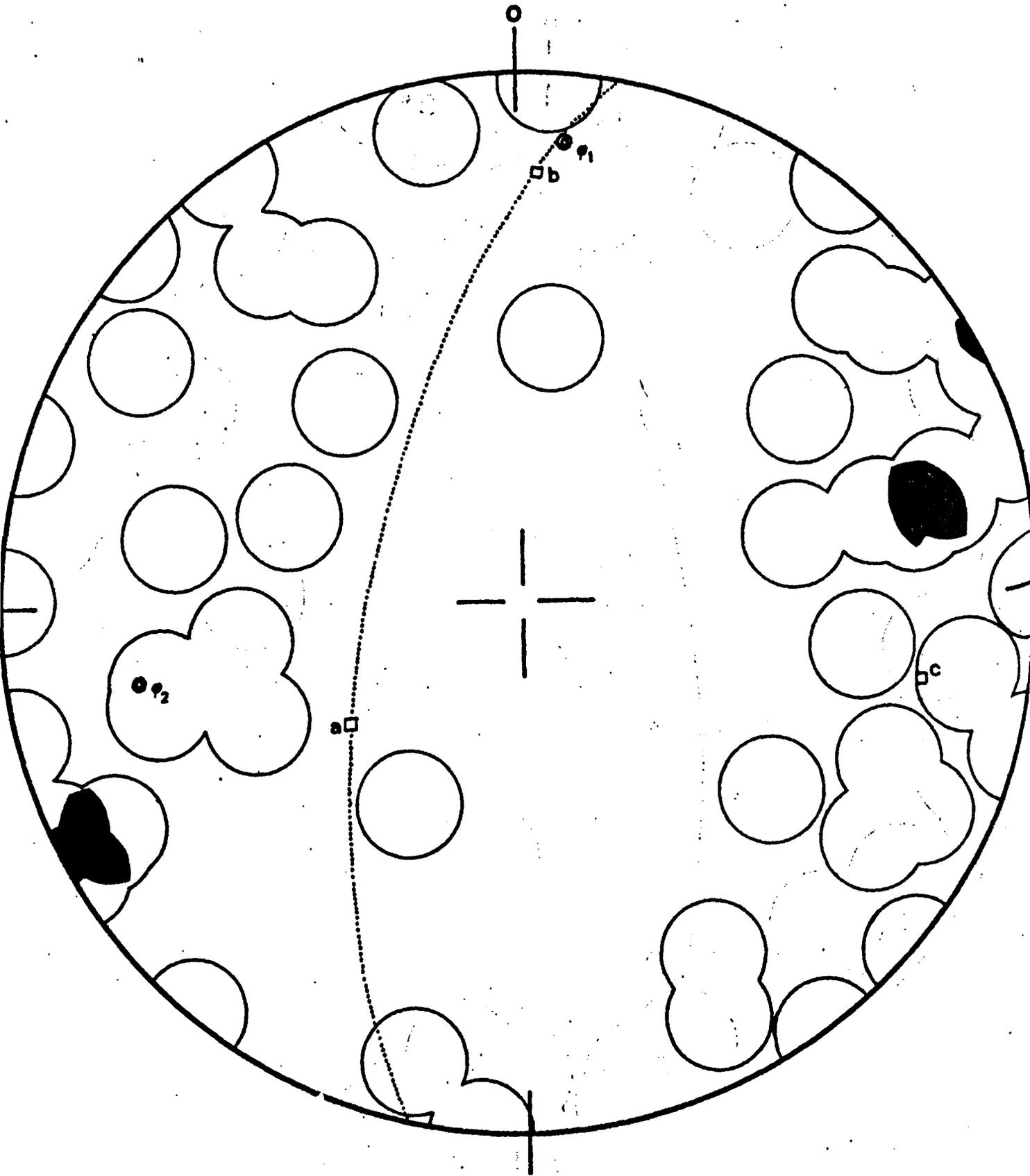


Fig. 88 : Répartition de 44 axes optiques de grains de quartz où ont été observées les lamelles de Boehm (lame DC41CD).
Contours 1 (2,27 %) et 4 (9,1 %) points. Maximum 5 points (11,35 %).
Orientation du diagramme cf fig. 86.

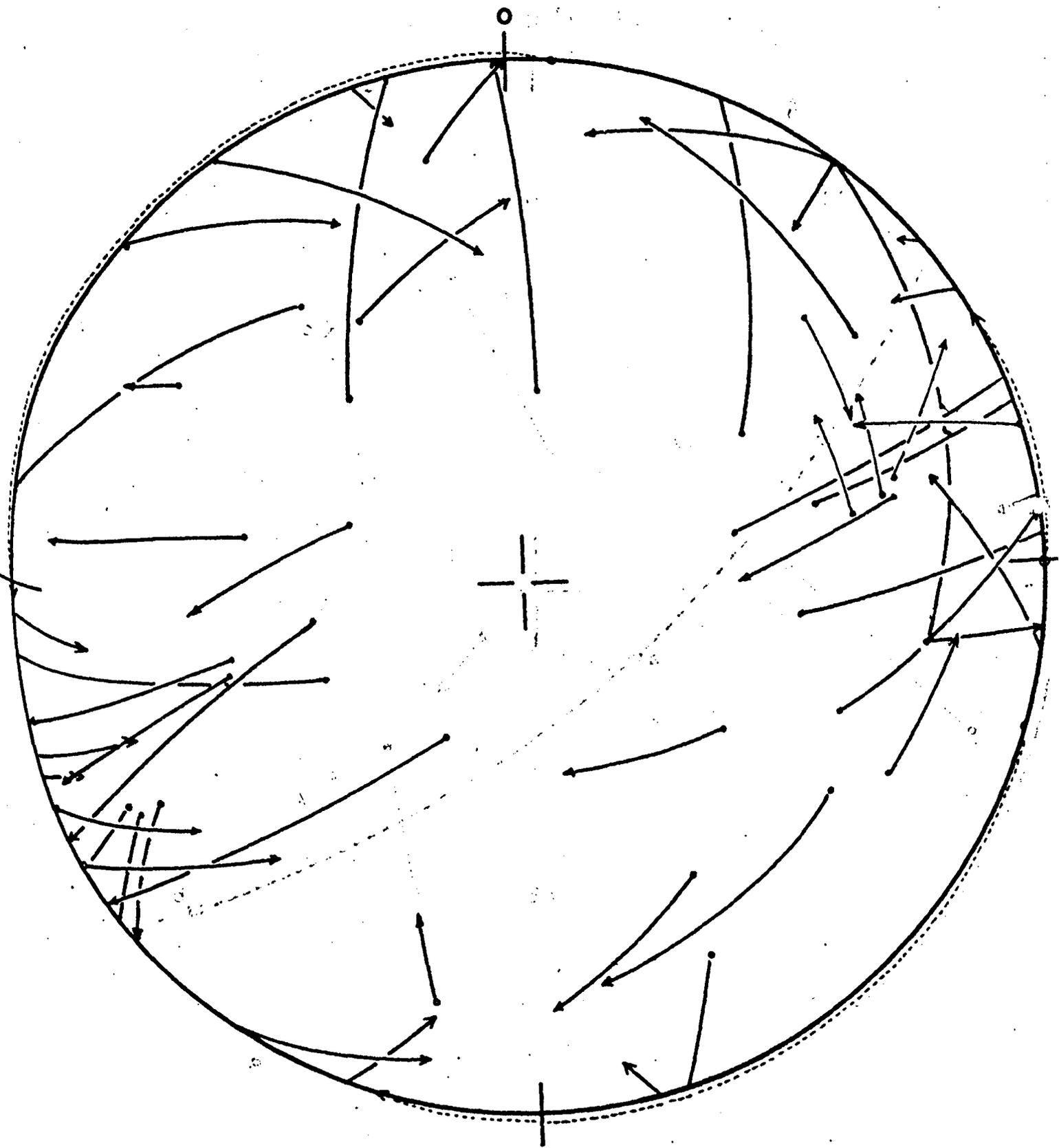


Fig. 89 : Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (lame DC41CD).
Mêmes conventions que pour la figure 84.

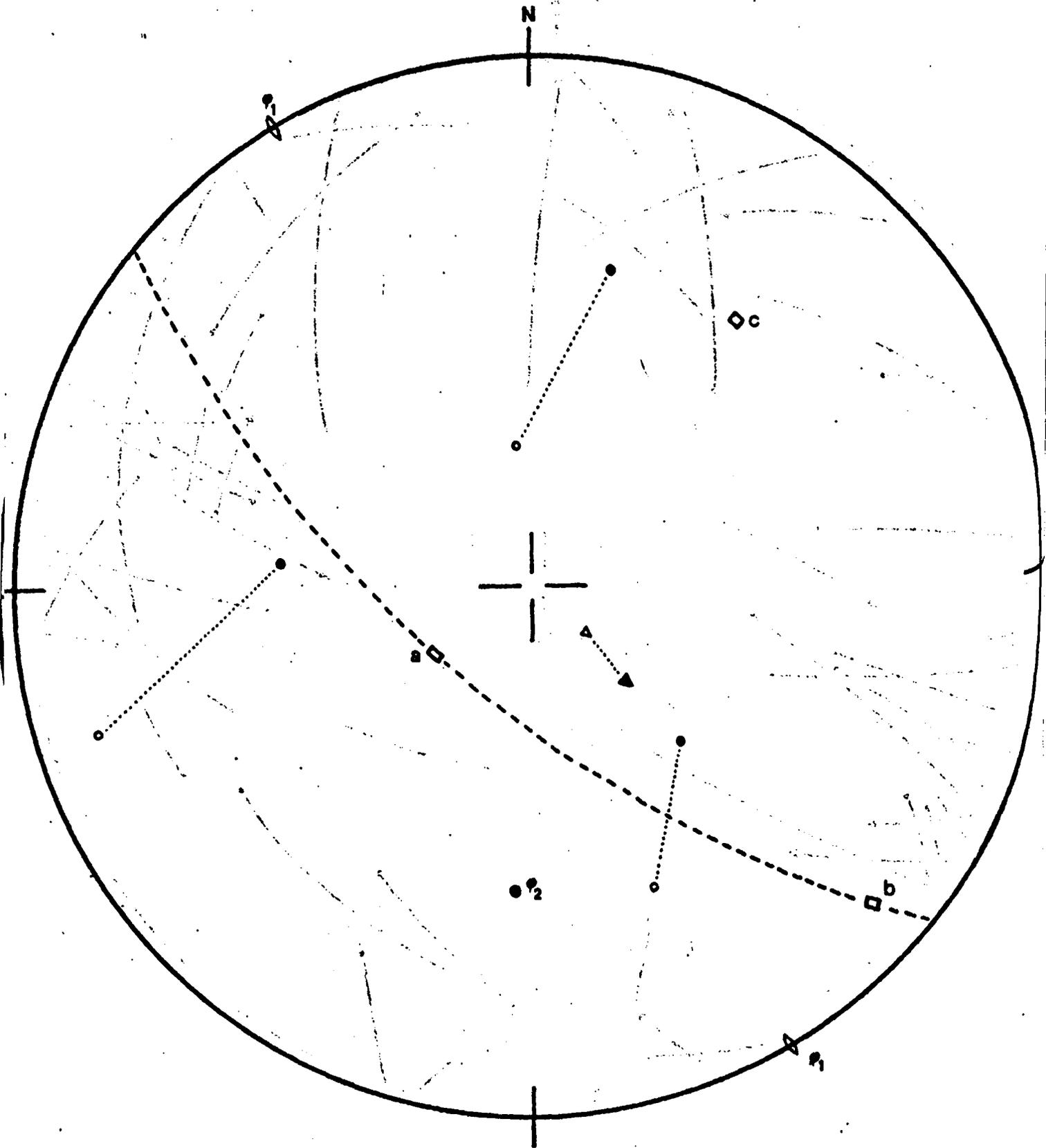


Fig. 90 A : Synthèse des observations relatives à DC41.
a, b, c : "axes dynamiques" de la faille F10.
--- : trace de F10.
Cercles : pôles des plans de symétrie des diagrammes de répartition des axes optiques.
Triangles : pôles du plan de symétrie monoclinique des diagrammes d'orientation des lamelles de Boehm.
En noir : données relatives à la section AB ;
En blanc : données relatives à la section CD.

L'existence d'orientations préférentielles nettes sur les diagrammes établis à partir des lamelles de Boehm suggère d'associer ces dernières à un régime particulier de contraintes ; mais leur répartition dans chaque section ne fournit que des données partielles qui les rendent difficiles à rattacher aux déformations connues. Comme les concentrations d'axes optiques des grains où sont mesurées les lamelles se retrouvent en général dans les zones de concentration qui ont servi à définir la symétrie globale des axes optiques dans l'échantillon, il apparaît que les lamelles sont en majeure partie postérieures à la recristallisation de la roche. Le fait que le plan de symétrie des diagrammes établis à partir des pôles de lamelles, se distingue de la symétrie des plis de première et de seconde phase (cf fig. 90 A), mais se rapproche au contraire de l'un des plans de la symétrie globale des axes optiques, semblerait indiquer que les lamelles de Boehm se sont développées sous des contraintes voisines de celles qui ont provoqué la recristallisation. La recherche de telles contraintes nécessite de faire appel à la fois aux deux sections (cf fig. 90 B).

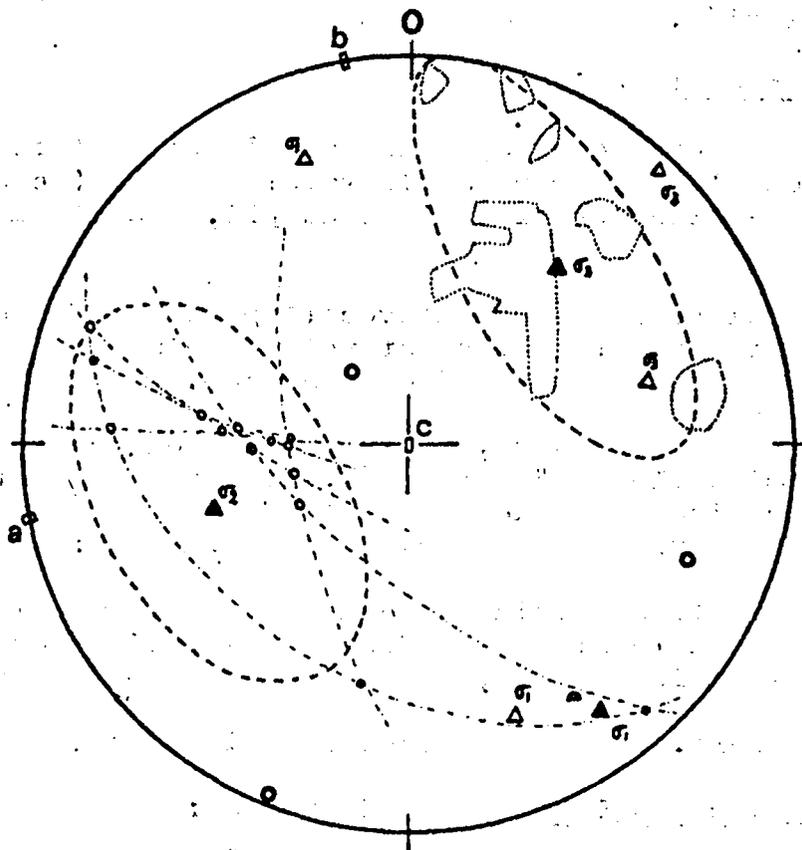


Fig. 90 B : Tentative d'identification des contraintes exercées sur l'échantillon DC 41, à partir de l'orientation de l'ensemble des lamelles de Boehm. (Canevas de Schmidt).

- ... : principales concentrations des diagrammes des fig. 82 et 87.
- .- : plans moyens des réseaux de lamelles représentés.
- o : intersections des plans de lamelles.
- ▲ : positions des contraintes estimées à partir du diagramme.
- △ : positions des contraintes d'après la figure 85.
- : positions des contraintes déduites de l'orientation des axes optiques (d'après la moyenne des valeurs de la figure 90 A).

b - Echantillon DA 59 (GH) :

Localisation : Flanc du pli majeur dans le domaine 4, au point
X = 95,3 Y = 82,5 où les quartzites sont massifs, nettement
colorés et éloignés des accidents cassants.

Description : Quartzite fin, de teinte rose, à grains jointifs non
contraints, contenant de minces passées plus grossières à petits
galets de 1 à 5 mm.

Caractères de la section et observations : La section orientée dans
un plan normal à la stratification.

- 1) Fig. 91 Les concentrations du diagramme construit sur 150
axes optiques ne permettent pas de définir des plans de
symétrie.
- 2) Fig. 92 Les lamelles de Boehm sont présentées avec des
orientations diverses. L'une de ces orientations paraît
privilegiée.

Rapports avec le pli majeur :

Le plan moyen correspondant aux lamelles fait avec le
plan ac du pli majeur un angle voisin de 60° (ac s'identifie
ici avec le plan normal à l'axe du pli, déduit du diagramme de
la fig. 50).

Ceci laisse supposer qu'avec l'approximation de l'évaluation,
l'orientation des lamelles est voisine d'une surface de cisail-
lement (théoriquement à 45° du plan ac).

Dans cette hypothèse, nous pouvons remarquer que la direc-
tion "de cisaillement" conjuguée, bien que plus effacée, peut
aussi être mise en évidence sur le diagramme et que les plans
de symétrie correspondant aux lamelles, sont :

- d'une part très voisins de ceux du diagramme si l'on tient
compte de la localisation des concentrations de pôles, plus
que de leur intensité ;
- d'autre part, proches de ceux du pli majeur.

Rapports avec les plis de seconde phase :

Le plongement axial pris pour les plis de seconde phase
est la valeur N $220-30^\circ$, mesurée dans le domaine 1.

Il correspond au point p si la seconde phase de plissement
est postérieure à la faible rotation notée pour l'ensemble du
domaine 4 (cf. fig. 50) ou au point p' dans le cas contraire.

L'écart est suffisamment faible en comparaison de
l'approximation liée au choix de la symétrie, pour ne pas
intervenir dans la présente observation.

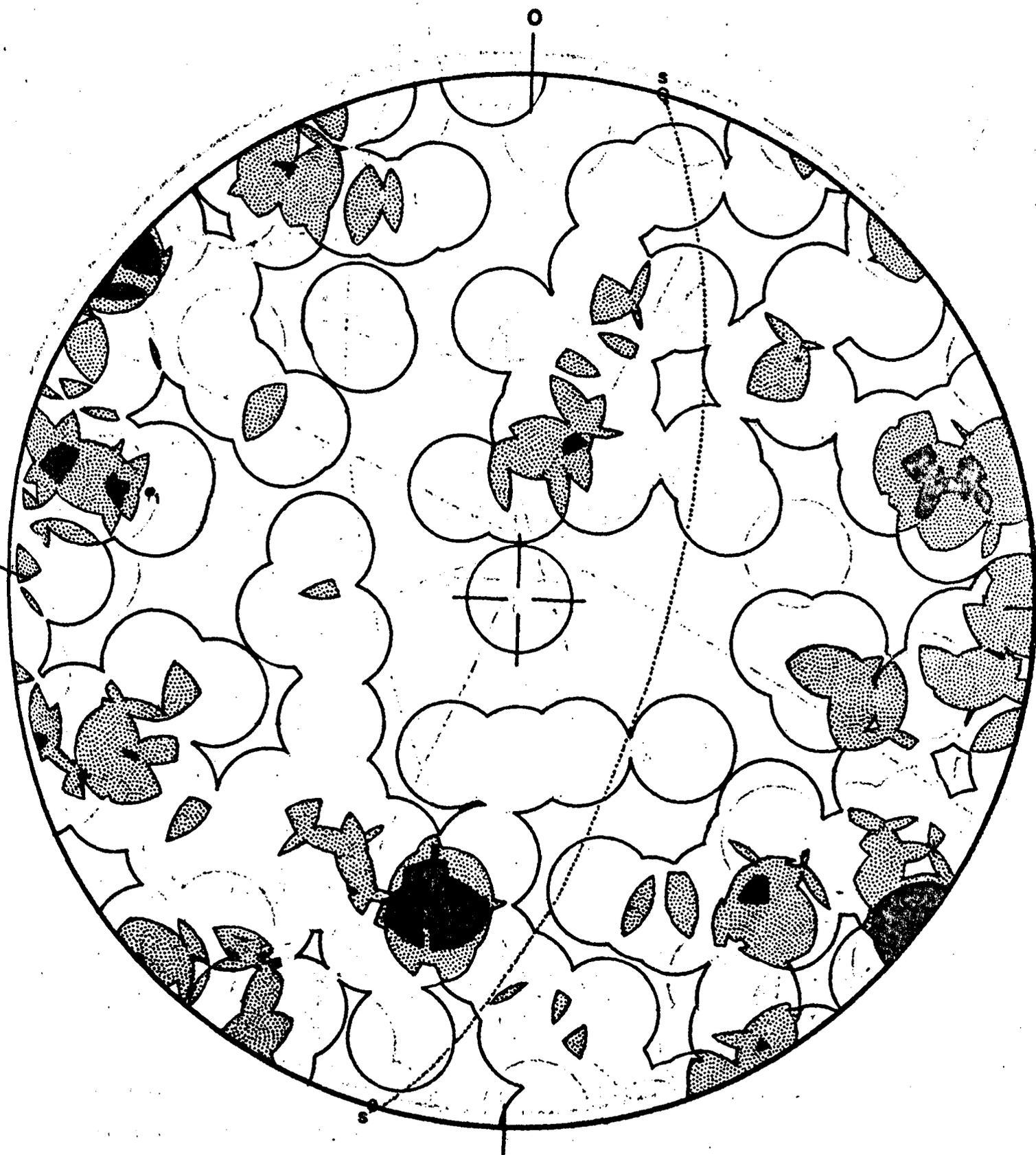


Fig. 91 : Répartition de 150 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DA59.

Contours 1 (0,66 %), 3 (2 %) et 5 (3,33 %) points par 1 % d'aire. Maximum 7 points (4,65 %).

s : pôles de pendage local de la stratification (N 55-40°).

... : plan ac du pli majeur de première phase.

ψ_1 : trace de l'axe de ce pli (soit encore l'axe b).

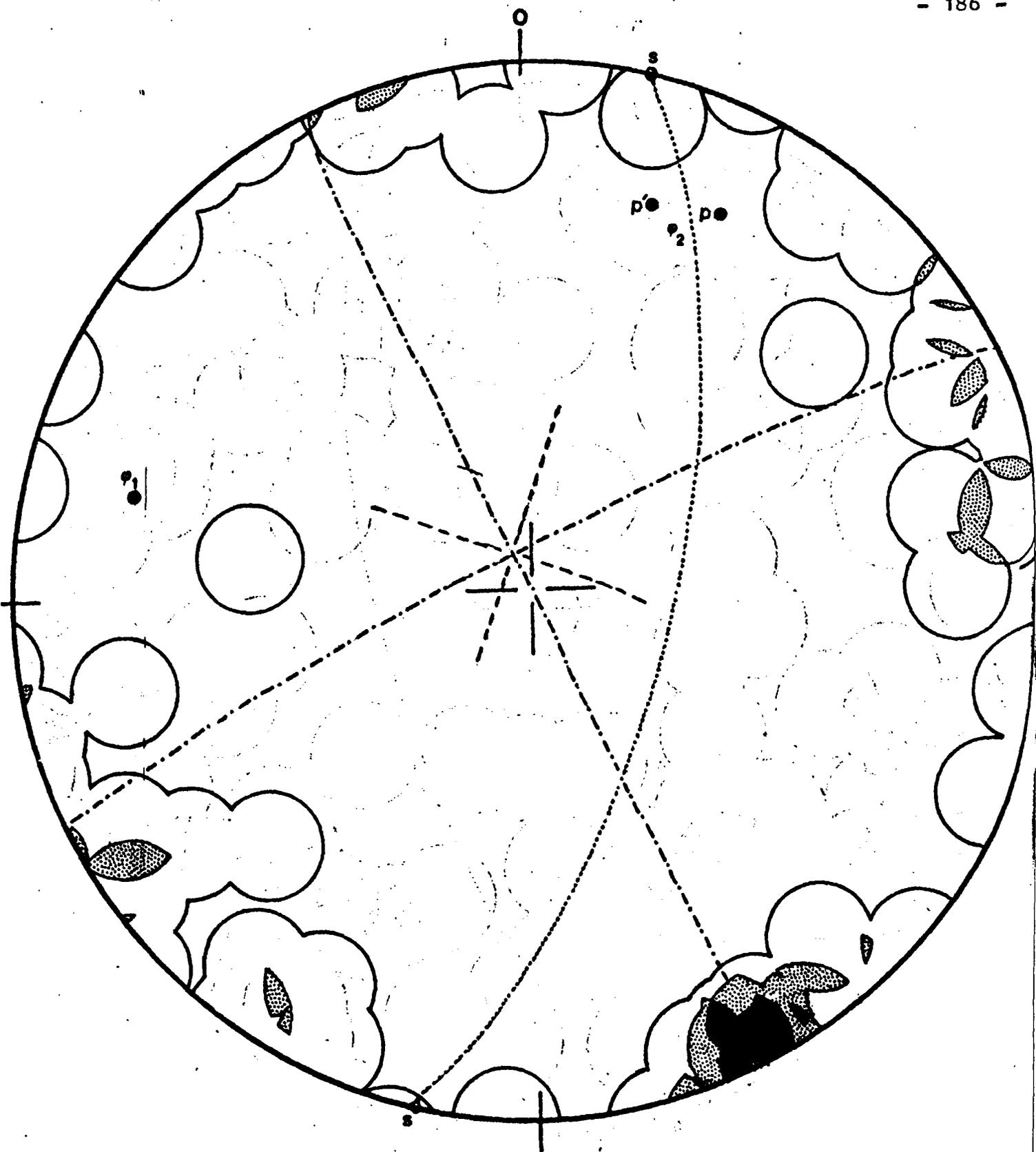


Fig. 92 : Répartition de 43 pôles de lamelles de Boehm de l'échantillon DA59.
 Contours 1 (2,32 %), 3 (7 %) et 5 (11,6 %) points.
 Maximum 6 points (13,95 %).
 Orientation du diagramme cf fig. 91.
 --- : ébauchés des plans de symétrie.
 Ψ_2 (p et p') : traces possibles de l'axe des plis de seconde phase (voir texte).

Nous nous contenterons de constater que la symétrie des lamelles s'applique aussi aux plis de seconde phase et que les approximations sont trop grandes pour que l'attribution des lamelles à l'une des phases plutôt qu'à l'autre, ait quelque signification.

3). Fig. 93 : Mêmes remarques que pour la fig. 83.

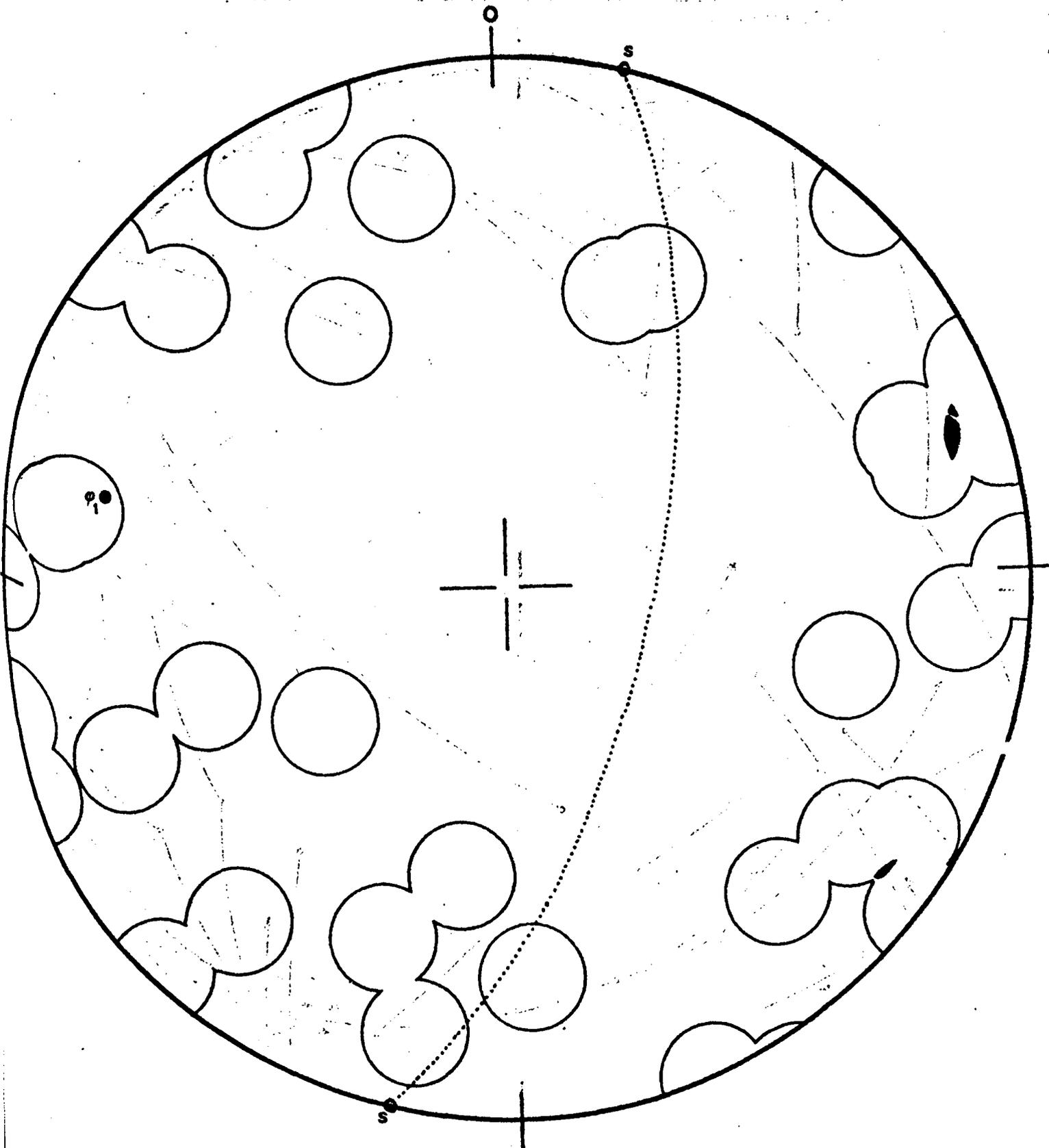


Fig. 93 : Répartition de 30 axes optiques de grains de quartz où ont été observées des lamelles de Boehm (Echantillon DA 59).

4). Fig. 94 : mêmes remarques que pour la fig. 84.

En résumé :

Les contraintes enregistrées par cet échantillon n'étaient pas suffisantes pour que la recristallisation des grains soit nettement orientée. Des lamelles de Boehm existent, indépendamment de la présence des failles ; leur orientation semblerait liée au moins à l'une des deux phases de plissement.

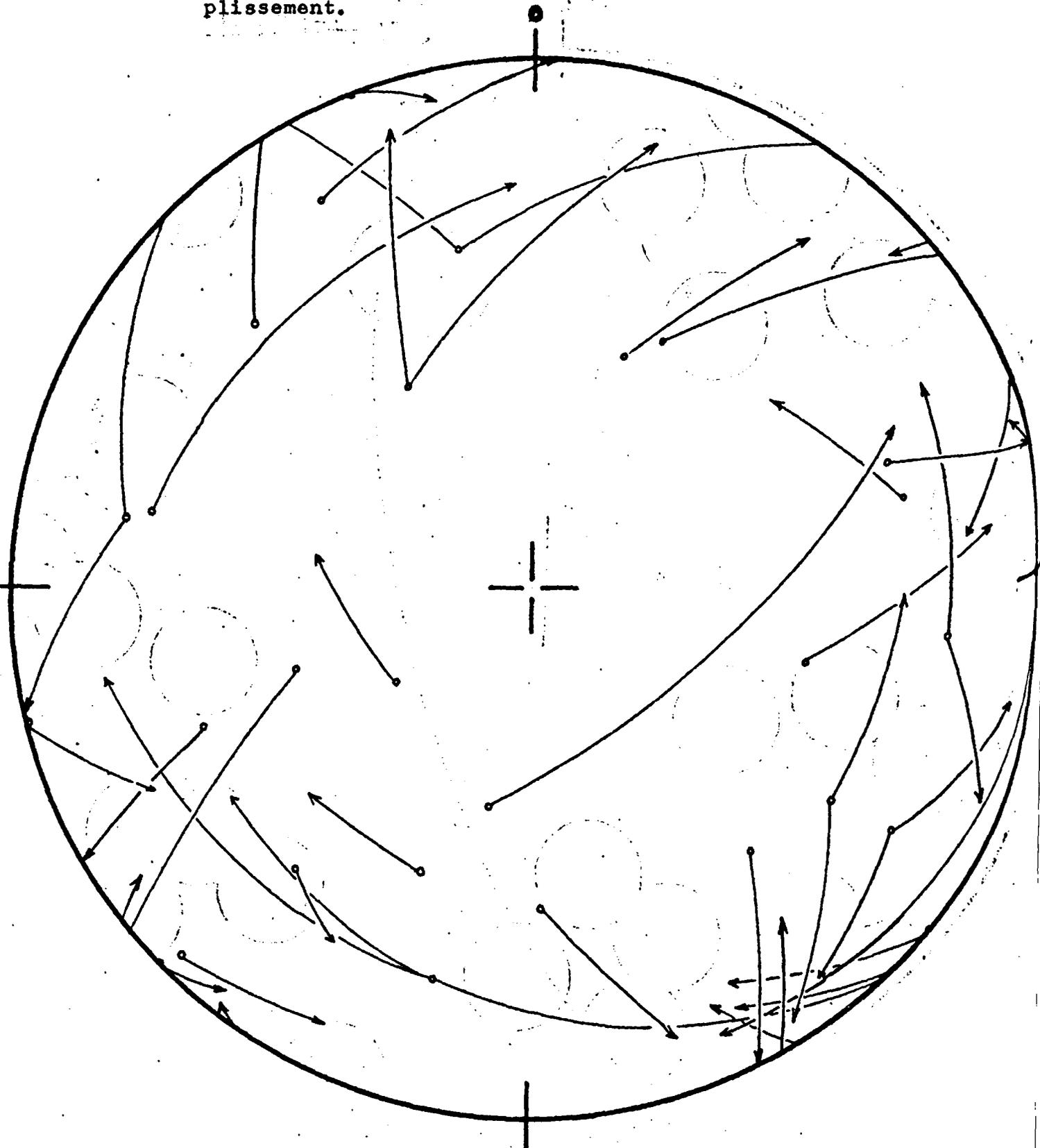


Fig. 94 : Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (Echantillon DA 59).
Mêmes conventions que pour la figure 84.

3) Echantillon DC 35 :

Localisation : Miroir de la faille F9 au point X = 91,8
Y = 82,3.

Description : Quartzite blanchâtre qui présente des grains moyennement contraints, dont les contours arrondis, soulignés par des impuretés, sont encore visibles.

Les inclusions liquides y sont très nombreuses. Elles présentent parfois un agencement planaire net ; et la trace de ces plans recoupe parfois plusieurs grains.

Le nombre de lamelles de Boehm était trop faible pour permettre d'établir un diagramme significatif.

Un réseau de fractures irrégulières, grossières, vient recouper sous un angle de 45° la surface de l'échantillon, qui est également celle du miroir de faille et qui porte des slickensides. (cf fig. 95).



• Fig. 95 : Orientation de la section de l'échantillon DC 35.

Caractères de la section et observations : la section réalisée est normale au plan du miroir et parallèle à la direction des slickensides.

Elle correspond donc au plan ac des axes dynamiques.

La grande taille des grains et la présence de plages broyées correspondant aux fractures ne m'ont permis d'effectuer les mesures que sur 100 grains.

1) Fig. 96 Le diagramme établi à partir des 100 axes optiques présente une symétrie presque orthorhombique.

a) Celle-ci n'est pas directement liée aux directions de mouvement du dernier jeu de la faille que l'on déduit de l'orientation des slickensides :

On constate en effet l'obliquité par rapport à ces deux axes de référence, des intersections des plans de symétrie (que l'on assimile aux directions de contraintes maximales).

En particulier on remarque que b ne se confond avec aucune direction de contrainte mais fait avec celles-ci un angle d'environ 20° .

b) On remarquera aussi qu'aucune des directions de contrainte ne se confond avec l'axe du pli majeur (pris ici avec son plongement local de 20° et réorienté par rapport à la section) ni avec celui des plis mésoscopiques de seconde phase figuré ici par la valeur $N 230-30^\circ$, réorientée de même par rapport à la section.

La symétrie approchée de la répartition des pôles de quartz ne correspond pas à celle d'une de ces trois déformations.

On peut cependant noter que si par rotation on amène b à se confondre avec la "direction de contrainte" la plus proche de sa position sur le diagramme, le plan de faille devient bissecteur du dièdre qui le contient. C'est-à-dire qu'il occupe alors la position d'une surface de cisaillement.

Une explication possible de la symétrie observée serait donc qu'elle soit celle des contraintes associées à un jeu antérieur plus oblique de la faille.

Cette hypothèse n'étant pas gratuite puisque l'on sait (cf. par. III.2.2.) que la faille a été initialement chevauchante.

2) Fig: 97 Les pôles d'inclusions liquides se regroupent suivant deux plages diamétralement opposées ce qui indique une répartition des plans d'inclusions au voisinage

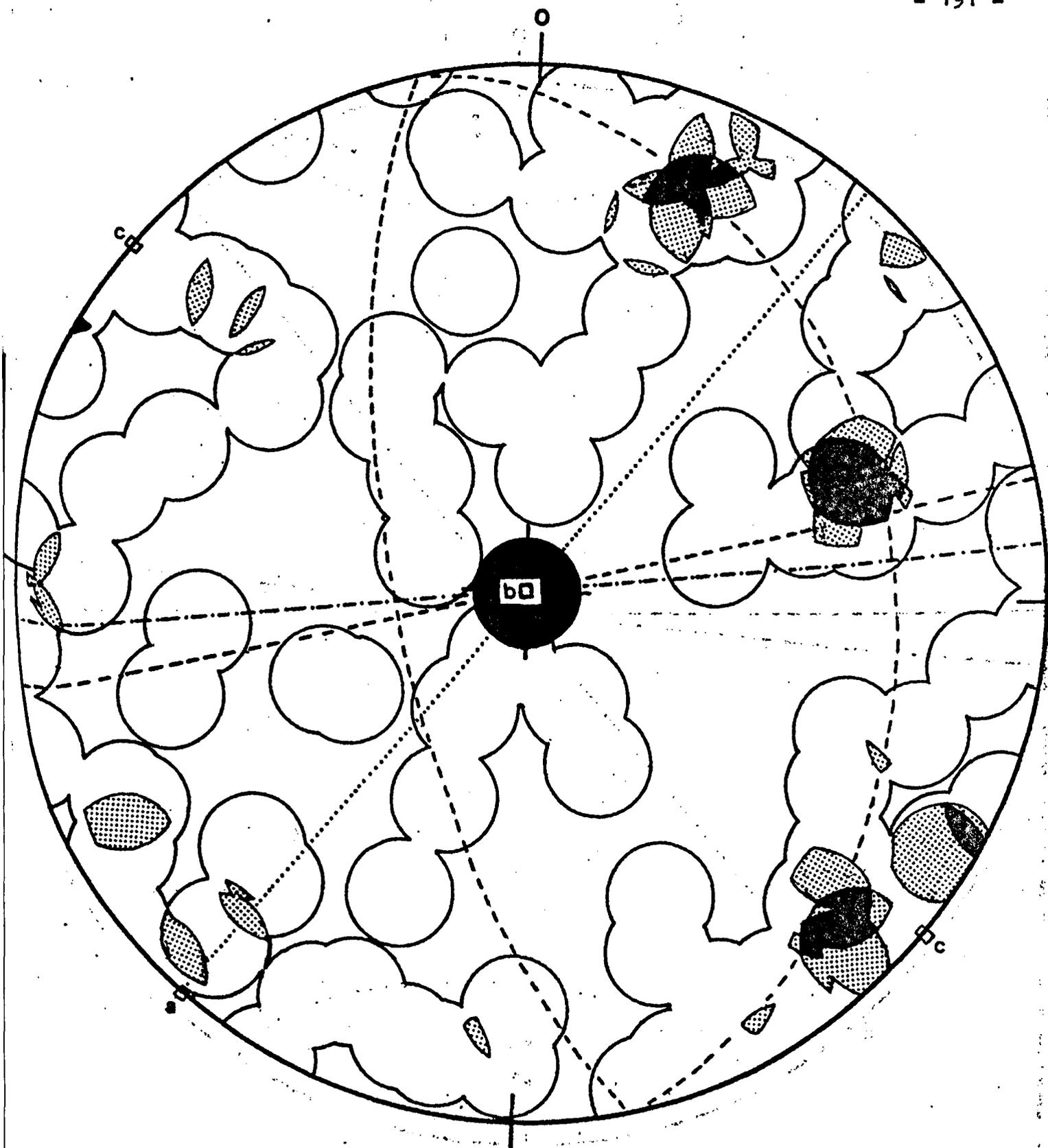


Fig. 96 : Répartition de 100 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DC35.
Contours 1 (1 %), 3 (3 %) et 4 (4 %) points par 1 % d'aire. Maximum 8 points (8 %).
... : plan de la faille F9 ; l'axe a désigne ici le sens de l'effondrement.
-.- : plan moyen des fractures de l'échantillon.
--- : plans de symétrie approchée du diagramme.

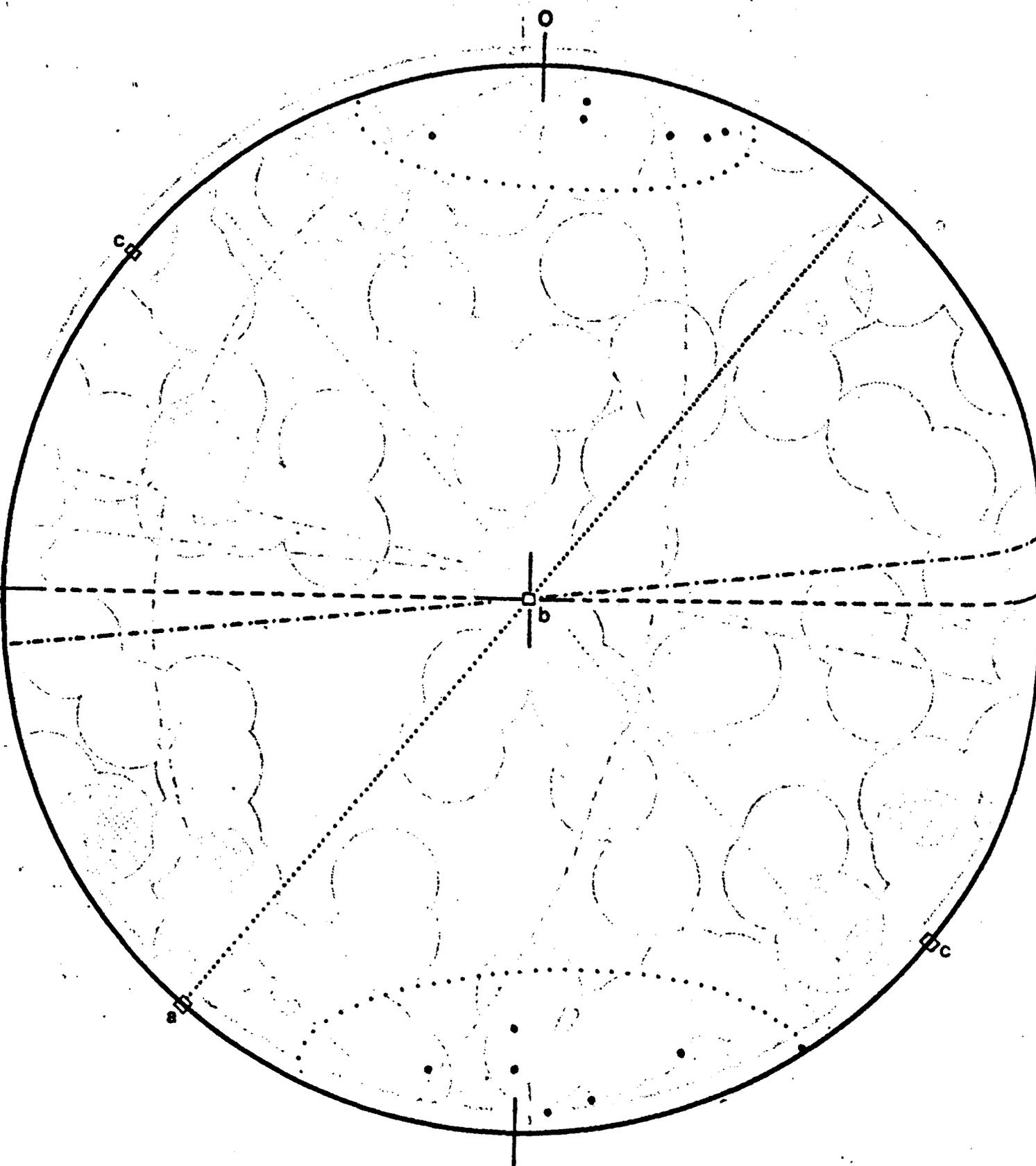


Fig. 97 : Répartition de 15 pôles de plans d'inclusions liquides (Echantillon DC35).
Orientation du diagramme : cf fig. 96.
... : limite arbitraire des plages où se répartissent préférentiellement les pôles.
-- : plan moyen des fractures de l'échantillon.
--- : plan de symétrie du diagramme.

d'un plan moyen normal à la section et de direction EW.

- Le fait qu'un même plan d'inclusions recoupe divers grains voisins, indépendamment de l'orientation de leur réseau, montre qu'elles se localisent au long de microfractures postérieures à la recristallisation.
- Leur orientation sensiblement identique à celle des fractures grossières suggère une même origine.
- Le pendage de ces fractures, inverse de celui du miroir de faille, semble les attribuer à l'affaissement de la lèvre occidentale.
- L'apparition de ces plans d'inclusions semble donc liée au jeu de la faille, mais dans le sens d'un effondrement du compartiment Ouest.

4) Echantillon DC 50 :

Localisation : Lèvre orientale de la faille F9, au point
X = 93 Y = 81,4.

Description : Grès de teinte roussâtre, à ciment pélitosiliceux pigmenté d'oxydes de fer, et à grains légèrement contraints.

Caractères de la section et observations :

- 1) Fig. 98. Le diagramme établi à partir de 300 axes optiques présente une symétrie de type orthorhombique dont les plans sont très obliques par rapport aux axes a, b, c.
- 2) Fig. 99. Les inclusions liquides sont orientées suivant un plan préférentiel pratiquement confondu avec le plan ac, normal au plan de faille; Ces relations géométriques suggèrent un lien génétique.
- 3) Fig. 100. L'élongation des grains est statistiquement parallèle à la direction des couches au point considéré et se rapproche beaucoup plus de l'un des plans de la symétrie globale de l'échantillon que de l'axe b de la faille. Or la déformation des couches qui sont ici rebroussées au contact de la faille est à attribuer à la phase de chevauchement. Il semblerait ici encore que la symétrie des orientations d'axes optiques soit à rattacher aux contraintes de la phase de chevauchement.

5) Echantillon C 52 :

Localisation : Filon de quartz représentant la mylonite de F9 au point X = 93 Y = 81,4.

Description : Quartz filonien blanc jaunâtre très contraint (extinctions roulantes très prononcées et nombreuses) à structure cataclastique. Les inclusions bulleuses y sont nombreuses.

Caractères de la section et observations : La section réalisée est perpendiculaire au plan de la faille et parallèle à la direction de son pendage ; elle est très voisine du plan ac.



Fig. 98 : Répartition de 300 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DC50.
Contours 1 (0,33 %), 4 (1,33 %) et 6 (2 %) points par 1 % d'aire. Maximum 22 points (7,33 %).
... : plan de F9. Axe a dans le sens de l'effondrement
--- : plans de symétrie du diagramme.

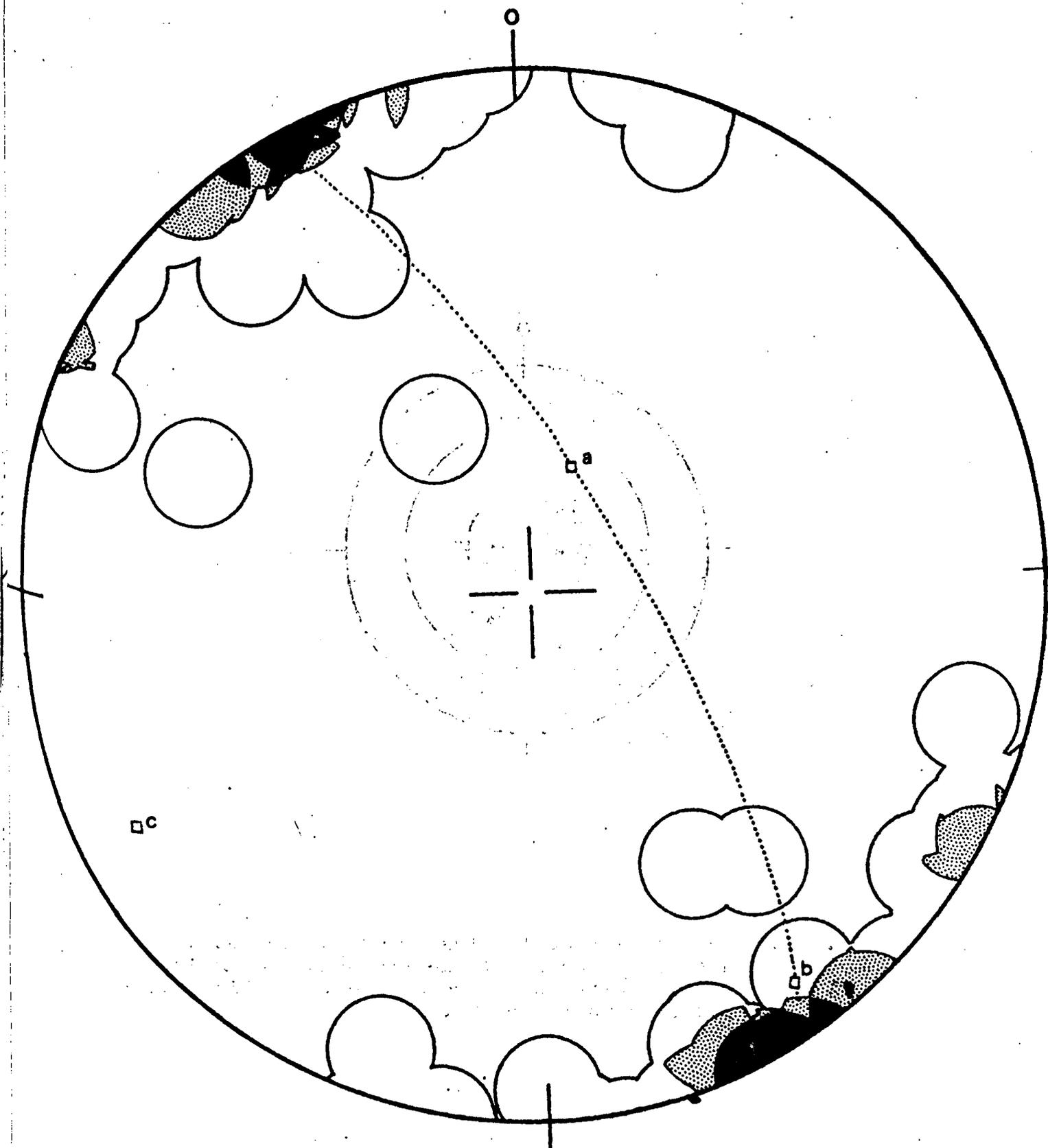


Fig. 99 : Répartition de 45 pôles de plans d'inclusions liquides de l'échantillon DC50.
Contours 1 (2,22 %), 4 (8,9 %) et 6 (13,3 %) points par 1 % d'aire. Maximum 11 points (24,4 %).
Orientation cf fig. 98.

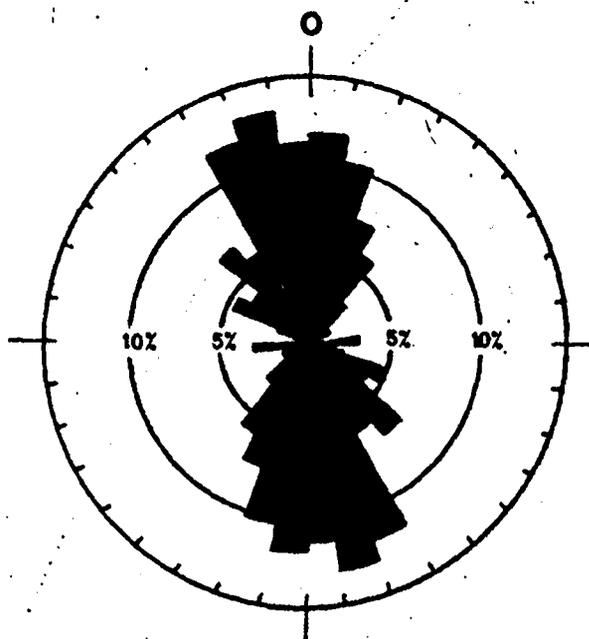


Fig. 100 : Orientation de la plus grande dimension de 180 grains de quartz de l'échantillon DC50. L'orientation de la rosette est identique à celle de la figure 98.

On y remarque deux catégories de grains quartzeux : les uns, de grande taille, occupent la majeure partie de la superficie de la section ; les autres, beaucoup plus petits, représentent des remplissages de fissures disposées en deux réseaux conjugués. Un diagramme a donc été réalisé pour chacun des types.

1) Fig. 101. Les axes optiques des grains de grande taille donnent sur le diagramme des concentrations réparties au voisinage d'un grand cercle, trace d'un plan de symétrie approchée, de type monoclinique. Ce plan de symétrie, oblique par rapport au plan ac , l'est aussi par rapport à la direction (a) de mouvement de la faille. Cette disposition peut être :

- soit un caractère primaire qui reflète l'allure des contraintes lors du jeu initial de la faille.
- soit une acquisition ultérieure due à des rotations au sein du filon dans lequel se remarquent de nombreuses surfaces de cisaillement parallèles au plan de la faille et qui semblent devoir être associées à un rejou de celle-ci.

2) Fig. 102. La répartition des axes optiques des grains de petite taille présente une symétrie monoclinique, presque orthorhombique (figurée comme telle sur le diagramme), due à l'existence, pour les grains, de deux orientations préférentielles qui paraissent liées aux filonnets conjugués observés sur l'échantillon. Les filonnets sont nets en section, mais leur inclinaison par rapport à la lame n'a pas pu être évaluée précisément et n'est pas reportée sur le diagramme. En ne faisant intervenir que la répartition observée pour les axes optiques, on peut remarquer que les intersections des plans de symétrie du diagramme (c'est-à-dire des directions présumées pour les contraintes) se situent respectivement à une vingtaine de degrés de b pour la plus proche de cet axe, et à environ 45° de c pour les deux autres. Les contraintes sont donc proches de celles que l'on peut associer à la faille en assimilant cette dernière à une surface de cisaillement. Cette disposition semblerait indiquer un lien génétique entre la faille et les filonnets. Comme ceux-ci correspondent à des déformations tardives au niveau de l'échantillon, il est possible que leur apparition soit contemporaine de la phase d'extension.

6) Echantillon DC 16 :

Localisation : Toit de la faille F9 au point $X = 90,8$ $Y = 83,7$.

.../...

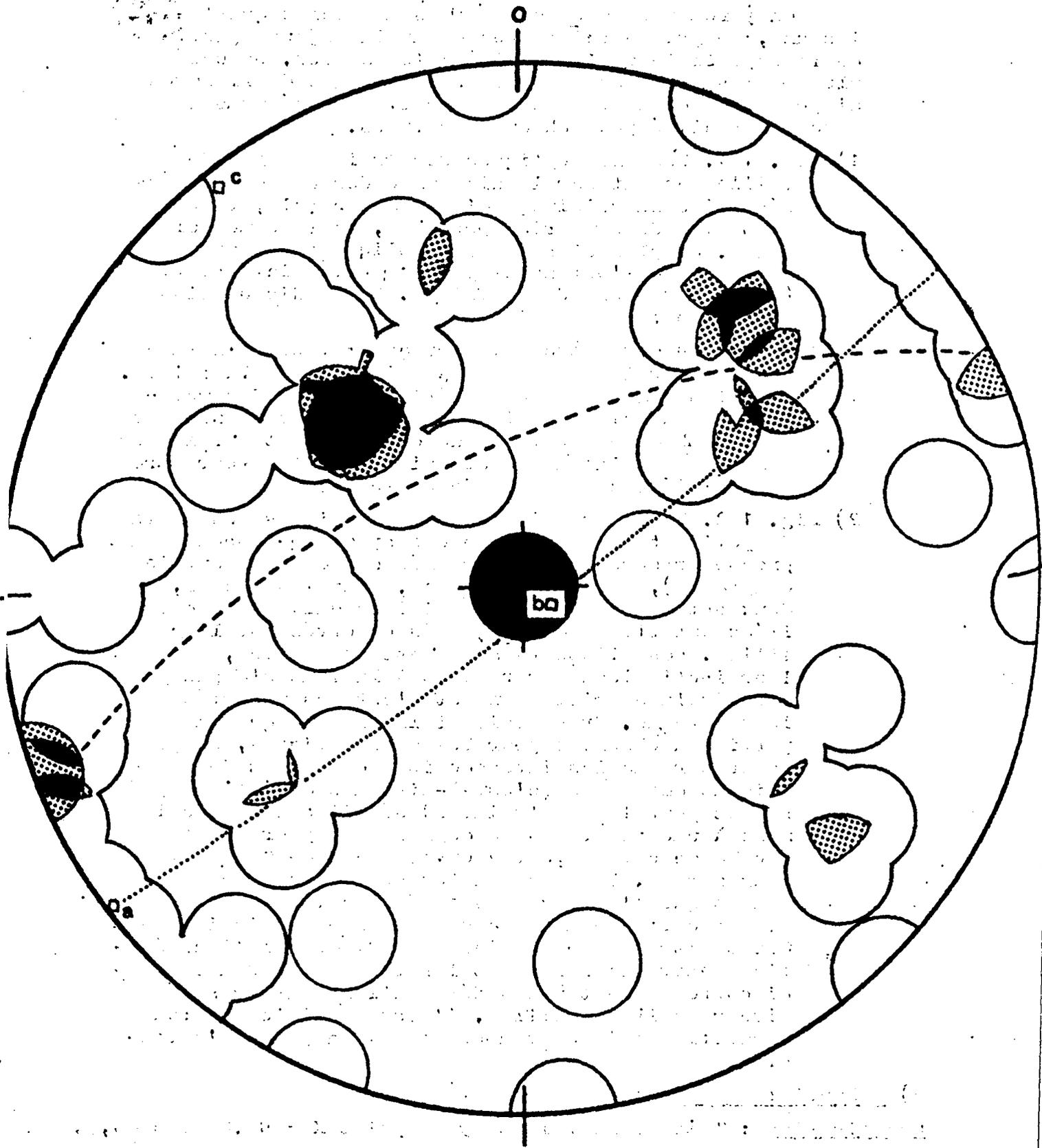


Fig. 101 : Répartition de 66 axes optiques de grains de quartz de grande taille (Echantillon DC52).
Contours 1 (1,51 %), 3 (4,51 %) et 4 (6,06 %) points par 1 % d'aire. Maximum 10 points (15,1 %).
... : plan de F9 ; axe a dans le sens d'un chevauchement.

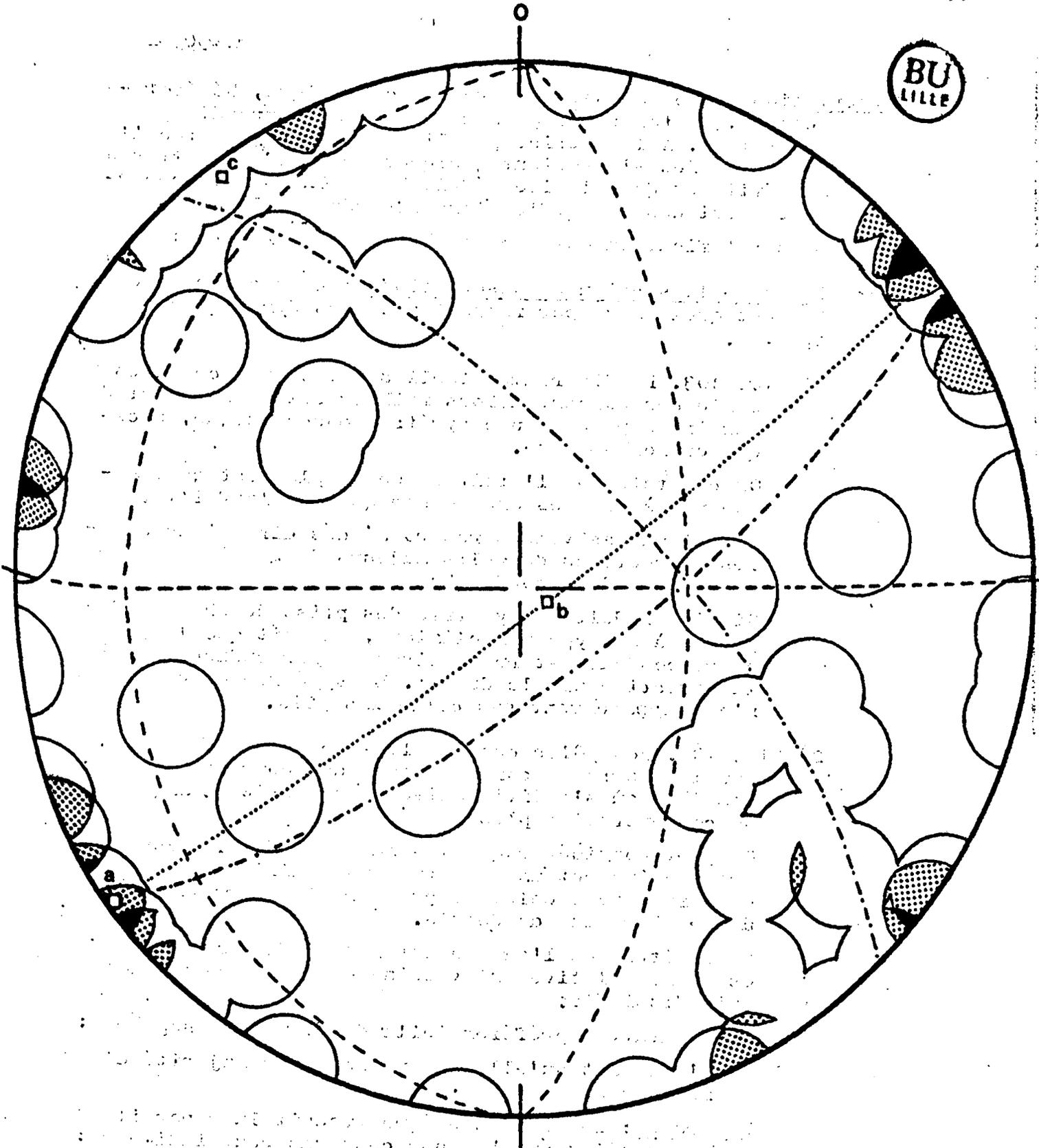


Fig. 102 : Répartition de 45 axes optiques de grains de quartz de petite taille (échantillon D052).
Contours 1 (2,22 %), 3 (6,66 %) et 4 (8,9 %) points par 1 % d'aire. Maximum 4 points.
Orientation du diagramme (cf fig. 101).
-- : grands cercles où se répartissent préférentiellement les pôles.
--- : plans de symétrie du diagramme.

description : Grès grossier microconglomératique, hétérogranulaire, de teinte rouge sombre à grains arrondis peu contraints. A la matrice phylliteuse fine, piquetée d'oxydes de fer s'associent quelques grandes paillettes de muscovite et de chlorite détritiques. On observe cependant aussi des silicifications secondaires locales.

La stratification est encore parfaitement repérable.

Caractères de la section et observations : La section orientée est quelconque par rapport aux axes dynamiques a, b, c.

- 1) Fig. 103. Le diagramme établi sur 205 axes optiques présente des concentrations faibles qui définissent de manière approchée une symétrie monoclinique, presque orthorhombique.

On constate que l'attitude de ce plan est quelconque vis à vis des axes dynamiques de la faille.

Il est excessivement rapproché des directions axiales respectives des plis majeurs de première phase et de ceux de seconde phase.

Si l'on réduit la symétrie des plis, de chacune des phases à un type monoclinique, on voit que le plan correspondant est respectivement perpendiculaire à la direction axiale du pli. La symétrie du diagramme n'est apparemment pas celle des plis.

- 2) Fig. 104. Les pôles des lamelles de Boehm décrivent sur le diagramme correspondant une couronne presque complète où s'individualisent toutefois deux plages de concentration plus élevée.

On peut considérer que les maximums déterminent approximativement une symétrie monoclinique dont le plan fait avec celui du premier diagramme un angle d'une vingtaine de degrés.

La symétrie de l'agencement global des axes optiques est donc relativement voisine de celle des lamelles mais distincte;

L'orientation préférentielle des lamelles suggère :

- a) d'une part qu'elles proviennent en majorité d'une même cause.

Remarque : la dispersion que traduit la répartition des pôles suivant une couronne peut indiquer :

- qu'il existe également des lamelles provenant d'autres déformations,

- que l'enveloppe de l'ensemble des lamelles est une surface conique ayant un angle sommital d'une quarantaine de degrés.

- b) d'autre part qu'elles font entre elles un angle

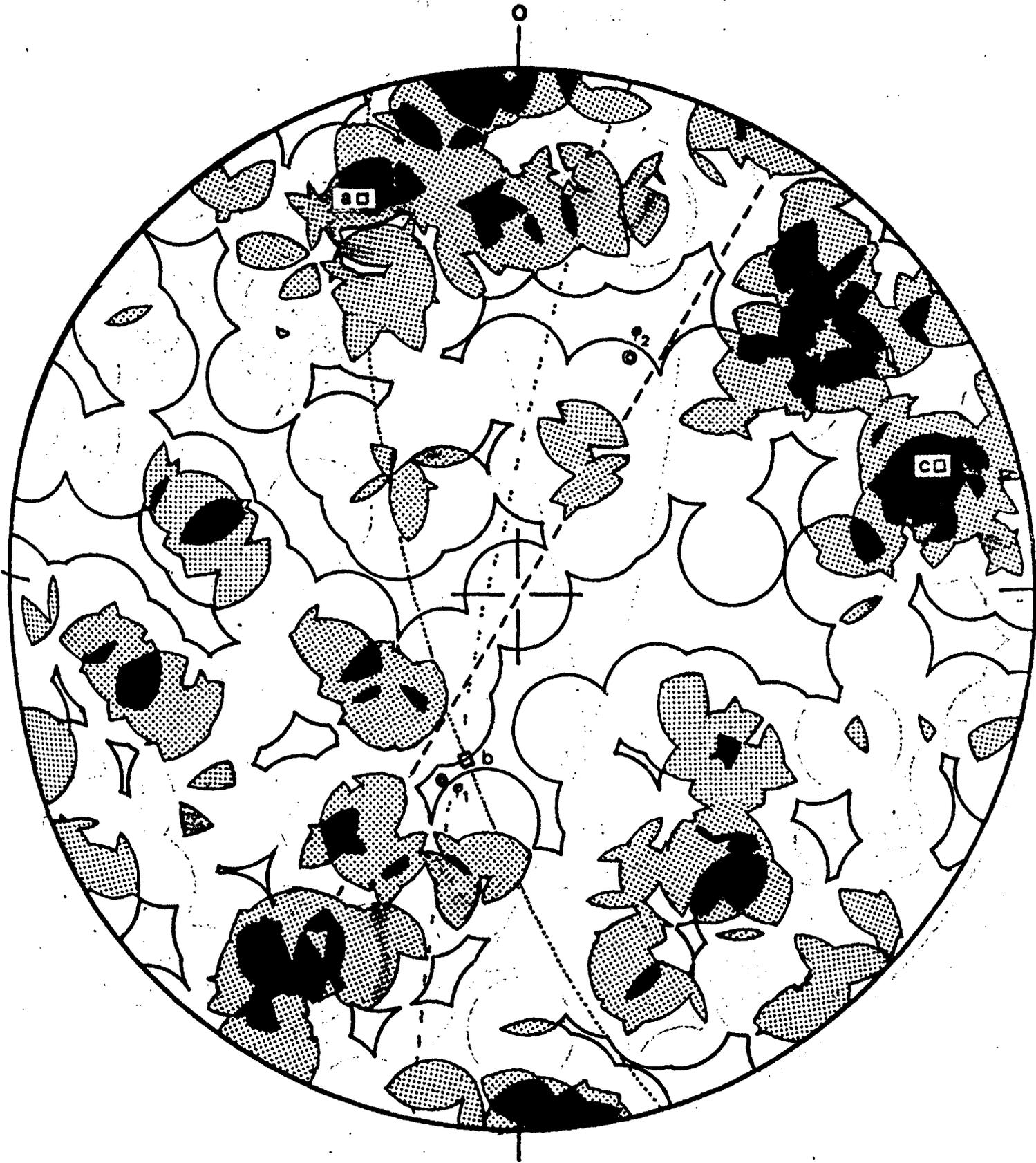


Fig. 103 : Répartition de 205 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DC16.
Contours 1 (0,48 %), 3 (1,46 %) et 5 (2,44 %) points par 7 % d'aire. Maximum 8 points (3,9 %).
..... : Plan de F9 ; axe a dans le sens de l'effondrement.
... : Stratification observée sur l'échantillon.
----- : Plan de symétrie du diagramme.
 ψ_1 et ψ_2 : cf fig. 86.

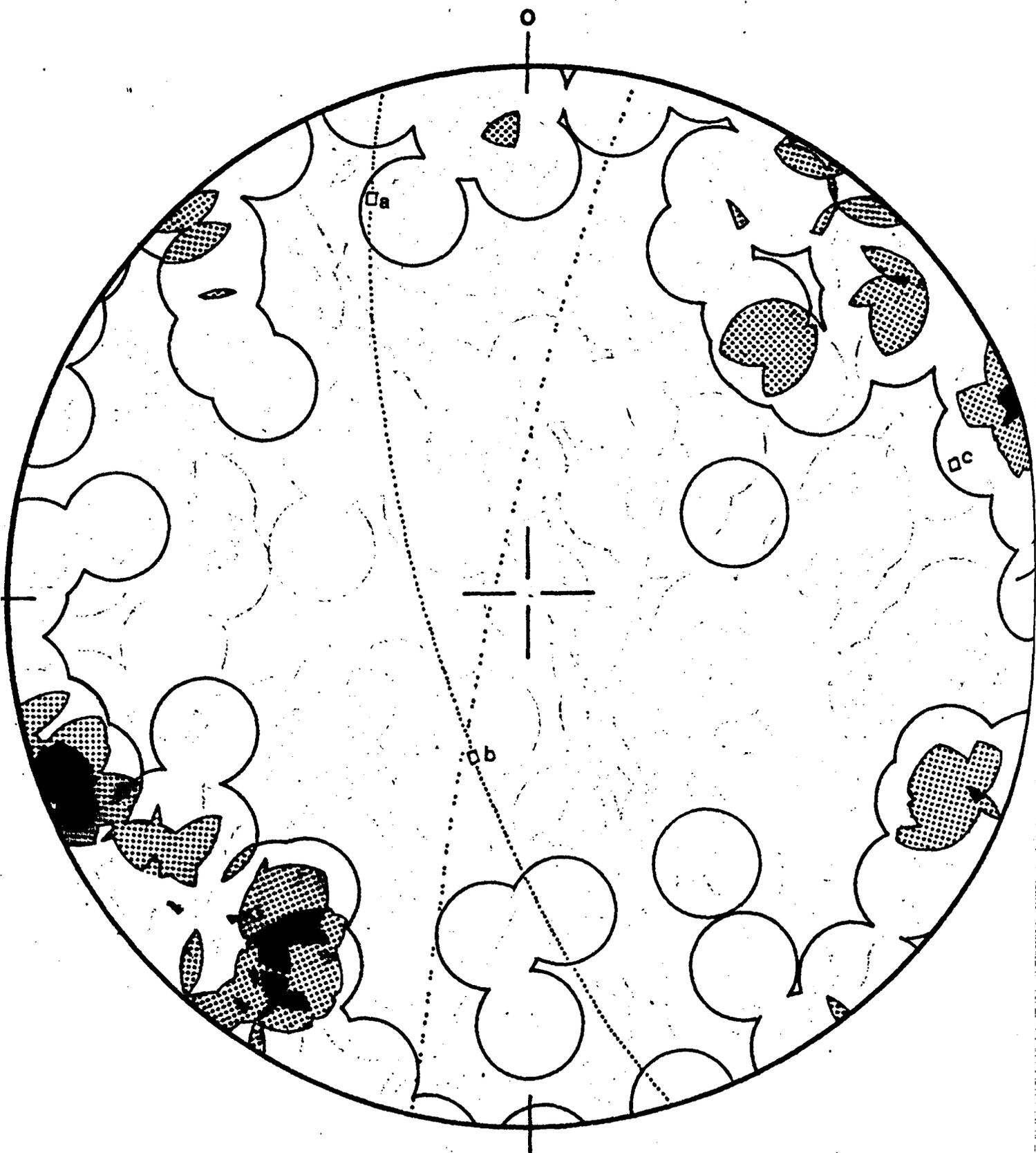


Fig. 104 : Répartition de 66 pôles de lamelles de Boehm de l'échantillon DC16.
Orientation du diagramme (cf fig. 103).
Contours 1 (1,5 %), 3 (4,55 %) et 5 (7,57 %) points par 1 % d'aire. Maximum 7 points (10,6 %).

moyen d'une quarantaine de degrés.

Si l'on assimile ces lamelles à des plans de cisaillement, la bissectrice de l'angle qui est pratiquement ici la normale au diagramme en son centre, correspondrait à la contrainte maximale.

La contrainte minimale serait alors dans le plan du diagramme, la normale au plan de symétrie.

- 3). Fig. 105. Le diagramme des axes optiques des grains qui présentent les lamelles admet la même symétrie que celui des pôles de lamelles, mais celle-ci n'apparaît plus que de manière très estompée.
- 4). Fig. 106. Mêmes remarques que pour la figure 84.
- 5). Fig. 107. Le diagramme des pôles d'inclusions liquides laisse apparaître une orientation préférentielle de ceux-ci d'où l'on déduit un plan moyen qui est très proche du plan ac de la faille.

Remarque : Pour chacun des échantillon DC 25, DC 50, DC 52 et DB 16, nous avons noté pour les divers axes optiques en particulier, l'obliquité du système de plans de symétrie par rapport aux axes a, b, c, de la faille F9, en suggérant que cette particularité pouvait être héritée du jeu initial de celle-ci.

- 1). Fig. 108. Afin de rechercher si la symétrie est l'écho d'un champ de contraintes général, indépendant des variations locales de la faille, les divers plans de symétrie sont rassemblés sur un même diagramme, avec leur attitude réelle dans l'espace, par rapport aux points cardinaux. Cette représentation reste confuse. Il n'existe pas d'unité dans l'orientation.
- 2). Fig. 109. En rétablissant l'orientation des symétries par rapport à la faille, prise comme plan de référence et ramenée à l'horizontale, on remarque, en revanche, une plus grande cohérence des résultats. Les symétries déterminées paraissent donc, d'une part être bien associées au jeu de la faille F9 et d'autre part refléter une allure locale du champ des contraintes sensiblement constante par rapport à cette faille. Ceci peut signifier, en d'autres termes :
 - ou bien que ce sont les irrégularités de la faille qui modifient localement le champ global des contraintes ;
 - ou bien qu'il existe des variations locales des contraintes, dues à une hétérogénéité du milieu, mais que la faille apparaît suivant une orientation sensiblement constante par rapport à ces champs locaux.

7) Echantillon DB 4 :

Localisation : Lèvre orientale de F1 au point X = 86,9
Y = 85,2.

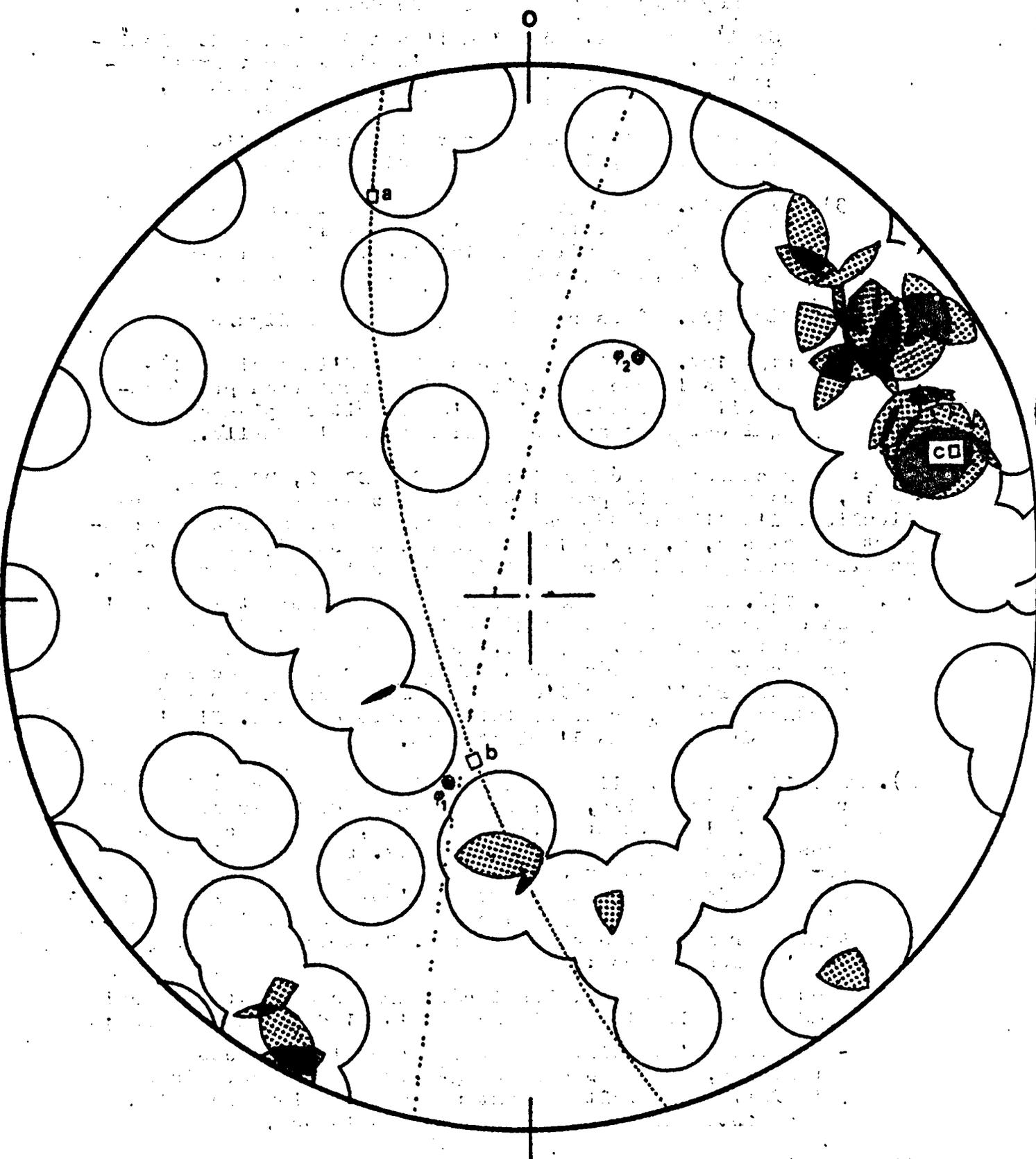


Fig. 105 : Répartition de 59 axes optiques de grains de quartz où ont été observées les lamelles de Boehm (Echantillon DC16).
Orientation du diagramme (cf fig. 103).
..... Contours 1 (1,7 %), 3 (5,1 %) et 4 (6,8 %) points par 1 % d'aire. Maximum 5 points (8,5 %).

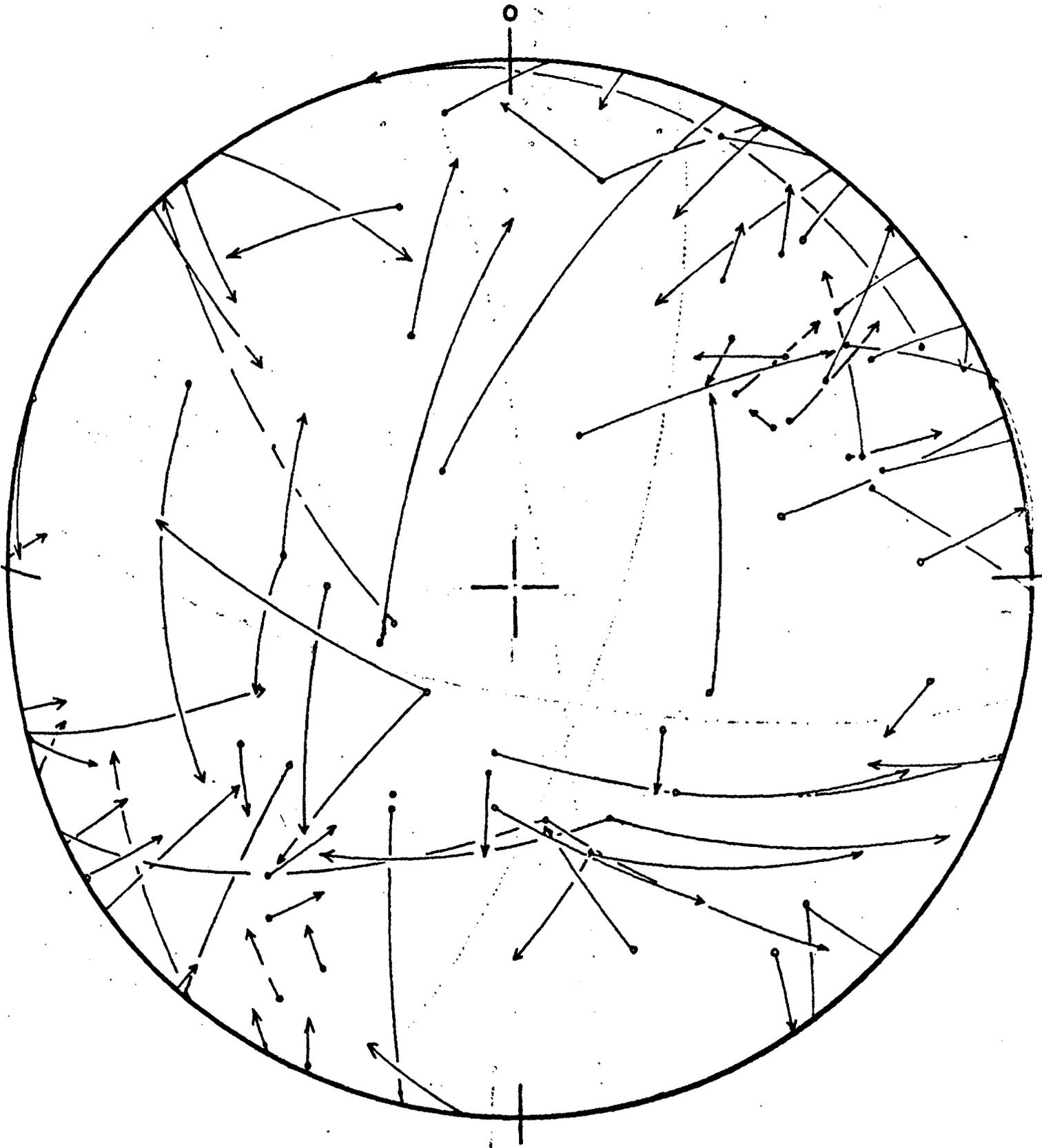


Fig. 106 : Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (Echantillon DC16).
Mêmes conventions que pour la figure 84.

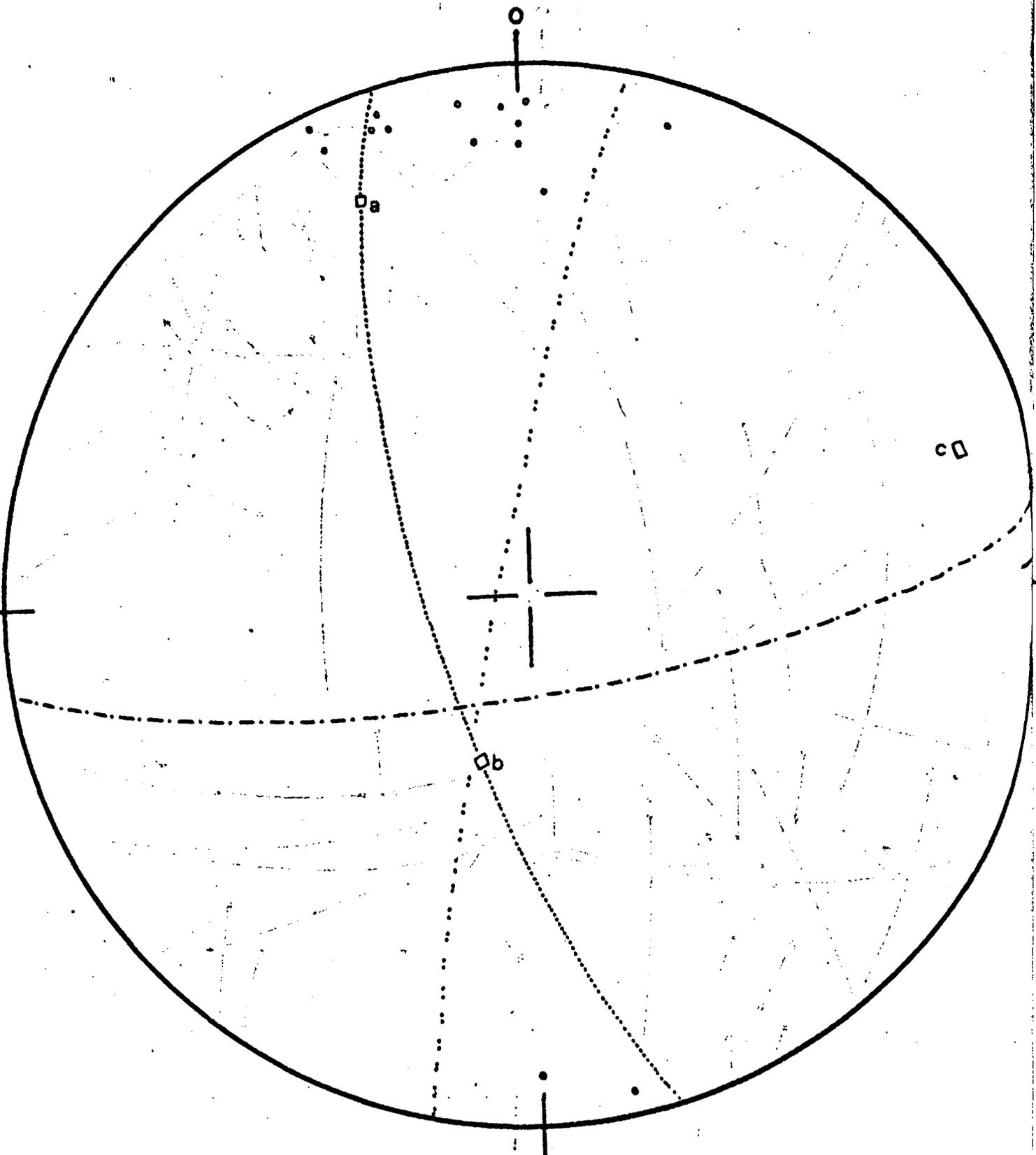


Fig. 107 : Répartition de 15 pôles de plans d'inclusions liquides de l'échantillon DC16. Orientation (cf fig. 103).

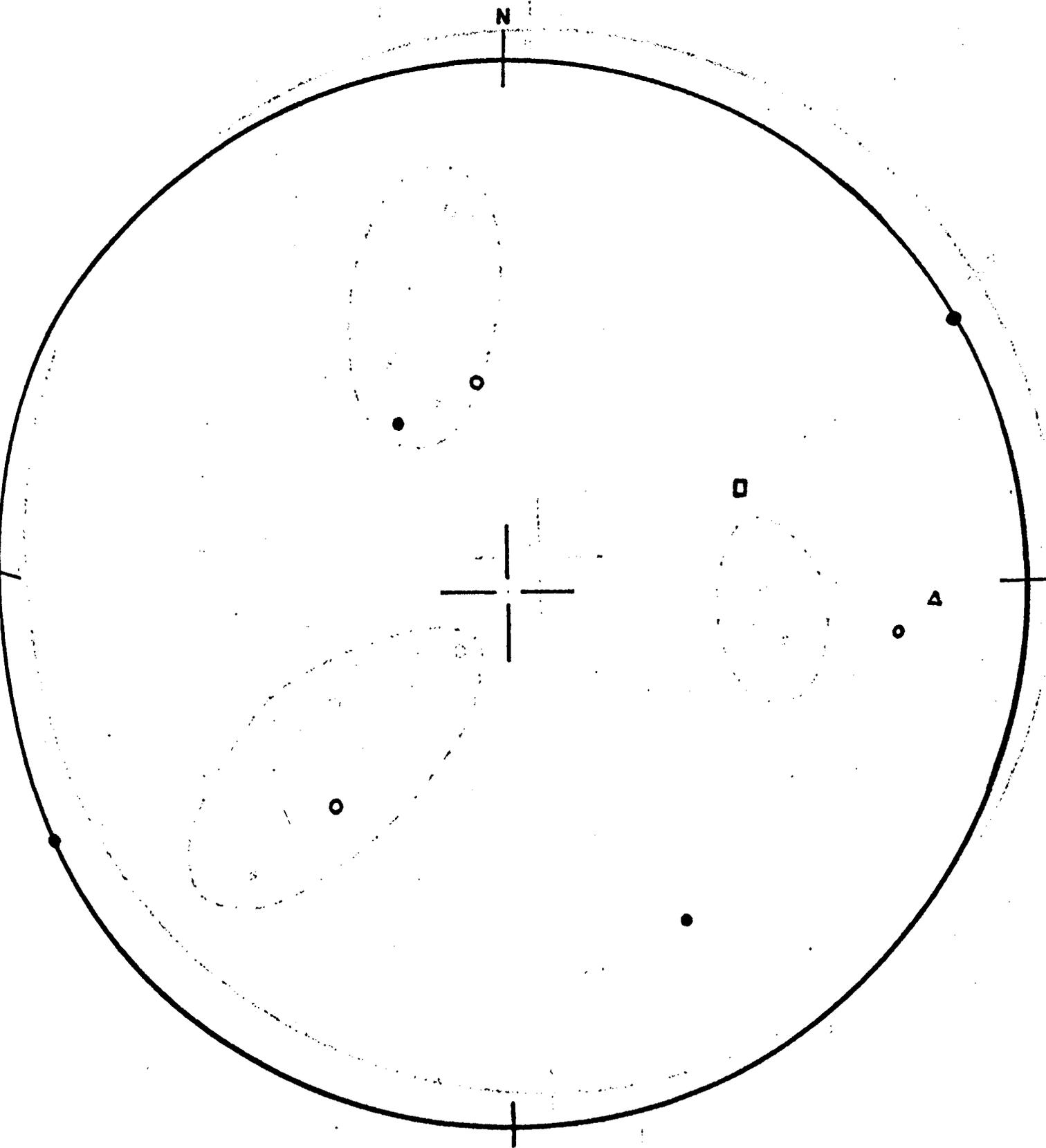


Fig. 108 : Orientation par rapport aux points cardinaux, des pôles de plans de symétrie relatifs aux échantillons prélevés au voisinage de F_9 .

●	Echantillon	DC	35
○	"	DC	50
□	"	DC	52
△	"	DC	16

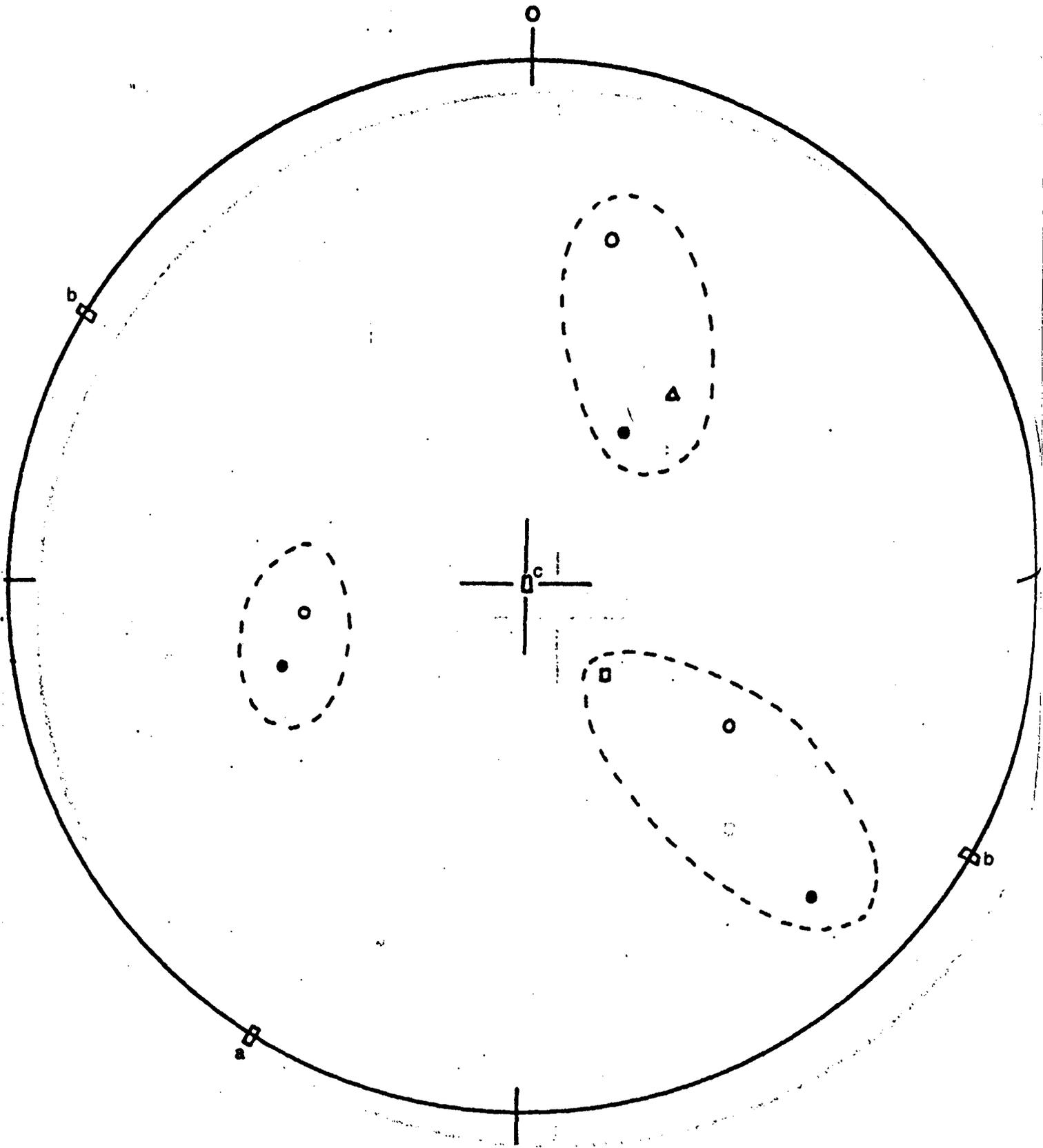


Fig. 109 : Orientation par rapport aux "axes dynamiques" de F_0 des pôles des plans de symétrie relatifs aux échantillons prélevés au voisinage de cette faille. L'axe a est pris dans le sens de l'effondrement.

- Echantillon DC 35
- " DC 50
- " DC 52
- △ " DC 16

(Canevas de Wulff)

Description : Grès blanc recristallisé, à ciment chlorito-sé-riciteux et à grains contraints, mais à structure non cataclastique.

Caractères de la section et observations : La lame est taillée dans la zone normale au plan de faille mais est quelconque par rapport aux axes a et b. En l'absence de stries de glissement, ces axes sont, par approximation, respectivement pris dans le sens du pendage et de la direction de la faille.

- 1) Fig. 110. Les concentrations d'axes optiques définissent une symétrie approximativement orthorhombique qui se rapproche sensiblement de celle de F1 (cf les axes a, b, c) et de la symétrie des plis majeurs de première phase (cf l'axe du pli de 1). Les plans de symétrie approchée sont plus voisins des éléments de symétrie de la faille que de ceux du pli, ce qui semblerait indiquer, pour l'orientation préférentielle, une relation avec la faille plutôt qu'avec le pli. Cependant, il n'est pas possible de déduire de relation simple entre la faille et la "fabrique" de l'échantillon, parce que la valeur des angles entre les axes a, b, c, et les directions de contraintes (intersections des plans de symétrie) déduites du diagramme, ne dépasse guère une vingtaine de degrés ; en raison de l'approximation dans le choix des axes a et b, on ne peut pas dire si cette configuration est la conséquence d'une répartition locale des contraintes légèrement différente du champ global associé à F1 ou si elle reflète exactement celui-ci.
- 2). Fig. 111. Les concentrations de pôles de lamelles de Boehm sont peu prononcées. Elles semblent caractériser toutefois deux orientations préférentielles sensiblement perpendiculaires. Sur le diagramme, la contrainte intermédiaire présumée (intersection des plans de lamelles) ne se confond ni avec une direction de contrainte du diagramme précédent, ni avec l'axe b de la faille. On pourrait voir dans cette disposition des lamelles l'effet de contraintes différentes des précédentes ; mais il est prudent de rappeler que cette seule section, d'orientation quelconque, ne permet peut être pas d'obtenir une image suffisamment complète de la répartition de l'ensemble des lamelles de l'échantillon.
- 3). Fig. 112. La répartition des axes optiques des grains qui présentent des lamelles est moins bien différenciée que celle des pôles de lamelles mais peut lui être rattachée. L'influence de l'orientation préférentielle globale des axes optiques est également nette.
- 4). Fig. 113 Mêmes remarques que pour la fig. 83.

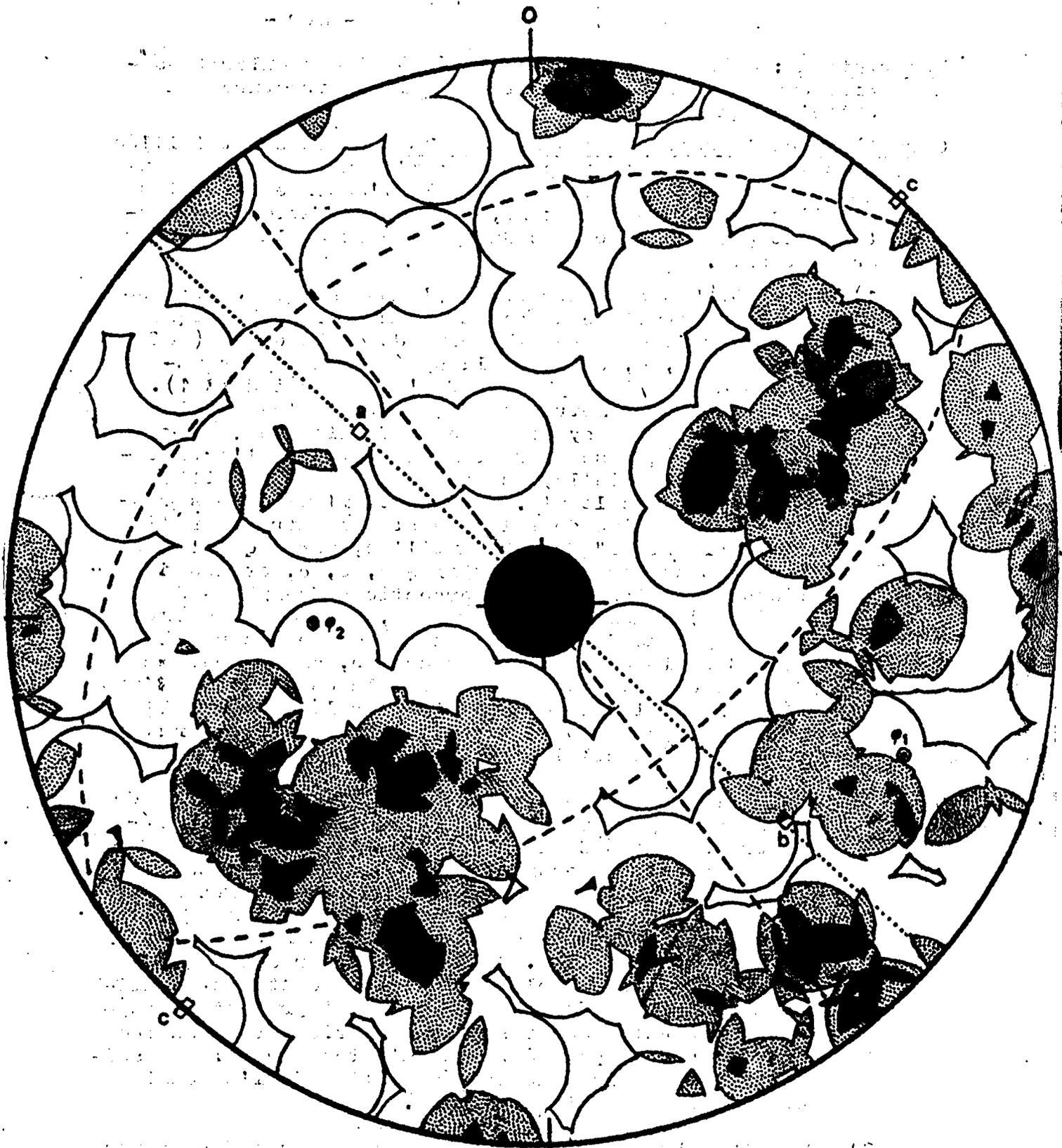


Fig. 110 : Répartition de 196 axes optiques de grains de quartz de l'échantillon DB4.
Contours 1 (0,51 %), 3 (1,53 %) et 5 (2,55 %) points par 1 % d'aire. Maximum 7 points (3,57 %).
... : Plan de la faille F1 ; axe a dans le sens contraire au chevauchement.
--- : Plans de symétrie du diagramme.
.....
 ψ_1 et ψ_2 : cf fig. 86.

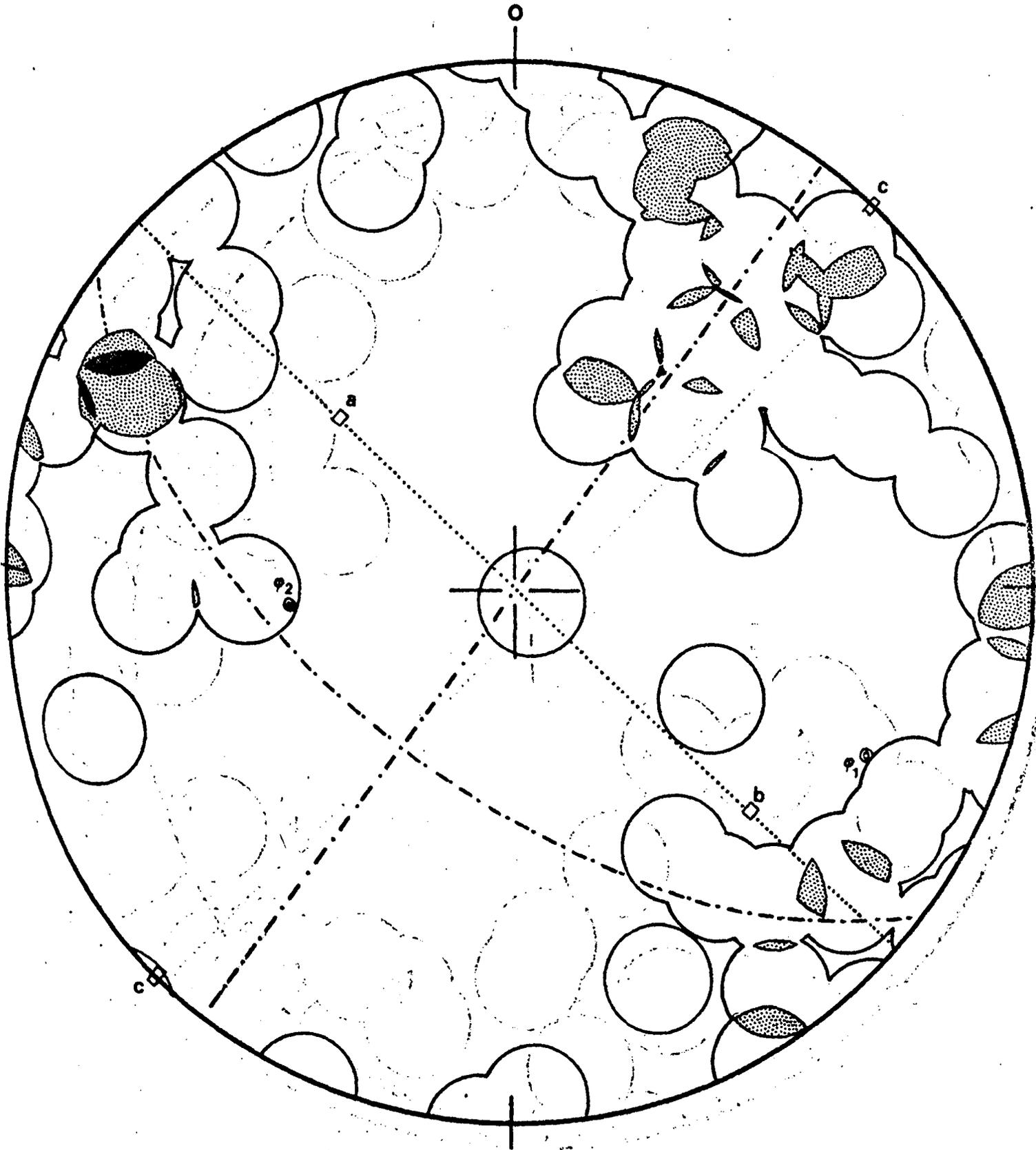


Fig. 111 : Répartition de 61 pôles de lamelles de Boehm.
(Echantillon DB4).
Contours 1 (1,64 %), 3 (4,92 %) et 5 (8,2 %) points
par 1 % d'aire. Maximum 5 points.
Orientation du diagramme (cf fig. 110).
-.- : Orientation moyenne approximative des lamelles.

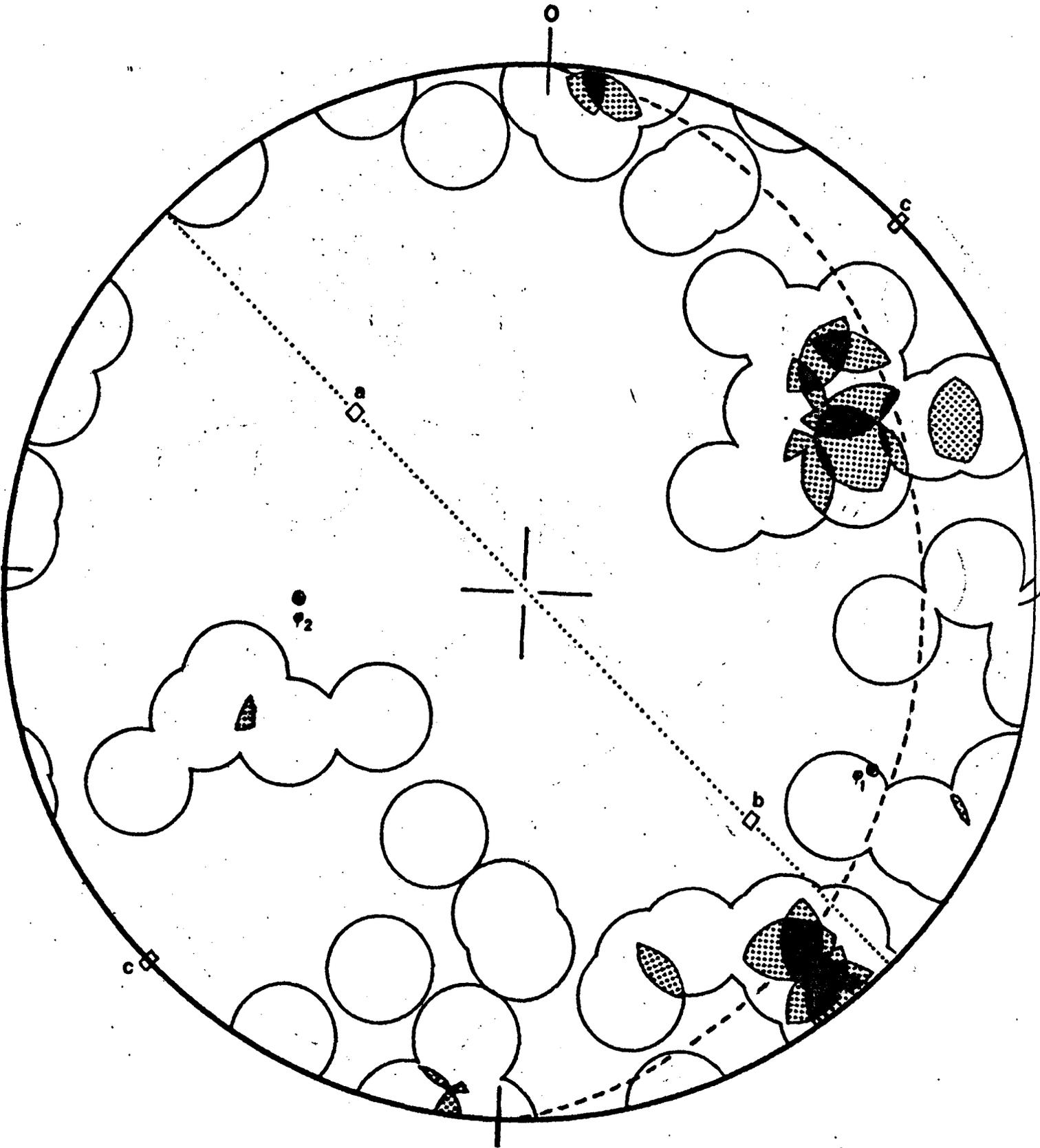


Fig. 112 : Répartition de 51 axes optiques de grains de quartz où ont été observées des lamelles de Boehm (Echantillon DB4).
Contours 1 (1,96 %), 3 (5,9 %) et 4 (7,85) points par 1 % d'aire. Maximum 5 points (9,8 %).
Orientation du diagramme (cf fig. 110).
--- : plan de symétrie approché.

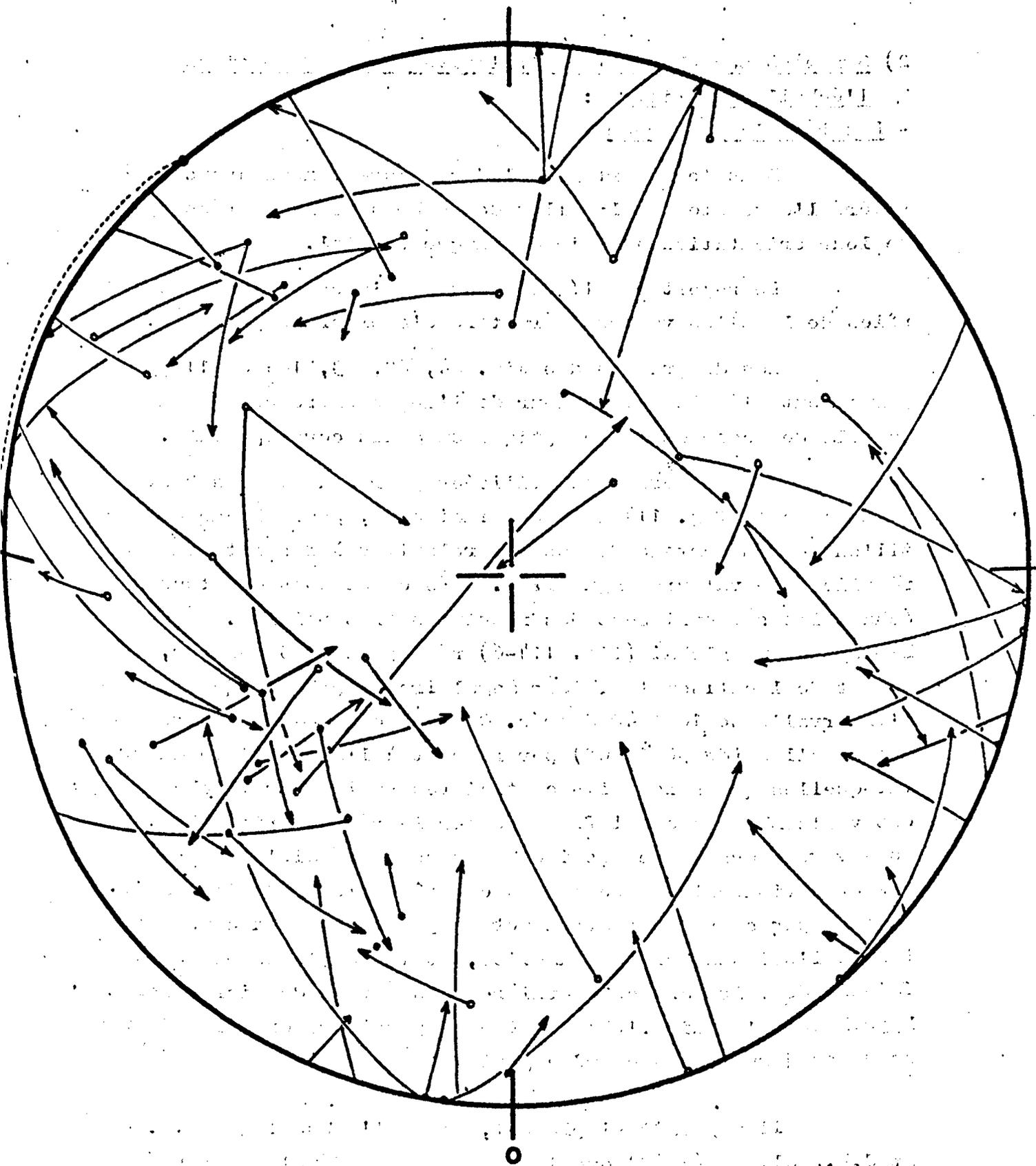


Fig. 113 : Association des pôles de lamelles de Boehm et des axes optiques correspondants (Echantillon DB 4).
Mêmes conventions que pour la figure 84.

2) Synthèse des observations relatives aux déformations à l'échelle du cristal :
- Les lamelles de Boehm :

Dans le report global des mesures, nous avons considéré l'ensemble des lamelles de Boehm sans nous préoccuper de leur orientation au sein de chaque cristal.

Le report couplé des mesures d'axes optiques et des pôles de lamelles va nous permettre d'aborder le problème.

Les diagrammes des Fig. 84, 89, 93, 105 et 110, permettent d'évaluer la valeur de l'angle entre un pôle de lamelle de Boehm et l'axe optique du grain correspondant.

Ces valeurs sont utilisées pour établir les histogrammes de la fig. 114 qui nous indiquent, pour chaque échantillon le pourcentage de mesures relatives à des intervalles réguliers de valeurs angulaires. Nous constatons que tous les échantillons fournissent des résultats très voisins. L'histogramme global (fig. 114-6) réunissant 215 mesures, nous permet de localiser la valeur angulaire la plus fréquente dans l'intervalle de 10 à 40 degrés. Cette inclinaison préférentielle des lamelles (de 50 à 80°) par rapport à l'axe optique du cristal quelles que soient les contraintes subies par l'échantillon, est vraisemblablement influencée par le réseau cristallin. Mais nous voyons aussi que les inclinaisons plus faibles ne sont pas exceptionnelles donc que ce contrôle n'est pas impératif. Il faut par conséquent attribuer de préférence aux causes externes l'orientation des lamelles, et il semble assez satisfaisant de voir dans ces dernières des sortes de microdiaclases, hypothèse qu'appuie l'observation de plusieurs exemples de réseaux conjugués dans un même grain.

Il apparaît simplement, comme l'ont souligné J.M. Christie et C.B. Raleigh (1959) que les lamelles se développent préférentiellement dans les grains les mieux orientés, c'est-à-dire pour lesquels le plan théorique de cisaillement (à 45° des contrain-

.../...

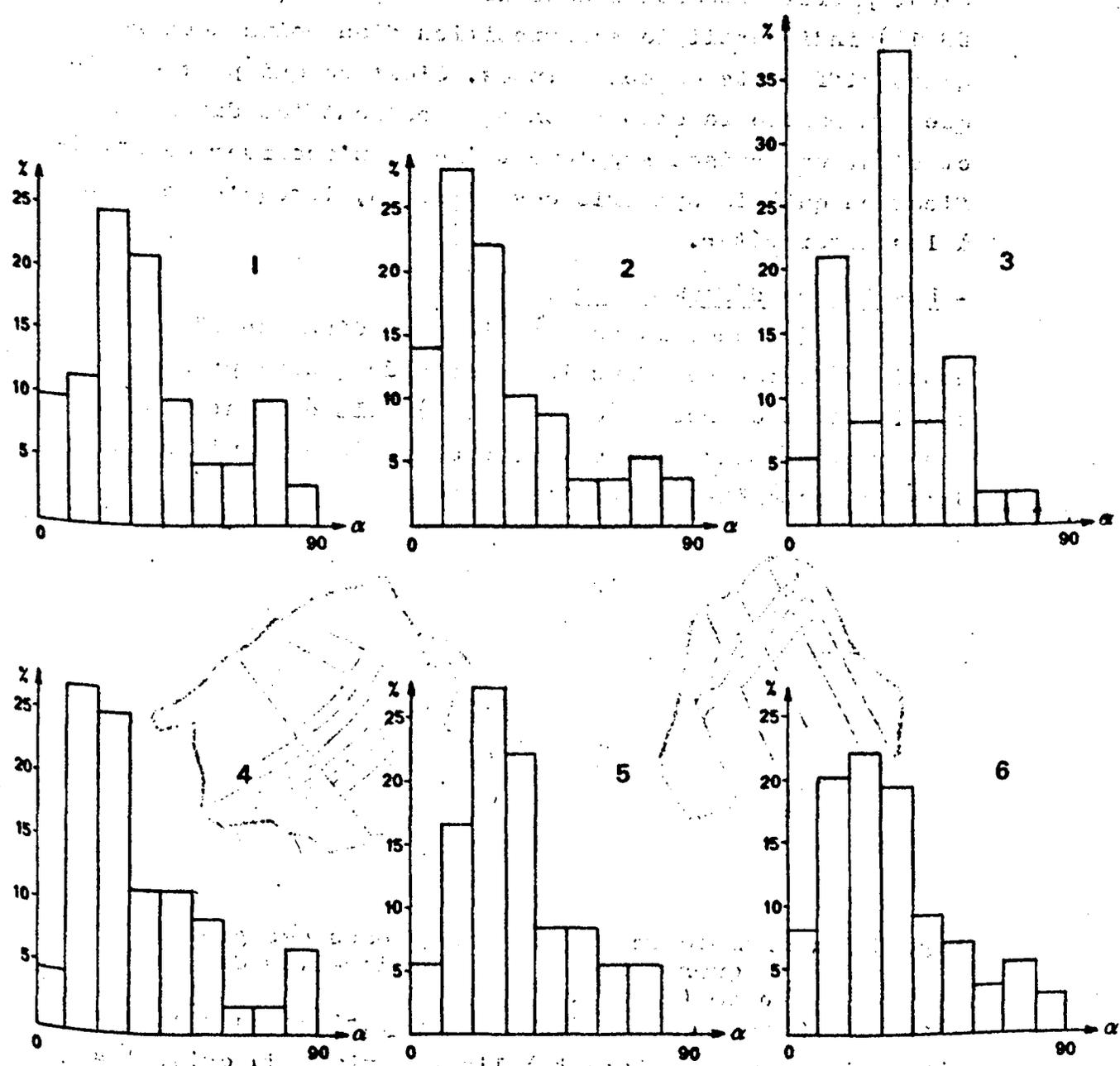


Fig. 114 : Fréquence des valeurs angulaires entre les pôles des lamelles de Boehm et les axes optiques des grains de quartz.

1.	Echantillon DB4	: 61	mesures
2.	" DB16	: 57	"
3.	" C41AB	: 37	"
4.	" C41CE	: 44	"
5.	" DA59	: 36	"
6.	TOTAL	: 235	"

tes maximales) est voisin de la "zone de faiblesse" du cristal que laisse supposer l'allure des histogrammes.

Le fait que trois ou quatre réseaux de lamelles aient parfois été notés dans le même grain (cf échantillon DB 16) indiquerait la superposition d'au moins deux régimes différents de contraintes. C'est ce qui peut expliquer en partie la dispersion que montrent les diagrammes et c'est une raison supplémentaire de n'accorder de signification qu'à la symétrie des maximums, lorsqu'on cherche à les interpréter.

- Les autres déformations :

Quelques rares exemples de "Kink Bands" ont aussi été remarqués dans les grains de quartz présentant des lamelles de Boehm (cf Fig. 115). Ils étaient trop peu nombreux pour être utilisés de manière significative dans la recherche des contraintes.

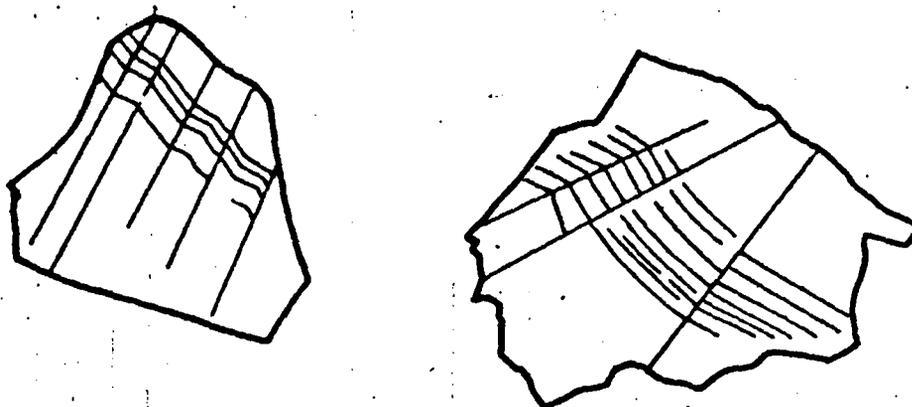


Fig. 115 : Exemple de "Kink Bands" dans des grains de quartz présentant des lamelles de Boehm ($\times 100$).

L'orientation des zones d'extinction roulante discontinue, parallèlement à l'axe optique du cristal a été observée à diverses reprises (cf photo VII-6) mais ne fait pas ici non plus l'objet de diagrammes particuliers.

Les inclusions liquides sont souvent disposées suivant des plans nettement définis qui franchissent parfois la limite de plusieurs grains. Elles semblent souligner des microfractures du cristal, d'ordinaire plus grossières et plus tardives que les lamelles de Boehm, qu'elles recoupent. Nous avons vu que l'apparition de la majorité de ces microfractures semblait directement liée au jeu des failles.

3) Synthèse des observations relatives aux déformations à l'échelle des bancs :

Pour l'échantillon, DA 59, prélevé dans une zone de déformation relativement faible, au flanc d'un anticlinal à très vaste rayon de courbure, les axes des grains de quartz se répartissent de manière inégale, sans symétrie nette. En revanche, les lamelles de Boehm définissent une symétrie que l'on peut rattacher à celle du pli majeur.

Les échantillons prélevés au voisinage des failles montrent une orientation plus prononcée des axes optiques des grains de quartz et que l'on peut attribuer à la recristallisation de la roche, plus poussée que dans le premier cas. Les types de symétrie qui s'en dégagent (suborthorhombique) ou simplement monoclinique) sont de manière globale cohérents par rapport au plan des failles F9 et F10, ce qui semble confirmer l'attribution aux failles de cette orientation préférentielle.

Cependant la symétrie observée n'est pas confondue avec celle que l'allure actuelle des failles permet d'attendre.

Les structures majeures des domaines concernés permettent d'envisager un jeu double de celles-ci avec une phase de chevauchement et une phase d'effondrement.

Nous avons remarqué que les plans des microfractures, soulignés par les inclusions liquides ont des relations simples avec les axes dynamiques de la faille :

- ils sont parallèles au plan ac de la faille (échantillons DC 50 et DC 16).
- ou bien ils passent par l'axe b (échantillon DC 35).

Les microfractures apparaissent donc directement liées au second jeu des failles. Comme elles sont, d'autre part, postérieures à la recristallisation des quartzites, l'explication proposée est que la recristallisation associée à l'orientation des grains provienne essentiellement d'une

phase antérieure au dernier jeu de la faille. L'hypothèse la plus simple est de considérer qu'il s'agit de la phase chevauchante et que les contraintes associées étaient, à l'image de la symétrie des diagrammes de répartition d'axes optiques, obliques par rapport aux axes a, b, c, déduits de l'allure actuelle des failles.

La symétrie des diagrammes de répartition des pôles de lamelles de Boehm est voisine de celle des diagrammes établis à partir des axes optiques des différents grains de l'échantillon. On notera, à l'appui des observations de H. W. Fairbairn (1941) que la symétrie des diagrammes de pôles de lamelles est mieux définie que celle des axes optiques des grains où existent ces lamelles.

La recherche de l'orientation des contraintes et de la distinction de celles-ci est compliquée par diverses incertitudes qui résultent :

- d'une part de la manipulation : l'appareillage ne permettant pas d'observer sur une lame des lamelles de faible inclinaison, la répartition des pôles limitée à une couronne est partiellement un artefact ; il faut au minimum une seconde section, perpendiculaire à la première pour obtenir une répartition réelle des lamelles dans l'échantillon ;
- d'autre part de la superposition éventuelle de plusieurs générations de lamelles.

Cependant, le fait que la symétrie des concentrations de pôles de lamelles soit relativement bien définie sur tous les diagrammes et qu'elle soit différente pour les roches du voisinage des failles et celle de la zone moins déformée, suggère que la recristallisation, près de la faille, a en majeure partie, oblitéré les premiers réseaux de lamelles, et que l'on ne note plus que ceux qui se sont développés après la recristallisation.

III.3.2.3. : Conclusion :

.../...

En conclusion de cette étude de la déformation des quartzites, nous voyons que, malgré le caractère laborieux des mesures les informations obtenues sont intéressantes car elles permettent de déceler des phénomènes que la roche a enregistrés mais qui n'apparaissent pas à l'observation des grandes structures. En l'occurrence nous venons d'établir que, dans les quartzites situés au voisinage des failles considérées, l'orientation des plans d'inclusion liquide est liée à la phase de distension (cf F9 et F10), mais que l'orientation préférentielle des axes optiques, bien que là encore intimement associée aux failles, évoque un jeu antérieur plus oblique de celles-ci que divers arguments (cf DC 35, DC 50) suggèrent d'assimiler à la phase de compression initiale.

- Mais nous voyons aussi qu'une telle étude peut avoir certaines applications pratiques en ce sens qu'elle attire l'attention sur une modification locale du trajet d'une faille inapparente à l'affleurement, par l'observation d'une variation des symétries dans la roche, si l'on a, au préalable, établi que celles-ci étaient relativement constantes au long de la faille ; ou encore, il semble qu'elle puisse permettre de distinguer deux régimes différents (compression et distension) dans une tectonique de fracture. Cette possibilité intéressante justifierait de nouvelles investigations.

- L'intérêt de cet examen est enfin d'ouvrir une nouvelle orientation de travail. Il serait en effet utile, dans des cas comme ceux-ci où les contraintes ne sont pas précisément définies, d'essayer d'établir leur orientation à partir d'un nombre représentatif de grains qui présentent deux réseaux conjugués (cf DC 41 AB).

Il n'en reste pas moins que ces méthodes manuelles sont limitées par le nombre de mesures qu'elles nécessitent et par l'importance capitale de la sélection des échantillons ; elles ne peuvent donc être appliquées qu'à la résolution de problèmes restreints.

Il est indispensable d'augmenter le nombre d'échantillons et de sections, pour généraliser certains résultats. Ceci

ne peut être abordé dans des délais raisonnables qu'en confiant aux ordinateurs les opérations simples de rotation et de représentation graphique.

III.4. SYNTHÈSE ET DISCUSSION :

III.4.1. Le style tectonique :

III.4.1.1. Les plis mégascopiques.

Les assises de quartzites du Hamill supérieur constituent une unité compétente dont le comportement influence fortement la structure d'ensemble. Cette unité donne naissance à des plis parallèles cylindriques, à très vaste rayon de courbure, s'évaluant en dizaines ou en centaines de mètres, et qui sont nettement coffrés dans le domaine N° 1. Leur direction est voisine de N. 310° et leur plan axial présente un pendage fort. Les assises moins compétentes du sommet du Hamill supérieur permettent aussi l'apparition de plis fortement couchés (cf fig. 116).

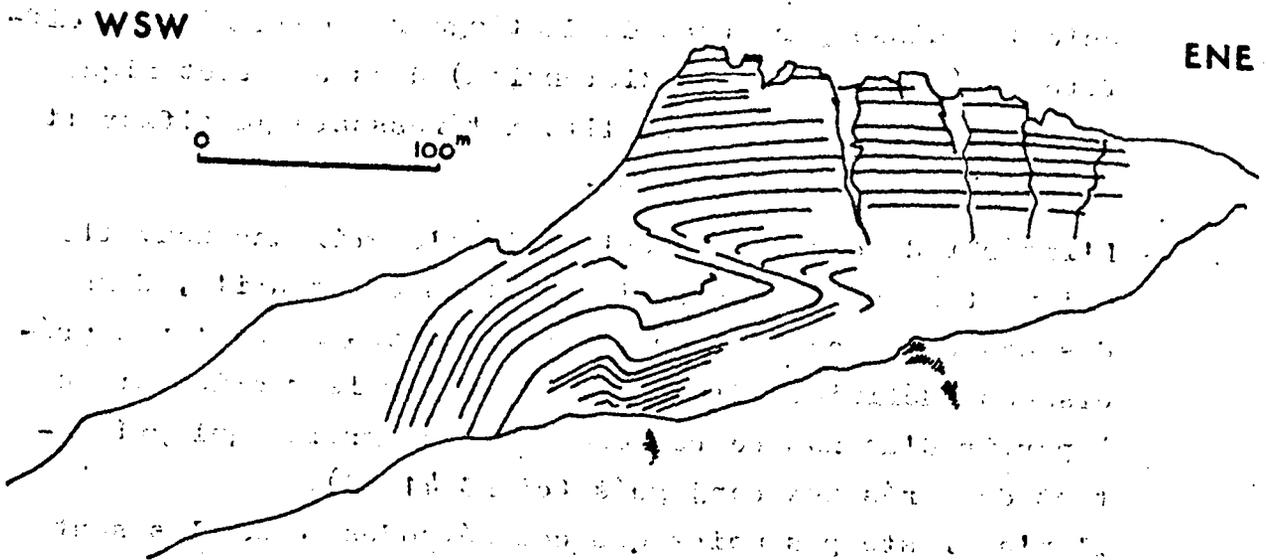


Fig. 116 : Plis coffrés et couchés dans les assises du sommet du Hamill supérieur (Hss) au point X = 88,5 Y = 83.

(D'après un croquis de terrain).

La déformation des horizons incompetents [Hamill moyen (Hm) et Horizon meuble supérieur (UR)], là où ceux-ci sont apparents, est régie par celle des assises compétentes qui les encadrent. Il est cependant très vraisemblable que ces horizons constituent en profondeur des niveaux de disharmonie, de décollement préférentiel, qui ont favorisé le coffrage des plis.

La formation Donald, incompetente pour la plus grande partie réagit diversement. Sur la retombée orientale des Dog-Tooth Mountains, ses assises épousent l'allure du pli à grand rayon de courbure des quartzites sous-jacents. En revanche, dans le domaine N° 1, où la déformation est plus intense, les assises du Donald inférieur ont donné naissance à des plis plus serrés que ceux des quartzites du Hamill, et fortement déversés vers le NE.

2) Plis mésoscopiques :

Plusieurs catégories de plis mésoscopiques s'observent dans les quartzites du groupe Hamill.

- Les plus répandus sont des flexures en escalier décrites dans le par. III.3.1.2., apparentes sur les deux flancs des anticlinaux.
- Un type beaucoup plus rare est celui qui s'observe dans le domaine 1, à l'extrados du pli coffré, situé au point X = 87 Y = 85,3. Là, les alternances de lits gréseux et

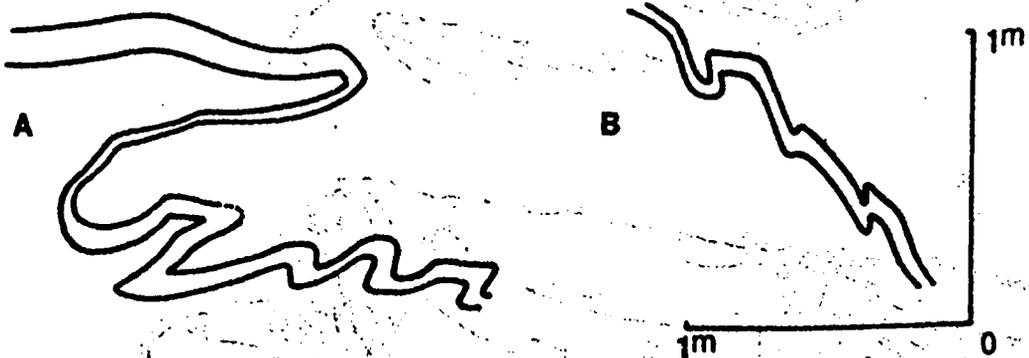


Fig. 117 : Plis d'entraînement sur les flancs d'un anticlinal du domaine 1.

- A : Sur le flanc SW, près de la faille F₁
- B : Sur le flanc NE.

de lits pélitiques ont permis l'apparition de plis d'entraînement ("drag folds") d'allure très souple (cf fig. 117). Au voisinage de la "faille du mur" (F1) l'un d'entre eux, développé en un long pli couché, est particulièrement remarquable et a probablement été exagéré, sinon entièrement provoqué par celle-ci (fig. 117 A).

- Toujours dans le domaine N° 1, au mur de la faille chevauchante F1, des quartzites de Hamill ont un comportement inhabituel qui se traduit par une succession de plis serrés, aux charnières aiguës (cf fig. 118 A). La roche est, en ce point, fortement recristallisée. Ce plissement intense, localisé aux abords de la faille, est de manière évidente lié au jeu de celle-ci.
- Dans les séquences pélitiques du domaine 1, nous avons également remarqué des plis d'entraînement de type semblable, d'échelle décimétrique, au profil déjeté ou déversé, associés à la schistosité de flux initiale (cf fig. 119 A et B) ainsi que des plis plus amples dont le rayon de courbure reste cependant décimétrique, et qui sont liés au développement de la schistosité de fracture de seconde phase (cf fig. 118 B et 119 B).



Fig. 118 : Plis mésostructuraux du domaine 1 (d'après des croquis de terrain)

- A - Plis aigus avec fine schistosité axiale dans les quartzites de Hamill sous la faille F1.
- B - Plis souples de seconde phase dans le Donald supérieur. Noter les fissures "en coins" au niveau des charnières (cf p. 136).

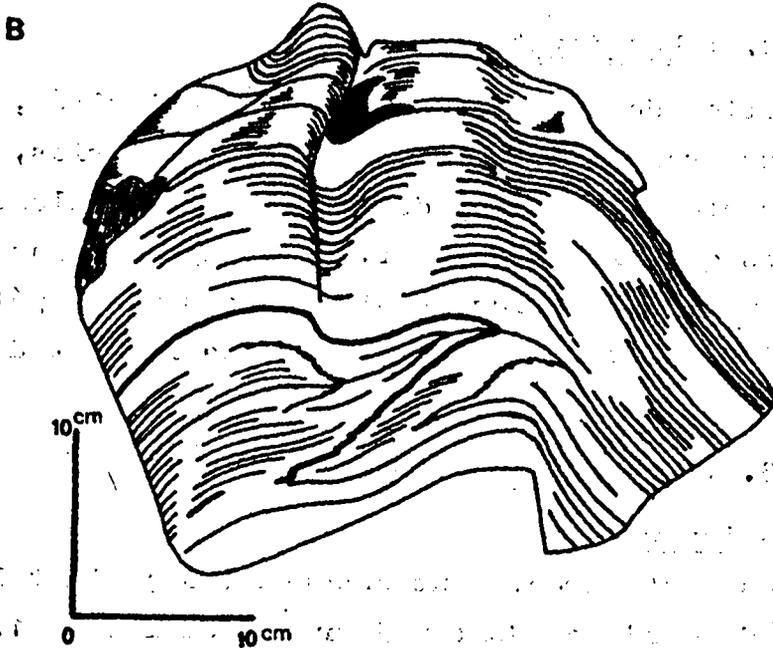
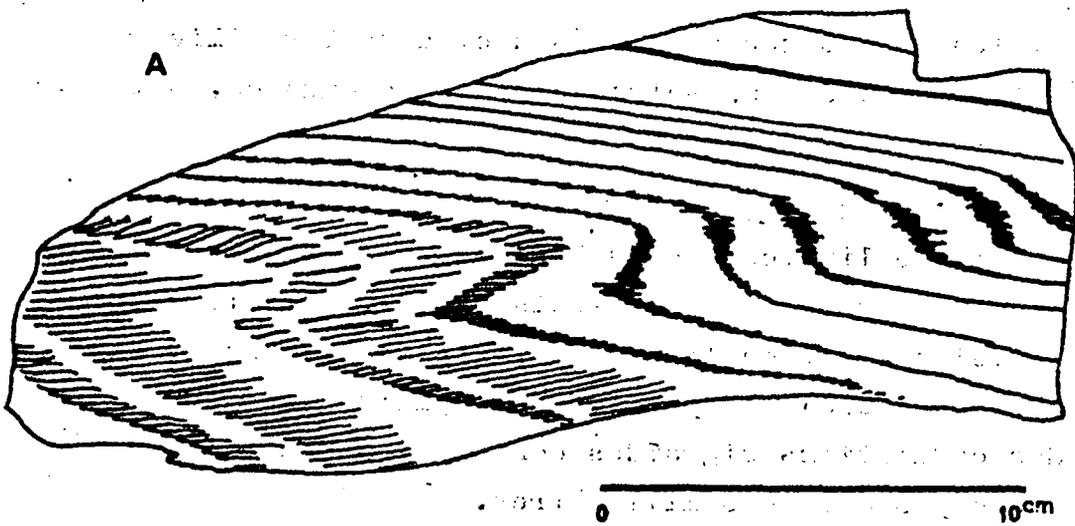


Fig. 119 : Plis mineurs dans des calcschistes du Horsethief Creek

A : Pli de première phase avec schistosité axiale bien développée.

B : Pli de première phase replissé.

(Croquis d'après échantillons).

- Les plis mineurs "en genoux" (cf. par. III.3.1.1.) centimétriques à décimétriques et également de seconde phase, doi-

....

.../...

vent leur existence à la présence, dans les milieux pélitiques, d'une anisotropie planaire marquée, déterminée par la première schistosité.

3) Plis microscopiques (cf Planche VII, fig. 4).

Ils se limitent, dans les séquences examinées, à la déformation des surfaces de la schistosité de première phase, lors du développement de la seconde. Ils se traduisent par des simples courbures des paillettes phylliteuses, qui déterminent des ondulations sigmoïdes dont la longueur d'onde n'excède pas quelques millimètres.

Ces microplis donnent naissance à la crénulation de seconde phase.

III.4.1.2. : Les joints :

L'apparition de ces surfaces de discontinuité, parmi lesquelles nous avons distingué plusieurs catégories, correspond à un comportement cassant de matériaux initialement compétents (ex les quartzites de Hamill), ou ayant dépassé le stade de déformation plastique (soit les ensembles pélitiques après le développement de la schistosité de flux et du métamorphisme épizonal).

III.4.1.3. : Les failles :

1) Les failles inverses :

Certaines sont directement observables ; c'est le cas de la "faille du mur" accident majeur du domaine N° 1. Cette faille de direction N 335°, plonge de 35° vers le NW à la Dawn Mountain.

A la faveur de celle-ci les séquences du Horsethief Creek viennent chevaucher le Hamill supérieur.

Si l'on considère que la puissance de la série est de l'ordre de 1 800 m entre le milieu de l'unité schisteuse inférieure du Horsethief Creek et le contact Hamill-Donald, on voit qu'un pendage de 35° nous donne une estimation grossière du déplacement, de l'ordre de 3. 000 m suivant le pendage de la faille.

.../...

Ce pendage est très variable puisqu'au Nord du secteur examiné, il passe de 35° à 0° en même temps que s'amortit l'amplitude du déplacement (G. Wind 1968).

Cette faille F1, qui recoupe les autres failles inverses au Nord du secteur examiné (G. Wind 1968, p. 33) paraît donc avoir joué assez tardivement.

De petites failles inverses comme F4 paraissent accuser un rejet oblique (déplacement suivant le pendage) de quelques dizaines à une centaine de mètres seulement.

L'accident directionnel F7, de pendage N $40-70^\circ$ est une faille inverse dont le sens de mouvement est opposé à celui de F9 mais résulte de contraintes analogues.

Son âge, problématique, peut être soit celui de la phase chevauchante de F9, soit celui d'une phase de compression SW-NE ultérieure (= jeu de F1 ?).

Pour d'autres failles (F16 et F17) l'allure inverse est supposée, en fonction des travaux effectués plus au Nord par P. Simony et G. Wind.

La "faille de Cirque Creek" (F 16) décrite dans le domaine N° 4 présente un rejet vertical de l'ordre de 300 m au Nord du terrain, mais qui s'amortit peut être complètement vers le Sud.

La "faille de Purcell" (F 17), par l'intermédiaire de laquelle le Donald est mis au contact des schistes de Canyon Creek, a été interprétée par P. Simony et G. Wind comme un chevauchement, en raison de son plongement, évalué à 35° vers le SW et aussi parce que les assises de la lèvre occidentale sont toujours plus anciennes que celle de la lèvre orientale. Elle serait responsable du charriage de l'ensemble des Dogtooth Mountains sur la bordure occidentale du fossé des Rocheuses. Son importance dépasse donc largement celle de tous les autres accidents de ce chaînon montagneux.

2) Failles normales :

Deux types se distinguent parmi celles-ci : des

.../...

failles transverses et des failles directionnelles.

Les failles directionnelles :

- Plusieurs d'entre elles sont déduites de l'absence de certaines assises à l'affleurement. D'autres ont été directement observées. Ce sont des réajustements de faible amplitude (F 2) ou des failles au jeu complexe (F 9, F 10, F 11, peut être F 12), qui semblent avoir joué en faille inverse dans un premier temps car les bancs quartzitiques de leur lèvre orientale sont fortement rebrousés (cf les domaines 2 et 3 et fig. 47 a,b).

La direction de l'accident est proche de N 315° pour F9, F 10 et F 11, et de N 330° pour F 12. Elle est donc légèrement plus septentrionale que celle des plis majeurs. Le pendage de l'ordre de 65°, est légèrement variable pour une même faille, et tend à s'accroître vers le haut. Le rejet vertical actuel est de l'ordre d'une centaine de mètres pour F 10, F 11, F 12. Pour F 9, il est voisin de 300 m pour les portions où la faille paraît normale.

Tandis que les failles F 10, F11 et F 12, paraissent simplement recouper le flanc de l'anticlinal majeur des domaines 2 et 3, la "faille principale" (F 9) se localise à proximité de la charnière, sur pratiquement toute sa longueur. Il est possible que la forme de l'anticlinal dirige l'allure de cette faille et que celle-ci soit d'abord orientée presque parallèlement à la stratification, avant de recouper les assises au voisinage de la charnière, qui est, pour le pli, une zone de faiblesse. Cette faille F9 paraît se raccorder au Nord à un accident de caractéristiques identiques, décrit par G. Wind sous le nom de "Gorman Lake Fault" et qui est recoupé par la "faille du mur" (F 1). D'importantes variations de pendage ont fait supposer à G. Wind que cette faille (F 9) pouvait avoir été reprise dans un plissement soit durant la phase principale (Phase I) soit encore au moment de l'apparition de la "faille du mur" (F 1) G. Wind souligne toutefois que l'allure du plan de faille peut aussi s'expliquer par une simple réfraction dans le milieu plus compétent des quartzites.

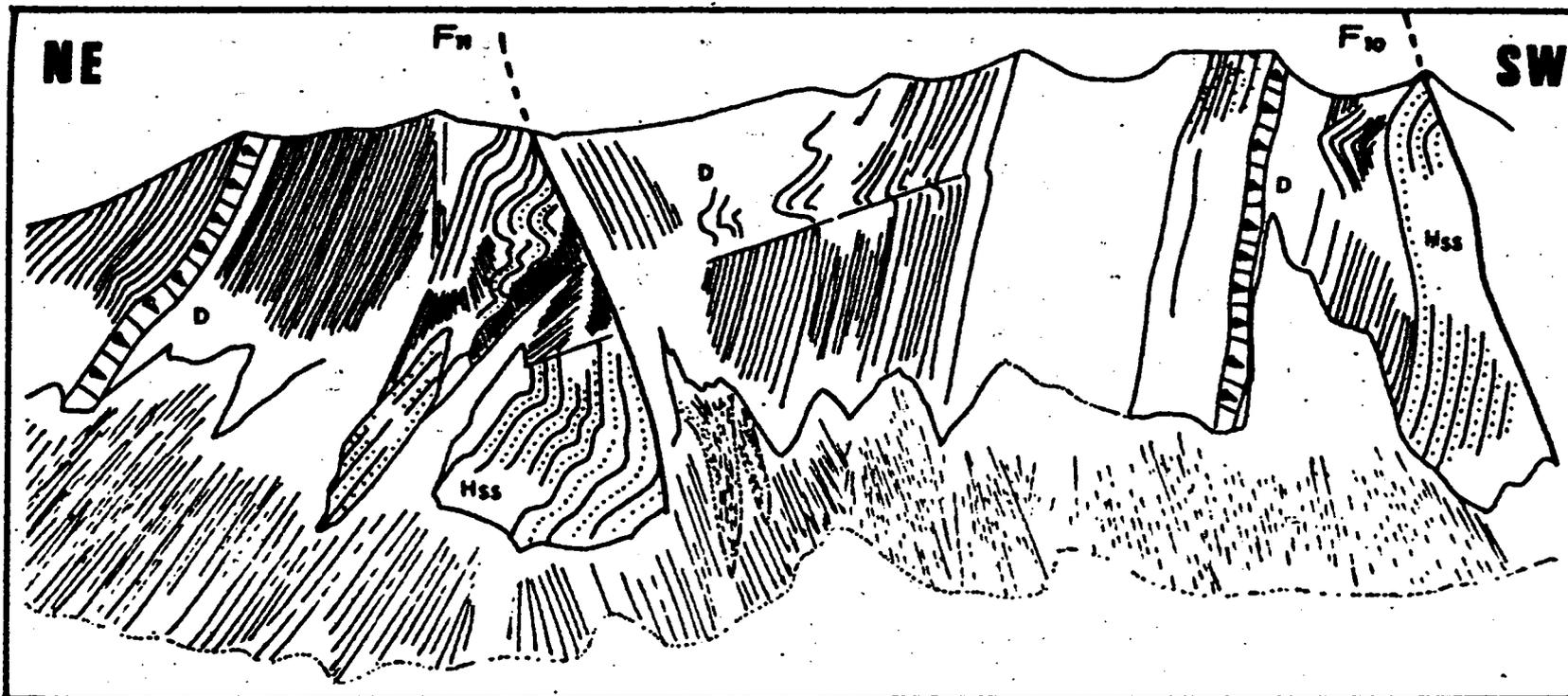


Fig. 120 : Panorama de la crête entre les points X = 92,8 Y = 82,8 et X = 93,8 Y = 83,2. On observe en section les failles F₁₀ et F₁₁ et, pour chacun, rebroussement des quartzites du Hamill de la lèvre orientale.

Les failles transverses :

Leur existence, proposée par C.S. Evans (1932) puis par J.O. Wheeler (1963) pour expliquer la difficulté de raccorder certaines assises, a été très contestée par G. Wind pour le Nord des Dogtooth Mountains, dont il explique les apparentes anomalies structurales par le plongement axial des plis.

Cependant l'existence de failles normales transverses ne fait ici aucun doute. Certaines sont directement observables: ce sont des accidents de direction N 30 et N 50°. Leur rejet vertical varie de quelques dizaines de mètres pour la plupart d'entre eux, à plus de 200 m pour F'1.

Certaines failles transverses recoupent nettement les failles directionnelles. D'autres paraissent se limiter au compartiment occidental de celles-ci. Cette disposition suggère (en particulier pour F'2 et F'6 et pour F'8 que leur apparition ait accompagné le rejou de la faille directionnelle correspondante (respectivement F 9 et F 12).

En résumé, il apparaît que les aspects variés des structures sont attribuables à deux facteurs principaux :

- Le premier est la différence nette de compétence entre des séries puissantes alternativement quartzitiques et pélitiques ou calcaro-pélitiques ;
- le second est le développement d'une anisotropie planaire (schistosité de flux) accompagnée d'une induration des matériaux.

Le premier facteur explique que l'allure globale de la structure des Dogtooth Mountains épouse celle de la séquence quartzitique du Hamill. Le comportement des autres séquences n'a été dans l'ensemble qu'une adaptation à la déformation des quartzites et c'est cette dernière série très puissante qui constitue le squelette de tout le chaînon montagneux.

Le premier facteur explique aussi la forme des plis, car le coffrage de ceux-ci ne peut géométriquement

s'expliquer que par une disharmonie majeure au niveau du Hamill moyen. Il n'existe en effet pas l'espace suffisant pour situer toute la séquence du Hamill au coeur des plis coffrés du domaine 1, ou encore de la crête resserrée de l'anticlinal du domaine 2.

Le premier facteur est encore la raison pour laquelle les structures mineures sont si différentes selon les horizons stratigraphiques, en particulier pourquoi l'on a, pour la première phase des plis semblables dans les schistes du Horsethief Creek et du Donald, tandis que les quartzites ne présentent que des ondulations de type parallèle ; ou encore pourquoi ces mêmes séquences pélitiques sont hachées par une crénulation de seconde phase, alors que les quartzites ne réagissent aux tensions que par de faibles gauchissements, générateurs des joints de tension.

La différence de compétence est, en dernier lieu, une explication possible du redressement dans les quartzites des plans de faille, que nous avons noté pour les failles directionnelles du domaine 3 et que G. Wind signale pour la "faille du Gorman Lake" soit F 9. L'autre interprétation de cette réfraction serait, rappelons le, un plissement tardif des plans de faille.

Le 2ème facteur explique le développement des structures mineures particulières que sont les "Kink Bands" et, semble-t-il, l'orientation des chevauchements comme celui de la "faille du mur" (F 1). P. Simony et G. Wind (1970, p. 49) pensent en effet, qu'à la suite du léger métamorphisme lié au développement de la schistosité de flux, l'importante diminution de la teneur en eau des matériaux aurait modifié l'anisotropie dominante de la séquence lithologique, la faisant passer des joints de stratification aux surfaces de la schistosité de flux. On peut remarquer qu'un phénomène voisin a pu influencer l'orientation de certaines failles normales transverses, dont la direction se rapproche parfois beaucoup

de celle du clivage de seconde phase.

L'induration des matériaux pélitiques, due au métamorphisme expliquerait la modification du comportement que traduit l'existence de joints postérieurs à la schistosité dans les séquences pélitiques.

III.4.2. Synthèse phénoménologique - Discussion :

L'analyse particulière de chacun des domaines nous a montré quels étaient leurs problèmes propres et quels rapports structuraux il était localement possible de déduire. Celle des structures mésoscopiques et microscopiques nous a permis d'étendre certaines conclusions à des zones plus larges du secteur étudié.

Nous examinerons dans ce paragraphe les relations mutuelles des divers domaines et tâcherons d'établir, pour l'ensemble du secteur de travail la succession des phénomènes dans le temps. Il n'est pas inutile de rappeler quelles structures ou quelles associations de structure servent de base à cette reconstitution; c'est ce que nous examinerons en premier lieu.

III.4.2.1. : La géométrie et les associations de structures :

L'observation de structures associées et bien caractérisées permet de préciser comme nous l'avons vu un certain style de déformation, mais fournit aussi un système de références précieux lorsque d'autres critères viennent à manquer.

1. La direction et le plongement axial des plis constituent des éléments de référence particulièrement utiles dans la comparaison de domaines ou de phases structurales. Ces éléments géométriques ne sont pas toujours directement mesurables sur le terrain mais peuvent être déduits graphiquement si l'on dispose d'un certain nombre d'indications de pendage. Cette opération graphique est banale mais il me paraît cependant utile d'en rappeler l'intérêt, en particulier dans le cas du pli majeur du domaine 2 pour lequel la direction axiale

mesurée sur le terrain est identique à celle que l'on déduit graphiquement.

2. A ce pli majeur du domaine 2 nous avons rattaché les monoclinaux d'échelle mésoscopique car, d'une part la morphologie est symétrique par rapport à la charnière du pli majeur et d'autre part les directions axiales sont similaires (cf par. III.3.1.2.).
3. Aux plis majeurs des différents domaines, nous avons associé la schistosité de flux parce que ces relations sont directement visibles sur le terrain. On note en effet, que cette schistosité est développée dans les assises pélitiques du Hamill supérieur ("horizon meuble supérieur" UR) au point X = 88,6 Y = 83,4 où elle a même direction que l'axe du pli. La même observation se répète pour les plis majeurs du Donald au point X = 87,5 Y = 83,4 ou encore sur tout le flanc oriental du synclinal de Donald du domaine 1 (cf par. III.2.1.). Son pendage est relativement proche de celui des plans axiaux et c'est bien souvent grâce à cette seule schistosité que l'on peut replacer dans son cadre structural régional une séquence pélitique puissante et monotone. C'est le cas pour les schistes du Horsethief Creek et du Donald supérieur, sur les versants occidentaux des structures majeures (domaines 1 et 2), des schistes du Donald supérieur, toujours, et de ceux de Canyon Creek (domaines 5 et 6).

Parfois cette schistosité de flux est synchrone des structures mineures (plis d'entraînement dans le Horsethief Creek du domaine 1) parfois sa combinaison avec un plan de stratification permet de mieux situer encore dans son environnement structural la séquence observée (domaine 6, p. 122).

Il convient de noter toutefois une exception à cette assimilation de la "schistosité de flux" à la première phase de plissement : très localement, sous la "faille du mur" (F1) la schistosité de plan axial développée dans des plis mésoscopiques aigus des quartzites et des pélites du Hamill supérieur est vraisemblablement une acquisition plus tardive que la schistosité de flux de l'ensemble du secteur et serait à associer au chevauchement. Le phénomène est très localisé et ne réduit donc pas la signification générale qu'à la schistosité de flux.

4. Diverses structures de moindre ampleur se superposent aux plis majeurs et leur sont nettement postérieures ; ce sont une schistosité de fracture, des "Kink Bands" des plis mésoscopiques souples et des systèmes de joints de tension en échelon.

Le style généralement "cassant", l'amplitude réduite et l'orientation générale de ces déformations nous ont suggéré de les rattacher à un même phénomène : la "seconde phase de plissement".

III.4.2.2. : Les relations entre les différents domaines :

Les structures majeures de première phase sont globalement homogènes à l'échelle de l'ensemble du secteur étudié ; les directions axiales des plis et les directions de schistosité de flux ont des valeurs moyennes très voisines, soit :

- N 305° dans le domaine 1
- N 310° dans les domaines 2 et 4
- N 315° dans les domaines 5 et 6

Pour le domaine 3, le nombre d'informations, trop réduit, n'est pas représentatif.

Cependant, l'étude par domaines a montré, que dans le détail, de faibles différences résultaient vraisemblablement de la compartimentation du secteur par des failles. En particulier, entre les domaines 2 et 4, il semble que l'on décèle un léger basculement des structures autour d'une horizontale normale aux directions structurales majeures (cf p. 117).

Les structures mineures de la "seconde phase de plissement" sont représentées :

- dans le domaine 1, par une fine crénelation, des "Kink Bands" et des plis mésoscopiques ; leur direction est NE (cf fig. 43) ;
- dans le domaine 4, par des systèmes de joints de tension en échelon regroupés autour d'une direction NNE (cf p. 151) ;
- dans le domaine 6, par des "Kink Bands" dont les axes se répartissent autour d'une direction moyenne NNE à NE, et par de rares ondulations mésoscopiques souples, pareillement orientées (cf p. 122 et 138).

.../...

En dépit d'une différence de plongement axial, en particulier entre les "Kink Bands" du domaine 1 et du domaine 6, mais que l'on peut expliquer par l'orientation initiale de la schistosité de flux (cf p. 140, par. III.3.1.1.) la direction générale de ces diverses structures mineures paraît être la même pour l'ensemble du secteur étudié. Cette homogénéité globale viendrait à l'appui d'un développement synchrone de ces structures mineures.

Néanmoins, les plans axiaux montrent aussi des différences de pendage, respectivement entre les domaines 1 et 6. Bien qu'assez faibles, elles semblent effectives (cf p. 141) ; elles pourraient provenir d'un basculement entre le domaine 1 et le domaine 6, semblable à celui que l'on a évoqué pour les domaines 2 et 4 (cf supra et p. 117) ; il serait d'ailleurs de même sens. Ce basculement pourrait être l'oeuvre de failles directionnelles tardives. Mais le peu de mesures de pendage relatives au domaine 6 (fig. 55, p. 124) ne me permet pas de montrer si ce basculement est réel. Une meilleure connaissance du plongement axial des structures qui occupent le fond du Trench serait nécessaire. Si le léger basculement est inexistant, il faut, pour expliquer cette différence, imaginer soit que les contraintes n'étaient pas homogènes entre les domaines 1 et 6, soit que les structures mineures ne sont pas absolument synchrones.

III.4.2.3. Chronologie relative des phases de déformation :

Les relations des éléments géométriques nous permettent d'établir la succession de plusieurs phases structurales avec :

dans le domaine 1 :

- (1) Une première phase de plissement : φ_1
- (2) Une phase chevauchante : φ_2
- (3) Une seconde phase de plissement : φ_3
- (4) Une phase de distension : φ_4

dans le domaine 2 :

- (1) La même première phase de plissement : φ_1
- (2) Une phase de chevauchement (cf les failles inverses F9, F10, F11) : φ_2
- (3) Une phase d'effondrement : φ_4

dans les domaines 4, 5 et 6, des relations moins précises car il est rare d'y observer directement les structures :

.../...

- (1) La première phase de plissement, toujours identifiée par les mêmes structures majeures : φ_1
- (2) Une phase de chevauchement (faille chevauchante de Purcell (F1) et de Cirque Creek (F15)) : φ_2
- (3) Une seconde phase de plissement : φ_3
- (4) Une phase d'effondrement φ_4 (ex. : F14, F15). Les rapports sont incertains entre φ_2 , φ_3 et φ_4 .

La compartimentation géographique du terrain en langues parallèles rend particulièrement difficile les recoupements et ne permet pas de résoudre tous les problèmes.

Nous pouvons reconstituer la succession des phénomènes comme suit :

φ_1 : Plissement initial dû à des contraintes maximales NE-SW donnant naissance aux plis majeurs et à la schistosité de flux. Le phénomène est net, déterminé partout par les mêmes critères et non ambigu.

φ_2 : Phase de chevauchement établie d'après les failles inverses F9, F10, F11 qui affectent les structures majeures et auxquelles les caractères géométriques (parallélisme des directions, faiblement obliques par rapport au pli majeur, valeur du pendage) confèrent un "air de famille".

Ces failles, dont l'allure générale paraît nettement influencée par la configuration du pli de première phase qu'elles affectent (réfraction du plan de faille dans les assises compétentes), correspondent à une direction de contrainte maximale sensiblement identique à celle de la première phase. Elles sont donc supposées apparaître après le stade de déformation plastique des matériaux, vraisemblablement immédiatement à la suite de l'apparition des monoclinaux mésoscopiques de φ_1 dans les quartzites (cf par. III.3.1.2.).

On remarquera cependant pour cette phase de chevauchement une certaine différence dans la répartition des contraintes, par rapport à celles des plis initiaux φ_1 . Cette différence se marque par la direction un peu plus septentrionale des failles et vraisemblablement aussi par la légère rotation de la symétrie des contraintes qu'a laissé apparaître l'étude de la "fabrication" des quartzites.

Les relations des plis initiaux (φ_1) et des failles chevauchantes (φ_2) situent ces dernières avant la seconde phase de plissement (φ_3). Remarquons que la chronologie des événements repose ici sur une certaine interprétation car les relations entre failles chevauchantes et plis de φ_3 ne sont pas directement observées.

A ce stade, la "faille du mur" (F1) appelle une remarque (cf infra).

φ_3 : Seconde phase de plissement, mise en évidence dans le domaine 1 et corrélée aux déformations des domaines 4 et 6.

φ_4 : "Phase d'effondrement" fondée sur l'existence de failles normales directionnelles et transverses.

Cette phase peut être complexe si les deux types de failles sont distinctes. Certaines failles transverses qui ne recoupent pas les failles directionnelles peuvent être des accidents satellites, de celles-ci (cf F'2 par rapport à F9) ; d'autres, qui les recoupent (cf F'7) leur sont postérieures.

En l'absence de moyens de datation on ne peut préciser si cette phase est unique ou si elle en réunit plusieurs, entre lesquelles pourraient même s'imbriquer les pulsations de la seconde phase de plissement φ_3 . La solution la plus simple est de considérer que toutes les failles normales se rapportent à une même phase φ_4 correspondant soit à une simple relaxation, soit à une distension ultérieure des structures initiales.

Les structures de la phase φ_3 légèrement perturbées par la faille F'1 sont bien antérieures à la "phase d'effondrement" φ_4 si, comme il semble raisonnable de le faire (cf par. III.2.2.), l'on rattache F'1 aux autres failles transverses du secteur. On se souviendra à ce stade que la schistosité de fracture de la phase φ_3 a pu jouer un rôle dans l'orientation des failles transverses de φ_4 (cf par. III.4.1.3.). Avec les réserves signalées dans le paragraphe précédent (4.2.2.), on pourrait également attribuer aux failles de φ_4 la variation de pendage des plans axiaux des "Kink Bands" entre les domaines 1 et 6. Nous remarquerons toutefois que les rapports entre failles normales directionnelles et φ_3 ne sont pas établies avec certitude.

.../...

Remarque :

Les relations entre les failles inverses F9, F10, F11 et la "faille du mur" (F1) n'apparaissent pas dans le secteur examiné.

Elles ont en revanche été établies plus au Nord par G. Wind et P. Simony (1970) qui ont montré que la "faille de Gorman Lake" (F9) s'enfilait sous la "faille du mur" (F1) et lui était, de ce fait antérieure. Un autre argument a même conduit ces deux auteurs à voir dans la "faille du mur" (F1) un chevauchement très tardif : c'est le fait que le plan de F1 recoupe sans modification d'inclinaison des ensembles de lithologie très différente, alors que dans le cas de F9 existaient des réfractations. La "faille du mur" (F1) ne leur semblait plus influencée par la stratification mais au contraire par l'anisotropie qui s'y était substituée - en l'occurrence la schistosité de flux - (P. Simony et G. Wind, 1970, p. 49). Des considérations du même ordre et le fait que la direction soit, comme pour F1, nettement plus septentrionale que celle de F9, les ont amené aux mêmes conclusions pour le chevauchement majeur de Purcell (F17). Ceci nécessite donc l'intervention de nouvelles contraintes maximales WSW-ENE. Cette seconde phase de chevauchement φ_5 viendrait se placer après la phase φ_4 (la "phase d'effondrement"), ce qui nécessite de distinguer dans celle-ci au moins deux phases indépendantes φ_4 et φ_5 séparées par le second épisode de chevauchement φ_5 . C'est à cette conclusion que mènent les travaux de G. Wind (1968), de P. Simony et G. Wind (1970).

On substituerait ainsi à notre quatrième phase structurale

- φ_4 ("phase d'effondrement") :
- φ_4 : Une "phase d'effondrement" correspondant à des failles normales antérieures à la "faille du mur" (cf G. Wind, 1968), cf aussi la faille F1 pour laquelle le problème se repose sous un jour nouveau.
- φ_5 : Une seconde phase de chevauchement "faille du mur" (F1), "faille de Purcell" (F17) et éventuellement "faille de Cirque Creek" (F16).
- φ_6 : Une "seconde phase d'effondrement" clôturant le cycle des déformations.

Remarquons que la chronologie en $\varphi_4, \varphi_5, \varphi_6$ ne résout pas de manière satisfaisante tous les problèmes. Nous avons noté pour le domaine 1 que les structures de la seconde phase de plissement φ_3 ne semblaient pas déviées par la "faille du mur" (F1) due à φ_2 à laquelle elles paraissent succéder. Il faudrait admettre que si la faille est postérieure et appartient à φ_5 elle n'ait pas provoqué de rotation importante des directions des mésostructures de

φ_3 , et ait épargné la fine crénulation des schistes, en chiffonnant toutefois les assises de quartzites au point d'y développer une nouvelle schistosité. Il semble donc exister là un problème majeur. Existe-t-il deux phases de chevauchement φ_2 et φ_5 séparées par une phase de plissement φ_3 ou bien une seule phase de chevauchement (φ_2) à laquelle succéderait une phase de plissement φ_3 ?

Les données relatives à φ_3 sont trop peu nombreuses à l'Ouest de la "faille du mur" pour me permettre de conclure définitivement mais il apparaît de manière évidente que les relations de φ_3 avec les chevauchements sont une clé de l'interprétation de l'histoire régionale ; il est capital de multiplier les observations de préférence au SW du Canyon Creek où devraient se retrouver ensemble toutes les structures du secteur étudié. Comme le signalent P. Simony et G. Wind (1970), la datation par des méthodes physiques de minéraux développés dans les plans de schistosité de fracture (φ_3), là où elle affecte des zones plus fortement métamorphisées fournirait en outre un repère particulièrement précieux pour ces déformations que le contexte régional (cf par. I. 4.) ne permet que de localiser entre le Permien et le Crétacé !

III.4.2.4. : Le "fossé des Rocheuses" (Rocky Mountain Trench) :

L'étude du "fossé des Rocheuses" n'est pas l'objet de ce travail ; nous nous contenterons donc d'en résumer les grands traits.

Dans son ensemble, le "fossé des Rocheuses" est un alignement de vallées de caractères dissemblables, qui s'étend sur environ 1 600 km entre les Rocheuses et l'orogène oriental du Système Intérieur. Il ne se distingue par aucune activité sismique particulière (G. B. Leech, 1966). Son origine est encore très problématique, et l'on relève dans les publications plus de 15 hypothèses différentes (voir les références bibliographiques), où l'on trouve la combinaison de divers types d'érosion et de pratiquement toutes les variétés de failles. A titre d'exemples, signalons que le "fossé des Rocheuses" pourrait marquer :

- une ancienne limite de faciès ;
- un fossé d'effondrement ;
- un front de nappe ;
- une longue zone de cisaillement, à l'image de ce qui s'observe plus au Sud, en Californie.

Cette dernière hypothèse, qui s'appuie sur l'allure sensiblement rectiligne du "fossé", se heurte au fait que les ensembles lithologiques ne semblent pas laisser apparaître d'importants décrochements. C'est pourquoi G. B. Leech (1966) a avancé l'hypothèse que le "fossé des Rocheuses" pouvait provenir du réajustement d'une zone de fracture au travers de terrains allochtones dont la mise en place serait plus récente.

En bordure du secteur examiné, le "fossé des Rocheuses" est représenté par la large vallée entaillée dans les schistes de Canyon Creek et de Mac Kay, et où méandre la Columbia.

Les caractères glaciaires y sont prononcés : les roches moutonnées, les drumlins, les polis glaciaires sont abondants, en particulier sur le vaste replat qui s'étend au pied du massif. Des vallées suspendues, à profil d'auge, se raccordent au "fossé" ; celle de Holt Creek en est un exemple typique. Les glaciations ont donc visiblement contribué pour une large part à la configuration actuelle de cette portion du "fossé". Selon P. Simony et G. Wind (1970), celui-ci serait essentiellement une zone érodée dans les séquences schisteuses tendres, à la limite du contact anormal de Purcell (F17). Il est vraisemblable aussi que des failles normales subdirectionnelles jouent un certain rôle, au moins sur la bordure orientale du massif examiné, puisque nous en décelons la présence dans les assises quartzitiques ...

IV - CONCLUSION GENERALE

Dans cette portion des Dogtooth Mountains on reconnaît trois grands ensembles stratigraphiques, respectivement attribués au Protérozoïque, au Cambrien inférieur et Cambrien supérieur.

Dans le premier (le groupe Horsethief Creek) on distingue l'unité schisteuse inférieure et l'unité carbonatée définies par C. S. Evans.

Dans le second, on met en évidence plusieurs unités au sein de chacun des deux grands sous-ensembles (Hamill et Donald). Le Hamill inférieur n'apparaît en aucun point ; une séquence pélitique puissante mais incomplète correspond au Hamill moyen (il s'agit de la formation désignée par C. S. Evans sous le nom de Lake Louise) ; elle est surmontée d'une série quartzitique qu'un horizon tendre (Upper Recessive) permet de subdiviser en deux unités. Un ensemble vulcano-sédimentaire apparaît en lentilles au sein de l'unité supérieure. Les faciès sont corrélés à ceux des secteurs voisins. La formation Donald qui surmonte le Hamill, ne peut être examinée que de manière fragmentaire en raison de ses conditions d'affleurement mais ses faciès sont semblables à ceux des autres secteurs des Dogtooth Mountains et une corrélation peut être effectuée.

Dans le troisième ensemble on distingue deux séquences pélitiques : la formation Canyon Creek et le groupe Mac Kay, en apparente continuité stratigraphique. Un niveau fossilifère de la base du Mac Kay fait attribuer une partie au moins de cet ensemble à la fin du Cambrien supérieur.

Grâce aux divers horizons datés dans le Cambrien, nous avons tenté une corrélation à l'échelle de la région.

.../...

L'analyse structurale menée à partir de six domaines distincts montre que l'ensemble du secteur, vraisemblablement très chevauchant sur la bordure occidentale du "fossé des Rocheuses", présente des structures majeures sensiblement homoaxiales, dues à une première phase de plissement et auxquelles se superposent diverses formations mineures qui appartiennent à une seconde phase de plissement. L'ensemble du secteur est débité en étroites écailles que découpent des failles normales tardives. Les problèmes posés par le jeu complexe et l'âge relatif de ces déformations sont discutés mais ne sont pas entièrement résolus. Un examen détaillé des déformations mineures permet, dans la majorité des cas, de les intégrer dans la compréhension des structures de plus vaste ampleur.

En résumé, cette étude vient préciser les travaux antérieures, en confirmant l'existence d'un Hamill moyen péritique et celle des failles transverses dont la présence dans cette portion des Dogtooth Mountains avait été mise en doute. Elle montre que l'épisode volcanique, vers la fin du dépôt du Hamill, ne correspond pas à un simple accident local mais à un événement permanent de l'histoire de la région et qu'il a donc vraisemblablement une signification paléogéographique qui mérite un examen plus approfondi. Les résultats de l'analyse structurale s'intègrent assez convenablement dans la tectonique régionale mais soulignent la nécessité d'examiner encore avec beaucoup d'attention les relations entre les phases de chevauchement et la seconde phase de plissement.

BIBLIOGRAPHIE

- AITKEN J. D. 1966 .- Middle Cambrian to middle Ordovician cyclic sedimentation, Southern Rocky Mountains of Alberta. Bull. Can. Petr. Geol., vol. 14, n° 4, p. 405-441, déc. 1966.
- ANDERSON T. B. 1968 .- The geometry of a natural orthorhombic system of Kink Bands. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics, p. 200-220, Geol. Surv. Can., paper 68-52.
- BADGLEY P. 1960 .- Structural methods for the exploration geologist and a series of problems for structural geology students. Harper and Brothers, N. Y., 280 p.
- BADGLEY P. 1965 .- Structural and tectonic principles. Harper and Row Publishers, N. Y., 521 p.
- BALK R. 1952 .- Fabric of quartzites near thrust faults. Journ. Geol., vol. 60, n° 5, p. 415-435, sept. 1952.
- BECKE R. 1892 .- Petrographische Studien am Tonalit der Riesenerferner. Tschermak Min. u. Pet. Mitt., Band 13, p. 447.
- BELL R. T. 1968 .- Proterozoic stratigraphy of Northeastern British Columbia. Geol. Surv. Can., paper 67-68.
- BOEHM A. 1883 .- Uber die Gesteine des Wechsels. Tschermak Min. u. Petr. Mitt., Band 5, p. 197-214.
- BONTE A. 1969 .- Introduction à la lecture des cartes géologiques. 4ème édition. Masson éd., 277 p.
- BROWN A. S. 1963 .- Geology of the Cariboo River Area. British Columbia. BC Dept of Mines, Bull. 47.
- BURLING L. D. 1922 .- The relations between the Purcell Range and the Rocky Mountains in British Columbia, Canada. 1922 B, Am. Journ. Sci., ser. 5, vol. 3, p. 254-256.
- CAMPBELL F. A. 1961 .- Differentiation trends in the Ice River complex, British Columbia. Am. Journ. Sci., vol. 259, p. 173-180, March 1961.
- CARTER N. L. & FRIEDMAN M. 1965 .- Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge anticline, Montana. Am. Journ. Sci., vol. 263, p. 747-785, nov. 1965.
- CARTER N. L. & RALEIGH C. B. 1969 .- Principal Stress Directions from Plastic Flow in Crystals. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 80, p. 1 231-1 264, July 1969.
- CHARLESWORTH H. K. 1967 .- Precambrian Geology of the Jasper region Alberta. Research Council of Alberta, bull. 23.

- CHRISTIE J. M. & RALEIGH C. B. 1959 .- The origin of deformation lamellae in quartz. Am. Journ. Sci., vol. 257, p. 385-407, june 1959.
- CLIFFORD P. M. 1968 .- Kink Band Development in the Lake St Joseph Area, Northwestern Ontario. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics, p. 229-241, Geol. Surv. Can. paper 68-52.
- CRICKMAY C. H. 1964 .- The Rocky Mountain Trench ; a problem. Can. Journ. Earth Sci., vol. 1, p. 184-205.
- DALY R. A. 1912 .- North american Cordillera 49 th Parallel. Geol. Surv. Can., mém. 38.
- DALY R. A. 1915 .- A geological reconnaissance between Golden and Kamloops, British Columbia, along the Canadian Pacific Railway. Geol. Surv. Can., mém. 68.
- DERCOURT J. 1970 .- L'expansion océanique actuelle et fossile. Prétirage. B. S. G. F., 7ème sér., T. XII.
- DE SITTER L. V. 1958 .- Structural Geology. Mc Graw Hill Book Company, N. Y.
- DEWEY J. F. 1965 .- Nature and Origin of Kink Bands. Tectonophysics, vol. 1, n° 6, p. 459-494, avril 1965.
- DONATH F. A. 1968 .- Experimental Study of Kink Band development in Martinsburg slate. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics, p. 255-288, Geol. Surv. Can., paper 68-52.
- DOUGLAS R. J. W., GABRIELSE H., WHEELER J. O., SCOTT D. F. & BELYEA H. R. 1971 .- Geology of Western Canada. Sous presse.
- DUNBAR C. O. & RODGERS J. 1957 .- Principles of Stratigraphy. John Wiley and Sons, N. Y., 356 p.
- EARDLEY A. J. 1962 .- Structural geology of North America. Harper and Row, N. Y., 2ème éd., 743 p.
- ELLISON A. H. 1967 .- The Hamill Group of the Northern Dogtooth Mountains - British Columbia, Canada. Thèse (M. Sc.) non publiée, Univ. Calgary, 111 p.
- EVANS C. S. 1932 .- Brisco-Dogtooth map area. British Columbia. Geol. Surv. Can. Sum. Rept, part A, p. 106 A II-176 A II.
- FAIRBAIRN H. W. 1941 .- Deformation lamellae in quartz from the Ajibik formation, Michigan. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 52, p. 1 265-1 277.
- FOLK R. L. 1968 .- Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill's 154 p.

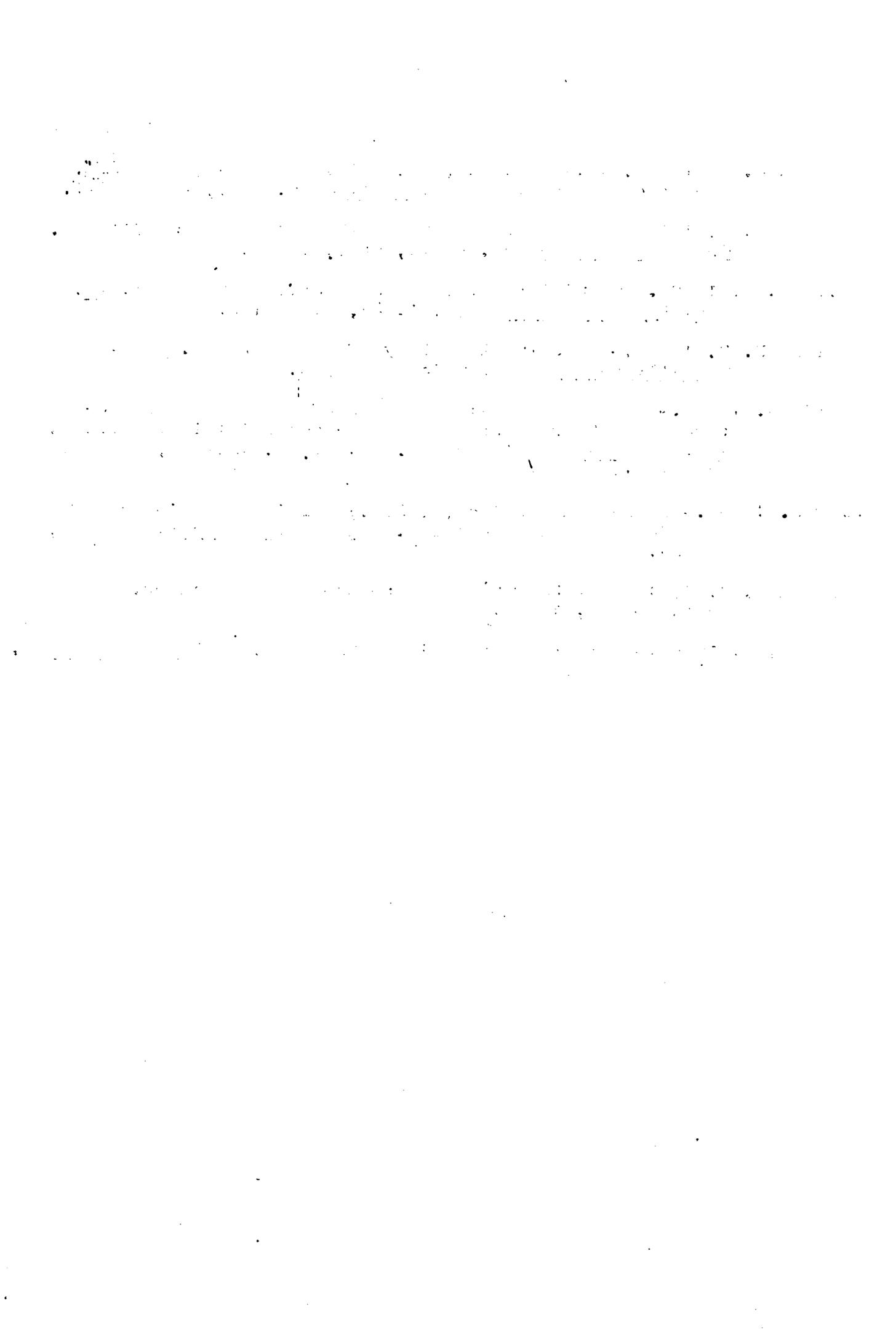
- FYSON W. K. 1968 .- Profile variation in a Kink Set. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics. Geol. Surv. Can., paper 68-52, p. 243-254.
- GABRIELSE H. & REESOR J. R. 1964 .- Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera. Roy. Soc. Can. sp. pub. 8, p. 96-138.
- GOGUEL J. 1952 .- Traité de tectonique. Masson éd., 457 p.
- HAMAN P. J. .- Manual of the Stereographic Projection for a geometric and kinematic analysis of folds and faults. West Can. Research, Publ. of Geology and Related Sciences, Calgary, Alberta, 1ère édition.
- HENDERSON G. G. L. 1959 .- A summary of the regional structure and stratigraphy of the Rocky Mountain Trench. Trans. Can. Inst. Mining Met., vol. 62, p. 158-161.
- HIETANEN A. 1938 .- On the petrology of the Finnish quartzites. Bull. Comm. Geol. de Finlande, n° 122, 118 p.
- HILLS E. S. 1963 .- Elements of structural geology. John Wiley & Sons, 483 p.
- HOFFMANN H. J. 1969 .- Attributes of stromatolites. Geol. Surv. Can., paper 69-39.
- INGERSON E. & TUTTLE I. F. 1945 .- Relations of lamellar and crystallography of quartz and fabric directions in some deformed rocks. Am. Geophys. Union Transv., vol. 26, p. 95-105.
- INGERSON E. 1947 .- Liquid inclusions in geologic thermometry. Am. Mineralogist, vol. 32, p. 375-388.
- JUDD J. W. 1888 .- The development of a lamellar structure in quartz crystals. Mineralog. Mag., vol. 36, p. 1-8.
- JUNG J. 1963 .- Précis de pétrographie. Masson éd., 319 p.
- KELLER W. D. & LITTLEFIELD R. F. 1950 .- Inclusions in the quartz igneous and metamorphic rocks. Journ. Sed. Petrology, vol. 20, p. 74-84.
- KING P. B. 1966 .- The North American Cordillera. In Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera. Can. Inst. Mining Metallurgy. Sp. volume 8, p. 1-25.
- LEECH G. B. 1954 .- Canal Flats, British Columbia. Geol. Surv. Can., paper 54-7, 32 p.
- LEECH G. B. 1962 .- Pre-Cambrian intrusives and metamorphics in southeast British Columbia. Geol. Surv. Can., paper 62-13.

- LEECH G. B. 1965 .- Discussion of "The Rocky Mountain Trench : a problem". Can. Journ. Earth Sciences, vol. 2, p. 405-410.
- LEECH G. B. 1966 .- The Rocky Mountain Trench. In The World Rift System. Geol. Surv. Can., paper 66-14, p. 307-329.
- Mc CROSSAN R. G. & GLAISTER R. P. 1964 .- Geological History of Western Canada. Alberta Soc. Petr. Geol., sp. volume.
- Mc TAGGART K. C. 1970 .- Tectonic History of the Northern Cascade Mountains. Geol. Assoc. Canada, sp. paper, n° 6.
- MOORHOUSE W. W. 1959 .- The study of rocks in thin section. Harper & Row Publishers, N. Y., 514 p.
- MOUNTJOY E. W. & AITKEN J. D. 1963 .- Early Cambrian and Late Precambrian paleocurrents, Banff and Jasper National Parks. Bull. Can. Petr. Geol., vol. II, p. 161-168.
- MUGGE O. 1896 .- Der Quarzporphyr der Bruchhauser Steine in Westfalen. Neues Jahrb. für Mineralogie, p. 757-787.
- NORTH K. F. & HENDERSON G. G. L. 1954 .- The Rocky Mountain Trench. Alberta Soc. Petr. Geol. Guidebook, Fourth Annual Field Conference, p. 82-100.
- OKULITCH V. J. 1948 .- Lower Cambrian Pleospongia from the Purcell Range of British Columbia, Canada. Journ. Pal., vol. 22, n° 3, p. 340-349, may 1948.
- OKULITCH V. J. 1949 .- Geology of part of the Selkirk Mountains in the vicinity of the main line of the Canadian Pacific Railway, British Columbia. Geol. Surv. Can., bull. 14, 26 p.
- POTTER P. E. & PETTIJOHN F. J. 1963 .- Correction of data for tectonic tilt. In "Paleocurrents and Basin analysis", p. 259-262, Springer Verlag.
- PRICE N. J. 1966 .- Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Oxford, 176 p.
- PRICE R. A. 1956 .- Base of the Cambrian System in the southeastern Cordillera of Canada. Can. Inst. Mining Metallurgy Bull. vol. 49, p. 765-771.
- PRICE R. A. 1964 .- The Precambrian Purcell System in the Rocky Mountains of Southern Alberta and British Columbia. Bull. Can. Petr. Geol., vol. 12, Field Conference Guide Book Issue, p. 399-426, august 1964.
- PRICE R. A. 1967 .- The tectonic significance of mesoscopic sub-fabrics in the Southern Rocky Mountains of Alberta and British Columbia. Am. Journ. Earth Sci., vol. 4.

- RAMSAY J. G. 1962 .- The geometry of conjugate fold systems. Geol. Mag., 99, p. 516-526.
- RAMSAY J. G. 1967 .- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, N. Y., 568 p.
- REESOR J. E. 1967 .- Proterozoic of the Cordillera in Southwestern British Columbia and Southwestern Alberta. In the Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can., special Publication, n° 2.
- RICE H. M. A. 1937 .- Cranbrook Map-Area, British Columbia. Geol. Surv. Can., mém. 207,
- RODDICK J. A., WHEELER J. O., GABRIELSE H. & SOUTHER J. G. 1967 .- Age and nature of the Canadian part of the circum Pacific orogenic belt. Tectonophysics, vol. 4, p. 319-337.
- RONDEEL H. E. 1968 .- On the nucleation of kink bands. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics. Geol. Surv. Can., paper 68-52, p. 363-365.
- ROSS J. V. 1970 .- Structural evolution of the Kootenay Arc, Southeastern British Columbia. In Structure of the Southern Canadian Cordillera. Geol. Assoc. Canada, Sp. Paper, n° 6 p. 53-65.
- SCOTT W. H., HANSEN W. & TWISS R. J. 1965 .- Stress analysis of quartz deformation lamellae in a minor fold. Am. Journ. Sc., vol. 263, p. 729-746, nov. 1965.
- SHAININ V. E. 1950 .- Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 61, p. 509-517, June 1950.
- SANDER B. 1930 .- Gefügekunde der Gesteine. Vienna, Springer Verlag, vol. 28, p. 37-50.
- SCHOFIELD S. J. 1921 .- The origin of the Rocky Mountain Trench, British Columbia. Trans. Roy. Soc. Can., sér. 3, vol. 14, sect. 4, p. 61-97.
- SHAW E. W. 1963 .- Canadian Rockies. Orientation in time and space. In Childs O. E., edit. Backbone of the Americas, Am. Assoc. Petr. Geol., mém. 2, p. 231-242.
- SHEPARD F. P. 1922 .- Problems in stratigraphy along the Rocky Mountain Trench. Journ. Geol., vol. 30, p. 361.
- SHEPARD F. P. 1926 .- Further investigations of the Rocky Mountain Trench. Journ. Geol., vol. 34, p. 632-641.
- SIMONY P. S. & WIND G. 1970 .- Structure of the Dogtooth Range and adjacent portions of the Rocky Mountain Trench. Geol. Assoc. Canada, sp. Paper, n° 6, p. 41-51.

- SPRY A. 1969 .- Metamorphic textures. Pergamon Press, 350 p.
- STOCKWELL C. H. 1964 .- Fourth report on structural Provinces, orogenies and time classification of Rocks of the Canadian Precambrian shield. Geol. Surv. Can., paper 64-1, part II.
- SYLVESTER A. G. & CHRISTIE J. M. 1968 .- The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. Journ. Geol., vol. 76, p. 571-580.
- THOMPSON T. L. 1962 .- Origin of the Rocky Mountain Trench in Southeastern British Columbia by Cenozoic block faulting. Journ. Alberta Soc. Petr. Geol., vol. 10, p. 408-427.
- TURNER F. J. 1948 .- Note on the tectonic significance of deformation lamellae in quartz and calcite. Am. Geoph. Union Trans., vol. 29, p. 565-569.
- TURNER F. J. & VERHOOGEN J. 1960 .- Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill, Book Company, 2ème éd., N. Y., 694 p.
- TURNER F. J. & WEISS L. E. 1963 .- Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw Hill, Book Company, N. Y.
- TUTTLE O. F. 1949 .- Structural petrology of planes of liquid inclusions. Journ. Geology, vol. 57, p. 354-355.
- VATAN A. 1967 .- Manuel de sédimentologie. Technip Editions, Paris, 397 p.
- WALCOTT C. D. 1910 .- Precambrian rocks of the Bow River valley, Alberta, Canada. Smith. Misc. Coll., vol. 53, p. 87.
- WALKER J. F. 1926 .- Geology and mineral deposits of Winder mere map-area, British Columbia. Geol. Surv. Can., mem. 148.
- WALKER J. F. & BANCROFT M. F. 1929 .- Lardeau map-area, British Columbia. Geol. Surv. Can., mém. 161, p. 1-12.
- WEISS L. E. 1968 .- Flexural-slip folding of foliated model materials. In Proceedings, Conference on Research in Tectonics. Geol. Surv. Can., paper 68-52, p. 294-357.
- WHEELER J. O. 1963 .- Rogers Pass map-area, British Columbia, and Alberta. Geol. Surv. Can., paper 62-32.
- WHEELER J. O. 1965 .- Big Bend map-area, British Columbia. Geol. Surv. Can., paper 64-32.
- WHEELER J. O. 1966 (a) .- Eastern tectonic belt of the Western Cordillera in British Columbia. In A Symposium of the Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera in British Columbia and Neighbouring Parts of the United States. Can. Inst. Mining Met., p. 27-46.

- WHEELER J. O. 1966 (b) .- Lardeau (West Half) map-area (82 kw1/2).
Report of Activities 1965. Geol. Surv. Can., Paper 66-1.
- WHEELER J. O. 1970 .- Structure of the Southern Canadian Cordillera.
Geol. Ass. Canada sp. publ., n° 6, 166 p.
- WHITE W. H. 1959 .- Cordilleran Tectonics in British Columbia. Am.
Ass. Petr. Geol. Bull., vol. 43, p. 60-100.
- WHITTEN E. H. 1966 .- Structural geology of folded rocks. Rand.
Mc Nally and Company, Chicago, 663 p.
- WILSON G. 1961 .- The tectonic significance of small scale struc-
tures and their importance to the geologist in the field.
Ann. Soc. Géol. Belgique, T. LXXXIV, p. 423-548, 46 fig.
juin 1961.
- WIND G. 1968 .- Thèse non publiée (M. Sci.) sur la géologie du
Nord des Dogtooth Mountains. Université Calgary, Alberta,
Canada.
- WINKLER H. G. F. 1966 .- La genèse des roches métamorphiques.
Edit. Ophrys, 188 p.
- YOUNG F. G. 1969 .- Stratigraphy of lower Cambrian. Mc Gill University.
Thèse non publiée.

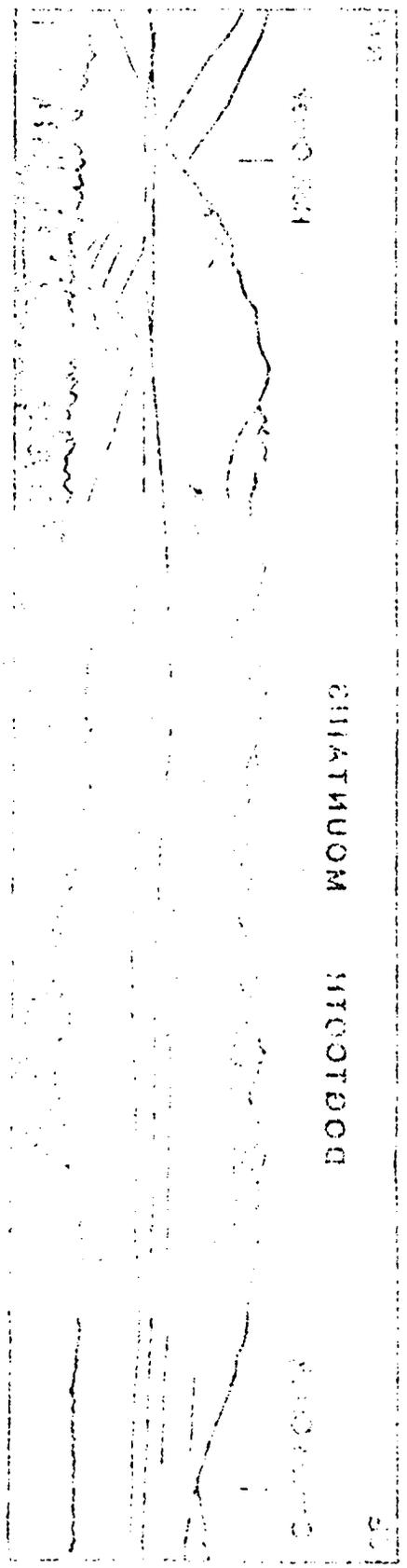
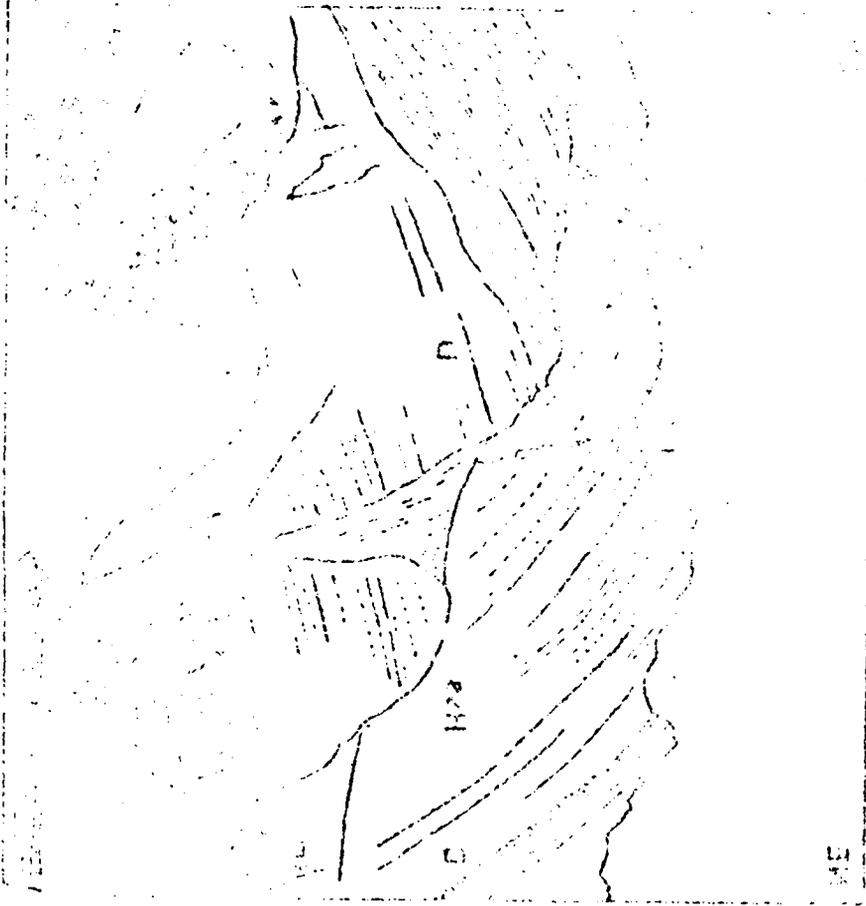


PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

1. = 0.12 (абсолютно от 1.12. 1951).
2. = 0.12 (абсолютно от 1.12. 1951).
3. = 0.12 (абсолютно от 1.12. 1951).

1. = 0.12 (абсолютно от 1.12. 1951).
2. = 0.12 (абсолютно от 1.12. 1951).

PLANCHE I



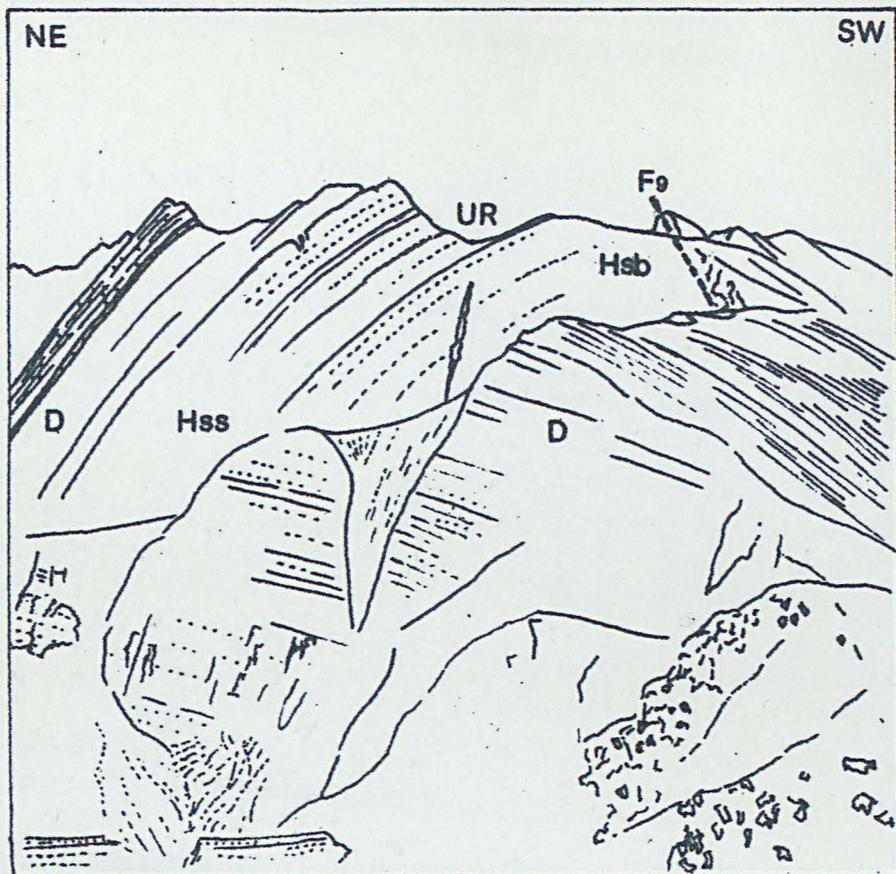
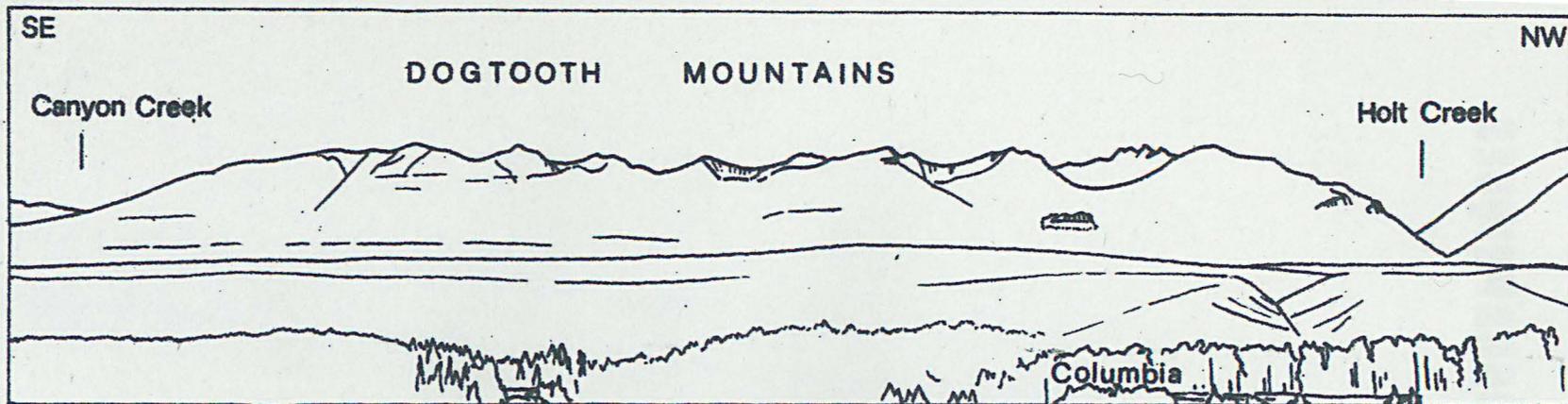
ДОБРОТНО ВОДИЛИНО

ДОБРОТНО

ДОБРОТНО

1951

1951



1 - Le secteur étudié, vu depuis le fossé des Rocheuses.

2 - L'anticlinal majeur du domaine 2, vu vers le SE, du point X = 89,5 Y = 84,5 (symboles cf fig. 14).



2



1



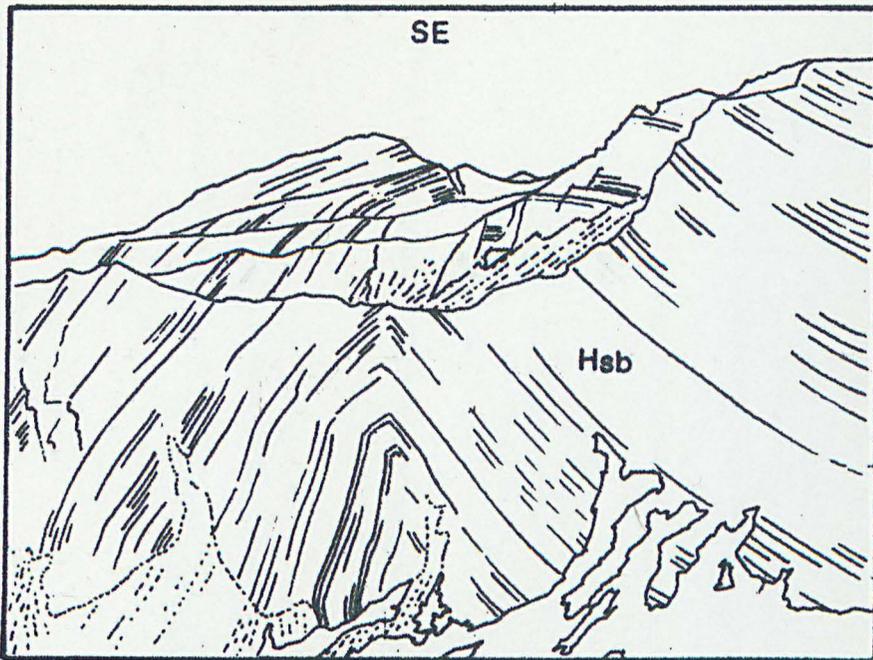


PLANCHE II

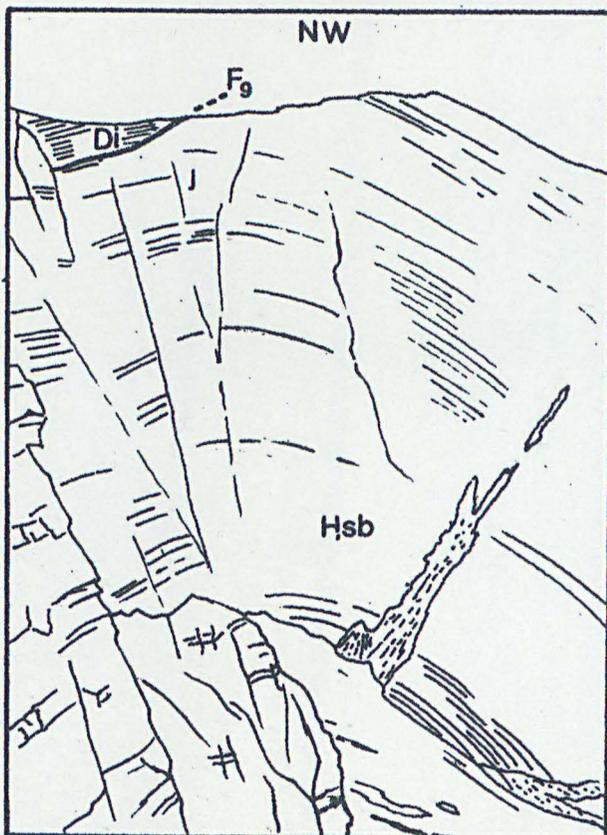
1 - L'anticlinal majeur du domaine, vu vers le SE depuis le point X = 92, Y = 88.5. Notez le resserriment du coeur de la structure (base des quartzites de Hamill supérieur).



2 - Le même anticlinal vu vers le NW, depuis le même emplacement.



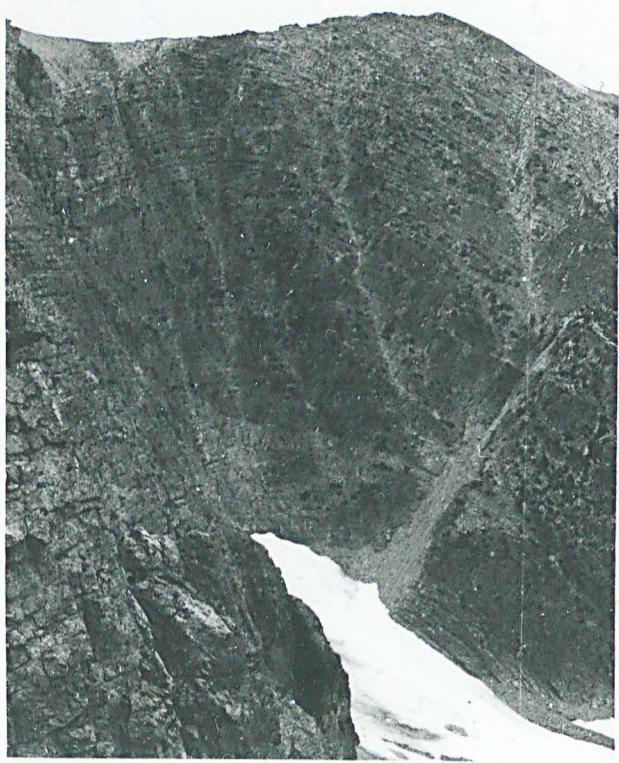
- 1 - L'anticlinal majeur du domaine 2, vu vers le SE depuis le point X = 92,4 Y = 82,5. Noter le resserrement du coeur de la structure (Base des quartzites du Hamill supérieur).



- 2 - Le même anticlinal vu vers le NW, depuis le même emplacement.



1

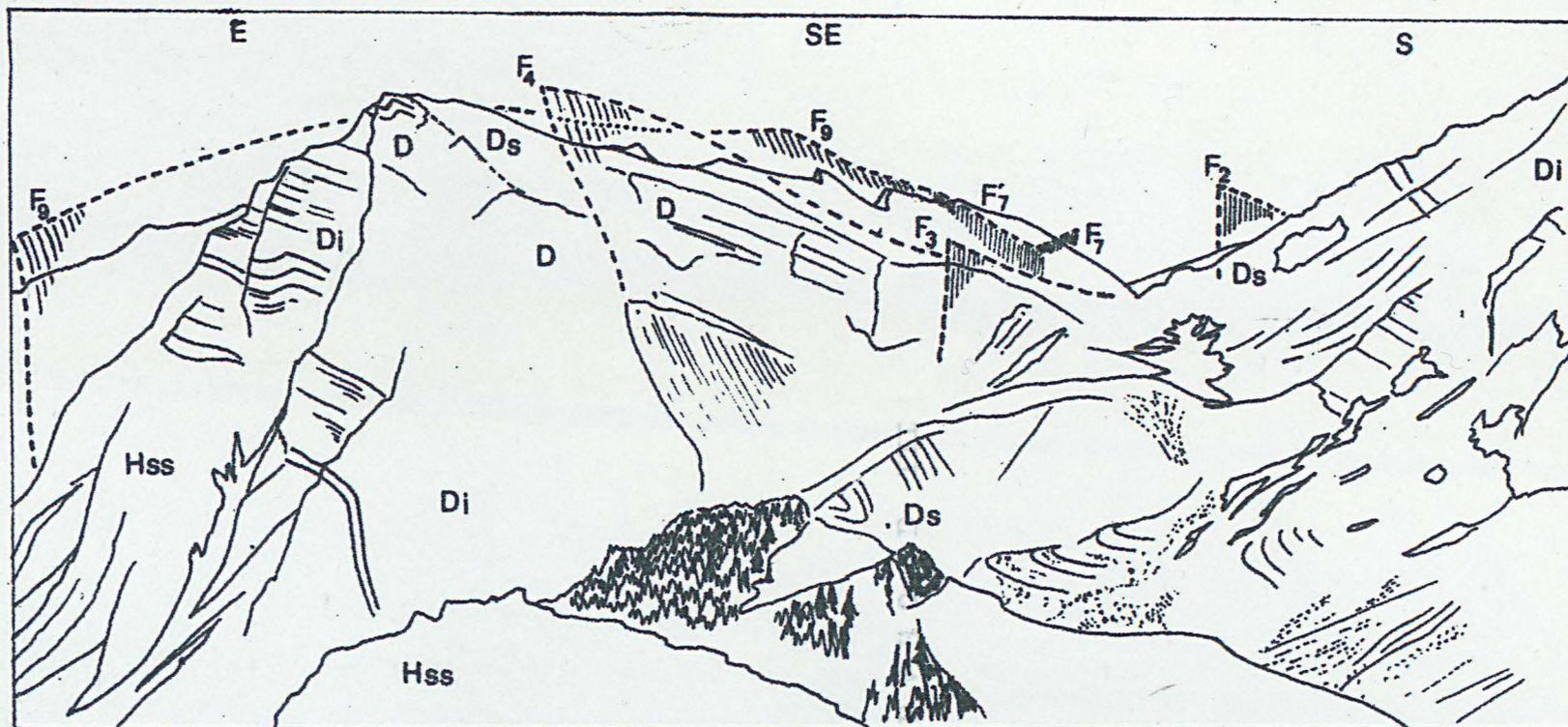


2

IN : Dorsale inférieure; Hae : Sommet du massif alluvial; M : Dorsale supérieure (cristallines noires); D : Dorsale inférieure (cristallines noires);
 Les failles sont indiquées par leurs lignes et indiquées comme suit sur fig. 30 (p. 23).
 A l'extrême N : la crête du domaine S.
 Site des lacs du domaine I au début de l'ère de la Dorsale Noire.

PLANCHE III





Site des lacs du domaine 1 vu depuis le flanc Est de la Dawn Mountain.

A l'arrière plan : la crête du domaine 2.

Les failles sont figurées par leur plan et indexées comme sur la fig. 38 (p. 93).

Ds : Donald supérieur (schistes noirs), D = Donald supérieur (calcschistes noduleux),
 Di : Donald inférieur, Hss : Sommet du Hamill supérieur.



Planche II



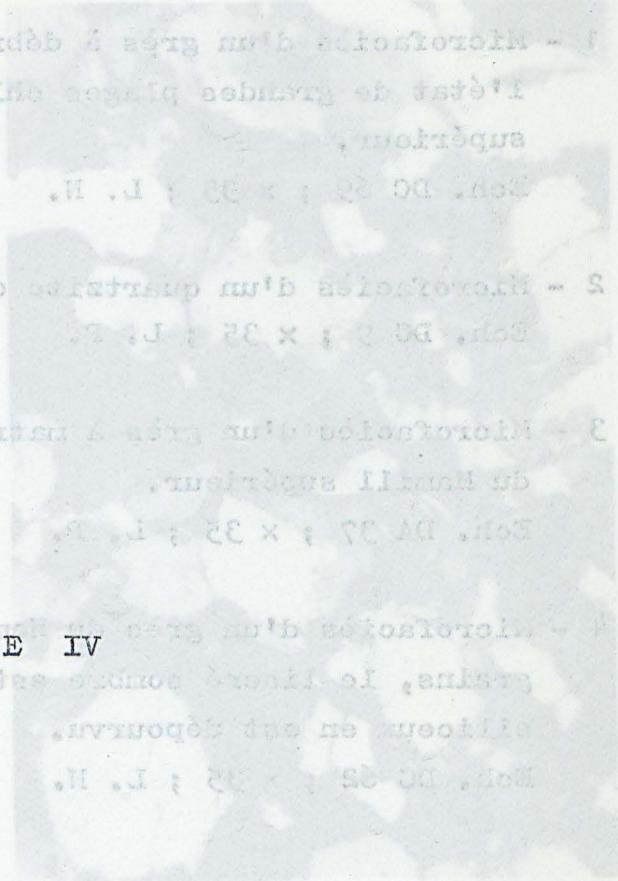
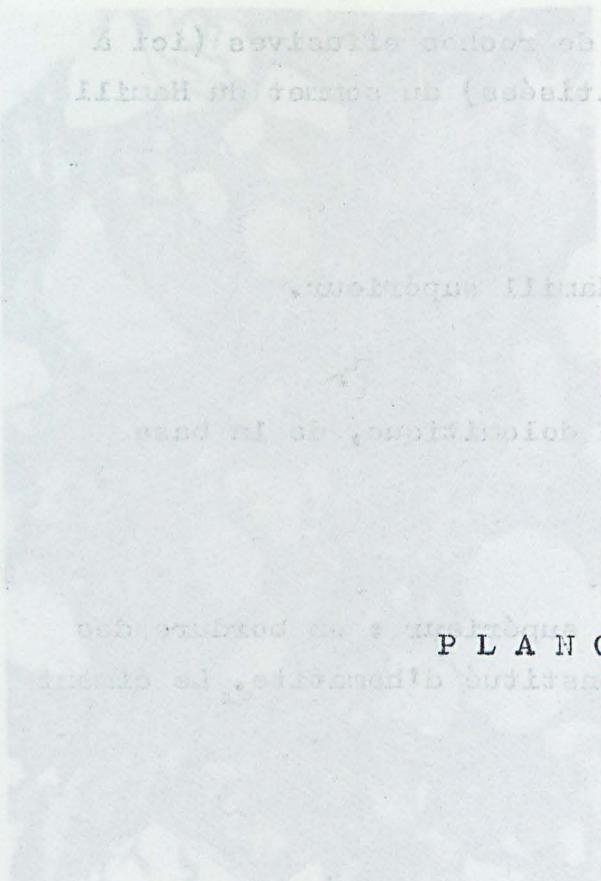
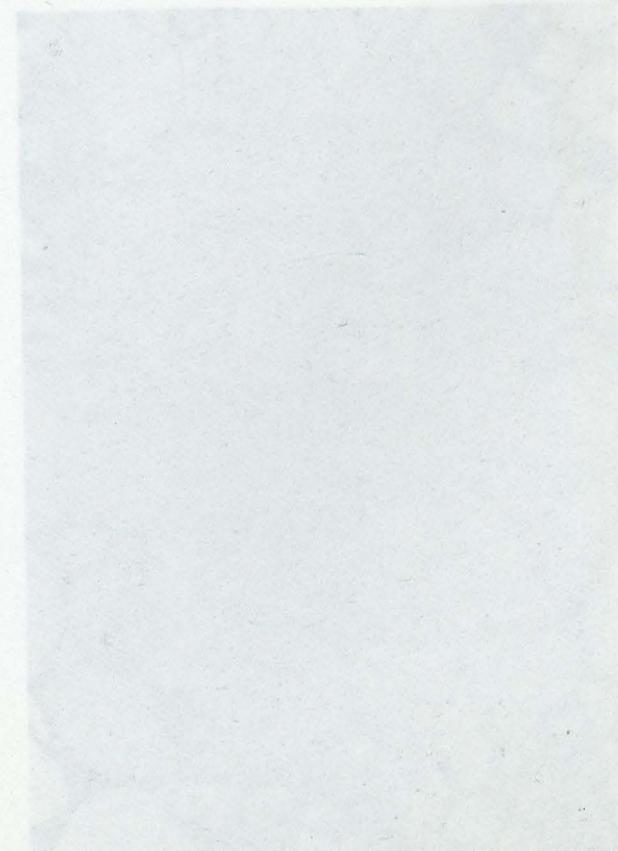


PLANCHE IV



- 1 - Microfaciès d'un grès à débris de roches effusives (ici à l'état de grandes plages chloritisées) du sommet du Hamill supérieur.
Ech. DC 69 ; x 35 ; L. N.
- 2 - Microfaciès d'un quartzite du Hamill supérieur.
Ech. DC 9 ; x 35 ; L. P.
- 3 - Microfaciès d'un grès à matrice dolomitique, de la base du Hamill supérieur.
Ech. DA 37 ; x 35 ; L. P.
- 4 - Microfaciès d'un grès du Hamill supérieur : en bordure des grains, le liseré sombre est constitué d'hématite. Le ciment siliceux en est dépourvu.
Ech. DC 62 ; x 35 ; L. N.



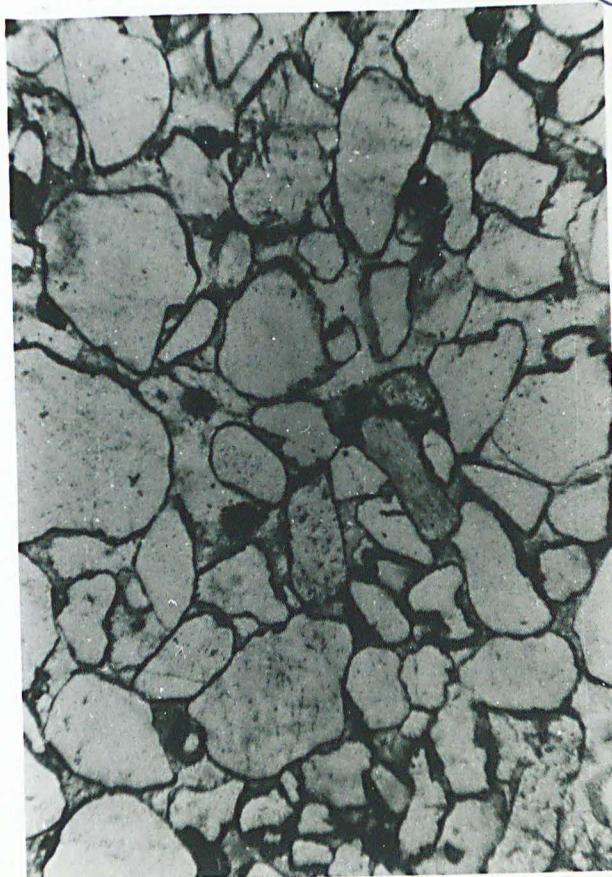
1



2



3



4



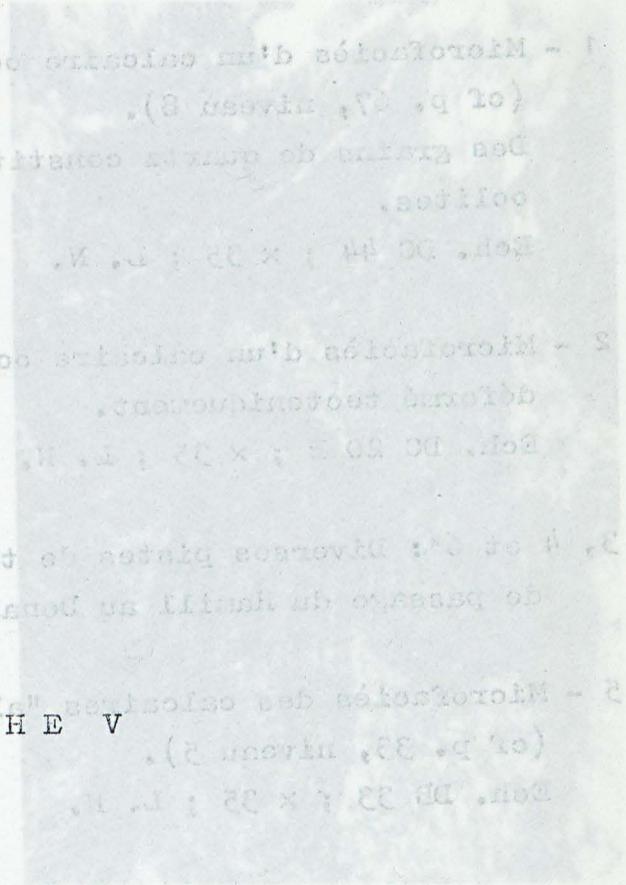
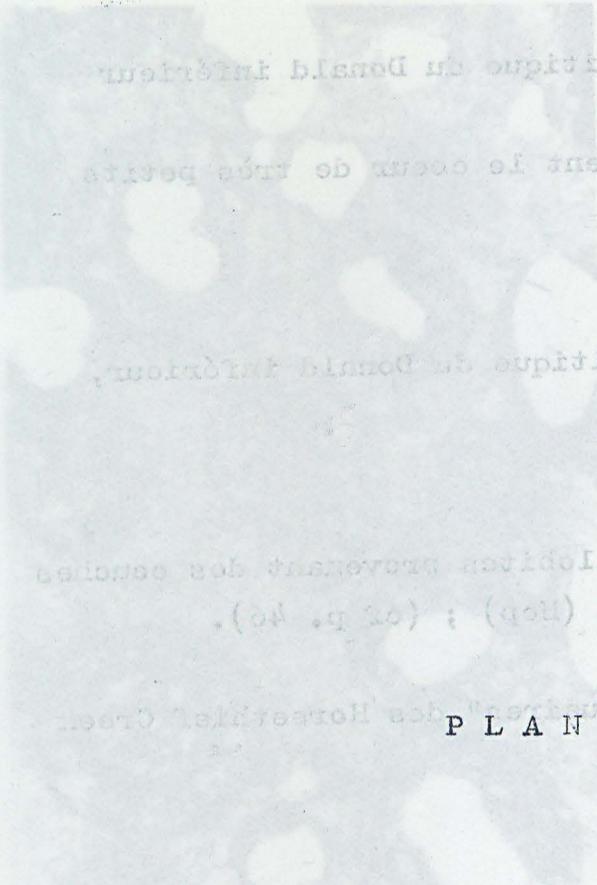


PLANCHE V



- 1 - Microfaciès d'un calcaire oolitique du Donald inférieur
(cf p. 67, niveau 8).
Des grains de quartz constituent le coeur de très petits
oolites.
Ech. DC 44 ; x 35 ; L. N.
- 2 - Microfaciès d'un calcaire oolitique du Donald inférieur,
déformé tectoniquement.
Ech. DC 20 B ; x 35 ; L. N.
- 3, 4 et 6 : Diverses pistes de trilobites provenant des couches
de passage du Hamill au Donald (Hcp) ; (cf p. 46).
- 5 - Microfaciès des calcaires "alguaires" des Horsethief Creek
(cf p. 33, niveau 5).
Ech. DE 33 ; x 35 ; L. N.



1



2



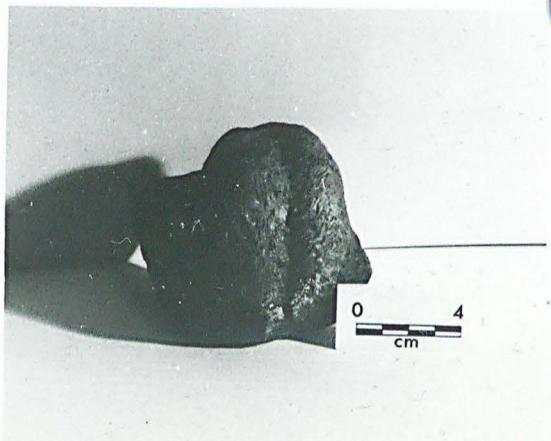
3



4



5



6

BU
LILLE

- 1 - Section d'Archaeopteryx (forme jeune), dans les "calcaires à Archaeopteryx" de Donauwörth.
Ech. 1/20 ; x 35 ; 1. 11.
- 2 - Détail d'une structure d'Archaeopteryx (portion centrale d'une section transversale de forme égale).
Ech. 1/20 ; x 35 ; 1. 11.
- 3 - Microscopie des calcaires à dents de requiescent du Donauwörth.
Ech. 1/20 ; x 35 ; 1. 11.

P L A N C H E VI



1 - Section d'Archeocyathide (forme jeune), dans les "calcaires à Archeocyathides" du Donald inférieur.

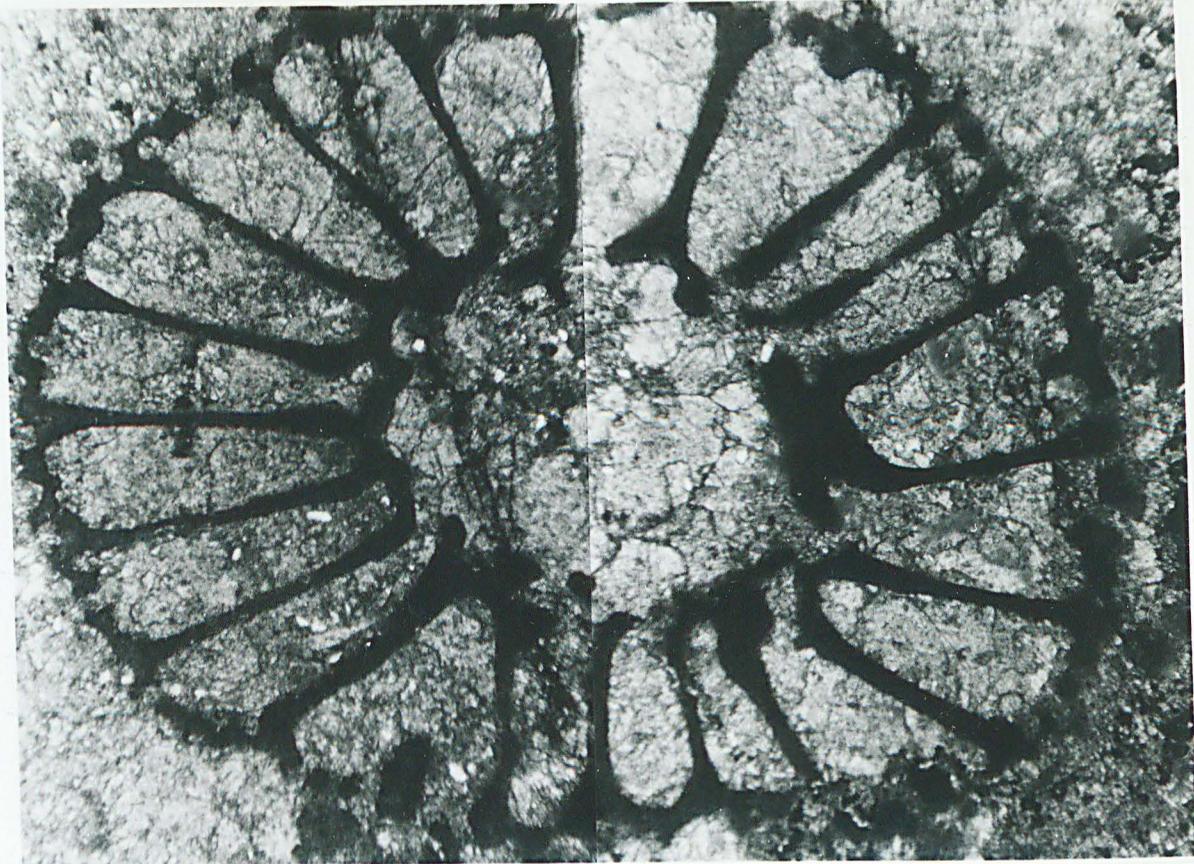
Ech. DC 70 ; $\times 35$; L. N.

2 - Détail d'une structure d'Archeocyathide (portion centrale d'une section transversale de forme âgée).

Ech. DC 70 ; $\times 35$; L. N.

3 - Microfaciès des calcaires à débris de trilobites du Donald supérieur.

Ech. DB 9 ; $\times 35$; L. N.



1



2



3

Planche VII

1 - Echantillon provenant des schistes de Canyon Creek et où
s'observent des "Kink Folds" (ici en section), les veines
cristallines sont des lamelles à remplissage de quartz, dis-

2 - Section du même échantillon.

3 - "Kink Folds" de taille réduite, dans les schistes du Horseshoe
Creek. Notez l'alignement angulaire des charnières.

4 - Réseau de lamelles de Boorn dans un grain de quartz.
Géol. DC #1 AB, x 100; L. P.

5 - Réseau de lamelles de Boorn dans un grain de quartz, orienté à
45° de la direction d'une zone à extinction normale discon-
forme.
Géol. DC #1 AB, x 100; L. P.

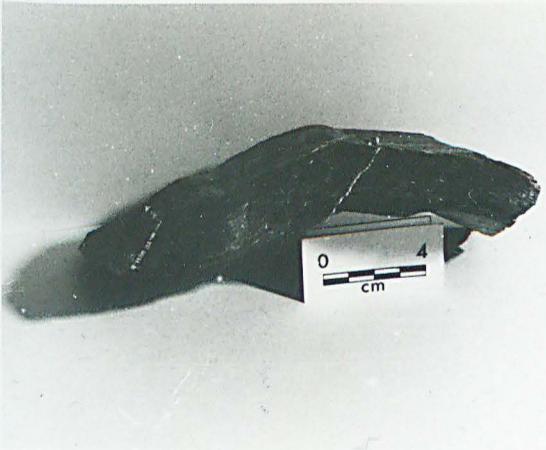
6 - Détails de la déformation (Y) observée dans les schistes de
Horseshoe Creek.
x 25.

PLANCHE VII

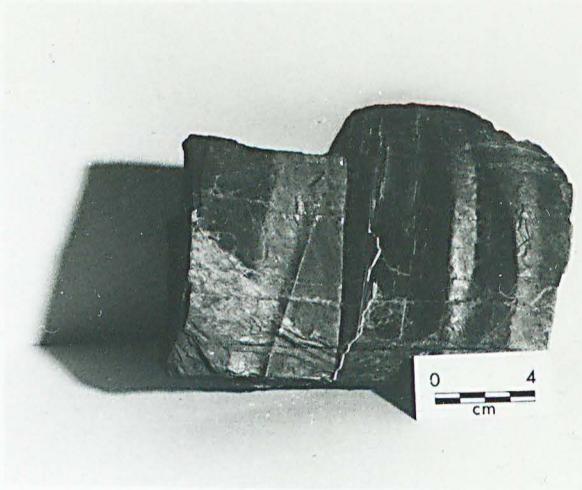


- 1 - Echantillon provenant des schistes de Canyon Creek et où s'observent des "Kink Folds" (ici en section). Les veines claires sont des diaclases à remplissage de calcite, distinctes des plans axiaux.
- 2 - Surface du même échantillon.
- 5 - "Kink Folds" de taille réduite, dans les schistes du Horsethief Creek. Noter l'allure anguleuse des charnières.
- 3 - Réseau de lamelles de Boehm dans un grain de quartz.
Ech. DC 41 AB ; $\times 100$; L. P.
- 6 - Réseau de lamelles de Boehm légèrement incurvées, orienté à 45° de la direction d'une zone à extinction roulante discontinue.
Ech. DC 41 AB . $\times 100$; L. P.
- 4 - Détail de la crénulation (φ_3) observée dans les schistes de Horsethief Creek.
 $\times 35$.





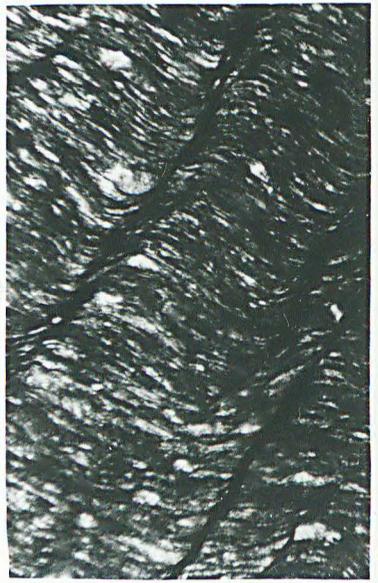
1



2

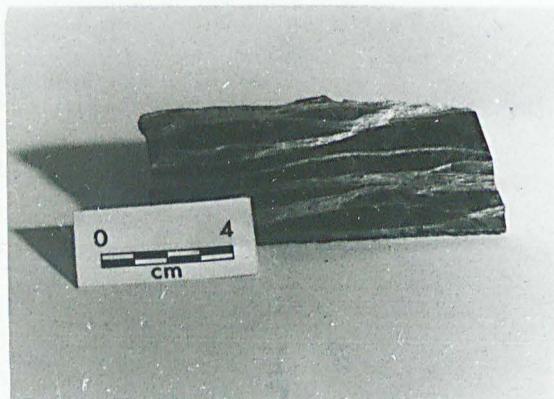


3

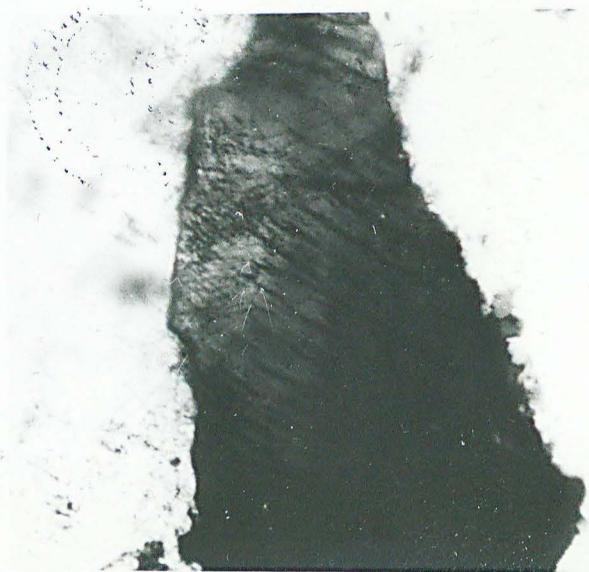


4

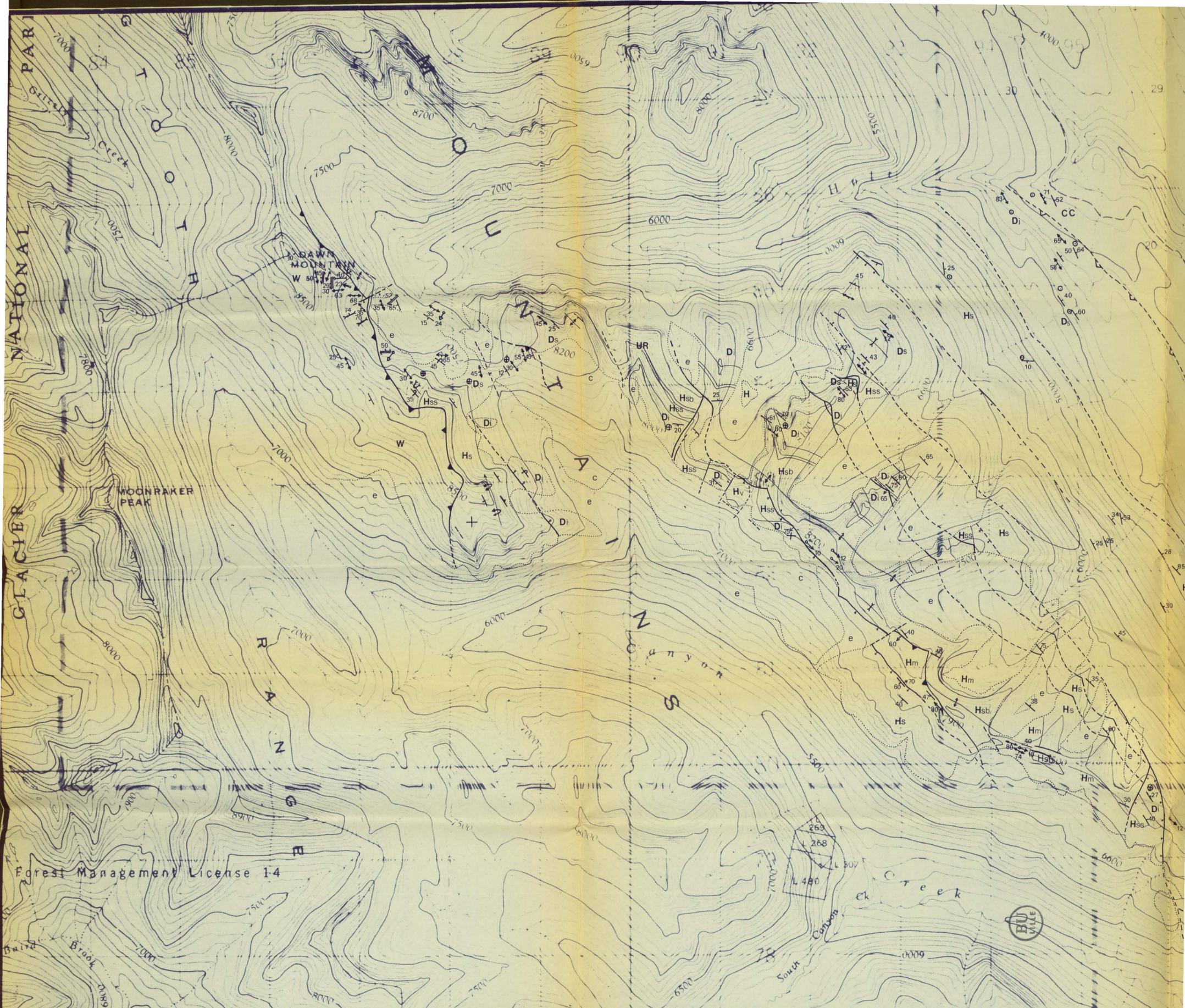
BU
LILLE



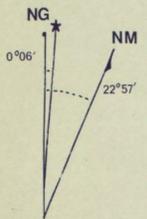
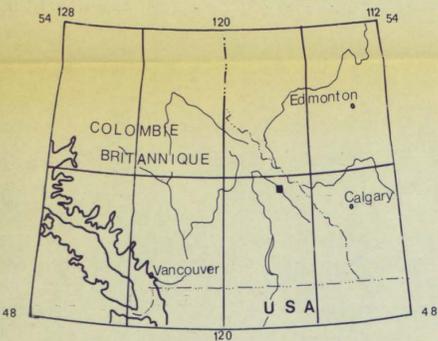
5



6



DOGTOOTH MOUNTAINS B.C. CANADA



- e Eboulis et tills
- c Colluvions
- MK Mac Kay
- CC Canyon Creek
- Ds Donald superieur
- Di Donald inferieur
- D Donald indifference
- Hv Sequence volcanique du Hamill
- Hss Sommet du Hamill superieur
- UR Horizon meuble superieur
- Hsb Base du Hamill superieur
- Hs Hamill superieur indifference
- Hm Hamill moyen
- H Hamill indifference
- W Horsethief Creek

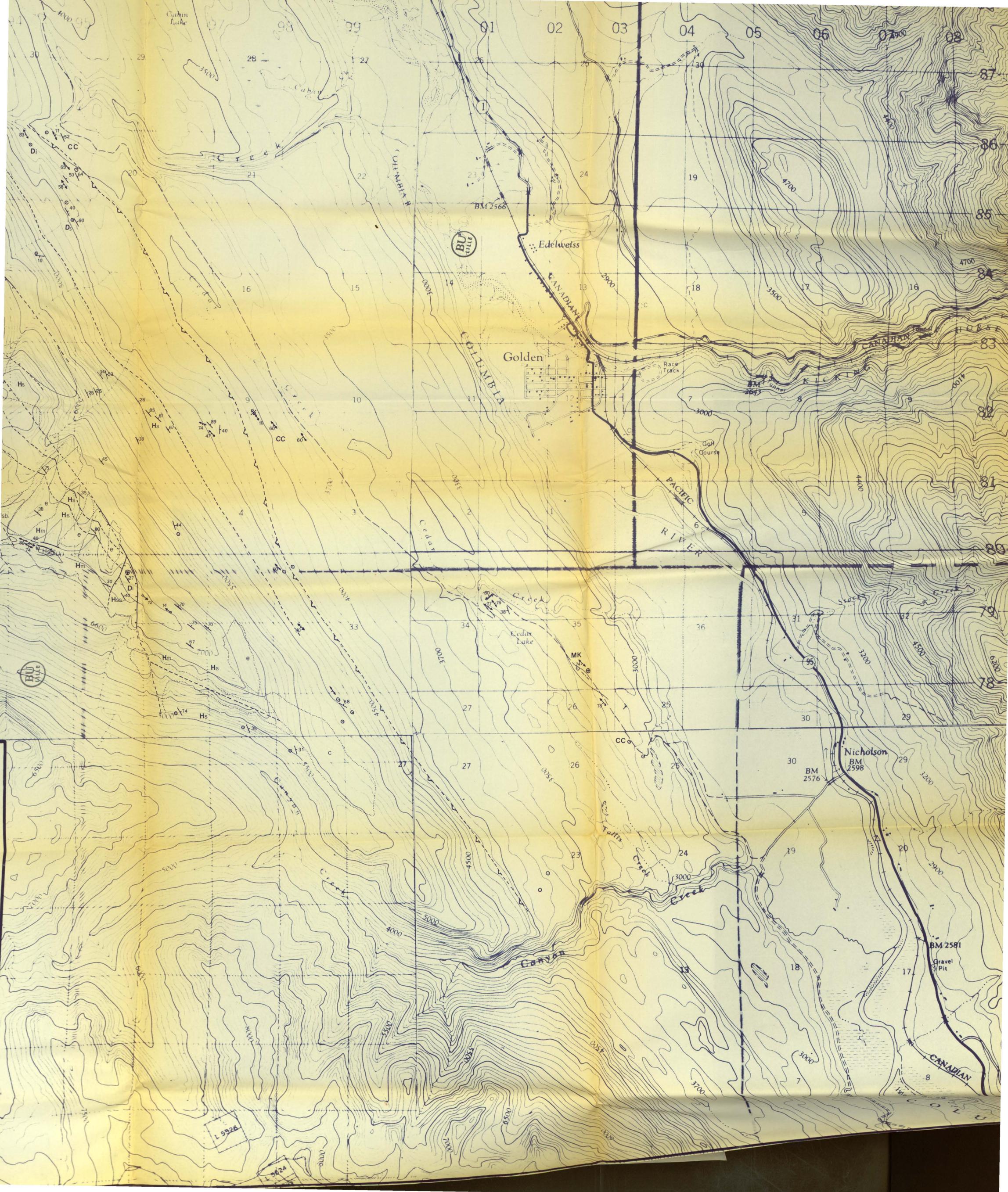
SYMBOLES

- Limite de couche
- Limite de depot superficiel
- Stratification : pendage normal, inverse, vertical, nul
- Schistosite de flux
- Schistosite de fracture
- Kink Band : pendage du plan axial
- Anticlinal synclinal
- Anticlinal reverse ; Synclinal reverse
- Plongement axial des plis mineurs de ϕ_1 de ϕ_3
- Chevauchement observe presume
- Faille normale observee presumee
- Affleurement critique en terrain couvert
- Fossiles
- Dyke

ECHELLE 1/25000

ALTITUDES EN PIEDS

JOHN P. TERRY 1971



Cabin Lake

01

02

03

04

05

06

07

08

28

27

26

25

30

29

87

86

85

84

83

82

81

80

79

78

29

28

27

26

25

24

23

BM 2566

BU HILL

Edgewater

Golden

Race Track

Golf Course

PACIFIC RIVER

Cedar Creek

Cedar Lake

MK

Nicholson

BM 2576

BM 2598

BM 2581

Gravel Pit

CANADIAN

L 5326