

50376
1986
31-1

50376
1986
31-1

N° d'ordre 679

THÈSE

DE DOCTORAT D'ÉTAT ÈS SCIENCES NATURELLES

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE

par

Jean-Louis MANSY

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES

~~~~~  
GÉOLOGIE DE LA CHAÎNE D'OMINECA  
DES ROCHEUSES AUX PLATEAUX INTÉRIEURS  
(CORDILLÈRE CANADIENNE), SON ÉVOLUTION  
DEPUIS LE PRÉCAMBRIEN

Soutenue le 18 Avril 1986 devant le jury composé de Messieurs

Jean AUBOUIN

Jacques KORNPORST

Hervé CHAMLEY

Maurice MATTAUER

Jean DER COURT

Jacques PAQUET

Hubert GABRIELSE

Jean-François RAOULT



Volume 1

## AVANT PROPOS

Ce mémoire de thèse est le fruit de nombreuses années de travail, il a pu être mené à son terme car il s'inscrivait dans une équipe canadienne et dans une équipe française qui m'ont apporté une expérience irremplaçable.

M. le Professeur J. Aubouin m'a accepté dans le L.A. 215, puis dans l'A.S.P. "Cordillères Américaines". Dans le cadre de ces rencontres, j'ai pu profiter de ses conseils avisés, et de son expérience américaine. C'est un très grand honneur qu'il me fait en acceptant de participer au jury de cette thèse, je lui en exprime ma profonde reconnaissance.

A M. le Professeur J. Dercourt, je dois la découverte de la Géologie au travers des cours de S.P.C.N. puis de licence et de maîtrise. Il m'a ensuite proposé un sujet de D.E.A., en Grèce, puis de thèse de 3<sup>ème</sup> cycle au Canada et il m'a recruté dans son laboratoire en me proposant de poursuivre l'expérience canadienne. Son expérience, son intuition et son enthousiasme avaient déjà transformé la Cordillère canadienne en une chaîne alpine. Tout au long de l'élaboration du travail, il a su me faire profiter de ses conseils judicieux au laboratoire, mais aussi partager le sandwich ou la traversée de forêts brûlées, expériences de terrain éprouvantes mais irremplaçables. Enfin, il m'a guidé durant la rédaction du mémoire, et a toujours su donner de son temps malgré une vie parisienne bien remplie.

Pour tout cela, un merci reste bien peu, qu'il me permette d'y ajouter le témoignage de mon amitié respectueuse.

A H. Gabrielse je dois la découverte du Nord canadien, je lui sais gré d'avoir ouvert les portes de ce pays merveilleux où la nature est souveraine et l'homme absent. J'ai pu, grâce à lui, profiter de toutes les facilités logistiques de la Commission géologique du Canada, mais aussi de son expérience de terrain exceptionnelle. J'ai apprécié son sens de l'organisation dans les camps de base où régnait toujours la bonne humeur malgré l'isolement. Je suis heureux de lui soumettre le mémoire auquel il a largement contribué et lui exprime une profonde reconnaissance pour tout cela, mais aussi pour la confiance qu'il a su accorder à un "étranger" sur ses terres et pour l'honneur qu'il me fait en participant à ce jury.

M. le Professeur J.F. Raoult a accepté la tâche de rapporteur, je l'en remercie vivement pour le temps passé et pour le regard alpin sur un pays qui le devient. Je lui sais gré de sa patience, de ses conseils mais aussi d'avoir facilité la réalisation du mémoire, qu'il m'en pardonne les imperfections.

M. le Professeur J. Paquet a suivi l'élaboration du mémoire, de nombreuses discussions lors de ces dernières années et son expérience méthodologique m'ont beaucoup apporté ; je l'en remercie très sincèrement ainsi que pour sa participation au jury.

M. le Professeur Chamley a permis l'étude des minéraux argileux en m'accueillant dans son laboratoire, il a toujours montré un intérêt pour les recherches au Canada qui ont débouché sur de nouvelles voies et collaborations sous son impulsion. Je le remercie vivement d'avoir accepté de participer à ce jury malgré ses nombreuses charges.



Je suis aussi très reconnaissant envers les personnalités qui me font l'honneur de siéger au sein de ce jury. M. le Professeur M. Mattauer, éminent spécialiste des chaînes alpines qui a depuis quelques années imprimé une image dynamique à la Cordillère américaine, qu'il soit vivement remercié pour les discussions dans le cadre de l'A.S.P. "Cordillères Américaines", et pour la découverte de la Corse. Spécialiste des terrains métamorphiques, M. le Professeur J. Kornprobst a répondu aimablement à une invitation nordiste, qu'il veuille bien pardonner la fastidieuse terminologie lithologique et géographique.

Ce travail a été effectué en collaboration avec de nombreux collègues canadiens, parmi lesquels je citerai J.O. Wheeler qui accepta une coopération avec des inconnus, et R.B. Campbell qui me fit découvrir les Montagnes Cariboo et sut guider les premiers pas du néophyte, sans eux rien n'aurait commencé, je les remercie pour leur confiance. J.W.H. Monger, C.J. Dodds, W.H. Fritz, H. Tipper ont été des compagnons de terrain qui m'ont apporté leur expérience des blocs voisins, D.J. Tempelman-Kluit partagea ses idées près de la nappe de Sylvester, R.G. Anderson me fit apprécier les granites du bloc de Stikine, je leur exprime de vifs remerciements auxquels j'associe tous les assistants qui m'ont accompagné sur le terrain, les pilotes d'hélicoptère, et toutes les équipes techniques.

Ce travail s'est aussi effectué au sein d'équipes françaises (LA 215, ERA 764, UA 719, ASP "Cordillères Américaines") qui m'ont apporté leur soutien matériel souvent complété par le Ministère des Relations Extérieures et le CNRS. Dans le cadre de l'ASP, et au sein de l'Université de Lille, B. Blaise, S. Crasquin, B. Datcharry, E. Mercier m'ont fait découvrir d'autres facettes du Canada, et partager leurs découvertes et leur enthousiasme.

Je remercie les nombreuses personnalités scientifiques qui ont bien voulu me consacrer un peu ou beaucoup de leur temps, que ce soit pour des déterminations paléontologiques, des conseils ou des relectures fastidieuses : P. de Bethune, S. Crasquin, F. Debrenne, J.M. Degardin, D. Laduron, F. Lethiers, P. Semenov-Tian-Chansky, D. Vachard.

Dans un cadre moins formel je fais une place à F. Thiébaud avec qui les joutes oratoires et amicales furent nombreuses et à C. Beck, J.M. Degardin, P. De Wever, J. Ferrière, F. Lethiers, J.M. Malézieux, F. Meilliez, J. Terry collègues d'hier et d'aujourd'hui qui furent là durant les périodes difficiles. Je remercie aussi Mme P. Corsin pour ses nombreux conseils concernant la réalisation de cette publication.

La confection de ce mémoire a bénéficié de l'aide de plusieurs personnes :

La dactylographie a été assurée avec compétence et diligence par Mme E. Hanton qui a su garder calme et amabilité dans les moments les plus critiques, et il y en eut. Je la remercie très vivement pour tout ce temps parfois pris sur ses vacances pour terminer le mémoire.

Mme M. Bocquet a réalisé avec grand soin tous les dessins des cartes et des coupes qui figurent dans ce mémoire. Je la remercie très vivement pour la qualité de son travail, son sourire constant même lors des travaux fastidieux, et aussi pour l'hospitalité pendant les découpages de fin de thèse.

M. J. Carpentier a réalisé tous les travaux photographiques de ce mémoire, son talent a permis d'intégrer les photos au cœur de l'ouvrage. Je le remercie très vivement, et je lui sais gré d'avoir remis sur le métier son ouvrage jusqu'au cliché satisfaisant, tout le mérite lui en revient.

Mme A. Brebion a effectué le tirage offset avec la gentillesse et la méticulosité qu'on lui connaît. La rapidité avec laquelle celui-ci s'est effectué, malgré les nombreuses autres charges, est due à sa générosité dans le travail et à des sandwiches écourtés, pour tout cela je la remercie très vivement.

MM. P. Cornil et P. Dorn ont réalisé de nombreuses lames minces, ils n'ont pas hésité à refaire quelques unes d'entre elles sur lesquelles "les structures" étaient effacées, qu'ils en soient remerciés.

Enfin libre, mes pensées se portent vers mes parents et mon épouse qui ont supporté avec patience les longues périodes de séparation, l'éloignement et les moments difficiles de la rédaction. Merci.

## RESUME

La chaîne d'Omineca constitue l'épine dorsale de la Cordillère Canadienne. Elle est limitée à l'Est par l'avant pays sédimentaire des Montagnes Rocheuses et à l'Ouest par le domaine volcanique des Plateaux Intérieurs. Le but poursuivi est l'étude à la fois stratigraphique et tectonique de la chaîne d'Omineca, permettant des reconstitutions paléogéographiques, compte tenu des relations de cette chaîne avec les domaines voisins.

### I. PREMIERE PARTIE : LA STRATIGRAPHIE.

La stratigraphie a été établie dans les chaînes Finlay et Swannell. Sept nouvelles formations d'âge précambrien supérieur et cambrien y sont décrites, à partir de coupes détaillées. L'étude des chaînes Cassiar et Cariboo situées à quelques centaines de kilomètres au Nord et au Sud, permet des corrélations et des reconstitutions paléogéographiques.

Sur une transversale Est-Ouest, se succèdent depuis l'avant pays jusqu'aux zones internes, les domaines suivants : le craton Nord américain et sa couverture, la plate-forme de Pelly Cassiar, les faciès de transition, les nappes à matériel océanique et le bloc de Stikine (s.l.).

#### A. Le craton Nord-américain et sa couverture.

Ce domaine constitue l'essentiel des chaînes Finlay et Cassiar, la formation la plus ancienne renferme de puissantes turbidites proximales attribuées au Précambrien supérieur. Elle est recouverte par une formation calcaro-détritique puis par des carbonates qui présentent de nombreuses variations de faciès. La dernière formation attribuée au Précambrien est composée de trois mégaséquences parfois discordantes, et plus ou moins érodées. Des indices d'émersion et l'érosion limités spatialement, de ces mégaséquences permettent une reconstitution des modalités de dépôt et une reconstitution palinspastique.

Au Cambrien, la sédimentation est tout d'abord détritique et peu profonde, puis elle s'effectue dans de petits bassins peu oxygénés et enfin, elle devient carbonatée et riche en bioconstructions. A l'Ordovicien et au Silurien les milieux de dépôts sont plus profonds.

#### B. La plate-forme de Pelly Cassiar.

Cette plate-forme assure le passage avec les faciès distaux. Elle renferme la même succession lithologique que dans l'ensemble précédent, mais ici très condensée. Au Dévonien moyen et supérieur, elle justifie son nom de plate-forme et est unique dans la Cordillère. Elle est recouverte à la base du Carbonifère par les premiers clastes volcano-sédimentaires d'origine interne qui constituent le dernier horizon de ce domaine.

#### C. Les faciès distaux.

Ils affleurent à l'Ouest des chaînes Swannell et Cassiar, et sont caractérisés par des séries condensées, à granulométrie fine, et où s'intercalent quelques passées volcaniques. Les terrains les plus récents sont d'âge paléozoïque.

#### **D. La nappe de Sylvester et le bloc de Stikine.**

Ces domaines sont en position allochtone sur les ensembles précédents. On distingue de nombreuses écaillés à matériel volcanosédimentaire dans la nappe de Sylvester (Dévonien à Trias). Le bloc de Stikine renferme une puissante série volcanique du Trias supérieur recouverte par un flysch au Jurassique inférieur puis par les molasses du bassin de Bowser à partir du Jurassique moyen.

#### **E. Conclusions.**

Chacun des domaines externes se caractérise par une évolution spécifique avec parfois des paléogéographies superposées plus ou moins guidées par les précédentes. Dans les domaines internes l'évolution de chacun des domaines reste spécifique jusqu'à la liaison avec le domaine voisin.

### **II. LA TECTONIQUE ET LE METAMORPHISME.**

#### **A. Le craton et sa couverture.**

Le domaine qui affleure bien dans la chaîne Swannell est caractérisé par des plis à vergence SW qui reprennent une schistosité de flux antérieure, bien marquée dans les niveaux profonds. Le métamorphisme de type barrovien est contemporain ou postérieur aux chevauchements et aux structures associées à vergence SW. Il est daté de 140 m.a. dans les niveaux structuraux les plus élevés et de 110 m.a. dans les niveaux structuraux les plus profonds, le rétrochevauchement à vergence SW est donc terminé au Jurassique terminal.

#### **B. La plate-forme de Pelly Cassiar.**

La mise en place de la nappe de Sylvester est accompagnée par une délamination du substrat paraautochtone reprise par des plis à vergence SW. L'ensemble est cloué par le batholite de Cassiar d'âge crétacé moyen.

La couverture de la chaîne Sifton est assimilée à ce domaine en raison d'une lithologie et d'une structuration propres. Deux phases métamorphiques y sont séparées par une foliation pénétrative, parfois cataclastique qui peut être contemporaine de la reprise de la délamination. La première blastèse est comparable à celle observée dans la chaîne Swannell, la seconde qui renferme de la staurotide, de l'andalousite et de la sillimanite reflète un climat métamorphique plus chaud et des pressions moins élevées que la première. Elle est postérieure à toutes les déformations et datée de 100 m.a.

La chaîne Sifton possède une histoire structurale distincte, et une succession de blastèses qui reflète un changement du climat métamorphique.

#### **C. Le domaine distal.**

Fortement déformé, il est surtout caractérisé par des granitisations d'âge paléozoïque puis, il est affecté par un métamorphisme d'intensité moyenne et d'âge jurassique terminal-Crétacé inférieur. Enfin il est dilacéré sur son bord interne par des failles décrochantes.

#### **D. La nappe de Sylvester et le bloc de Stikine.**

La nappe de Sylvester est constituée par un empilement d'écailles dont le jeu a commencé au Permien pour se terminer au Jurassique inférieur avec la mise en place sur la plate-forme de Pelly Cassiar. Le bloc de Stikine est marqué par des discordances au Jurassique inférieur et moyen. Les plis y sont amples, droits ; ils sont accompagnés par de nombreux chevauchements.

#### **E. Les relations entre les domaines.**

La nappe de Sylvester et le bloc de Stikine chevauchent le domaine distal et la plate-forme de Pelly Cassiar. Les domaines plus externes sont d'abord affectés par des plis à vergence orientale, puis sont repris par des plis à vergence opposée qui font chevaucher les domaines externes sur les domaines internes. Cette phase a précédé le métamorphisme principal du Jurassique terminal - Crétacé inférieur.

#### **F. Les coulissages.**

Le changement de régime des paléoplaques, à partir du Crétacé moyen, a induit une migration vers le Nord des domaines les plus internes. La Cordillère est alors dilacérée par des décrochements pour constituer le puzzle actuel.

#### **Conclusions.**

L'évolution géodynamique de la Cordillère canadienne peut se résumer en :

- une période passive jusqu'au Carbonifère où seules les zones les plus distales de la marge nord américaine sont tectonisées ;
- une période de collision, entre des microplaques et le continent nord américain, au Jurassique inférieur et moyen. Durant cette période les nappes et les plis à vergence externe se développent auxquels succèdent des structures rétrodéversées antérieures au métamorphisme Jurassique terminal-Crétacé inférieur ;
- une période de coulissages Crétacé supérieur-Tertiaire qui dilacère la Cordillère et lui confère son aspect hétérogène.

## ABSTRACT

Omineca crystalline Belt is the core of the Canadian Cordillera. It is bounded by Rocky Mountains to the East and Volcanic plateaus to the West. Purposes of this memoir is a stratigraphic and tectonic description with paleogeographic implications.

### I. FIRST PART : STRATIGRAPHY.

Stratigraphy has been established in Finlay and Swannell Ranges. Seven new formations (Upper Precambrian and Cambrian) are described from detailed sections. Study of Cassiar and Cariboo Mountain, several hundred kilometers away, let us correlations and palinspastic restorations.

Along a transect, one can see from external to internal zones : North american craton and its cover, Pelly-Cassiar platform, transitional facies, nappes with oceanic material and Stikine block (s.l.).

#### A. North American craton and its cover.

This domain contains Finlay and Cassiar Mountains, the oldest formation includes of thick proximal turbidites of Upper Precambrian age. It is covered by limy-pelitic series and carbonates with numerous facies changes. Three megasequences appear in the last formation attributed to Precambrian, parts of them are eroded and unconformables, restorations are attempted.

During Cambrian detritic and shallow water sedimentation is dominant, then small black shaly basins and reefoid carbonates appears. In Ordovician and Silurian deposits have deep water characters.

#### B. Pelly-Cassiar platform.

This platform contains the same lithologic succession than above, but is thinner. During Upper Devonian, carbonates are platformal, they are covered by clasts of internal origin.

#### C. Distal facies.

They outcrop in Western Cassiar and Swannell Ranges, and are characterized by condensed series with volcanics. Most recent age is paleozoic.

#### D. Sylvester nappe and Stikine block.

They are allochton and they overthrust the external domains. Numerous thrust-sheets appears in Sylvester nappe (Devonian-Triassic). Stikine block is composed by a thick series of Upper Triassic volcanic rocks, covered by lower Jurassic Laberge "flysch", and middle Jurassic Bowser "molasses".

### **E. Conclusions.**

Each domain has its own evolution with superposed paleogeographies, and a common evolution after linkage.

## **II. TECTONIC AND METAMORPHISM.**

### **A. Craton and cover.**

Swannell Ranges is characterized by folds with a SW vergence which appears clearly in deeper levels. Strain slip cleavage and folds with SW vergence precedes main phase of metamorphism with garnet staurolite and kyanite (Upper Jurassic - Lower Cretaceous).

### **B. Pelly-Cassiar platform.**

Overthrust of Sylvester nappe is accompanied by a delamination of the paraautochthonous rocks, then structures are folded with a SW vergence. All structures are frozen with intrusion of Cassiar Batholith.

Cover of Sifton Ranges is assimilated to this domain for its lithologic succession and its structural story. Two metamorphic phases are separated by a penetrative foliation, sometimes cataclastic. Final blastesis is post deformation it contains andalousite and sillimanite and is dated of 100 m.a.

Sifton Ranges has a structural story comparable to Wolverine Ranges, both reflect a change of metamorphic climax during complex deformations.

### **C. Distal domain.**

This domain is strongly deformed and is untruded by paleozoic granites and rocks are epimetamorphosed. The border of the domain is disrupted by Strike Slip-faults.

### **D. Sylvester allochton and Stikine block.**

Sylvester nappe contains thrust-sheets, the tectonism begins during Permian and ends with intrusion of Cassiar Batholith. Upright folds and thrusting affects Stikine blocks during Jurassic and Cretaceous.

### **E. Relations between domains.**

Sylvester allochton and Stikine block overthrust the paleomargin, external domains have a SW vergence, followed with retrothrusting along a strip of 50 km, which put external domains on internal ones. This phase precedes main metamorphism, so it is pre late Jurassic.

### **F. Strike-Slip faults.**

Changes of regime in paleoplates during Cretaceous brings a northern displacement of the most internal zones.

**G. Conclusions.**

Geodynamic evolution of Canadian Cordillera can be divided in :

- a passive period until Carboniferous, when the most distal zones (Barkerville-Kootenay and equivalents) are granitized and folded ;
- a period of mini collisions during Jurassic they induced nappes and thrusts with external vergence, then retrothrusting before late Jurassic ;
- a strike-slip period which develops during Upper Cretaceous and Tertiary. This give the present puzzled look to the Cordillera.



**PREMIERE PARTIE**

**CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE**

I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET METHODOLOGIQUE

A. DETERMINATION ET CHOIX DU DOMAINE GEOGRAPHIQUE ETUDIE

B. CADRE PHYSIOGEOGRAPHIQUE

C. LES CARACTERISTIQUES NATURELLES DES MONTAGNES OMINECA

D. METHODES DE TRAVAIL UTILISEES

II. CADRE GEOLOGIQUE

A. LES TRAVAUX FRANCAIS DANS LES CORDILLERES OUEST-AMERICAINES

B. LES GRANDS TRAITTS GEOLOGIQUES DE LA CORDILLERE CANADIENNE

## I. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE.

### A. DÉTERMINATION ET CHOIX DU DOMAINE GÉOGRAPHIQUE ÉTUDIÉ.

Lorsque ce travail me fut confié par la Commission géologique du Canada, son premier objectif était d'établir la stratigraphie et la cartographie d'un secteur encore inconnu en levant les cartes de Ware et de Toodogone à 1/250 000.

Commencé en 1970, sous la direction de H. Gabrielse, au Sud des Monts Finlay (Mansy, 1970), ce travail s'est poursuivi au cours des missions 1971 et 1973. La première s'est achevée avec M. le Professeur J. Dercourt. En 1974, une incursion près de Hazelton, au coeur de la Colombie Britannique m'a permis dans un premier temps, de découvrir les ensembles volcano-sédimentaires d'âge secondaire. Cette première approche fut effectuée avec T. Richards et H. Tipper de la Commission Géologique du Canada. La seconde partie de la mission s'est déroulée en compagnie de J. Dercourt dans les Monts Cassiar près du lac de Good Hope.

A partir de 1975, la Commission géologique a entrepris la révision des cartes à 1/250 000 de Mac Connel Creek, de Cry Lake et de Dease Lake (fig. 1 et 2), ainsi que la révision partielle des cartes de Fort Ware et de Kechika. J'ai participé aux campagnes de 1975, 1976, 1977 et 1979, qui m'ont amené jusqu'au 59° N à la limite du Yukon. L'accessibilité de cette région est très réduite (fig. 5), la logistique de la Commission géologique du Canada s'est avérée indispensable. Tout ce travail a été établi en collaboration avec les équipes de cette commission.

La principale partie de cette monographie s'insère dans un cadre géographique limité à l'Ouest par des failles Kutcho et Swannell et à l'Est par le Fossé des Montagnes Rocheuses. De nombreuses antennes m'ont cependant conduit dans les Montagnes Rocheuses et les plateaux intérieurs ; enfin, il sera fait référence au travail que j'ai effectué près de Hazelton en 1974 et dans les Monts Cariboo (Mansy, 1970 a et b, 1983).

Chaque campagne a été limitée par deux facteurs essentiels : la neige et les heures de vol d'hélicoptère. Généralement la fonte des neiges permet de travailler à partir de la mi-juin et jusqu'aux premiers froids accompagnés des premiers flocons vers la mi-août. Une bonne année se traduit donc par une cinquantaine de jours exploitables.

### B. LE CADRE PHYSIOGÉOGRAPHIQUE.

H.S. Bostock (1948) a divisé la Cordillère Canadienne en trois grands ensembles d'Ouest en Est (fig. 4, 5) :

- le système occidental est constitué pour la majeure partie par la chaîne côtière ;
- le système de l'intérieur comprend les plateaux centraux et les chaînes de Cassiar, d'Omineca et de Selwyn ;
- le système oriental inclut essentiellement la chaîne des Montagnes Rocheuses et des Montagnes Mackenzie ; il se poursuit jusqu'à la mer de Beaufort (océan arctique).



Seuls les deux derniers systèmes seront étudiés, pour partie, dans ce mémoire. Notons, dès à présent, la dépendance entre la géologie et la morphologie dans ces trois systèmes.

## 1. LE SYSTEME DE L'INTERIEUR.

Il possède une ossature centrale constituée par l'ensemble Cassiar-Omineca qui culmine aux environs de 3000 m, là où les intrusions granitiques mésozoïques sont nombreuses. La plupart des roches rencontrées sont sédimentaires, elles ont un âge précambrien à protérozoïque ; le Mésozoïque n'est représenté que par des intrusions et par de rares affleurements de roches volcaniques.

Les glaciations ont profondément marqué cette région. Le réseau hydrographique est guidé par cette empreinte. Il est également gouverné par le jeu de failles tardives.

Dans les Monts Omineca, on observe (fig. 4) :

- la chaîne de Finlay, présentant un profil assez doux, avec un axe de culmination topographique légèrement décalé vers l'Ouest ;
- la chaîne de Swannell, telle qu'elle a été définie par Bostock (1948), comprend les chaînons de Tenakihi, d'Ingenika, de Wrede, de Fishing et également une partie des chaînons situés à l'Ouest de la Rivière Swannell. Cette chaîne est plus élevée que la chaîne de Finlay, les vallées y sont plus larges. L'avancée glaciaire du Pleistocène y a clairement sa marque : de nombreux blocs erratiques ont été découverts sur les sommets.

Plus au Nord, les Montagnes Cassiar se subdivisent en une chaîne de Kechika et une chaîne de Stikine qui possèdent une morphologie assez voisine de celle des ensembles plus méridionaux.

La chaîne de Kechika est limitée sur son bord oriental par le Fossé des Montagnes Rocheuses ; Bostock (1948) y inclut la chaîne Sifton et la chaîne Cormier. Ces deux dernières ont une géologie très différente et seront donc mises à part.

La chaîne de Stikine est traversée par les batholites granitiques de Cassiar et de Pitman. C'est là que culmine cette partie de la Cordillère. A l'Ouest de cette chaîne se situent des "plateaux" constitués de séries volcano-sédimentaires, drainés par la rivière Stikine et ses affluents. Au Sud, le plateau de Spatsizi s'oppose aux ensembles voisins par son caractère sédimentaire et tabulaire, toujours situé aux environs de 1500 mètres. Ce plateau est constitué exclusivement du groupe Sustut (Crétacé supérieur - Paléocène).

## 2. LE SYSTEME ORIENTAL (cf. fig. 4).

Il se compose des Montagnes Rocheuses s.s. et de leur prolongement septentrional, les plateaux de Liard et de Hyland. La limite occidentale est marquée par une dépression linéaire, de 3 à 15 km de large, au fond de laquelle coulent la rivière Kechika au Nord et la rivière Finlay au Sud. C'est le fossé septentrional des Montagnes Rocheuses ; il atteint son altitude maximale à Sifton Pass (1100 mètres) ; là se situe la zone de divergence des eaux qui s'écoulent soit vers l'Arctique, soit vers le Pacifique. L'altitude moyenne du fossé est voisine de 1000 mètres ; une importante végétation se développe sur toute sa longueur.

Les Montagnes Rocheuses sont constituées entre le 55°N et le 60°N de formations paléozoïques massives. Seule la Peace River traverse cette région au Sud. Là s'étendent les lacs aux eaux merveilleuses, entourés par les massifs aux structures continues et plissées typiques des Montagnes Rocheuses.

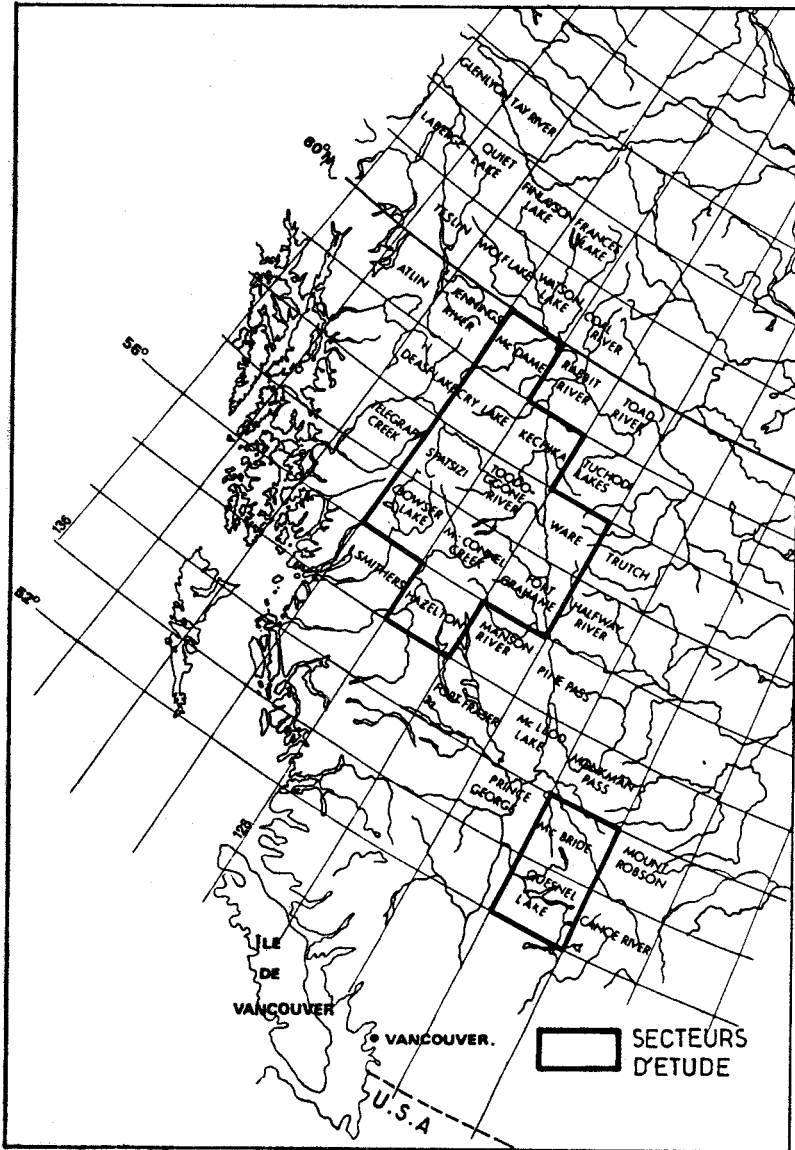


Fig. 1 - Les principales cartes étudiées (250 000e)

Fig. 1 - Main studied maps (250 000e)

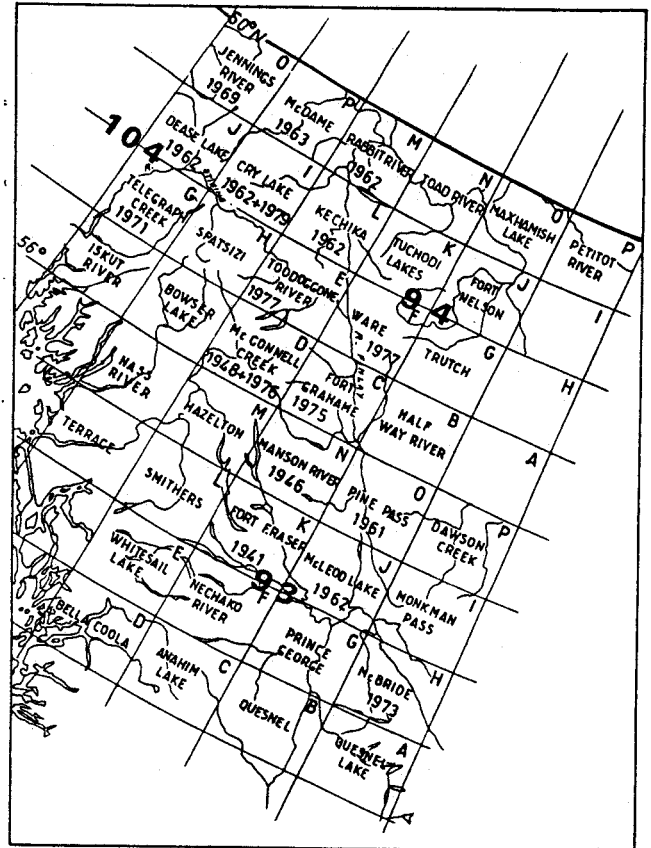


Fig. 2 - Les cartes géologiques étudiées, leur numérotation, leur année de publication.

Fig. 2 - Geological maps are shown with their numbers, and printing year.

## C. LES CARACTÉRISTIQUES NATURELLES DES MONTAGNES OMINECA.

### 1. LE CLIMAT.

L'affrontement de plusieurs systèmes climatiques se traduit par des étés relativement pluvieux. Les gelées rares en juin et juillet réapparaissent dès le mois d'août. Les orages, souvent spectaculaires sont fréquents en début d'après-midi. Le caractère instable est le trait dominant du climat. Ainsi durant l'été 1971, la campagne s'est déroulée sur quarante jours sans une goutte de pluie alors qu'en 1983 dans la même région et sur la même période, il n'y eut quasiment aucune journée ensoleillée.

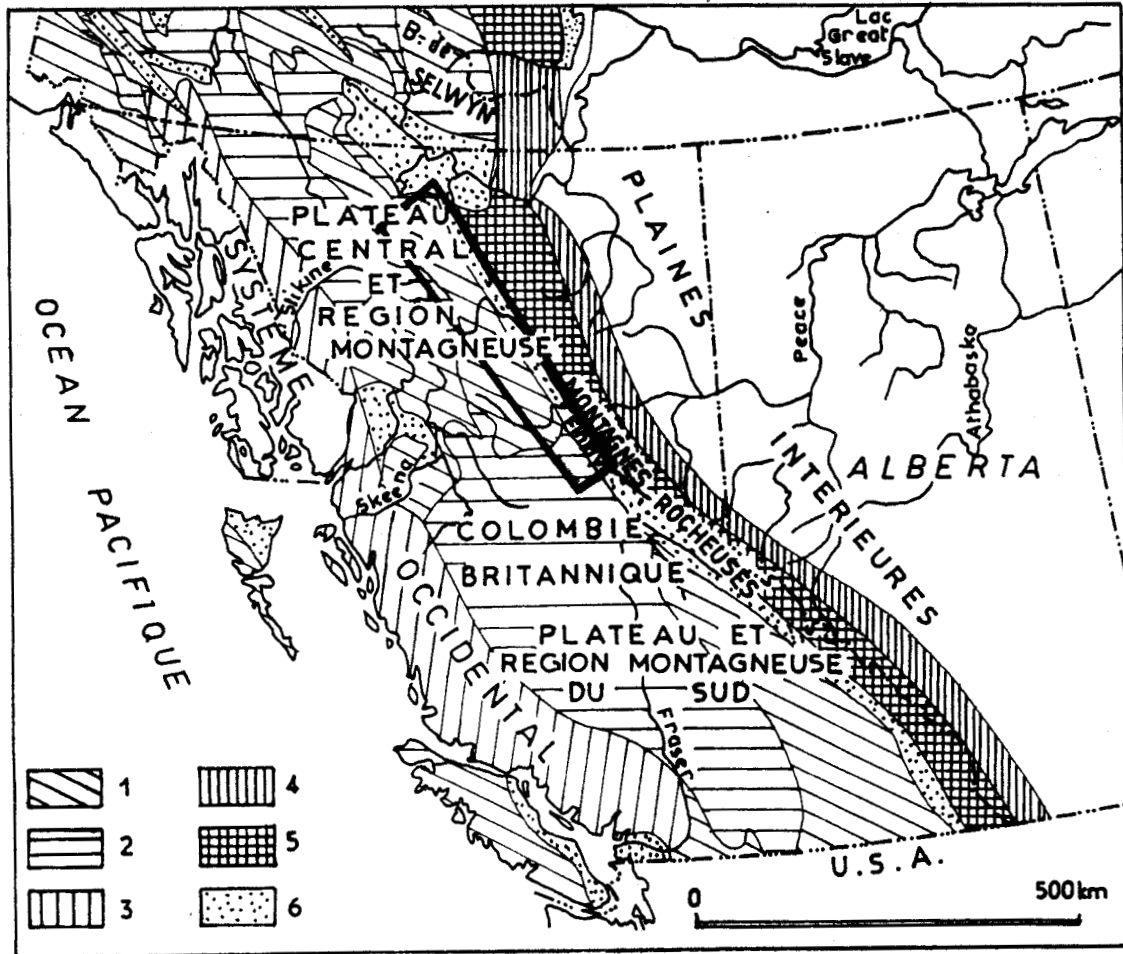


Fig. 3 - Physiographic divisions of the Canadian Cordillera (After Bostock, 1948).

1. Mountains containing intrusive rocks
2. Plateaus containing intrusive rocks
3. Mountains largely composed of intrusive rocks
4. Foothills and plateaus of sedimentary rocks
5. Mountains of sedimentary rocks
6. Intermontane plains, valleys and basins.

Fig. 3 - Les principales divisions physiogéographiques de la Cordillère Canadienne (d'après Bostock, 1948).

1. Montagnes contenant des roches intrusives
2. Plateau composé de roches volcaniques
3. Montagnes essentiellement composées de roches intrusives
4. Foothills et plateaux sédimentaires
5. Montagnes composées de roches sédimentaires
6. Vallées et bassins intramontagneux.

Durant la période estivale, les températures peuvent atteindre 20 à 25°C durant la journée et avoisiner 0°C la nuit.

La neige peut tomber à partir du 15 juillet et persister à partir du 15 août. Roots (1954) note une épaisseur de neige comprise entre 0,60 m à 1,20 m durant l'hiver dans les vallées de Pelly et d'Ingenika. En avril 1947, près de 4 mètres de neige persistaient dans la région d'Aiken Lake, à 1300 mètres d'altitude. La rigueur des hivers, et parfois celle des étés, induit la persistance des glaciers au-dessus de 2800 mètres dans les Montagnes Rocheuses et les Montagnes Omineca.



vallées. Les aulnes (*Aulus rugosa*), les saules (*Salix*) et les rhododendrons (*Rhododendron albiflorum*) y prolifèrent.

Au-dessus de 1300 mètres, la végétation se fait plus rare et seuls quelques arbustes subsistent, tels les aulnes (*Aulus sinuata*) et des genévriers (*Juniperus communis*). Là commencent les alpages si l'humidité est assez importante; les lupins, les ancolies, et le myosotis s'étalent généreusement en de vastes tapis colorés.

Le géologue peut aussi trouver une nourriture agréable même si elle est rare, avec les fraises des bois, les myrtilles ou les airelles... La concurrence est souvent importante car les ours apprécient également ces fruits agréables.

### 3. LA FAUNE.

Le Nord de la Colombie Britannique est encore une contrée de gros gibier. La chèvre des montagnes (*Oreamnos americanus*) est abondamment représentée. Ce merveilleux animal, d'une agilité incomparable est aisément reconnaissable à sa "barbe" et sa longue fourrure blanche. Lorsque les pentes deviennent abruptes et que l'herbe cède la place à la roche, il n'est pas rare d'en rencontrer plusieurs familles chaque jour.

Dans les régions élevées, l'orignal (*Alces alces*) et le renne (*Rangifer*) sont communs, le premier colonisant les marécages, le second les sous-bois. Malgré la chasse importante, les rennes sont encore abondants, et les grandes migrations annuelles des troupeaux sont toujours observables.

Les moutons sont parfois très nombreux. Deux sous-espèces ont été observées dans la chaîne Kechika : *Ovis dalli dalli* et *Ovis dalli stonei* ; les troupeaux peuvent compter jusqu'à une centaine d'individus.

Des animaux moins pacifiques peuvent être croisés. L'ours noir (*Ursus americanus*) hante les bois à la recherche de fruits. L'ours brun (*U. a. cinnamomum*) lui tient souvent compagnie dans les vallées ou les clairières. Le grizzly (*Ursus arctos horribilis*) qui dépasse souvent la demi-tonne, s'ébat dans les alpages; parfois ses courses paraissent pataudes, mais quelle efficacité !!

Durant l'été il n'est pas rare de rencontrer des loups (*Canis lupus columbianus*) dans les zones les plus élevées ; leur couleur est variable noire, blanche ou grise.

Le lynx (*Lynx rufus*) et les carcajous (*Gulo luscus*) sont moins fréquents ; ces derniers sont cependant dangereux car ils s'intéressent particulièrement à la nourriture laissée dans les "caches" par les trappeurs ou les géologues. Malgré leur petite taille, ils s'attaquent aux rennes, aux orignaux et même, selon certains trappeurs, aux ours.

Evidemment, des animaux de taille plus modeste peuplent toute cette région. Un certain nombre est encore chassé par les indiens, en particulier la martre (*Martes pennanti*), le vison (*Mustela vison*) et le castor (*Castor canadensis*). Vers les sommets, la marmotte (*Marmota caligata*), l'écureuil (*Tamias ciurus hudsonicus*) et surtout de nombreuses variétés de suisses (*Eutamias*) abondent.





### 5. L'ACCES.

Les principales routes sont représentées sur la figure 5. La plus importante, construite pendant la seconde guerre mondiale, se situe à l'Est du secteur étudié ; c'est la célèbre "Alaska Highway", piste qui mène à Anchorage (Alaska). Depuis 1974, la route Stewart-Dease est ouverte. Située à l'Ouest, elle permet un accès plus rapide. Mais les deux routes citées ne mènent qu'à la périphérie du secteur étudié. Pour accéder aux zones plus centrales, seuls le bateau, l'avion et l'hélicoptère sont utilisables généralement ; le camp de base était dressé sur le bord d'un lac, permettant ainsi l'accès aux hydravions ; de là, des petits camps établis pour une semaine ont permis de couvrir la totalité des cartes.

Une infrastructure importante est donc nécessaire ; seule la Commission géologique du Canada est capable de fournir une telle logistique ; sans elle rien n'aurait été possible.

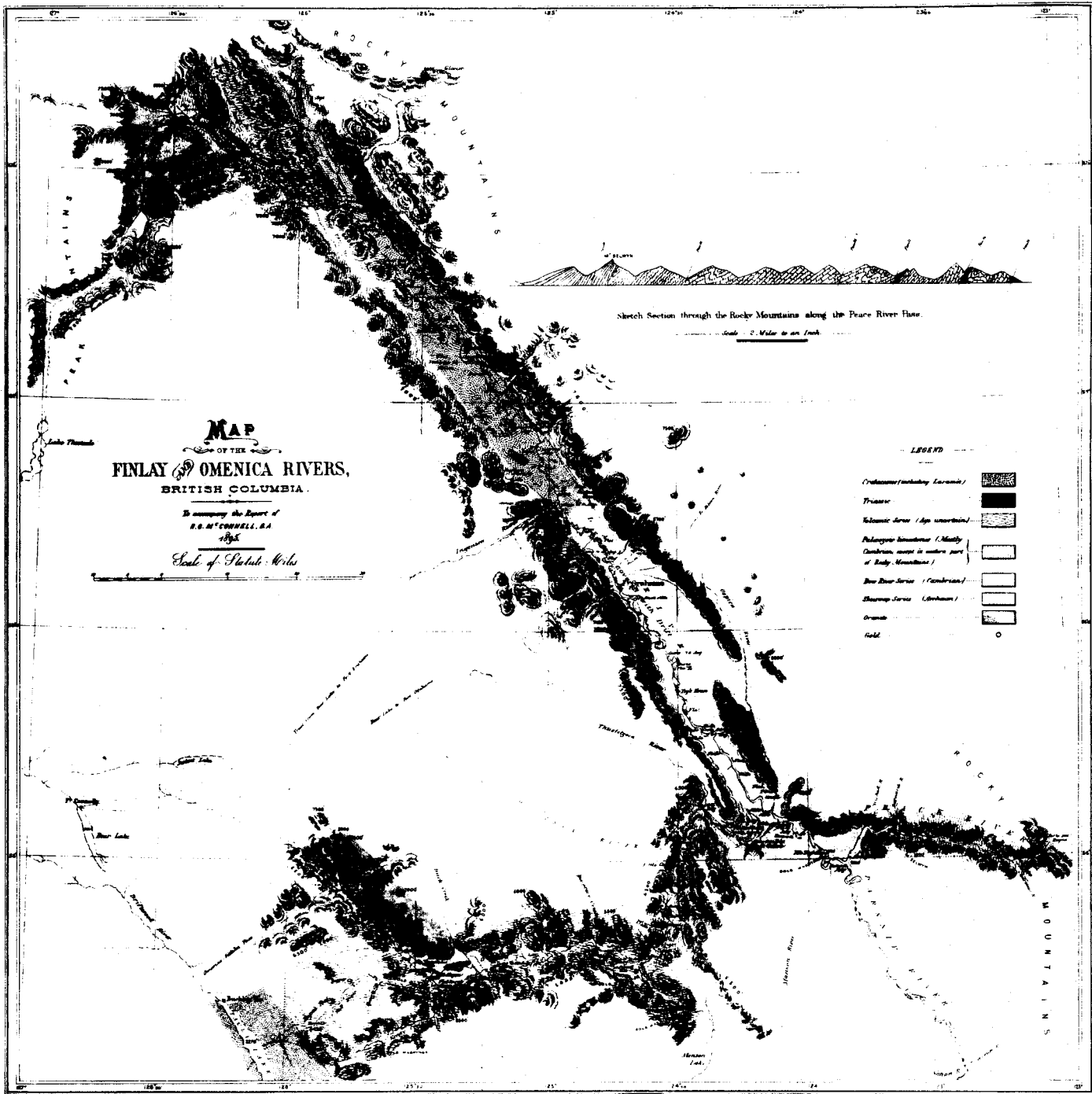


Fig. 6 - Carte préliminaire des chaînes Omineca et Finlay.

Fig. 6 - Preliminary map of Omineca and Finlay Mountains.

## 6. LA VIE AU NORD DE LA COLOMBIE BRITANNIQUE.

Mac Connell, en 1896, effectua le premier lever géologique dans cette région et en particulier aux abords des rivières Finlay et Omineca (fig. 6). Les villages indiens sont reliés par des sentiers qui permettent la jonction avec les grands lacs voisins. Mac Connell fut précédé de trappeurs et de coureurs des bois francophones qui laissèrent leurs noms à de nombreux sites.

A la fin du siècle dernier, les ruées vers l'or entraînèrent le passage, en particulier près de Dease Lake, de hordes humaines qui se dirigeaient vers le Klondike au Yukon. Plus près de nous, des prospecteurs s'établirent vers 1925, dans les mines d'Ingenika. Aujourd'hui de nombreuses petites mines d'or et d'argent sont en exploitation dans les séries volcaniques des Plateaux Intérieurs.

## D. MÉTHODES DE TRAVAIL UTILISÉES.

### 1. SUR LE TERRAIN.

Les reports cartographiques ont été effectués avec le support de photographies aériennes à 1/40 000. Les contours géologiques ont été reportés sur les cartes topographiques à 1/250 000 agrandies à 1/125 000, de Fort Grahame, Ware, Toodoggonne, Mac Connell Creek, Kechika, Cry Lake et quelques cartes topographiques à 1/50 000 autour de Mac Dame. Ces différentes cartes ont fait l'objet de publications préliminaires (Gabrielse et al., 1977 ; Gabrielse et al., 1979). Elles feront partie d'un mémoire de la Commission Géologique ayant pour objet le Nord de la Colombie Britannique.

### 2. AU LABORATOIRE.

Après l'étude classique de 4000 lames minces, divers travaux ont été entrepris.

Des analyses chimiques globales ont été effectuées à Ottawa par la Commission Géologique du Canada et à Nancy par le Centre de Recherches pétrographiques.

L'analyse des minéraux argileux a été réalisée à Lille au Laboratoire du Professeur H. Chamley.

L'étude de la cristallinité de l'illite a été menée à Strasbourg au Laboratoire du Professeur G. Dunoyer de Segonzac.

L'étude qualitative et quantitative des minéraux du métamorphisme a été faite à Louvain la Neuve (Belgique) où j'ai bénéficié de la collaboration et de la compétence des Professeurs P. De Béthune et D. Laduron.

Les déterminations d'âge absolu ont été effectuées à Ottawa par le Laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada. L'échelle des temps phanérozoïques est reportée sur les tableaux 1 et 2. Les constantes utilisées et les procédures expérimentales seront discutées dans le chapitre consacré au métamorphisme. Les résultats de ces mesures sont publiés dans les rapports n° 10 à 15, parus entre 1971 et 1981. La plupart des résultats proviennent de datations K/Ar. En 1977, Steiger et Jäger révisent les constantes employées pour le calcul des âges.

Les derniers rapports de la Commission Géologique utilisent ces nouvelles constantes, quelques-unes des mesures n'ont pas été recalculées, la mention en sera faite.

Il est rappelé ici ces constantes pour permettre une comparaison entre les âges donnés par les différents laboratoires.

- Potassium

$$\lambda (^{40}_{\text{K}}\beta^-) = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda (^{40}_{\text{K}}\text{e}) + \lambda' (^{40}_{\text{K}}\text{e}) = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$^{40}_{\text{K}} = 0.01167 \% \text{ atomes}$$

- Argon

$$\text{Rapport atomique } ^{40}_{\text{Ar}}/^{36}_{\text{Ar}} \text{ atmosphérique} = 295.5$$

- Rubidium

$$\lambda (^{87}_{\text{Rb}}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

$$\text{Rapport atomique } ^{85}_{\text{Rb}}/^{87}_{\text{Rb}} = 2.59265$$

- Strontium

$$\text{Rapport atomique } ^{86}_{\text{Sr}}/^{88}_{\text{Sr}} = 0.1194$$

$$^{84}_{\text{Sr}}/^{86}_{\text{Sr}} = 0.056584$$

- Uranium

$$\lambda (^{238}_{\text{U}}) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda (^{235}_{\text{U}}) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\text{Rapport atomique } ^{238}_{\text{U}}/^{235}_{\text{U}} = 137.88$$

| Eon           | Ere       | Sous Ere      | Orogenèse ou Evénement  | Age U.Pb | Rb-Sr constante 1,42 |
|---------------|-----------|---------------|-------------------------|----------|----------------------|
| Protérozoïque | Hadrymien |               |                         | 1000 -   | - 1045 -             |
|               |           |               | Orogenèse Greenville    |          |                      |
|               | Hélikien  | Néohélikien   |                         | ? 1400   | - ? -                |
|               |           | Paléohélikien | Evénement Elsonien      |          |                      |
|               | Aphébién  |               | Orogenèse hudsonienne   | 1800     | - ? 1810 -           |
| Archéen       |           |               | Orogenèse kénoraniennne | 2560     | - ? 2630 -           |

Tableau I - Echelle utilisée pour les temps précambriens (Armstrong, 1978)

Table I - Proterozoic and Archean time scale (Armstrong, 1978).

| Eon           | Ere         | Période     | Epoque        | Age m.a. |     |
|---------------|-------------|-------------|---------------|----------|-----|
| Phanérozoïque | Cénozoïque  | Néogène     | Pliocène      | 2        |     |
|               |             |             | Miocène       | 5.3      |     |
|               |             | Paléogène   | Oligocène     | 23.7     |     |
|               |             |             | Eocène        | 36.6     |     |
|               |             |             | Paléocène     | 57.8     |     |
|               |             |             |               | 66.4     |     |
|               | Mésozoïque  | Crétacé     | Supérieur     | 97.5     |     |
|               |             |             | Inférieur     | 144      |     |
|               |             | Jurassique  | 208           |          |     |
|               | Trias       | 245         |               |          |     |
|               | Paléozoïque | Permien     |               |          | 286 |
|               |             | Carbonifère | Pennsylvanien | 320      |     |
|               |             |             | Mississippien | 360      |     |
|               |             | Dévonien    |               |          | 408 |
|               |             | Silurien    |               |          | 438 |
| Ordovicien    |             |             | 505           |          |     |
| Cambrien      |             |             | 570           |          |     |

Tableau 2 - Echelle utilisée pour des temps phanérozoïques (d'après Palmer, 1983)

Table 2 - Phanerozoic Time Scale

(after Palmer, in Geology, 1983)

### 3. REMARQUES NOMENCLATUREALES.

Les textures des *quartzites* métamorphiques présentent tous les termes de transition avec le protolithe. La recristallisation plus ou moins interne transforme la roche originelle qui sera appelée *métaquartzite* lorsque la texture et le litage primitifs seront oblitérés par le métamorphisme (au niveau de la mésozone). Le terme de *quartzite* est utilisé si la texture sédimentaire est visible.

Un changement textural du même ordre, apparaît dans les *calcaires* avec tous les termes transitionnels jusqu'aux *marbres* pour lesquels la recristallisation métamorphique est totale; elle oblitère alors toutes les traces sédimentaires. Selon que l'on discerne ou non le litage originel on utilisera indifféremment les termes calcaire ou marbre.

Les épaisseurs des séries métamorphiques sont des estimations qui apparaîtront toujours inférieures à celles que l'on pourrait mesurer sur les coupes, car tous les petits plissements et les petites failles n'ont pu être portés sur celles-ci.

Le terme *shale* s'applique à des roches sédimentaires litées à grain très fin, il s'applique aussi à des schistes argileux ou à des argiles schisteuses (Foucault et Raoult, 1980). Lorsque la schistosité devient pénétrative, la roche prend le nom de *schiste*, puis de *micaschiste* avec l'apparition des micas blancs.



## II. CADRE GÉOLOGIQUE.

### A. LES TRAVAUX FRANÇAIS DANS LES CORDILLÈRES OUEST-AMÉRICAINES.

Les premiers travaux entrepris sous l'égide du Professeur J. Dercourt commencèrent au Canada en 1968, après une invitation de J. Wheeler alors directeur de la Commission géologique du Canada. Une coopération fructueuse s'est alors établie, elle se traduisit d'abord par un essai d'interprétation géodynamique globale de la Cordillère Canadienne (Dercourt, 1970, 1972), puis par une succession de thèses de 3ème cycle.

Ces thèses ont été conduites en étroite association avec les membres de la Commission géologique du Canada de Vancouver, en particulier avec R.B. Campbell, H. Gabrielse, J. Monger, D. Tempelman-Kluit, L. Struik. Elles le furent aussi avec l'Institut de Géologie sédimentaire et pétrolière de Calgary, et les Universités de Calgary, d'Edmonton, de Vancouver et de Saskatoon.

Les domaines d'étude sont variés, avec une dominante structurale et paléontologique. On peut rappeler les thèses de J.L. Mansy (1970), J. Terry (1972), F. Meilliez (1973), les travaux de J.C. Beauvillain (1971), E. Mériaux (1974), D. Brice (1982), et la thèse d'Etat de F. Lethiers (1982).

La création en 1981 de l'A.S.P. Cordillères Américaines, placée sous la responsabilité de J. Aubouin, a permis une réactivation de cette coopération avec l'envoi de chercheurs. Plusieurs thèmes apparaissent dans le programme canadien encadré par J. Dercourt :

- un thème régional avec l'étude du Précambrien des Monts Ogilvie, entreprise par E. Mercier et B. Blaise (1984) ;
- un thème plus global avec l'étude des ostracodes du Mississippien sur le craton et dans les blocs accrétés, menée par S. Crasquin et concrétisée par une thèse de 3ème cycle en 1984 ;
- un thème à vocation sédimentologique et paléontologique conduit par B. Datcharry dans le Bassin de Sverdrup (Iles Ellesmere).

Aux Etats Unis et au Mexique les principales études sont assurées par les équipes des Professeurs J. Aubouin et R. Blanchet. Commencées en 1974, elles se traduisirent en 1979 par l'excursion extraordinaire de la Société géologique de France en Californie, organisée par J. Aubouin et C. Rangin. Depuis la création de l'A.S.P. Cordillères Américaines, se sont succédées les thèses d'Etat de F. Roure (1984), de 3ème cycle de M. Sosson (1984) et de V. Carayon (1984). Parallèlement, le Professeur R. Blanchet entrait en relation avec Elf-Aquitaine et l'U.S. Geological Survey de Denver. Cette collaboration s'est traduite par les thèses de A. Villien (1980), de H. de La Tour du Pin (1983) de M. Le Vot (1984) centrées autour de l'Overthrust belt.

Plus au Sud, la Basse Californie et le Mexique furent le domaine des thèses d'Etat de M. Tardy (1980) et de C. Rangin (1982), J.C. Carfantan et B. Coletta y terminent leur thèse d'Etat.

L'équipe du Professeur M. Mattauer débuta au Canada avec B. Collot (1981) ; son centre d'intérêt se situe maintenant autour des dômes métamorphiques, avec les travaux de J. Van den Driesche (1983) et J. Malavieille qui termine sa thèse d'Etat. L'équipe nantaise, sous l'égide de A. Nicolas et F. Boudier, a entrepris l'étude des massifs ophiolitiques des Klamath et des Blue Mountains (M. Cannat, 1983).

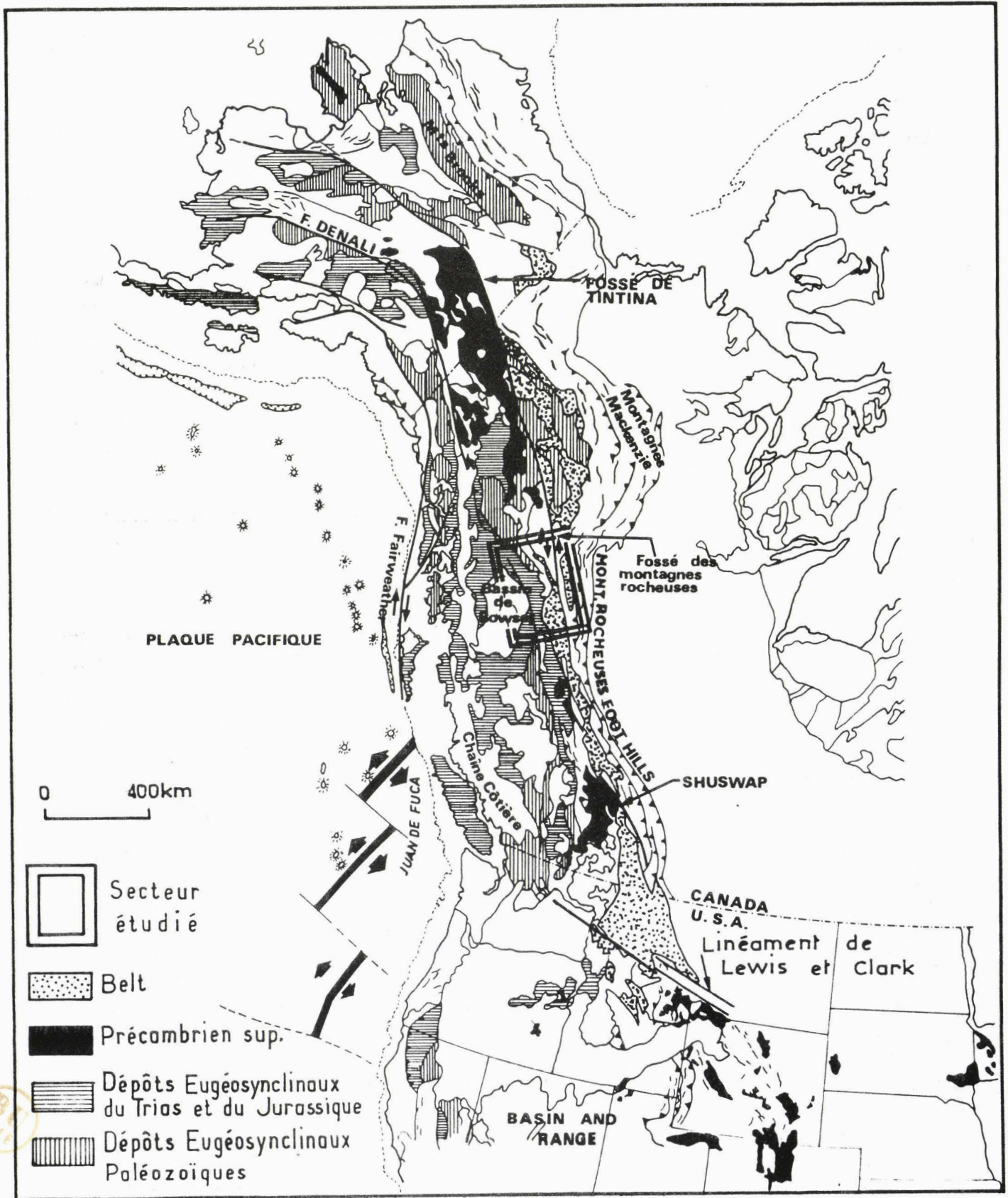


Fig. 7 - La carte tectonique de l'Amérique du Nord (King 1969).

Fig. 7 - Tectonic map of North America (King 1969).



En 1959, White propose une première synthèse de la Cordillère ; il met en évidence les orogènes majeures et il définit l'orogène Cariboo fini dévonienne. En 1966, Bally et al. montrent que le bouclier canadien s'incline en pente douce sous les Rocheuses. En 1970, Price et Mountjoy proposent leur modèle d'étalement gravitaire qui répond au paradoxe de la pente inverse au mouvement. Leur modèle inspiré de Bucher (1956) implique une zone interne légère et chaude (le Shuswap) qui induit un fluage par étalement gravitaire dans l'avant pays (Les Rocheuses).

Wheeler (1970) propose une synthèse des zones internes de la Cordillère, alors que les prémices de la tectonique globale se font sentir.

#### b. LES MODELES RECENTS.

En 1970 la Cordillère est classiquement interprétée comme un orogène de type andin très riche en roches volcaniques et sans grand déplacement horizontal. La tectonique de plaques transforme fondamentalement la démarche intellectuelle des chercheurs américains. On assiste alors à la présentation de nombreux modèles qui doivent rendre compte de la présence des ophiolites, des schistes bleus et des épaisses séries volcaniques observées au coeur de la Cordillère.

Hamilton (1969) suggère la disparition de la croûte océanique, sous la Californie, le long d'un plan de Benioff. Ces plans sont reconnus de façon "infaillible" par les schistes bleus (Ernst, 1970), ou par la présence de mélanges (Hsü, 1968, 1971).

Atwater (1970) montre que le Pacifique a eu une évolution complexe qui a pu se traduire par l'obduction de la croûte océanique sur le continent (Coleman, 1972). Le prototype retenu, les schistes de Colebrooke, ne semble d'ailleurs pas correspondre à ce type de mise en place (Roure, 1984).

La Cordillère se compose de trois domaines fondamentaux : une zone de subduction, un arc volcanique situé au-dessus du plan de Benioff et un avant-pays plissé (Monger et al., 1972).

Dercourt (1970, 1972), Monger et al. (1972) mettent en évidence des différences fondamentales entre la Cordillère Canadienne et la Cordillère Californienne où une subduction continue du Trias au Crétacé est suggérée, engendrant un énorme prisme d'accrétion. Ces auteurs reconnaissent des nappes et des allochtones tels que le Groupe Cache Creek.

En 1974, Hellwig introduit la notion de "collage orogénique" qui a pour mérite d'expliquer les relations entre des faunes permienes d'affinités téthysiennes voisines de faunes de même âge d'affinités nord-américaines (Monger et Ross, 1971 ; Ross et Ross, 1981). Des études récentes confirment l'importance des déplacements longitudinaux et de rotations de blocs de la Cordillère (Jones et al., 1977, 1978 ; Irving, 1979 ; Irving et al., 1980). Ces auteurs suggèrent des déplacements importants latitudinaux pour les blocs de Stikine et de Wrangell. Le bloc de Stikine se situait au niveau du Sud de l'Orégon du Trias au Crétacé, le bloc de Wrangell a pu migrer depuis l'hémisphère sud (Yole et Irving, 1979). Le concept de collage reste ambigu ; il a le mérite pour certains chercheurs américains de minimiser les effets collisionnels.

## B. LES GRANDS TRAITES GÉOLOGIQUES DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE.

### 1. LE CADRE GÉOLOGIQUE (fig. 7, 8a)

La Cordillère Nord Américaine a été classiquement subdivisée en de nombreuses entités structurales, parfois superposées aux subdivisions physiogéographiques classiques. Des discontinuités transversales postpaléozoïques la découpent, en particulier le décrochement de Lewis et Clark (King, 1975 ; Tardy, 1980). Ce décrochement et les puissants épanchements volcaniques tertiaires rendent les corrélations difficiles entre le Canada et les Etats-Unis.

Wheeler (1970) a scindé la Cordillère en cinq domaines structuraux; on reconnaît d'Est en Ouest (fig. 7 et 8) :

- les Montagnes Rocheuses qui correspondent aux séries sédimentaires de l'ancienne marge américaine, charriée sur l'avant-pays ;
- la Cordillère Orientale, limitée sur son bord est par le Fossé des Montagnes Rocheuses. Au Canada, elle est représentée par la chaîne d'Omineca. Elle contient souvent des ensembles sédimentaires analogues à ceux rencontrés dans les Montagnes Rocheuses, parfois métamorphisés et traversés par les granites secondaires et tertiaires ;
- les Plateaux Intérieurs qui constituent le centre de la Colombie Britannique, riche en puissantes séries volcano-sédimentaires secondaires et tertiaires ;
- la Chaîne Côtière, immense ensemble de granitoïdes et de roches métamorphiques secondaires et tertiaires; les séries antérieures n'y sont connues qu'à l'état de rares reliques ;
- la Chaîne Insulaire qui affleure essentiellement dans les îles du Pacifique; elle est caractérisée par de puissantes coulées de laves tholéitiques d'âge triasique, surmontées par des séries volcano-sédimentaires.

### 2. L'ETAT DES CONNAISSANCES.

#### a. LES PREMIERES DONNEES, LES PREMIERES SYNTHESSES.

Depuis le début du 20ème siècle, de nombreux géologues s'aventurèrent le long des grandes vallées canadiennes, suivant souvent les migrations des prospections aurifères.

Daly (1912) fut un des premiers à présenter un transect détaillé depuis les Prairies jusqu'à Vancouver, il mit en évidence les deux parties appelées ceintures géosynclinales. La première, orientale, renferme des roches sédimentaires du Protérozoïque au Tertiaire, la seconde, occidentale, contient des roches du Carbonifère au Tertiaire, traversées par des intrusions granitiques et fortement métamorphisées.

Stille (1936) reconnaît ces divisions; il souligne l'apparition des vergences. L'introduction de la terminologie de Kay (1947) et de son modèle Atlantique, marque la géologie de la Cordillère pour une vingtaine d'années. On y distingue un miogéosynclinal (les Rocheuses et la chaîne d'Omineca) et un eugéosynclinal à l'Ouest.

Toutes les reconstitutions et les modèles proposés ont alors un caractère fixiste avec peu ou pas de déplacement tangentiel reconnu. La carte tectonique de King (1969) reprend les grandes zones décrites précédemment (fig. 7).

La notion de terrain suspect est la conséquence logique des effets du collage et des grands déplacements latitudinaux reconnus. De grandes différences faciologiques sont apparues entre des terrains de même âge, situés de part et d'autre d'une faille. On peut prendre pour exemple, comme Monger (1984), l'opposition qui existe entre les terrains d'âge paléozoïque supérieur du Groupe Cache Creek, et ceux de même âge rencontrés sur le bloc voisin de Stikine. Des observations similaires effectuées sur la totalité de la Cordillère aboutirent à la notion de "terrain suspect ou déplacé" en 1981. Elle traduit l'existence de domaines voisins présentant une lithologie et une histoire structurale différente (Coney et al., 1981). C'est l'histoire spécifique de chacun de ces terrains, puis leur liaison et les conséquences de celle-ci qui seront abordées dans ce mémoire. Dans un premier temps, je présenterai les domaines (terrains) reconnus à l'intérieur des secteurs étudiés de la Cordillère Canadienne.

### 3. LE SECTEUR ETUDIÉ.

#### a. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

Dawson explora le Nord de la Colombie Britannique et le Yukon vers 1890. Il attribua le nom de Cassiar aux montagnes rencontrées.

En 1896, Mac Connell entreprit la première reconnaissance dans les montagnes Omineca. Il établit la carte géologique des affleurements limitrophes des rivières Omineca et Finlay.

La prospection géologique fut très influencée par les découvertes aurifères. L'étude d'une région suivait la mise en évidence des "placers" (Klondike au Yukon, montagnes Cariboo en Colombie Britannique). Pour ces raisons, la géologie de cette partie de la Cordillère Canadienne fut abordée de façon ponctuelle dans les années 1920. En 1925, Johnston s'intéresse aux abords de Dease Lake puis, en 1926, avec Uglow, il décrit les placers et dépôts aurifères de la région de Barkerville dans les monts Cariboo.

Les premières reconnaissances furent suivies, à partir de 1945, d'un lever systématique émanant de la Commission géologique canadienne. Progressivement la Colombie Britannique fut cartographiée à 1/250 000. Armstrong (1945) débuta ce travail par Aiken Lake (moitié sud) ; la carte complète fut établie en collaboration avec Roots en 1948 ; ce dernier publia un mémoire sur cette région en 1954. Plus au Nord, les études systématiques furent entreprises par Gabrielse (1962-1963) avec successivement les cartes de Mac Dame (104 P), Cry Lake (104 I), Dease Lake (104 J), Kechika (94 C) et Rabbit River (94 M).

Le centre de la Colombie Britannique a été étudié en 1960 et 1975 par Campbell et par Tipper. Depuis 1968, Monger s'intéresse particulièrement au groupe Cache Creek ; l'étude exhaustive de ce groupe et des roches avoisinantes a permis de mieux comprendre l'histoire de la Cordillère.

L'étude géologique des montagnes Cassiar et Omineca a, comme nous l'avons vu, été effectuée par des spécialistes qui se sont intéressés ponctuellement à une région ou un ensemble de terrains d'âge donné. Les premières synthèses ne sont apparues que tardivement dans les années 60. Ainsi, White a montré en 1959, l'importance relative des événements tectoniques en Colombie Britannique. Gabrielse et Wheeler en 1961 s'attachent au Nord de la Cordillère. En 1966, un premier symposium, édité par Gunning, retrace les relations entre l'histoire tectonique et les divers dépôts de mines de la Cordillère occidentale.

L'association géologique du Canada publie en 1970, un volume édité par Wheeler, traitant de la structure de la Cordillère méridionale et en 1972 un volume édité par Price et Douglas, présentant "les variations de styles tectoniques au Canada".

Les groupes essentiels relatifs à ces chaînes et étudiés dans ce mémoire sont portés sur les tableaux 3, 4, et 5.

Les travaux effectués au Nord de la Colombie Britannique permettent d'établir des corrélations portées sur les tableaux 3, 4 et 5. Les études de Gordey (1981) pour la chaîne Pelly, Gabrielse (1962 - 1963) pour la chaîne Cassiar et Monger (1977) pour la chaîne Lay sont utilisées pour le tableau 4. Le tableau 5 est établi d'après les travaux de Gabrielse (1962) pour la chaîne de Kechika, de Taylor et Stott (1973) pour la chaîne située près du lac Tuchodi, Gabrielse et al. (1977) et Taylor et al. (1979) pour la carte orientale de Ware et les travaux de Campbell et al. (1973) pour la carte de Mac Bride. Les formations définies dans les chaînes Cassiar et Omineca ont été établies par Mansy (1975), Mansy et Gabrielse (1978), des corrélations ont été proposées avec les monts Cariboo.

La chaîne d'Omineca est caractérisée par des faciès ubiquistes et une continuité entre le Précambrien et le Cambrien, même si de petites lacunes sont localement observées.

Les hiatus les plus importants apparaissent au Paléozoïque moyen ; ils se situent au même niveau.

Les émissions volcaniques sont importantes à l'Ordovicien et à la limite Dévonien - Carbonifère.

La limite entre les faciès de la plate-forme Nord Américaine et les faciès de bassin est bien marquée dans les Montagnes Rocheuses.

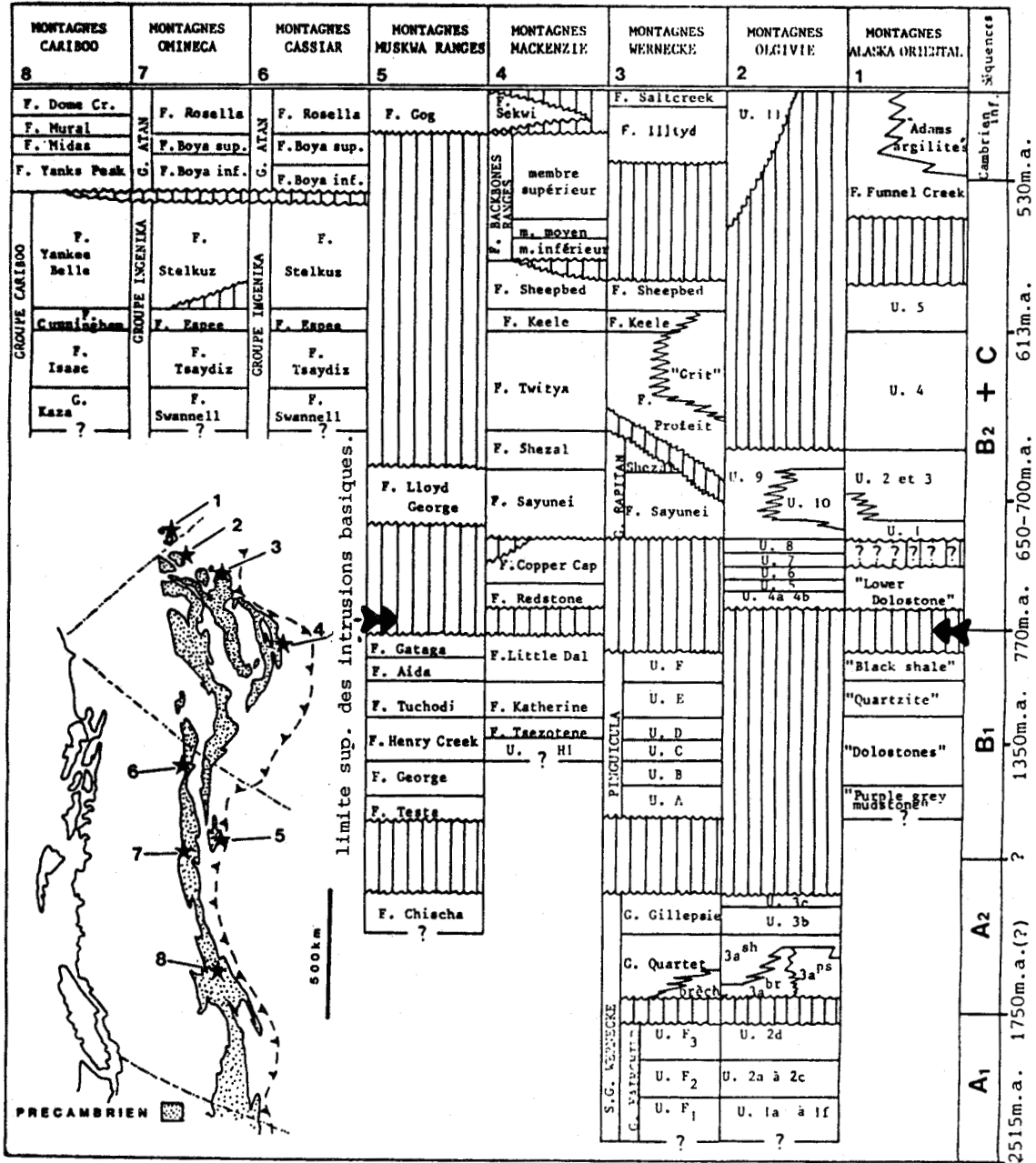


Tableau 3 - Les principaux groupes du Protérozoïque et du Cambrien inférieur.

Table 3 - Proterozoic and Lower Cambrian groups.

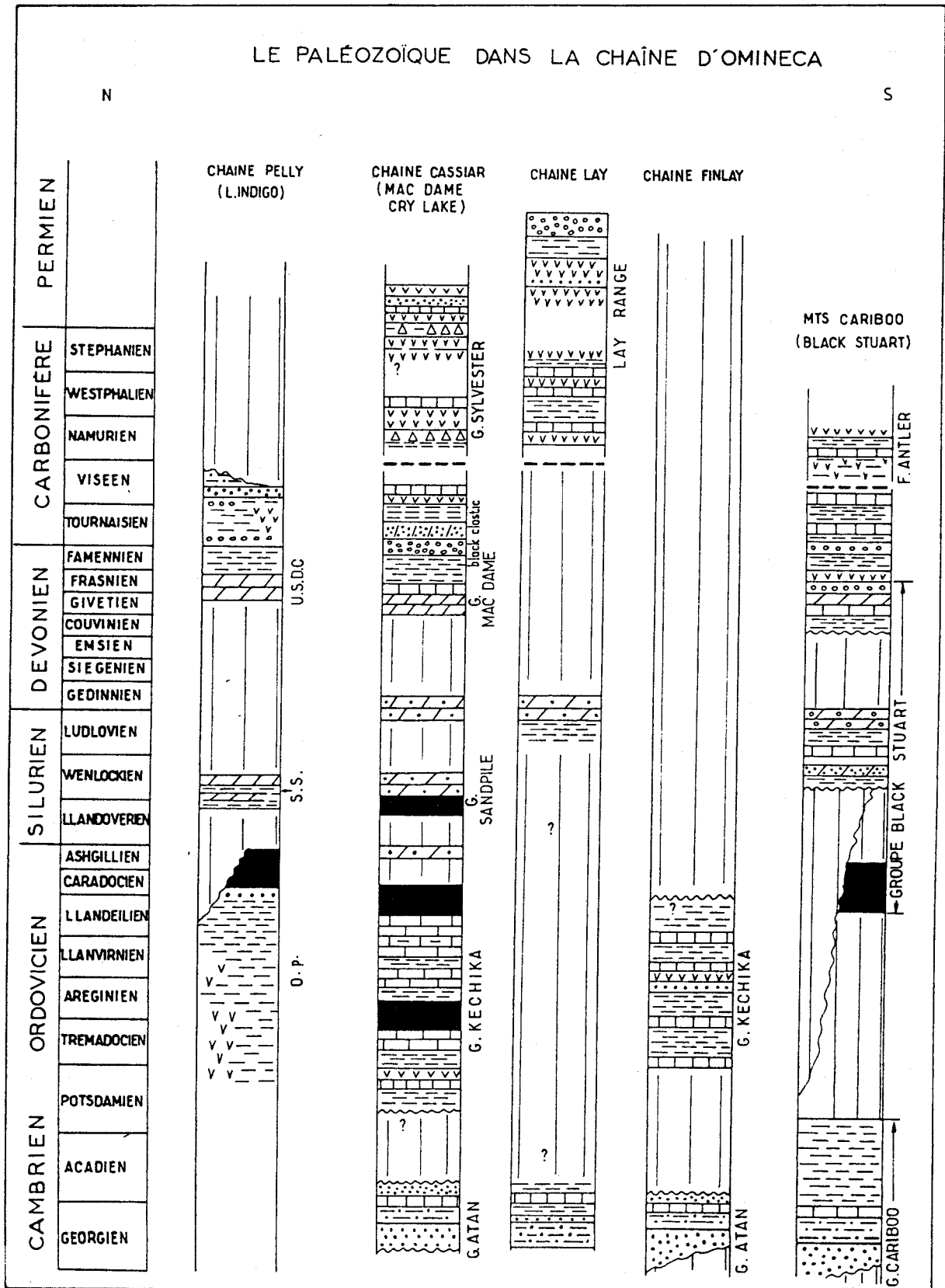


Tableau 4 - Le Paléozoïque dans la chaîne d'Omineca.

Table 4 - Paleozoic in Omineca Mountains.

LE PALÉOZOÏQUE DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES

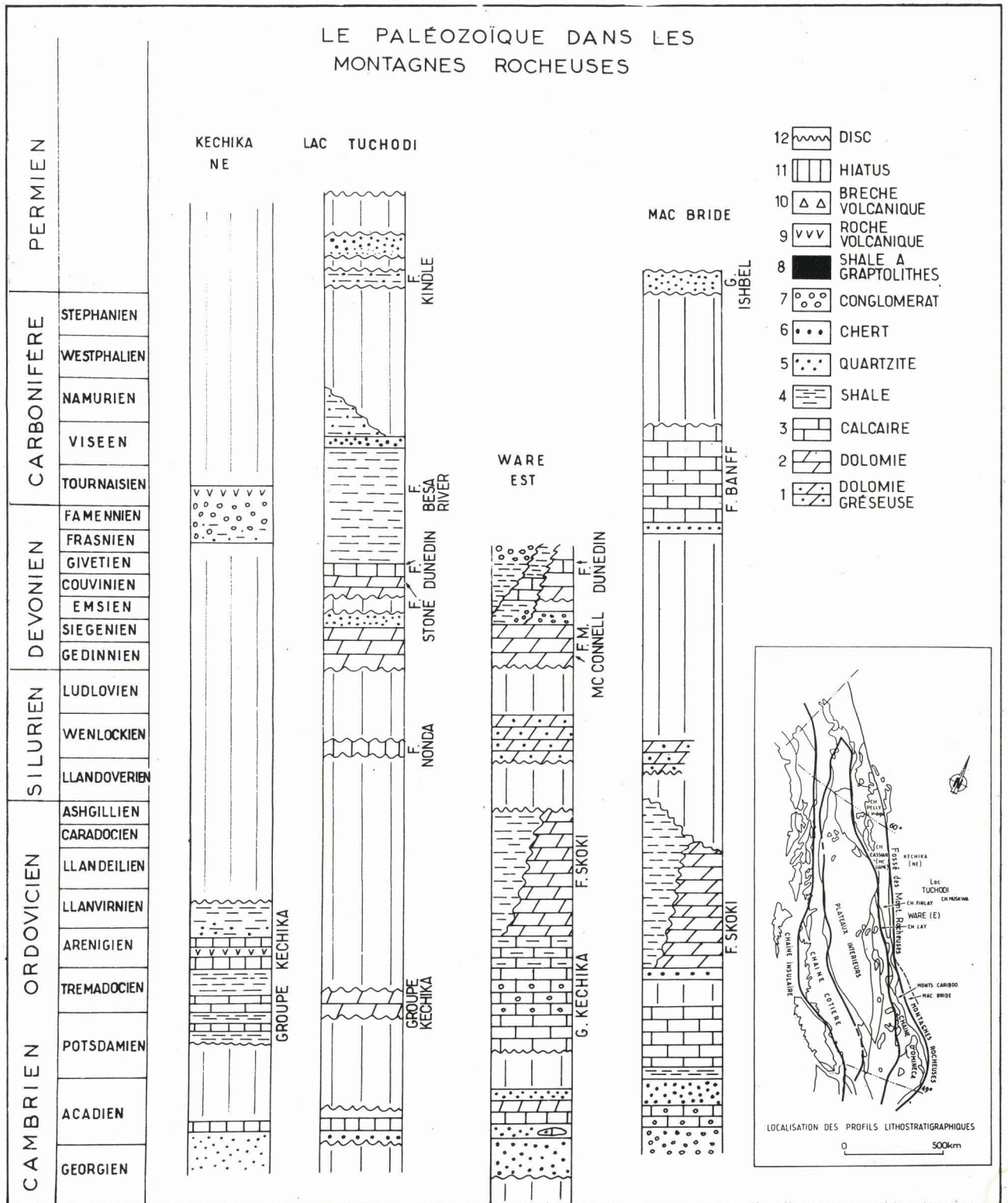


Tableau 5 - Le Paléozoïque dans les Montagnes Rocheuses.

Table 5.- Paleozoic in the Rocky Mountains.

b. LA PLACE DU SECTEUR ETUDIÉ AU SEIN DES GRANDS DOMAINES.

On distingue d'Est en Ouest sur la figure 8B.

- le craton Nord Américain sur lequel reposent les Montagnes Rocheuses que l'on peut limiter à l'Ouest par le fossé de Tintina et le Fossé des Montagnes Rocheuses. Ce domaine sera peu abordé au cours de ce mémoire; y affleurent des terrains sédimentaires depuis le Précambrien jusqu'au Tertiaire;
- la plate-forme de Pelly-Cassiar (CA), c'est l'épine dorsale de la chaîne; elle est constituée de terrains sédimentaires et paléozoïques. Au cours du Mésozoïque elle sera métamorphisée et traversée par des granites. L'accent sera mis sur ce domaine qui occupe l'essentiel du secteur étudié.

Quelques antennes seront effectuées dans les domaines plus internes où l'on peut distinguer :

- des faciès de transition avec l'océan, qui constituent le domaine de Yukon-Tanana (YT) qui se continue au Sud par le domaine de Barkerville-Kootenay (B-K). Ils forment pour partie le substrat du domaine de Sylvester et en constituent l'autochtone relatif (Struik et Mansy, 1983). On trouve un type de relation similaire aux USA entre les séries détritiques de la Roberts Mountains et celles de Golconda (océaniques). L'âge de ce domaine composé de schistes, de quartzites, de microconglomérats (grits) et d'orthogneiss est mal connu; il semble paléozoïque p.p. Une ou plusieurs déformations et un magmatisme d'âge dévono-mississippien y sont reconnus (Okulitch et al., 1975 ; Tempelman-Kluit, 1979). C'est dans ce domaine qu'il faut rechercher l'orogénèse d'Antler ;
- le domaine Sylvester-Slide Mountain (SS) composé de basaltes, de roches ultrabasiques et de cherts d'âge paléozoïque supérieur, repose par l'intermédiaire d'un contact anormal, soit sur le craton (Gabrielse et Mansy, 1980), soit sur le domaine Barkerville-Kootenay ;
- les domaines de Quesnel (QN) et de Stikine (ST) renferment des roches volcaniques et volcanosédimentaires d'âge paléozoïque supérieur à jurassique moyen ; ils sont traversés par de nombreuses intrusions granitiques associées aux roches volcaniques qui présentent des caractères d'arc insulaire ;
- le domaine de Cache Creek (CC), toujours limité par des failles, apparaît au coeur du domaine de Quesnel-Stikine. Il est cependant très différent par la nature des roches et de la faune qu'elles renferment. On y observe un mélange de schistes bleus, de basaltes et de roches ultrabasiques d'un âge compris entre le Mississippien et le Trias supérieur. La faune de fusulines permienne y est de type téthysien.
- les domaines les plus occidentaux de Wrangell (WR) et d'Alexander (AX) constituent les chaînes côtières et insulaires.

Aux Etats-Unis, les travaux des équipes françaises (Blanchet et al., 1983 ; Roure, 1984) permettent d'établir une certaine continuité entre les grands domaines. Le bloc Américano-Mexicain de ces auteurs représente la partie méridionale des domaines de Sylvester et surtout de Quesnel-Stikine et Cache Creek.



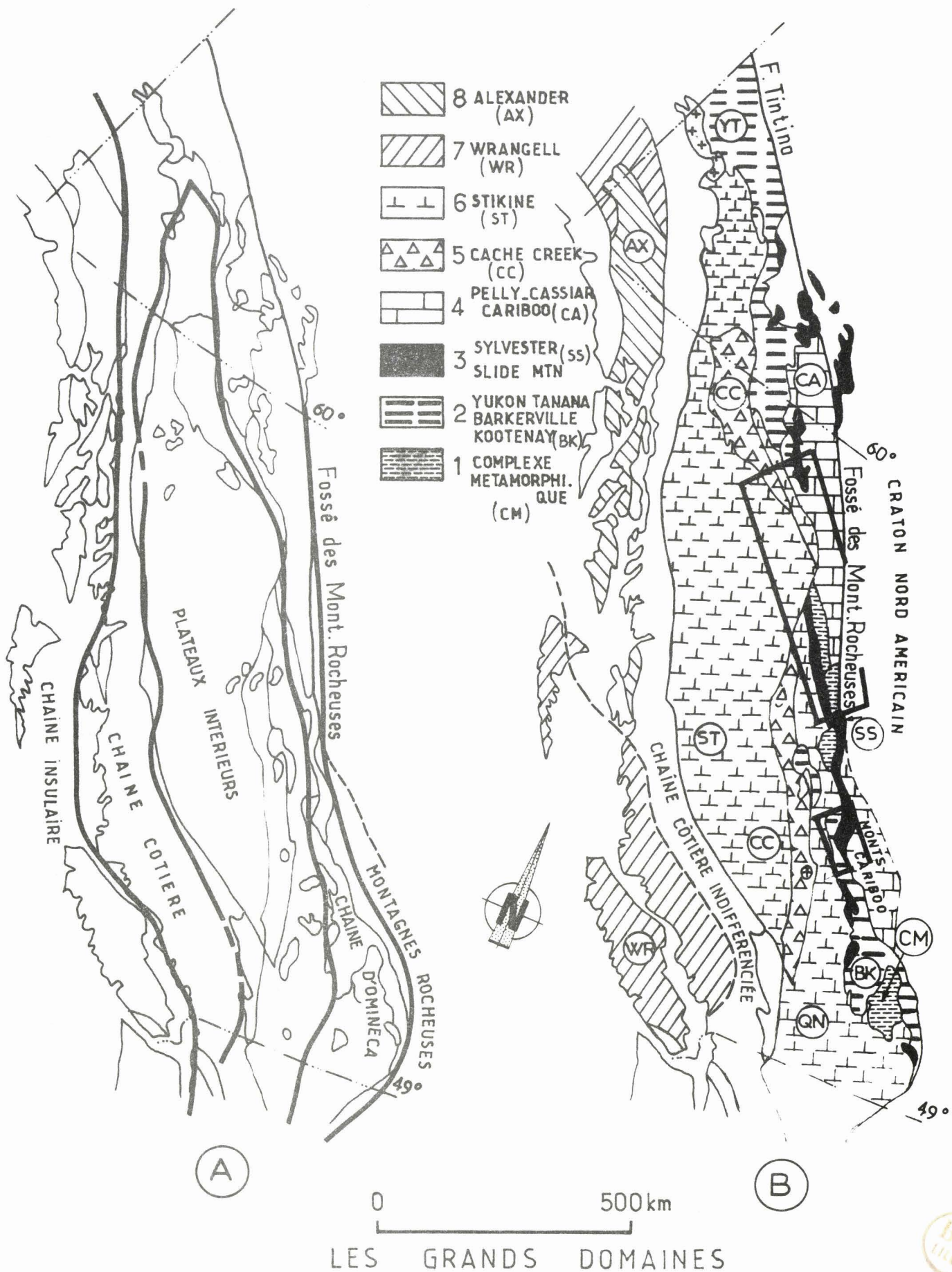


Fig. 8 - Les grands domaines de la Cordillère Canadienne.

Fig. 8 - Major domains of Canadian Cordillera



c LES RELATIONS ENTRE LES DOMAINES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

Si la mise en évidence de ces domaines a été une découverte, ce sont surtout les relations entre ces domaines et l'ancienne marge continentale qui furent l'apport fondamental

Les arguments paléontologiques, structuraux et paléomagnétiques indiquent que ces divers domaines ne représentent pas des variations de faciès ou des parties plus ou moins distales d'une ancienne marge continentale dans un cadre fixe. Au contraire, des déplacements Ouest-Est et Nord-Sud de plusieurs milliers de kilomètres sont mis en évidence sur toute la Cordillère américaine.

Au Yukon, Tempelman-Kluit (1979) montre que le groupe Anvil, de nature océanique, recouvre des terrains ayant un caractère de plate-forme. Ce type de relations apparaît sur toute la Cordillère, depuis les montagnes Cassiar (Gabrielse et Mansy, 1980 ; Mansy, 1980) jusqu'aux monts Cariboo (Struik, 1980).

Le domaine de *Barkerville-Kootenay* et son prolongement septentrional ne seront plus considérés comme une simple variation de faciès, mais comme un domaine propre avec une histoire orogénique au Paléozoïque. Ce domaine repose aujourd'hui sur l'ancienne marge, il peut constituer l'autochtone relatif du domaine *Sylvester-Slide Mountain*.

Les domaines plus occidentaux de *Cache Creek* et de *Stikine* subirent des cheminements complexes. Monger et Irving (1980) montrent que les roches volcaniques du Trias supérieur et du Jurassique inférieur du bloc de *Stikine*, ainsi qu'un gabbro intrusif d'âge crétacé moyen dans le groupe *Cache Creek*, possèdent des paléolatitudes suggérant la création de ces ensembles au large de l'Orégon.

Les différents domaines mentionnés précédemment sont aujourd'hui en contact. A quel moment ces "contacts" se sont-ils effectués et comment se sont-ils traduits ? Les différents domaines se sont parfois soudés entre eux avant d'entrer en collision avec le continent. Read et Okulitch (1977) montrent que les domaines de *Quesnel* et de *Slide Mountain* sont tous les deux recouverts par des terrains du Trias supérieur de nature différente, mais pour lesquels les variations de faciès semblent observées.

Le même type de relations n'a pas été observé au Centre et au Nord de la Colombie Britannique où les contacts entre ces domaines sont de nature tectonique. Par contre, les domaines de *Cache Creek* et de *Stikine* se lient dans ces régions à partir du Jurassique inférieur à moyen, donnant naissance au bloc de *Stikine s.l.*, équivalent septentrional du bloc américano-mexicain.

Cet ensemble entre en collision avec le continent au Jurassique moyen qui est alors très déformé et métamorphisé. L'accrétion des domaines plus internes (*Wrangell*) se traduit par d'autres déformations et une granitisation importante. La composante oblique de la collision engendre des décrochements de grande amplitude qui vont décaler la partie de la Cordillère déjà structurée.

La plupart de ces grandes failles décrochantes sont dextres; elles ont un jeu d'autant plus récent que l'on se dirige vers le Pacifique. La faille de *Tintina*, active après le Crétacé moyen révèle un déplacement de 450 km (Tempelman-Kluit, 1979). Elle se continue plus au Sud; là, les déplacements cumulés le long des failles principales et secondaires peuvent atteindre 1000 km. Plus à l'Ouest, les failles de *Denali*, de *Fairweather* et de la *Reine-Charlotte* sont surtout actives depuis le Tertiaire.

d. LES GRANDS DOMAINES DU SECTEUR ETUDIÉ.

d<sub>1</sub>. Au Nord de la Colombie Britannique.

On distingue dans le secteur étudié les grands domaines évoqués dans le paragraphe précédent, d'Est en Ouest (fig. 9, 10b):

- le craton Nord Américain (s.s.), composé du bouclier et de la couverture sédimentaire des Montagnes Rocheuses ;
- la plate-forme de Pelly-Cassiar (s.s.) renferme la chaîne Cassiar (granitisée), la chaîne Swannell, la chaîne Ingenika et la chaîne Finlay. Une sédimentation condensée s'y installe à partir du Paléozoïque supérieur, conférant une valeur de ride à cette région. Ce domaine est métamorphisé et granitisé durant le Mésozoïque ;
- les domaines de transition; on les observe de part et d'autre de la plate-forme de Pelly Cassiar, à l'Est dans la chaîne Sifton et à l'Ouest près des failles Kutcho et Swannell. Les séries y apparaissent condensées depuis le Précambrien. Dans le domaine occidental, une histoire spécifique se développe au Paléozoïque supérieur, avec les traces d'une orogénèse fini-dévonienne (Antler ?) et d'une granitisation. Ce domaine est assimilé à celui de Barkerville Kootenay. Le domaine occidental ne semble pas affecté par cette histoire paléozoïque, son socle est à rattacher au bouclier (2000 m.a.) ;
- le domaine de Sylvester affleure au Nord du secteur étudié où il constitue une nappe de roches volcanosédimentaires du Paléozoïque supérieur - Trias. On la retrouve au Sud-Est dans la chaîne de Lay ;
- le domaine de Cache Creek, volcanosédimentaire, affleure entre les failles Nahlin au Sud et Thibert au Nord ;
- le bloc de Stikine renferme tous les domaines du Paléozoïque supérieur et du Secondaire situés à l'Ouest des failles Nahlin et Kutcho, et à l'Ouest de la chaîne de Lay.

d<sub>2</sub>. Dans les monts Cariboo (carte du secteur de Black Stuart).

On peut distinguer sur la figure 10a deux grands domaines sédimentaires. le domaine où prédominent les faciès orientaux assimilé à la plate-forme de Pelly Cassiar et le domaine où affleurent les faciès occidentaux, situé à l'Ouest de la faille Pleasant Valley. Ces faciès (Groupe Snowshoe) constituent le domaine de Barkerville-Kootenay, caractérisé par des séries précambriennes condensées, une orogénèse et des granitoïdes (?) au Paléozoïque supérieur. Les deux domaines ont été déformés durant le Mésozoïque, lors de la collision du Bloc Stikine avec le craton Nord Américain et ses appendices. Le groupe Snowshoe, défini près de la ville de Barkerville, se poursuit à l'Est du Shuswap, il s'appelle alors Groupe Horsethief Creek.

d<sub>3</sub>. Les relations entre les secteurs d'étude.

Les relations entre les terrains étudiés au Nord de la Colombie Britannique et ceux situés dans les monts Cariboo apparaissent sur la figure 10b. Le craton Nord américain et la plate-forme de Pelly-Cassiar y apparaissent sans figuré ; ils sont limités à l'Ouest par les faciès de transition.

- On remarque immédiatement des relations "privilegiées" entre les monts Cariboo et la chaîne Finlay, si l'on admet un décrochement dextre (de 500 à 700 km) le long du Fossé septentrional des Montagnes Rocheuses, qui se poursuit en partie au Sud le long de la faille de MacLeod Lake.







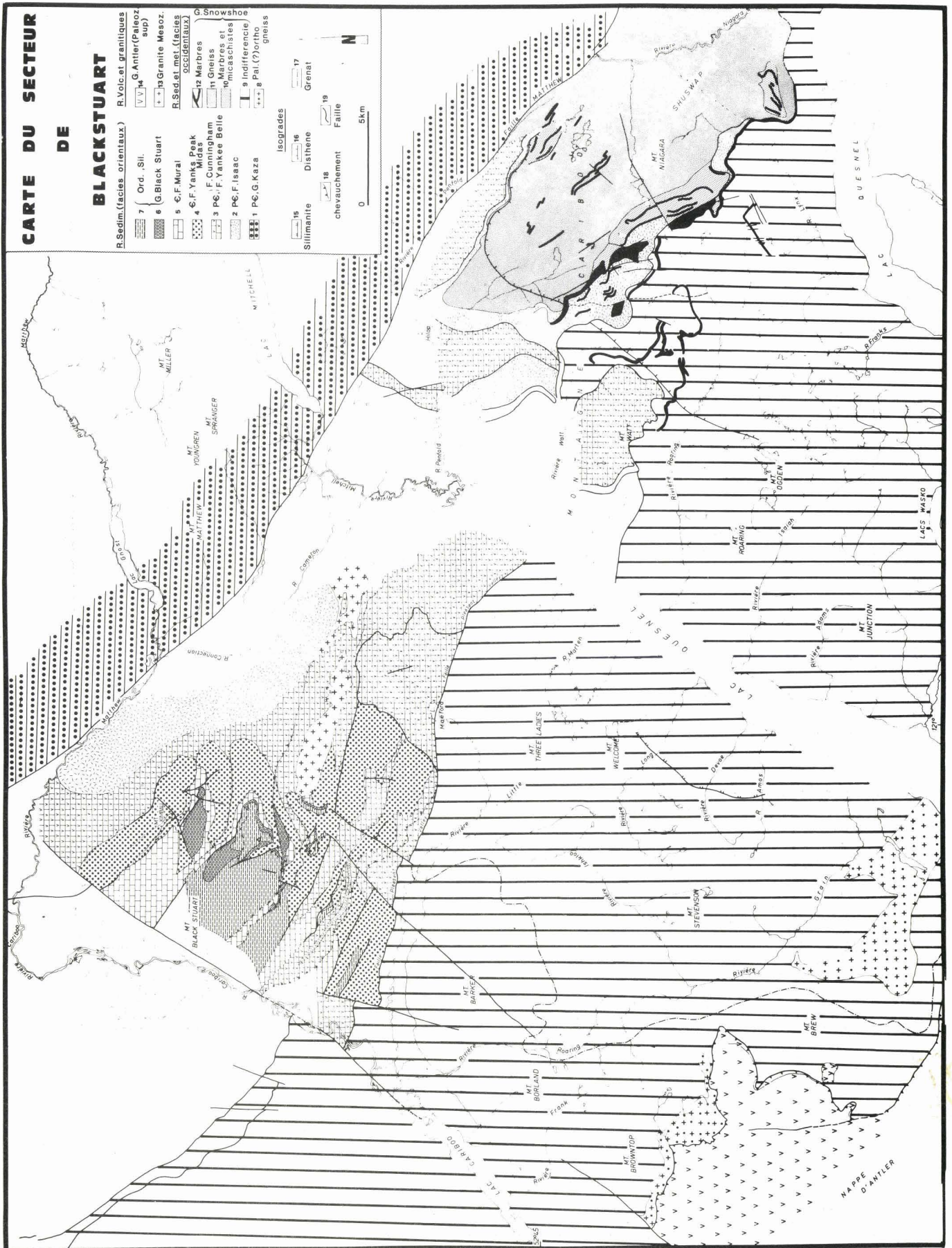


Fig. 10a - Carte d'un secteur des Monts Cariboo : Le Black Stuart synclinorium et le Nord Shuswap.

Fig. 10a - Map of a part of Cariboo Mountains and Northern Shuswap.

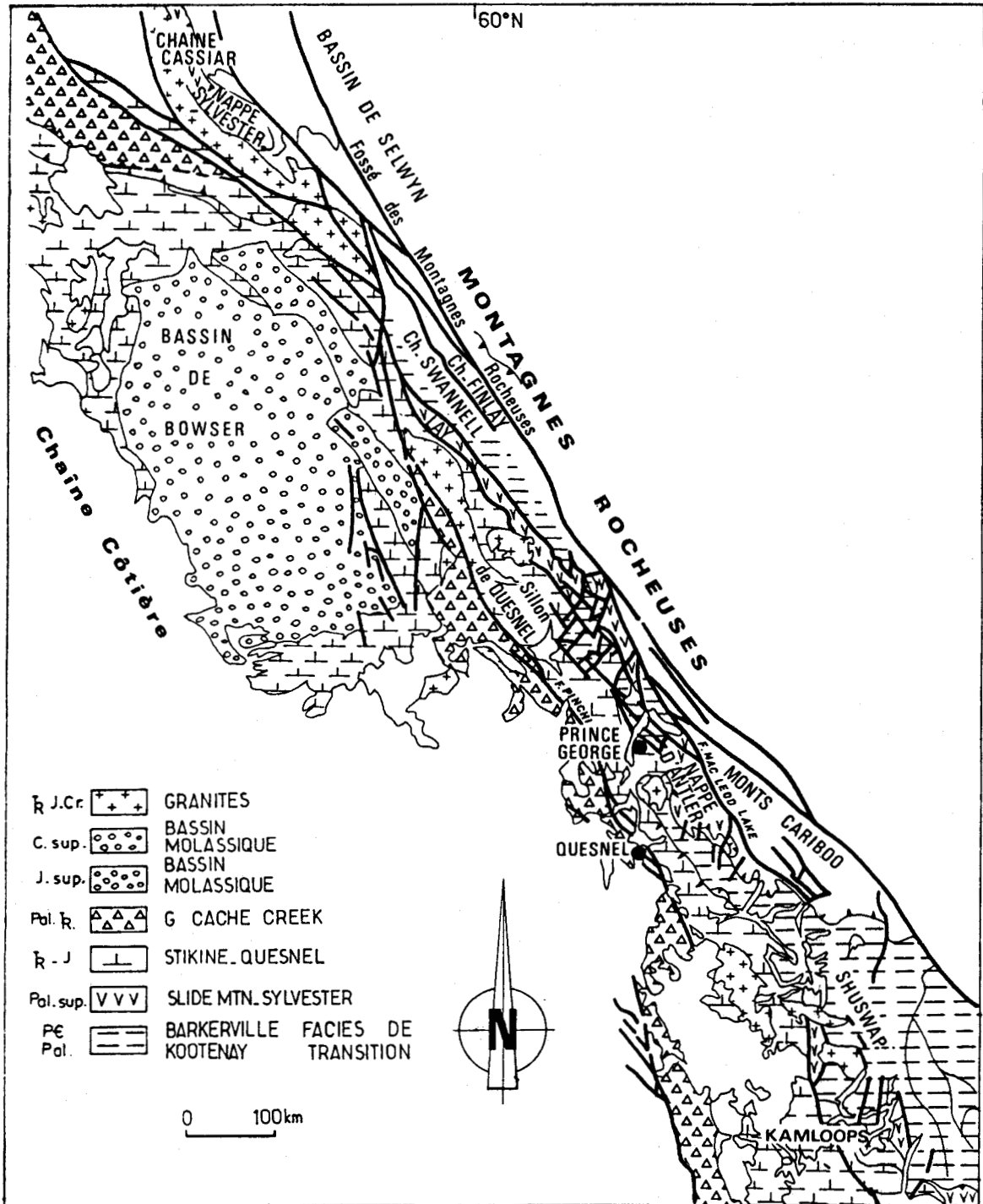


Fig. 10b- Les relations entre les secteurs d'étude.

Fig. 10b - Relationships between studied areas.

- Le Shuswap et sa couverture et peut être le complexe de Wolverine sont situés à l'Ouest du craton, ils seront rattachés au faciès de transition. Les relations entre ce domaine et le craton ne sont pas connues. Brown (1981) a suggéré l'existence d'un bassin (océanique ?), séparant le Shuswap du craton. L'essentiel de ce domaine est affecté par un métamorphisme élevé qui rend délicates les corrélations et l'interprétation.

**DEUXIEME PARTIE**

**ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU CRATON NORD-AMERICAIN  
AU NORD ET AU CENTRE DE LA COLOMBIE BRITANNIQUE**

**INTRODUCTION**



I. LE SOCLE DE LA CORDILLERE

II. NOMENCLATURE DES FORMATIONS

III. LE PLAN DE LA MONOGRAPHIE



## I. LE SOCLE DE LA CORDILLÈRE.

Le substrat de la Cordillère canadienne est constitué par le prolongement occidental du bouclier. On le divise en provinces et sous-provinces géologiques qui reposent sur les grandes orientations structurales et sur les datations isotopiques des orogénèses. Cinq provinces sont identifiées, la datation du dernier événement métamorphique ou intrusif est indiquée. Les provinces les plus anciennes sont les provinces des Esclaves, du Lac Supérieur et du Wyoming; elles livrent des datations voisines de 2,5 milliards d'années. La province de Churchill est plus récente, elle est datée de 1,7 milliard d'années. C'est sur ce socle que reposent les terrains les plus anciens reconnus dans la Cordillère Canadienne, on leur attribue un âge hélikien. (1800 à 1 000 m.a.) (fig. 11).

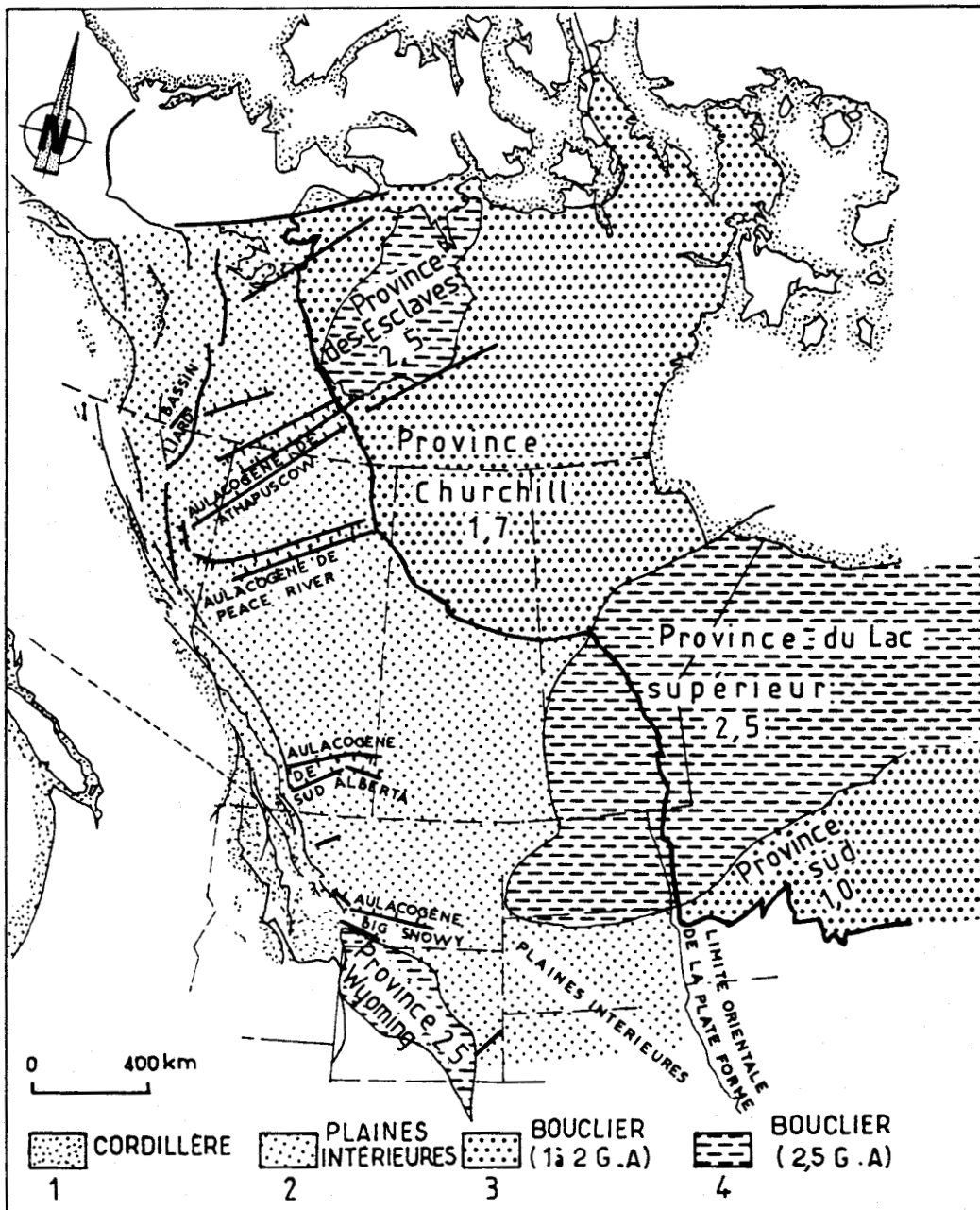


Fig. 11 - Les Provinces dans le Bouclier Canadien.

Fig. 11 - Provinces in the Canadian Shield.

Ces terrains sont représentés dans les monts Purcell, au Sud de la Cordillère, par une épaisse série de carbonates et de sédiments détritiques fins, surmontée par une coulée de laves de nature andésitique (laves de Purcell) qui sont recouvertes par des dolomies et des argilites versicolores.

Au coeur de la Colombie Britannique dans le chaînon de Muskwa (fig. 12) Taylor et Stott (1973) décrivent sept formations hélikiennes. Ils observent une épaisse succession de roches détritiques et de carbonates renfermant des stromatolites et des structures typiques (Molar tooth) de cet âge. Les intrusions (gabbros), ainsi que les minéralisations (U, Cu ...) sont abondantes comme partout dans ces niveaux de la Cordillère. Les terrains plus récents appartiennent au Supergroupe Windermere d'âge hadrymien; ils sont très discordants sur leur socle hélikien.

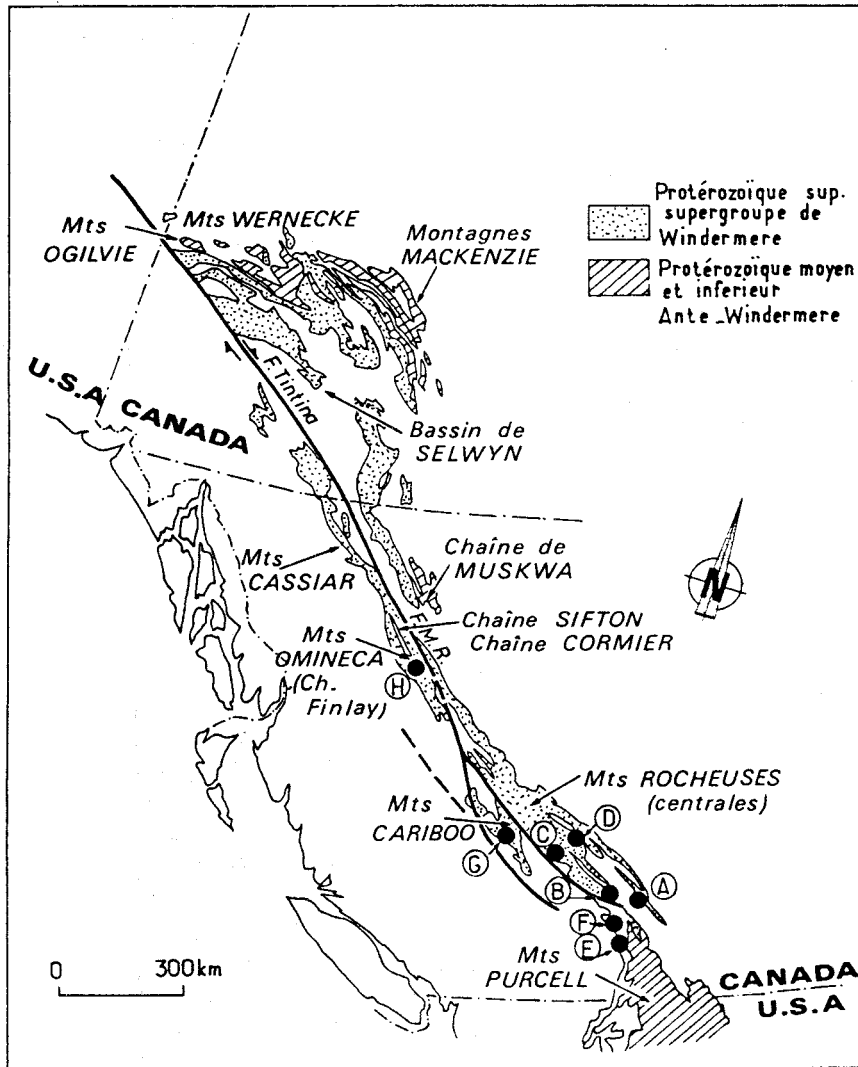
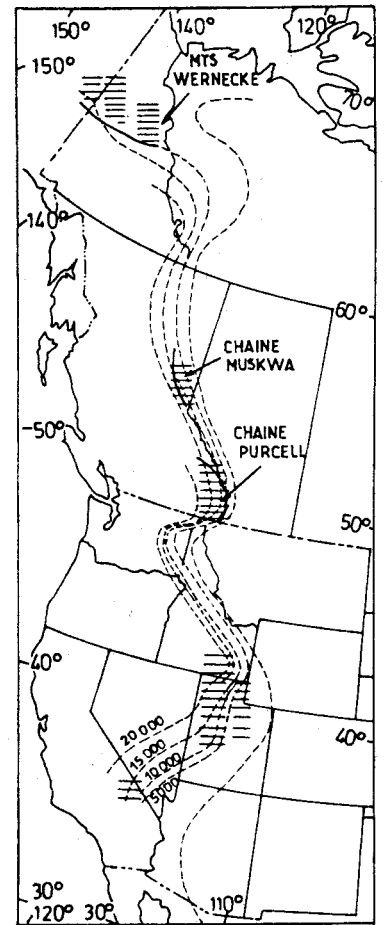


Fig. 12 - Localisation des affleurements protérozoïques.

Fig. 12 - Proterozoic outcrops in Western Canada.



LEGENDE

- 1 DIAMICTITES DU PROTÉROZOÏQUE SUP.
- 2 COURBES ISOPAQUES (EN PIEDS)

Fig. 13 - Localisation des diamictites (d'après Stewart, 1972).

Fig. 13 - Diamictites their localization (After Stewart, 1972).

Au Nord de la Cordillère, on observe des roches hélikiennes dans les montagnes Wernecke. Eisbacher (1981) y décrit le Supergroupe de Wernecke, au dessus duquel repose en discordance le groupe de Pinguicula. Mercier (à paraître) reconnaît des relations similaires dans la chaîne Ogilvie, située à l'Ouest des montagnes Wernecke.

Le Supergroupe de Windermere repose généralement en discordance sur le socle hélikien; il a été défini en 1926 par Walker dans les montagnes Purcell. Il est maintenant reconnu sur l'ensemble de la chaîne d'Omineca, mais il apparaît de façon discontinue à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses, où le Cambrien repose parfois directement sur le socle hélikien (chaîne Muskwa et Ogilvie).

De nombreux indices (volcanisme, brèches synsédimentaires, failles en extension) suggèrent la création d'une marge en bordure du bouclier; elle suivrait une période de rifting (Stewart, 1977; Monger et al., 1972).

Les âges proposés par ces auteurs pour la formation de cette marge varient de 850 m.a. à 650 m.a.; de plus, la localisation du rifting reste imprécise; on y associe parfois la formation d'aulacogènes perpendiculaires à la marge (Sears et Price, 1978; Jefferson, 1978). La partie qui s'éloigne du Craton Nord Américain serait à rechercher en Sibérie (Sears et Price, 1978), en Chine ou en Australie (Eisbacher, 1981), ou peut être à l'intérieur de la Cordillère (le Shuswap et sa couverture ?)

La base du Supergroupe de Windermere n'apparaît que rarement dans la Cordillère; on ne la trouve que dans les régions où le Protérozoïque moyen affleure et il n'est reconnu qu'à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses où le métamorphisme y est très faible voire inexistant. A l'Ouest de ce fossé, le métamorphisme de ces niveaux atteint fréquemment le faciès amphibolite; la discrimination entre le Supergroupe Windermere et son substrat y est ardue. Jusqu'en 1980, les terrains les plus anciens décrits dans les "Séries" du Windermere semblaient remarquablement similaires; un faciès apparaissait constamment depuis les Monts Cariboo jusqu'au Yukon: "les grits", sorte de microconglomérat arkosique, riche en quartz bleu.

Là où la base de ces grits est connue, un autre faciès ubiquiste apparaît, la diamictite. Cette roche est un conglomérat polymictite à galets bien arrondis, dans une matrice de greywacke et de siltstone. L'origine de ces roches a suscité de très nombreuses discussions, le principal problème étant la possibilité d'une origine glaciaire. Les clastes sont parfois bien polis et striés, ils auraient été transportés par des petits radeaux de glace (*ice-rafting*) et l'accumulation des matériaux s'effectuerait au front de la zone de fusion de la glace (Eisbacher, 1978).

Cette "diamictite" décrite sur toute la Cordillère prend des noms différents du Nord au Sud: Formation Shezal dans les montagnes Wernecke et Mackenzie, Formation Llyod George dans la chaîne de Muskwa, Formations Ice Mountain et Toby au Sud de la Cordillère (fig. 12 et 13). Sur notre terrain un ensemble spécifique de roches détritiques, carbonatées et volcaniques apparaît dans les chaînes Sifton et Cormier. Les caractères lithologiques et structuraux suggèrent deux possibilités: soit ces roches sont antérieures à ce qui était reconnu jusqu'alors dans ce secteur et apparaissent en horst, elle serait d'âge hadrynien, soit ces roches sont allochtones, elles proviendraient de zones internes, ce qui explique leur originalité lithologique et leur métamorphisme liés à la mise en place des nappes.

La description dans la chaîne de Deserters, à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses, d'une série (2000 m) voisine lithologiquement de celle décrite dans les chaînes Sifton et Cormier et la découverte à la base de diamictites par Evenchick (1982) paraissent confirmer le premier terme de l'alternative.

## II. NOMENCLATURE DES FORMATIONS

Les termes les plus anciens connus appartiennent au Supergroupe de Windermere dont la base n'affleure pas. Dans la chaîne d'Omineca, les roches du Protérozoïque supérieur ont été inventoriées par Armstrong à partir de 1946 et décrites par Roots dans un mémoire publié en 1954. Il y propose une distinction entre les Groupes de Tenakihi et Ingenika, qu'il ne m'a pas été possible de conserver, car le Groupe de Tenakihi représente en fait la partie la plus métamorphisée du Groupe Ingenika. J'ai proposé avec Gabrielse (1978) une nomenclature révisée et cohérente avec la terminologie utilisée jusqu'alors plus au Nord par Gabrielse (1963). Sont portées sur ce tableau les formations protérozoïques et cambro-ordoviciennes qui occupent l'essentiel de la partie septentrionale de la chaîne d'Omineca (tabl. 3).

|                                                                  | Montagnes Omineca |                 | Montagnes Cariboo         |                | Montagnes Rocheuses septentrionales | Montagnes Rocheuses méridionales |
|------------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------|---------------------------|----------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| Camb. -<br>moyen -<br>Ordov.                                     | Groupe Kechika    |                 | F. Dome Creek             |                | Groupe Kechika                      |                                  |
| CAMBRIEN<br>INFERIEUR                                            | F. Rosella        | GROUPE ATAN     | F. Mural                  | GROUPE ATAN    | GROUPE GOG                          |                                  |
|                                                                  | F. Boya sup.      |                 | F. Midas                  |                |                                     |                                  |
|                                                                  | F. Boya inf.      |                 | F. Yanks Peak             |                |                                     |                                  |
| PROTEROZOIQUE SUPERIEUR<br>(Hadrynien)<br>SUPERGROUPE WINDERMERE | F. Steilkuz       | GROUPE INGENIKA | F. Yankee Belle           | GROUPE CARIBOO | GROUPE MISINCHINKA                  | "Upper phyll."                   |
|                                                                  | F. Espee          |                 | F. Cunningham             |                |                                     | "limestone" unit                 |
|                                                                  | F. Tsaydiz        |                 | F. Isaac                  |                |                                     | "lower phyllite"                 |
|                                                                  | F. Swannell       |                 | Groupe Kaza               |                |                                     | "feldspathic grit unit"          |
|                                                                  | Base inconnue     |                 | Groupe Horsethief Creek ? |                | Gneiss                              |                                  |

Tableau 6 - Les corrélations au Proterozoïque supérieur et au Cambrien.

Table 6 - Upper Proterozoic and Cambrian correlation-chart.

\* Le terme "Ingenika Group" défini par Roots (1954) a été conservé alors que celui de "Good Hope Group" retenu par Gabrielse (1963) a été abandonné car dans sa localité-type il inclut plusieurs formations différentes qui n'y avaient pas été clairement définies.

Le Groupe Ingenika a été originellement rattaché au Supergroupe de Windermere (Mansy et Gabrielse, 1978). Ce groupe a été défini par Walker (1926) au Sud de la Colombie Britannique dans la chaîne Purcell. En 1973, Reesor inclut le Groupe Horsethief Creek et le conglomérat de Toby dans le Supergroupe de Windermere. La cartographie que j'ai effectuée en compagnie de B. Struik, dans les monts Cariboo, suggère que le Groupe Horsethief Creek appartient au domaine plus interne des faciès de transition, ou est antérieur au Groupe Ingenika. Dans le premier cas, comme dans le second les corrélations entre différents domaines sont délicates.

### III. LE PLAN DE L'ÉTUDE MONOGRAPHIQUE

Les principaux horizons stratigraphiques reconnus dans la chaîne Finlay seront décrits avec la présentation d'une coupe type, généralement complétée par des coupes voisines qui permettent d'établir les principales variations de faciès. Les coupes levées dans les montagnes Kechika, Cassiar, Cariboo et dans les Montagnes Rocheuses seront analysées. Les principales caractéristiques faciologiques seront dégagées et une première esquisse paléogéographique sera tentée pour chacune des formations observées dans la chaîne d'Omineca.

Dans la deuxième partie seront décrits les principaux événements tectonostratigraphiques observés dans les blocs de Stikine et de Cache Creek.



**PREMIER CHAPITRE**

**LE PROTEROZOIQUE SUPERIEUR: LA STRATIGRAPHIE  
DES GROUPES INGENIKA, KAZA ET CARIBOO**



I. LA FORMATION SWANNELL ET LE GROUPE KAZA

- A. GENERALITES
- B. LES FACIES ORIENTAUX DANS LA CHAÎNE SWANNELL
- C. LES FACIES OCCIDENTAUX DANS LA CHAÎNE SWANNELL
- D. LA FORMATION SWANNELL DANS LA CHAÎNE RUSSEL
- E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION SWANNELL ENTRE LE 56°N ET LE 58°N
- F. LE GROUPE KAZA (MONTES CARIBOO)
- G. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA FORMATION SWANNELL ET LE GROUPE KAZA

II. LA FORMATION TSAYDIZ ET LA FORMATION ISAAC

- A. GENERALITES
- B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY
- C. COUPES DANS LA CHAÎNE SWANNELL
- D. COUPE DANS LA CHAÎNE KECHIKA
- E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION TSAYDIZ
- F. LA FORMATION ISAAC (MONTES CARIBOO)
- G. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA FORMATION TSAYDIZ ET LA FORMATION ISAAC

III. LA FORMATION ESPEE ET LA FORMATION CUNNINGHAM

- A. INTRODUCTION
- B. COUPE DANS LA CHAÎNE ESPEE
- C. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY
- D. QUELQUES ASPECTS DE LA FORMATION ESPEE AU CENTRE DE LA CHAÎNE D'OMINECA
- E. COUPES DANS LES MONTES KECHIKA
- F. COUPE DANS LES MONTES CASSIAR
- G. LA FORMATION CUNNINGHAM (MONTES CARIBOO)
- H. CONCLUSIONS GENERALES

IV. LA FORMATION STELKUZ ET LA FORMATION YANKEE BELLE

- A. INTRODUCTION
- B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY
- C. COUPES DANS LA CHAÎNE ESPEE
- D. COUPE DANS LES MONTES KECHIKA
- E. COUPES DANS LA CHAÎNE CASSIAR
- F. COUPES DANS LES MONTES CARIBOO
- G. LES FORMATIONS EQUIVALENTES DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES
- H. CONCLUSIONS GENERALES



## I. LA FORMATION SWANNELL ET LE GROUPE KAZA

### A. GÉNÉRALITÉS.

C'est dans cette chaîne que la Formation a été définie par Mansy et Gabrielse en 1978. Elle est limitée à l'Est par le linéament de Pelly et à l'Ouest par la faille Swannell qui la met en contact avec les terrains volcaniques du Paléozoïque supérieur (chaîne Lay, fig. 14) ou parfois directement avec les volcanites du Trias supérieur-Jurassique inférieur.

Sur le bord oriental de la chaîne Swannell, le métamorphisme n'affecte que très légèrement les roches du Groupe Ingenika qui présentent des faciès carbonatés bien nets à l'Est (Formation Espee); vers le centre de la chaîne, on passe aux roches plus anciennes et en particulier à la Formation Swannell qui occupe l'essentiel de cette chaîne.

Un métamorphisme de type barrovien (grenat, staurotide, disthène) affecte le centre de la chaîne; un massif granitique entouré d'une zone migmatitisée affleure près du mont Whudzi.

Le centre de la chaîne est touché par un polyphasage tectonique et métamorphique complexe. De nombreuses failles chevauchantes découpent cette région et les relations entre la partie orientale et la partie occidentale sont délicates. En effet, si l'ensemble des faciès reconnus reste constant, des disparités existent de part et d'autre du cœur de la chaîne.

On distinguera donc des faciès orientaux et occidentaux qui peuvent être soit le résultat de variations sédimentologiques banales, soit la conséquence d'une tectonique tardive rapprochant des ensembles lithologiques azoïques, déposés dans les bassins éloignés.

On distinguera trois parties dans les faciès orientaux de la Formation Swannell :

- la partie supérieure qui assure la transition avec la Formation Swannell; elle est très riche en grits ;
- la partie moyenne qui est constituée d'une alternance de schistes et de grits ;
- la partie inférieure qui renferme des calcaires, des micaschistes, des grits et des métaquartzites de teinte claire.

### B. LES FACIÈS ORIENTAUX DANS LA CHAÎNE SWANNELL.

Cette formation, la plus ancienne du Groupe Ingenika, porte le nom de la chaîne dans laquelle elle affleure au cœur d'un anticlinorium complexe. Le polyphasage à la fois tectonique et métamorphique, le caractère monotone des roches et l'absence de marqueurs ont empêché la détermination précise de son épaisseur. Plusieurs coupes sont effectuées dans la chaîne Swannell; leur localisation apparaît sur les différentes figures. On peut distinguer des ensembles grâce à leur morphologie à l'intérieur de cette chaîne; les grits constituent l'épine dorsale alors que les phyllites apparaissent en dépression. La lithologie est simple, par ordre d'abondance on trouve : des grès arkosiques (grits), des phyllites, des quartzites et des calcaires. Certaines séquences sont très riches en détritique grossier.

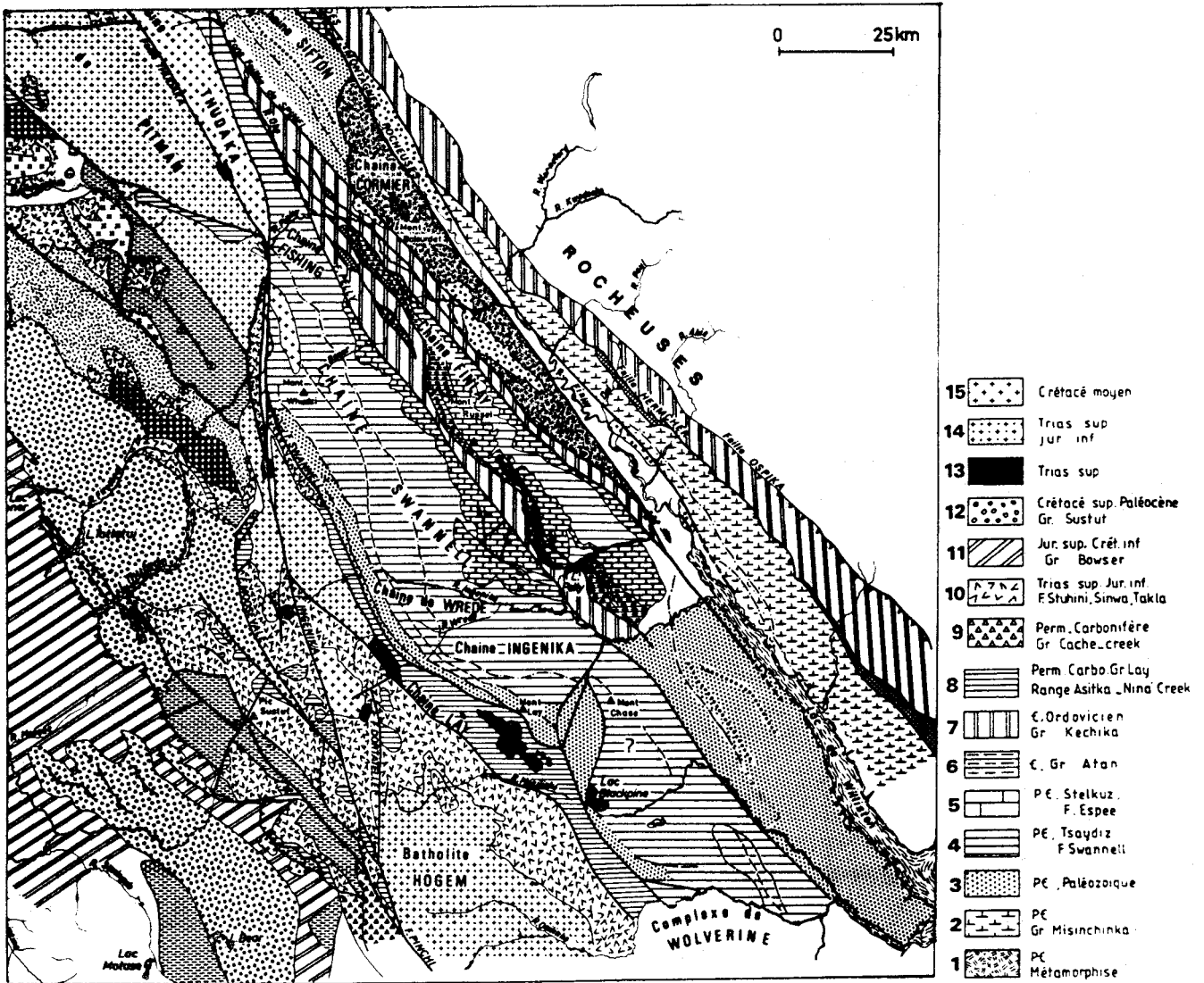


Fig. 14 - La chaîne Swannell dans son contexte.

Fig. 14 - Swannell Mountains.

La tectonique dans la chaîne Swannell se traduit par la création d'une schistosité pénétrative synchrone ou postérieure à la collision avec le bloc de Stikine. Le raccourcissement de la chaîne engendre des plis synschisteux de seconde phase; la nouvelle schistosité est de type *strain-slip*. Enfin des déformations locales et cassantes affectent la chaîne Swannell. La phase métamorphique principale est synchrone ou postérieure à la schistosité associée à la phase 2. Les critères de polarité (stratifications obliques, granoclassement, figures de charge...) indiquent que la partie orientale de la chaîne Swannell est souvent en position normale et donc moins déformée que la partie occidentale où affleurent les faciès de transition.

1. COUPE DANS LES MONTS FISHING.

A petite échelle, cette région représente le bord oriental d'une vaste antiforme ; une étude plus précise montre que celle-ci est en fait affectée de plusieurs phases de plissements assez peu discernables dans l'ensemble "grittoïde", mais bien marquées dans les quartzites et les phyllites.

La première coupe commence à l'Est près de la faille Pelly et se termine à l'Ouest près de la zone faillée de Finlay, les niveaux les plus récents se situent à l'Est, ils sont constitués par la Formation Tsaydiz sans que la limite précise avec la Formation Swannell ne puisse être donnée; il sera admis que la disparition des niveaux calcaires et l'apparition d'importants lits de "grits" marque le passage entre les formations.

- Coupe. (fig. 15). Localisation sur la fig. 15b

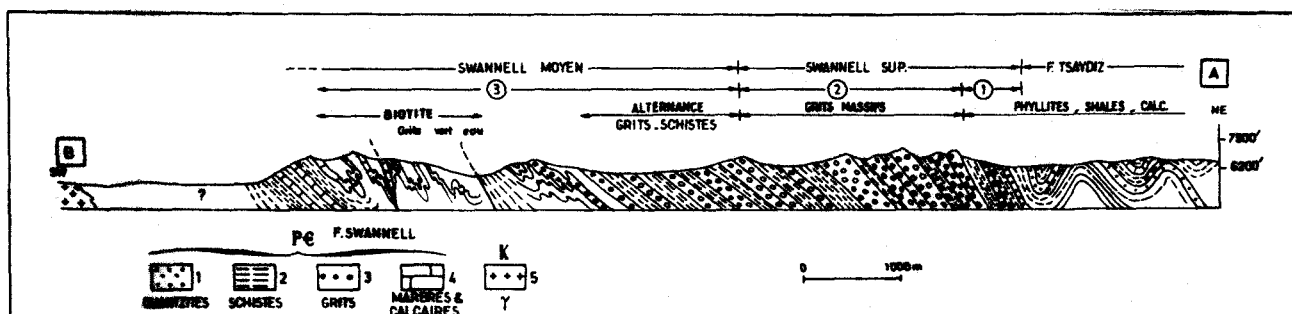


Fig. 15a - Coupe dans les Monts Fishing.

Fig. 15a - Cross-section in Fishing Range.

- 1- quartzites ; 2- schists ; 3- grits ;
- 4- limestones and marbles ; 5- granites.

Du NE vers le SW on observe divers ensembles : (photo 1)

La Formation Swannell supérieure renferme :

- Un premier ensemble (400 m - 700 m) qui assure le passage de la Formation Tsaydiz à la Formation Swannell; les constituants essentiels en sont des quartzites, des phyllites, des grits et des rares passées de calcaires.
  - A sa base on observe une alternance centimétrique à métrique de quartzites marron et de schistes verts et gris et parfois une passée de calcaires et de grits.
  - Les quartzites sont altérés en surface, la texture est grenue, imbriquée. Les minéraux accessoires sont assez rares (tourmaline).
  - Les schistes souvent un peu quartzeux (30%) peuvent renfermer des oxydes de fer et de la pyrite; plusieurs schistosités ont été relevées.
  - Les premiers grits renferment des clastes de quartz bleu (40%) et de feldspath blanc (20%) millimétriques; leur taille est variable et le classement semble peu important; le quartz présente deux maximums l'un vers 0.3 mm et l'autre vers 1.2 mm. Le quartz est souvent monocristallin; les feldspaths présentent une macle en échiquier. Les altérations ferrifères et nourrissages en quartz sont fréquents.
  - Le calcaire gréseux présente une texture fibreuse, due à la schistosité de flux et à la recristallisation qui l'a accompagnée. Le rapport longueur/largeur peut atteindre 10.
- Des lits de quartz soulignent la stratification originelle.

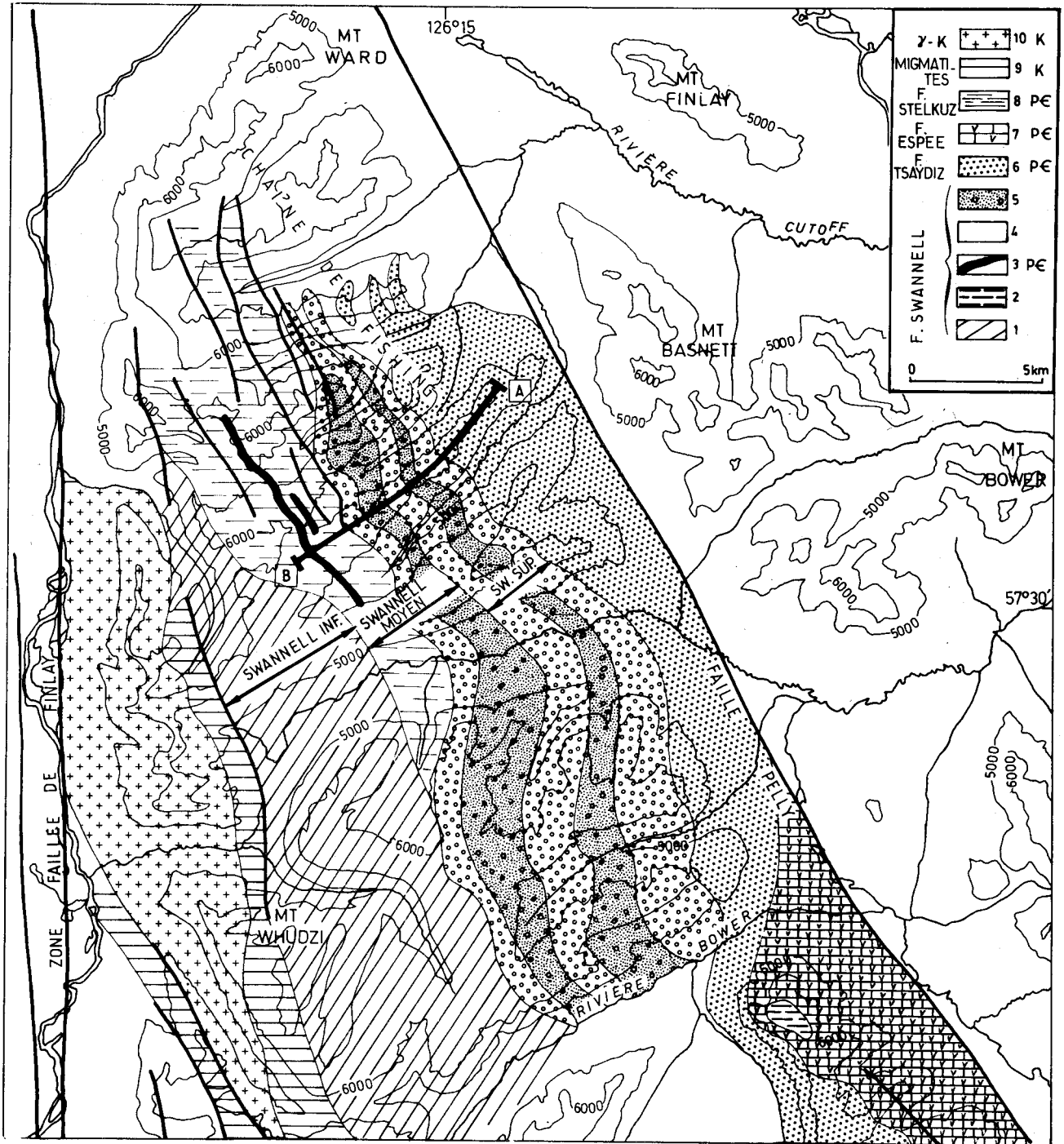


Fig. 15b - Les faciès dans la chaîne Fishing.

- Formation Swannell : 1. grits, micaschistes, métaquartzites ;  
2. schistes chloriteux, grits ; 3. marbres ; 4. grits ; 5. grits, shales et schistes.
- Formation Tsaydiz : 6. phyllites, shales, calcaires.
- Formation Espée : 7. calcaires, dolomies.
- Formation Stelkuz : 8. shales, grès, calcaires.
- Granites et migmatites : 9 et 10.

Fig. 15b - Facies in Fishing Range.

- Swannell F. : 1. grits, micaschists, metaquartzites ; 2. chloritochists, grits ; 3. marbles ; 4. grits ; 5. grits, shales, schists,
- Tsaydiz F. : 6. phyllites, shales, limestones.
- Espée F. : 7. limestones, dolostones.
- Stelkuz F. : 8. shales, sandstones, limestones.
- Granites and migmatites : 9 and 10.

- 400 m d'une alternance de grits et de micaschistes à muscovite affectés par plusieurs phases de déformation.

La sédimentation calcaire est mineure mais spécifique de cet ensemble; elle est représentée au milieu par :

- 20 m de grès feldspathiques à ciment calcaire ;
- 10 m de dolomies marmoréennes à ciment rougeâtre ;
- 10 m de micaschistes noirâtres ;
- 10 m de chloritoschistes ;
- 20 m de calcaires marmoréens à schistosité marquée.

La Formation Swannell moyenne constitue le centre de la chaîne de Fishing; les plis y sont particulièrement développés; une deuxième phase se marque par des plis aigus possédant une schistosité axiale de fort pendage. L'estimation des épaisseurs stratigraphiques devient donc tout à fait aléatoire. Biotite et grenat sont fréquents dans les micaschistes. Les marbres n'ont pas été observés dans toute la chaîne Swannell et il est possible qu'ils disparaissent vers le Sud.



Photo 1 - La Formation Swannell supérieure dans les Monts Fishing.

Photo 1 - Upper Swannell Formation in Fishing Ranges.

La Formation Swannell inférieure apparaît au coeur de la chaîne Swannell, depuis le mont Whudzi au Nord jusqu'au mont Lay au Sud.

Les lithologies caractéristiques sont : les métaquartzites clairs, les métaquartzites parfois associés à des grits, des micaschistes et de rares marbres. Roots (1954) a reconnu sur la carte d'Aiken Lake un ensemble de micaschistes et de métaquartzites, riche en grenat, disthène et staurotide, qu'il nomme Groupe Tenakihi. Ce nom a été abandonné car les limites cartographiques qu'il définit ne sont pas lithologiques. J'ai choisi de limiter cet ensemble en prenant pour critère l'abondance des quartzites clairs et la relative absence des grits. Sa limite est sensiblement parallèle à l'isograde du grenat, en particulier sur le bord oriental de l'antiforme.

La séquence lithostratigraphique inférieure a été décryptée; la complexité des structures n'a pas permis de reporter la limite cartographique entre les Formations Swannell inférieure et moyenne qui sont associées sur la figure 17.

Après avoir défini les ensembles affleurant dans la chaîne de Fishing, nous allons nous intéresser à ceux que j'ai pu observer plus au Sud, sur le bord oriental de l'antiforme souvent mieux exprimée et moins faillée.

## 2. COUPE DANS LA CHAÎNE DE WREDE.

Dans la chaîne de Wrede, la Formation Swannell apparaît en quasi totalité; seule la transition avec la Formation Tsaydiz n'est pas observée à l'Est et la base de la Formation Swannell (quartzites clairs) est peu exprimée.

La coupe située sur la figure 16, commence à l'Est de Conical Peak et se termine à l'Ouest à Fleet Peak. Elle ne permet pas l'observation du passage à la Formation Tsaydiz; une partie de la Formation Swannell supérieure est donc absente. La coupe est effectuée dans une première partie vers l'axe de l'antiforme, pour observer de haut en bas :

La Formation Swannell supérieure (+ 600 m) constituée par :

- 150 à 200 m de grits qui arment le rebord oriental de l'antiforme. Des phyllites vertes sont présentes comme au milieu et à la base de cet ensemble. Les bancs sont décimétriques à métriques. L'ensemble est affecté par une schistosité tardive nette qui reprend en strain slip la schistosité originelle parallèle à la stratification ;
- 250 à 300 m de grits (80%) et de micaschistes à biotite; les premiers sont de teinte verte et beige, en bancs de 1m à 1,50 m. Les clastes (quartz bleuté et feldspath) atteignent 5 mm. Le granoclassement est fréquent; des figures d'affouillement à la base des bancs et quelques chenaux (155°N) ont été observés. Dans cet ensemble apparaissent les isogrades rapprochés du grenat et de la biotite.

La Formation Swannell moyenne n'a pas été distinguée. On peut observer la Formation Swannell inférieure qui renferme de l'axe de la structure vers son flanc oriental :

- 200 à 250 m de micaschistes, quartzites et grits; la granulométrie est plus fine, ce niveau ne constitue plus de sommets. Les bancs sont souvent plus minces (0.50 m) et l'empreinte des diverses déformations est bien nette dans les micaschistes. Les grenats sont parfois centimétriques, leur rotation est visible à l'oeil nu (69A 73).
- 120 m dans lesquels les quartzites gris et blancs dominent, ils y alternent avec des micaschistes argentés. Ce niveau constitue la base de la Formation Swannell, il se situe au coeur de l'antiforme.

Sur le bord occidental de l'antiforme, le passage des quartzites de base aux micaschistes, quartzites et grits se fait par :

- 60 m de quartzites gris en bancs de 0,5 à 1 m, avec peu d'interlits de micaschistes ;
- 25 m de micaschistes, la foliation y est particulièrement nette ;
- 30 m de quartzites clairs couronnés par des quartzites blancs ;
- 20 m de micaschistes avec des plis similaires bien développés ;
- 250 m de grits et micaschistes qui arment le rebord occidental et présentent une altération grise. Grenat et biotite y sont présents.

Au-dessus de ces grits, les phyllites sont plus abondantes; elles affleurent souvent mal et en fond de vallée. L'altération confère une teinte rousse qui contraste avec le niveau surincombant de teinte verte. Le rebord occidental, comme il a été dit précédemment, est fortement plissé et faillé (Mansy, 1971).

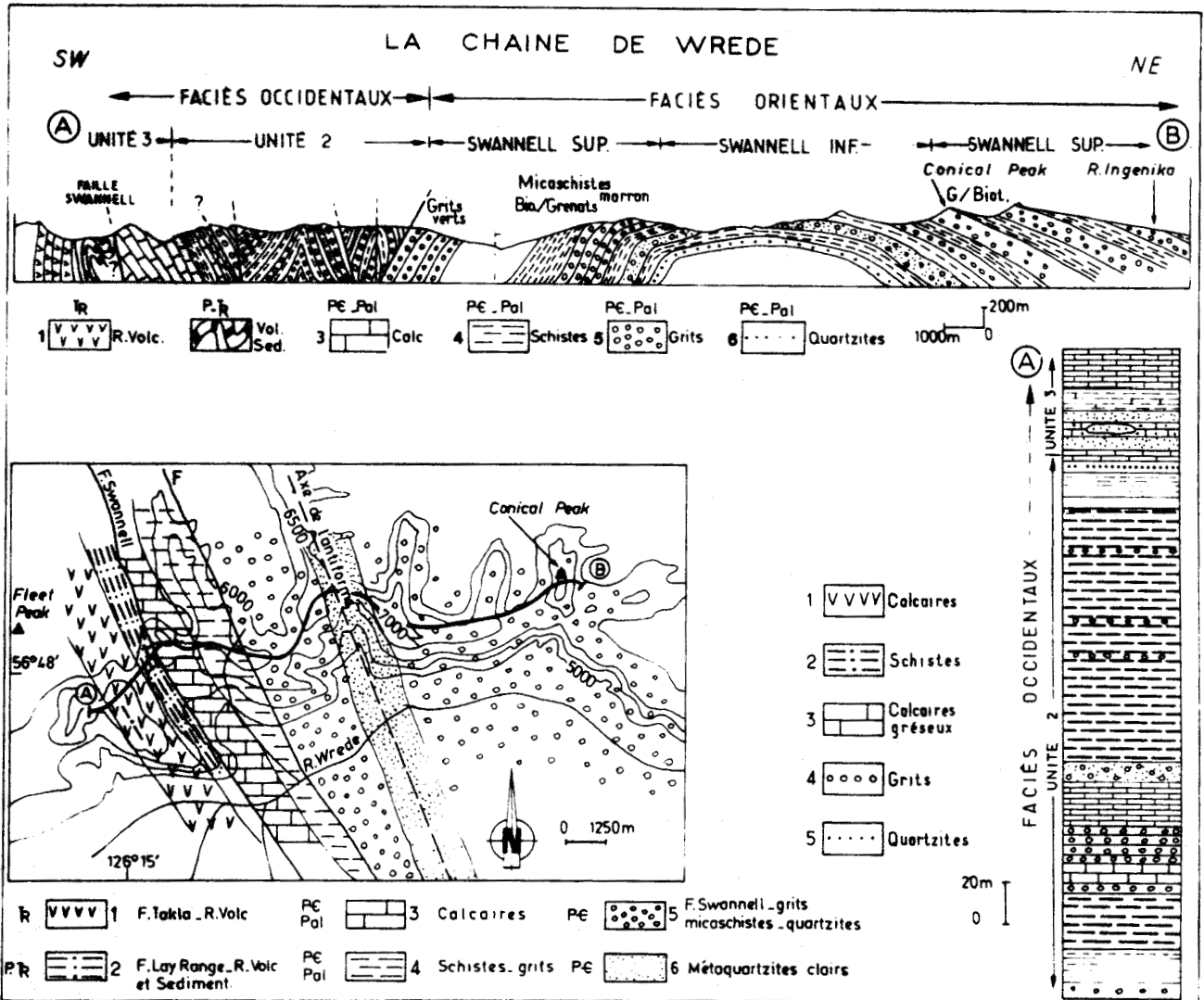


Fig. 16 - La chaîne de Wrede.

Fig. 16 - Wrede Range.

1. Map and cross section :

- Triassic 1. Takla F. volcanic rocks.
- Permian 2. Lay R.F. volcanic and Sedimentary rocks
- Paleozoic, Precambrian : 3. carbonates ; 4. schists, grits.
- Precambrian 5. Swannell F. grits, micaschists, quartzites ; 6. metaquartzites.

A l'Ouest de la vallée, on observe la Formation Swannell supérieure riche en grits verts. Une faille la sépare des faciès occidentaux.

Cette deuxième coupe levée dans la partie orientale de la chaîne Swannell apporte des précisions par rapport à celle effectuée dans la chaîne de Fishing. On peut y distinguer de la base vers le sommet, c'est-à-dire d'Est en Ouest :

La Formation Swannell inférieure renferme :

- un niveau riche en métaquartzites clairs surmonté par des micaschistes et des grits.

La Formation Swannell moyenne renferme :

- un niveau détritique grossier, riche en grits verts ;
- des micaschistes à altération marron qui renferment l'isograde du grenat.

La Formation Swannell supérieure :

- un niveau de grits quartzites et phyllites de teinte verte ;
- un niveau de grits quartzites, phyllites et shales de teinte marron.

C'est le domaine des grits massifs.

- un niveau transitionnel qui assure le passage à la Formation Tsaydiz; il est pélitique parfois calcaire avec de rares passées de grits.

Les isogrades de la biotite et du grenat sont rapprochés; on les observe dans les micaschistes marron qui couronnent la Formation Swannell moyenne.

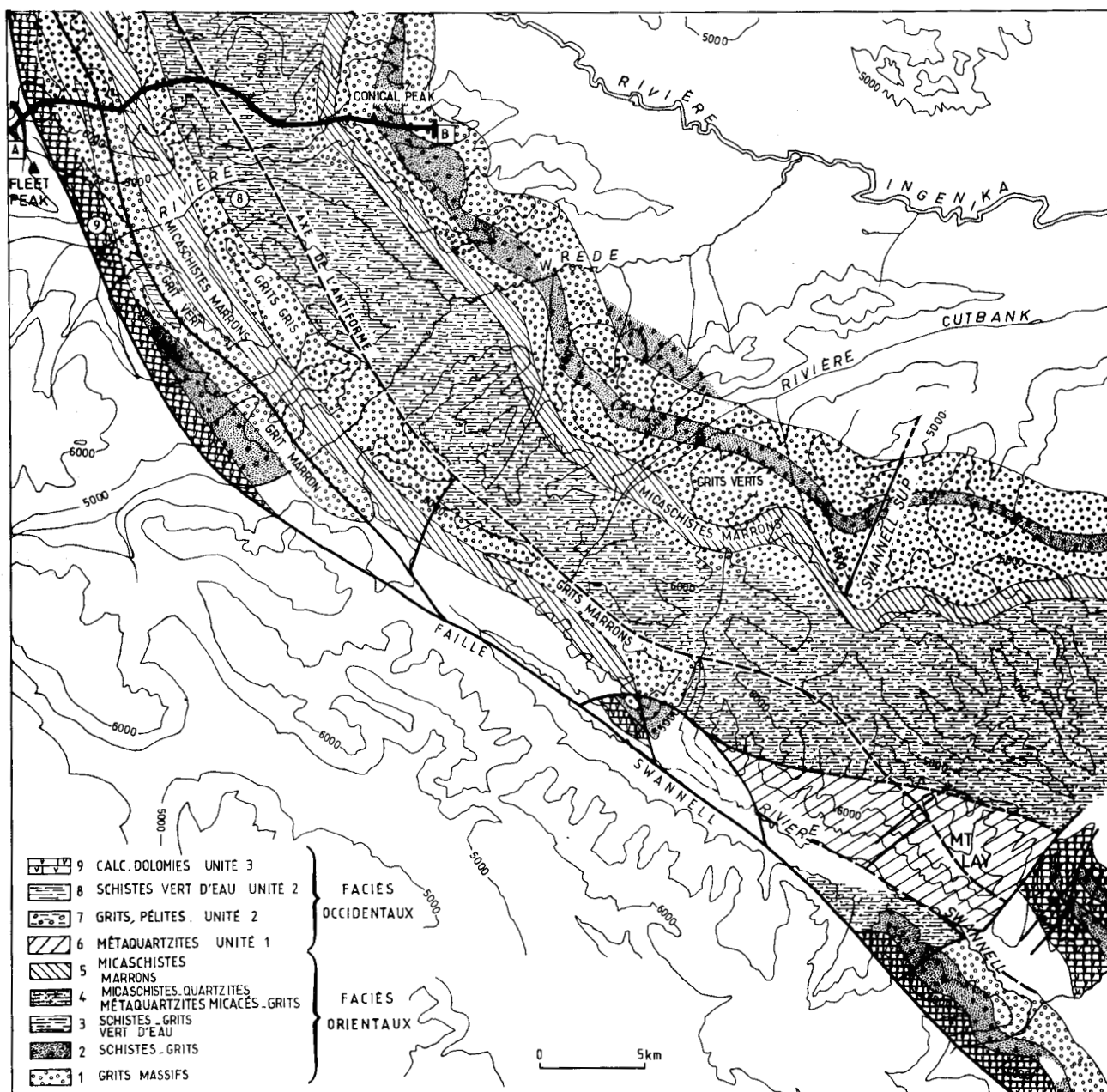


Fig. 17 - Les faciès dans les chaînes de Wrede et Ingenika.

Fig. 17 - Facies distribution in Wrede and Ingenika Ranges.

- Eastern facies : 1. grits ; 2. schists, grits ; 3. schists, green grits ; 4. micaschists, metaquartzites, grits ; 5. rusty micaschists.
- Western facies : unit 1 : 6. metaquartzites.
- unit 2 : 7. grits, pelites ; 8. green schists.
- unit 3 : 9. carbonates.



### 3. COUPES DANS LA CHAÎNE INGENIKA.

Dans cette chaîne située au Sud de la précédente, plusieurs coupes rapprochées proviennent de crêtes situées sur le bord oriental de l'antiforme. Des corrélations avec les niveaux décrits dans la chaîne de Wrede seront tentées. La situation des coupes est précisée sur la figure 18. Une description succincte des faciès sera donnée ici.

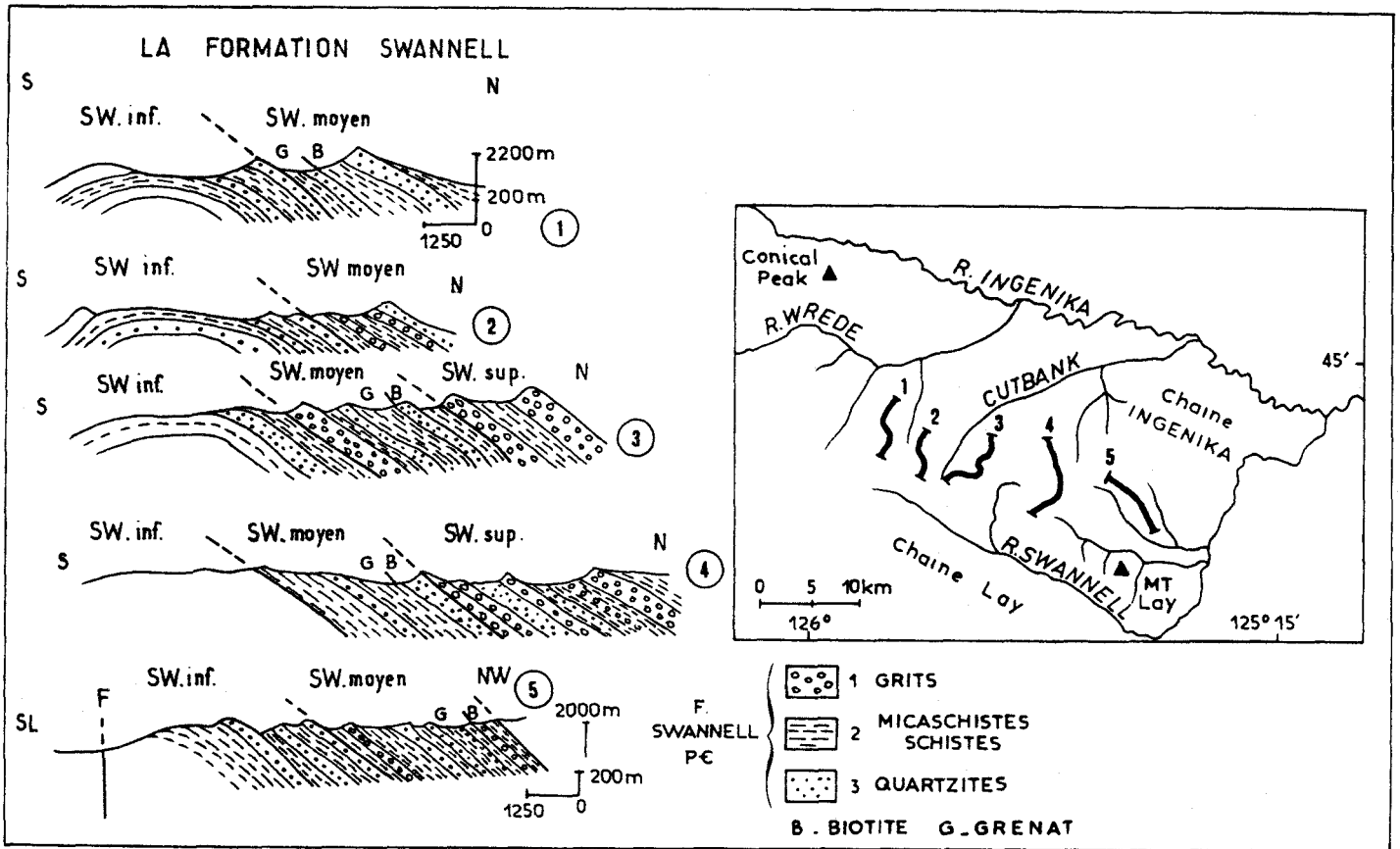


Fig. 18 - La Formation Swannell dans la chaîne Ingenika.

Fig. 18 - Swannell Formation in Ingenika Range.

- 1. grits ; 2. micaschistes, schistes ; 3. quartzites, B-biotite G-Garnet.

Coupe 1 : On observe du Nord au Sud et donc de haut en bas :

La Formation Swannell moyenne dans laquelle on distingue :

- 200 m de micaschistes en alternance avec des métaquartzites micacés verdâtres, à patine marron. Une foliation  $S_2$  apparaît nettement dans les micaschistes et reprend une foliation  $S_1$ . La biotite est présente en reliques fortement chloritisées ;
- 80 m de métaquartzites micacés clairs et de micaschistes plissotés à grenats ;
- 50 m de micaschistes et de quartzites gris qui renferment encore des reliques de structures sédimentaires, par exemple des chenaux décimétriques de quartzites dans une matrice, ou encore des lentilles quartzieuses et même des stratifications entrecroisées ;

La Formation Swannell inférieure renferme :

- 50 m de métaquartzites micacés gris clair à grenat avec stratifications entrecroisées courbes, les micaschistes sont souvent très déformés, les crénulations sont nombreuses.

Coupe 2 : j'ai observé du Nord au Sud :

La Formation Swannell moyenne (350 m) qui contient :

- 30 m de micaschistes et de grits en bancs de 2 à 3 m ; la biotite est partiellement rétro-morphosée en chlorite ;
- 200 m plus riches en grits et métaquartzites ; les grenats commencent à apparaître ;
- 100 m de micaschistes vert clair (80%) à grenats rétro-morphosés et de métaquartzites mauves, qui constituent une dépression.

La Formation Swannell inférieure qui renferme à son sommet :

- 100 m de grits plus ou moins grossiers, gris, de métaquartzites micacés clairs, enfin des grits gris et des micaschistes situés dans l'axe de l'antiforme.

Une comparaison avec la coupe 1 nous montre que les grits sont plus épais vers le Sud dans la partie moyenne de la Formation Swannell.

Coupe 3 : elle est située au Sud de Cutbank Creek, on observe du NE au SW :

La Formation Swannell supérieure qui renferme :

- 250 à 300 m de grits verts, de psammites et de schistes qui constituent les sommets à l'Est de l'antiforme. Les grits sont massifs, mais de rares passées de schistes décamétriques sont décelables. A la base, les grits sont plus nombreux ; ils sont interstratifiés avec des passées pélitiques en lits centimétriques. Une schistosité pénétrative tardive ( $S_2$ ) est de règle. La base de cet ensemble renferme des micaschistes gris argenté très riches en muscovite.

La Formation Swannell moyenne (600 m) contient :

- 100 m de micaschistes à biotite et de métaquartzites de couleur marron. Des plis décamétriques synschisteux sont nombreux ;
- 80 m de métaquartzites micacés marron et de micaschistes (20 - 50%) ;
- 50 m de micaschistes à gros grenats euhédraux ;
- 200 à 250 m de grits massifs ;
- 100 m de métaquartzites micacés et micaschistes à grenats.

La Formation Swannell inférieure possède 30 à 40 m de quartzites et métaquartzites micacés clairs qui en constituent le sommet.

Cette coupe est quasiment complète ; Roots (1954) indique sur la carte d'Aiken Lake un peu au Nord de cette coupe, un banc de calcaire qu'il assimile au Cambrien inférieur. Il est vraisemblable que ce calcaire appartienne à la Formation Tsaydiz immédiatement sus-jacente. Dans cette coupe on note que la partie moyenne de la Formation Swannell continue de s'épaissir pour atteindre près de 600 m.

Coupe 4 : elle se situe sur la crête plus immédiatement au Sud.

Du Nord au Sud c'est-à-dire du haut vers le bas de la série on observe :

La Formation Swannell supérieure avec :

- 20 m de grits gris en bancs (0,5 à 0,8 m), le feldspath est millimétrique ;
- 15 m de grits marron qui alternent avec des schistes ;
- 20 m de grits (lits de 0,2 m) (20%), de métaquartzites micacés verts (40%) et de chloritoschistes ;

- 130 m de grits marron et verts, de quartzites verts et de schistes.  
La base de cet ensemble a une teinte verte, en raison de l'abondance de la chlorite ;
- 15 m de grits, de micaschistes verts et de quartzites fins (60%) ;
- 40 m de grits gris blanc; les grains de quartz centimétriques dans certains lits sont très étirés. Le quartz est polycristallin avec une extinction parfois onduleuse ;
- 20 m de micaschistes et métaquartzites micacés.

La partie supérieure de la Formation Swannell est essentiellement constituée de grits et métaquartzites micacés, la couleur gris-vert est caractéristique.

La Formation Swannell moyenne a une granulométrie plus fine, elle est moins résistante et de couleur marron, on y note :

- 80 m de quartzites marron en surface, verdâtres en cassure fraîche et de micaschistes argentés riches en muscovite. Plusieurs foliations, la dernière induisant un clivage de crénelation, ainsi que plusieurs linéations, apparaissent dans les phyllites ;
- 30 à 40 m de micaschistes à biotite, et de quartzites, qui présentent les mêmes déformations. La première schistosité est parfois déformée en plis décimétriques ;
- 60 m de quartzites verts en lits de 0,30 à 0,40 m (80%) et de micaschistes à grenats ;
- 150 m de métaquartzites micacés, de grits et de micaschistes forment un éperon et constituent avec les quartzites précédents la base de la Formation Swannell moyenne.

Coupe 5 : elle est située à l'extrême Sud de la chaîne d'Ingenika et à l'Ouest de la rivière Swannell. Elle permet l'observation de la partie inférieure de la Formation Swannell. Riches en métaquartzites clairs, les plis sont nombreux.

La Formation Swannell inférieure renferme :

- 80 m de métaquartzites micacés gris et blancs en bancs de 0,5 m. J'y ai observé des clastes noirs très étirés provenant d'anciennes boues. Les micaschistes sont riches en grenats et staurotide.  
Les métaquartzites micacés clairs renferment des grenats squelettiques (éch. 16).
- 30 m de micaschistes et métaquartzites micacés ;
- 100 m de grits et de métaquartzites micacés (80%), avec des interlits de micaschistes à grenats; une passée de métaquartzites blancs couronne le sommet.

La Formation Swannell moyenne contient :

- 50 m de micaschistes à grenats et de métaquartzites micacés gris. La superposition des déformations engendre parfois des lentilles micaschisteuses d'origine tectonique ;
- 100 m de métaquartzites gris et verts, couronnés par des métaquartzites blancs en lits de 0,3 à 0,4 m ;
- 70 m de métaquartzites micacés et micaschistes verts riches en grenats qui se terminent par un banc de 10 m de grits gris. Ils contiennent des clastes étirés de feldspaths millimétriques ;
- 30 m de schistes à muscovite, de métaquartzites micacés et de grits en proportions égales ;
- 15 m de grits verdâtres.

C. LES FACIÈS OCCIDENTAUX DANS LA CHAÎNE SWANNELL.

Les faciès orientaux sont riches en grits; ils possèdent une certaine logique, malgré d'importantes variations de faciès (dépôt turbiditique).

Les faciès occidentaux situés à l'Ouest de l'axe de l'antiforme ne renferment pas l'unité de grits massifs; ils sont souvent plus pélitiques avec de nombreuses passées calcaires. Il n'a donc pas été possible d'établir des corrélations entre les deux bords de l'antiforme (fig. 19).

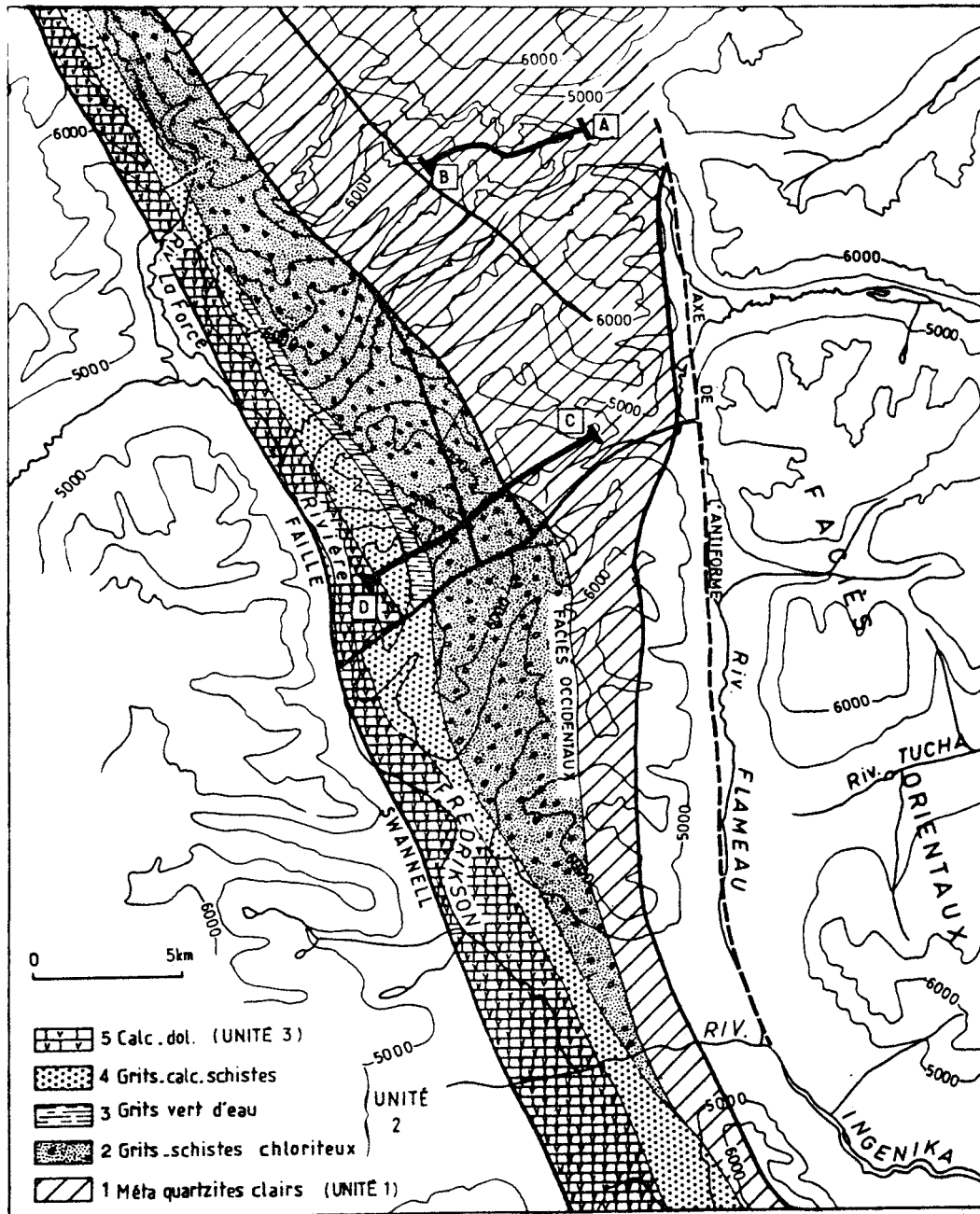


Fig. 19 - Les faciès occidentaux dans la chaîne Swannell.

Fig. 19 - Western facies in Swannell Range.

- unit 1 : 1. white metaquartzites.
- unit 2 : 2. grits, chloritoschists ; 3. green schists ; 4. grits calcschists.
- unit 3 : 5. limestones, dolostones.

Les faciès occidentaux se distinguent aussi par des intrusions granitiques qui révèlent des âges étranges pour cette partie de la Cordillère. Gabrielse et al. (1982) montrent que ces sills de quartz monzonites foliés recèlent plusieurs variétés de zircons, datés de  $429 \pm 10$  m.a., et  $353 \pm 10$  m.a., alors que l'on ne connaît aucun événement tectonogénique pour ces époques dans cette partie de la Cordillère.

L'arc de Kootenay, situé à l'Est du Shuswap renferme un couple d'âge similaire. Read (1976) a daté des clastes de phyllites métamorphiques trouvés près du Mont Thompson dans le groupe Lardeau de  $479 \pm 17$  m.a. Il attribue la première déformation de ces clastes et leur métamorphisme à un événement post-ordovicien moyen, pré-mississippien. A l'Ouest du Shuswap Okulitch et al. (1975) ont daté des intrusions granitiques aujourd'hui gneissifiées de  $372 \pm 6$  m.a. (Mont Fowler) et de  $449 \pm 20$  m.a. (Little Shuswap) (fig. 10b).

Les roches métamorphisées ou traversées par les granites, situées dans l'arc de Kootenay et le Shuswap apparaissent dans un même contexte structural polydéformé; les formations sont médiocrement datées du Protérozoïque au Mississippien.

Ces observations placent les faciès occidentaux dans un cadre particulier; l'âge n'est pas connu, la lithologie, la déformation et les datations géochronologiques ne sont pas connues latéralement, mais se retrouvent axialement.

#### 1. COUPE AU COEUR DES MONTS SWANNELL.

La première coupe commence à l'Ouest de Flameau Creek, on y relève d'Est en Ouest (fig. 20 A-B). Elle intéresse ce que nous appellerons l'Unité 1, dans laquelle on distingue

1. Un premier ensemble de roches très claires, constituées de sills granitiques hyperquartzeux, de métaquartzites micacés, de métaquartzites clairs et de grits, le tout très plissé; ainsi sur un flanc de montagne d'une centaine de mètres, il y a dix plis décamétriques aigus, en "arches gothiques" (voir Tectonique). Dans ces roches très recristallisées (texture en triple points), la foliation nette est soulignée par de la biotite dans le plan axial des plis. Un micaschiste typique a été analysé, il contient les pourcentages modaux suivants : quartz (28), plagioclase (8), grenat (4), biotite (23), muscovite (33), chlorite (2), zircon (2). Les sills sont de couleur claire, leur composition les rapprochent de monzonite quartzite (métamorphisés). Ils ont la composition modale suivante : quartz (16), plagioclase (40), microcline (31), biotite (7), muscovite (2), calcite et ankérite (1). Les minéraux accessoires sont l'allanite, l'apatite et le zircon.

Les datations absolues ont livré les âges suivants : 429, 353 et 101 m.a. Elles seront discutées dans le chapitre Tectonique.

2. Un deuxième ensemble qui comprend :

- 10 m de roches sombres, en raison de l'abondance de biotite, et tachetées par des porphyroblastes d'oligoclase. Ces néocrystallisations masquent maintenant l'ancienne roche qui aurait pu être d'origine éruptive. Les cristaux de biotite et d'oligoclase sont centimétriques; l'épidote et le grenat, postérieurs à la formation des porphyroblastes de biotite sont millimétriques. De nombreuses zones réactionnelles apparaissent entre l'épidote et le quartz. Une foliation tardive enveloppe les différents minéraux. La composition modale est la suivante : quartz (37), oligoclase (29), biotite (36), grenat (1), zircon (1). Les minéraux accessoires sont la zoisite, la chlorite, la tourmaline ;

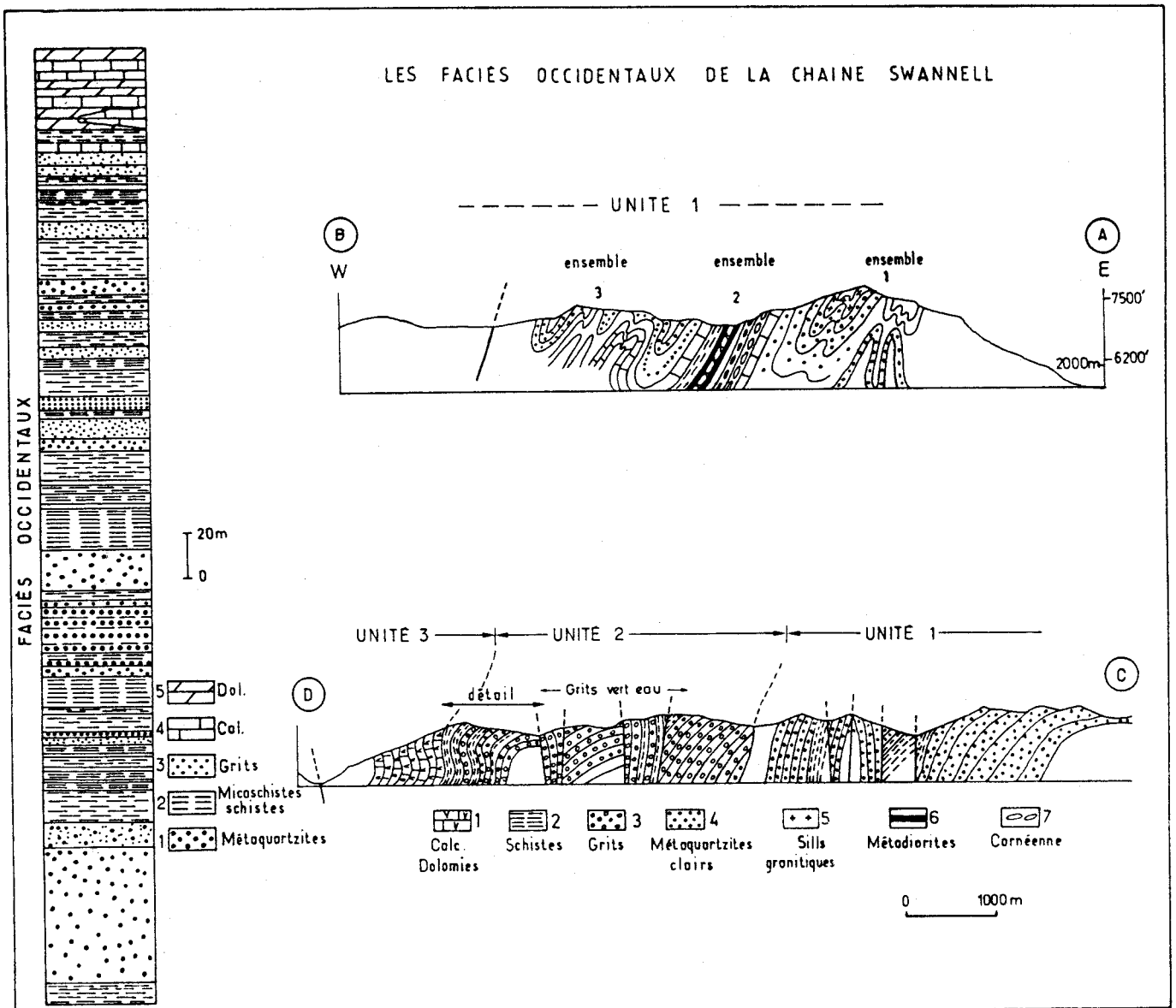


Fig. 20 - Coupes à l'Ouest de la chaîne Swannell.

Fig. 20 - Cross-sections through western Swannell Range.

- 1. limestones, dolomites ; 2. schists ; 3. grits ; 4. white metaquartzites ;
- 5. granitic sills ; 6. metadiorites ; 7. hornfels.

- 5 m d'une ancienne diorite, aujourd'hui foliée et qui renferme de la pistachite, zoisite, calcite, biotite et quartz. A son contact, une zone réactionnelle de plusieurs mètres s'est développée, particulièrement riche en oligoclase et biotite.
- 20 m de métaquartzites clairs, de grits ;
- 2 m de marbres riches en quartz ;
- 40 m de micaschistes riches en porphyroblastes d'oligoclase entourés par une foliation postérieure (éch. 78 F), et de grits. L'oligoclase fossilise une première foliation plissée et peut être  $S_2$ .
- 2 m de marbres aux structures transposées.

3. Un troisième ensemble est caractérisé par des métasédiments clairs très plissés (comme le premier ensemble) ; on y retrouve surtout des métaquartzites micacés, des micaschistes.

Ces trois ensembles sont uniques dans les monts Swannell par leur lithologie, leur type de déformation et leur histoire géochronologique complexe. Pour ces raisons ils sont rattachés aux faciès occidentaux et ils constituent une partie de l'unité 1, sans que leur position dans cette unité ne soit connue.

## 2. COUPE A L'OUEST DES MONT'S SWANNELL.

La coupe se situe un peu plus au Sud à la limite des cartes de Mac Connell Creek et de Toodoggone ; elle commence près de Flameau Creek à l'Est et se termine à Frederikson Creek à l'Ouest. J'y ai observé trois unités : coupes C-D (fig. 20).

L'unité 1 renferme :

. Un premier niveau qui constitue le bord occidental de l'antiforme asymétrique; les pendages sont plus forts sur ce flanc (70 à 80°). L'essentiel est constitué de métaquartzites micacés et de leptynites clairs à grenats. L'épaisseur n'est pas connue.

. Un second niveau de métaquartzites micacés clairs, plus riches en métapélites, parfois très sombres et en micaschistes; des quartzites gris et des grits y apparaissent localement. Des minéraux de métamorphisme sont fréquents : grenat, biotite, et amphibole verte. Des failles et des plis affectent ce secteur. Ce niveau se différencie du précédent par un enrichissement en passées à granulométrie plus forte.

Ces deux niveaux sont à rattacher à l'unité 1 décrite sur la coupe précédente. Des failles à grand rejet affectent ce secteur et la coupe se poursuit par des roches épimétamorphiques qui constituent l'unité 2.

L'unité 2 renferme :

- 100 m de grits de teinte vert clair très caractéristique, quelques quartzites marron et quelques schistes sont interstratifiés ;
- 40 m de schistes gris finement clivés; au sommet des bancs de quartzites verts et des bancs de calcaires marron apparaissent ;
- 60 m de schistes gris vert, de métaquartzites, et de rares grits (10%) ;
- 40 m de schistes vert eau, riches en gros cubes de pyrite; quelques bancs métriques de grits et de quartzites sont interstratifiés ;
- 80 m de quartzites, grits en bancs métriques interstratifiés par des schistes verts ;
- 40 m de schistes verts qui renferment les derniers bancs métriques de grits.

Le passage à l'unité 3 se marque par la disparition des grits puis par l'apparition de premiers bancs calcaires. Cette coupe est assez proche de celle levée sur le bord occidental de la chaîne de Wrede; on y retrouve les grits vert eau et les grits gris vert. De nombreuses failles paraissent faire disparaître ici une partie des grits.

### 3. COUPE DANS LA CHAÎNE DE WREDE.

Cette coupe fait suite à celle décrite dans le paragraphe relatif aux faciès orientaux de la chaîne de Wrede (fig. 16).

L'unité 1 composée de métaquartzites clairs n'apparaît pas.

L'unité 2 y est bien exprimée, mais de nombreuses failles empêchent là aussi l'établissement d'une coupe continue.

Le sommet de l'unité 2 renferme :

- 100 m de grits, de grès et de schistes verts. La base est grossière, les lits sont épais (0.60 m), et les clastes de feldspath détritique bien visibles à l'oeil nu. Le sommet est plus fin et les alternances schiste - quartzite dominant ;
- 150 à 200 m de quartzites, de grits et de schistes marron. Au-dessus d'une base riche en quartzites, on passe à des bancs massifs de grits marron puis à des phyllites, quartzites et grits toujours beige clair à marron. Des shales gris très finement schistosés apparaissent sous le dernier niveau de grits épais de 50 à 60 m. Un lit particulièrement grossier a été observé; il renferme des galets verdâtres de 10 à 15 cm.

La transition avec l'unité 3, s'effectue avec l'établissement d'une sédimentation plus carbonatée; on note :

- 20 m de grits beige, les clastes de quartz et de feldspaths sont centimétriques; l'altération de ces derniers est importante ; un ciment calcaire apparaît sporadiquement ;
- 10 m de calcaires bleu-acier bien lité. La recristallisation est importante; le grain régulier est aplati par une schistosité de flux ;
- 10 m de grits; les clastes de quartz sont polycristallins, le feldspath est perthitique ou maclé en échiquier ;
- 80 m d'un ensemble qui contient 80% de schistes gréseux gris vert déformés par une schistosité de crénulation, et piquetés de rouille par des oxydes de fer, 10% de quartzites roux plus grossiers, le grain peut atteindre le millimètre, et 10% de grits. La pyrite est commune dans ces trois types de roche ;
- 15 m de calcaires gris bleu et de schistes ;
- 3 m de quartzites roux ;
- 10 m de calcaires roux, en lits centimétriques ;
- 10 m de calcaires gréseux, qui alternent avec des microconglomérats beiges riches en clastes calcaires, constitués par des agrégats oolithiques centimétriques (botryoidal lumps) identiques à ceux rencontrés dans les Formations Espee et Rosella.

Les clastes sont anguleux, leur origine ne devait pas être lointaine.

Des lentilles de calcaires de quelques centimètres apparaissent dans les fractions détritiques. Il existe alors une dualité entre la sédimentation détritique grossière et la sédimentation carbonatée que l'on connaît par ailleurs.

Des calcschistes assurent le passage aux calcaires francs très plissés. Une première phase de déformation se concrétise par une schistosité de flux (aplatissement de la calcite, alignement des phyllites). Une seconde phase reprend l'ensemble et donne des plis similaires métriques associés à une schistosité axiale qui se traduit par un clivage de crénulation dans les phyllites.



**Remarques.**

Cette coupe montre les différences lithologiques qui apparaissent entre la Formation Tsaydiz située sur le bord oriental de la chaîne Swannell et les faciès occidentaux. A l'Ouest, les grits et les passées grossières se situent à une centaine de mètres sous les premiers calcaires; de plus des clastes d'agrégats d'oolithes (d'origine algaire) ont été observés; il faut admettre une source proche pour ces débris anguleux et soit la présence de hauts fonds avec des tempêtes intermittentes ou de forts courants, soit une grande extension de la plate-forme - A l'Est de la chaîne Swannell, la Formation Tsaydiz est plus riche en shales et pélites; elle est épaisse de plusieurs centaines de mètres, sans détritique grossier (voir fig. 27).

**4. COUPE DANS LE CHAÎNON DE LAY.**

Les roches présentant les faciès occidentaux sont en contact au Sud, avec les terrains volcano-sédimentaires du Trias, au Nord, avec des métaquartzites déformés appartenant peut être à l'unité 1.

Effectuée au SW du Mont Lay, cette coupe est complémentaire de la précédente. On observe de bas en haut (fig. 21) et d'Est en Ouest :

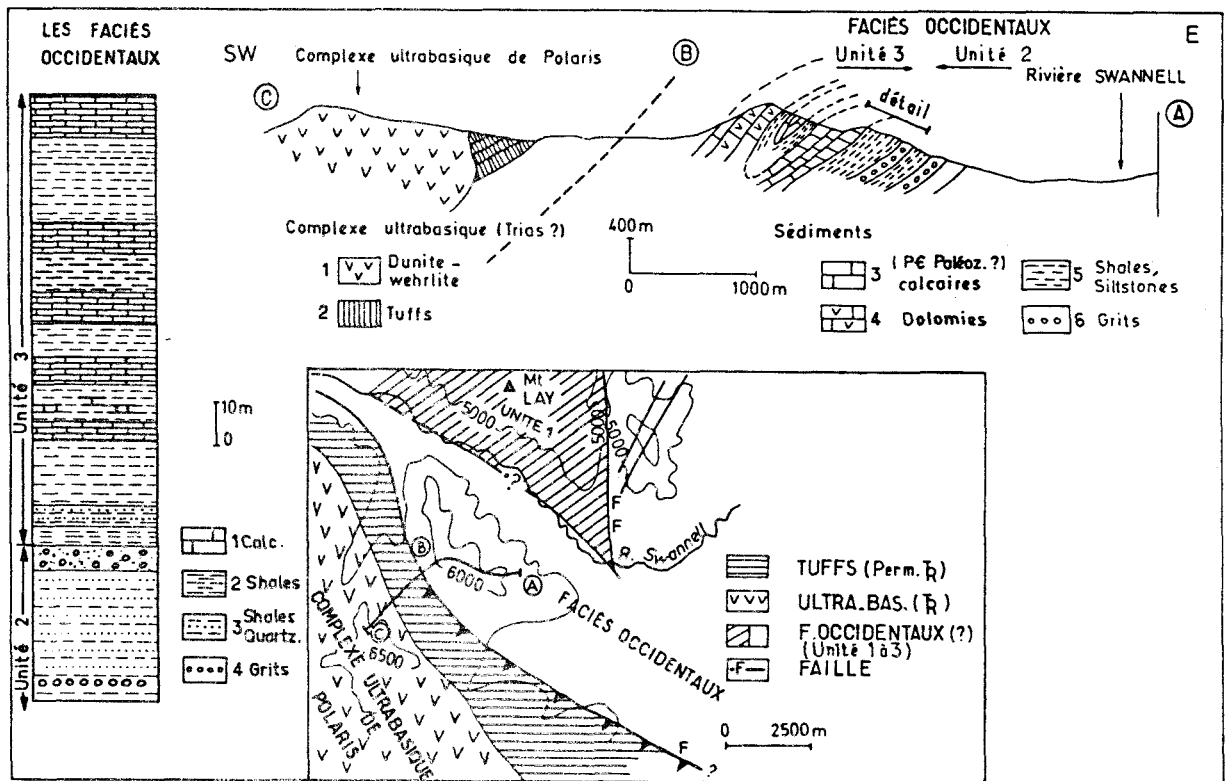


Fig. 21 - Les faciès occidentaux (chaînon de Lay).

Fig. 21 - Western facies (Lay Range) Cross section.

- Triassic : 1. dunite, wehrlite ; 2. tuffs.
- Paleozoic, Precambrian : 3. limestones ; 4. dolostones ; 5. shales, siltstones ; 6. grits.

- 20 m de quartzites verts et de schistes verts, les grains sont visibles (1-2 mm) ;
- 30 m d'une alternance régulière de schistes verdâtres et de quartzites marron ;
- 6 m de grits beige à grains centimétriques en lits de 0,20 à 0,30 m; les clastes (50%) sont essentiellement du quartz mono et polycristallin, le ciment est uniquement quartzeux (grains de quelques dizaines de microns).

- Certains lits sont légèrement calcaireux; ils sont très déformés et se rapprochent de mylonites. On y observe des grains de quartz très étirés qui moulent les clastes plus gros et un aplatissement important de tous les constituants qui donne à la roche une texture ocellée ;
- 25 m de calcaires et calcschistes grisâtres.
- Le sommet passe en transition à des calcaires marmoréens en bancs de 0,50 m où l'on reconnaît :
- 10 m de calcaires marron avec de rares interstratifications de pélites ;
- 20 m de calcaires gris et crème saccharoïdes, avec de nombreuses veines de calcite déformées ;
- 15 m de calcaires crème et de schistes chloriteux de teinte vert eau ;
- 20 m d'une alternance centimétrique de phyllites grises et de calcaires marron ;
- 20 m de calcaires bleus à lamines nettes qui apparaissent au coeur d'un pli métrique.

Remarques.

Ce secteur proche de l'intrusion ultrabasique de Polaris (attribué au Trias; Irvine, 1974) est très déformé et faillé. Des niveaux mylonitiques sont fréquents. Lithologiquement on y décèle un passage rapide des grits aux carbonates; l'équivalent de la Formation Tsaydiz serait réduit à une soixantaine de mètres. Les grits sont grossiers et, dans une coupe proche (à l'Est du mont Lay), des stratifications obliques déversées en U et en V sont interprétées par Mc Kee (1963) comme des déformations produites dans un matériau hydroplastique avant ou pendant le dépôt de la couche susjacente; cette dernière peut éroder et tronquer ce pli syn-sédimentaire. Ce type d'écoulement se produit par gravité sur une pente relativement faible; la fermeture du pli donne le sens de l'écoulement; la pente serait dirigée vers le SE, les plis ayant un axe voisin de 310°N.

5. CONCLUSIONS SUR LES FACIES OCCIDENTAUX : LEUR AGE POSSIBLE.

- L'unité 1 est constituée de métaquartzites blancs très déformés et de nombreux sills datés qui laissent apparaître des événements au Paléozoïque, tout à fait inconnus sur la plateforme de Cassiar. Cette unité est en contact par failles avec les ensembles connexes; elle est toujours affectée par un métamorphisme mésozonal. Elle peut constituer l'autochtone relatif.
- L'unité 2 renferme des grits et des roches pélitiques faiblement métamorphisées. On y distingue 3 niveaux :
  - 150 m à 200 m de grits, de quartzites et de schistes de teinte verte ;
  - 200 m de roches similaires, mais de teinte marron ;
  - 80 m de quartzites marron, de shales gris souvent finement lités à l'aspect soyeux et de quelques bancs de calcaires.
- L'unité 3 est riche en carbonates et en pélites. Le passage aux carbonates francs s'effectue sur une vingtaine de mètres, par une alternance de bancs de calcaires gris et bleus massifs et de shales gris à l'aspect soyeux.

La partie sommitale de cette unité est constituée par une centaine de mètres de calcaires jaunes et bleus parfois dolomitisés. Une faille la met au contact des formations du Paléozoïque supérieur et du Trias.

Il n'a pas été trouvé de fossiles dans ces unités, mais à 30 km au Sud du mont Lay, au Nord de la rivière Osilinka, Roots (1954) décrit dans le même ensemble structural (fig. 9), une succession lithologique assez proche. Il y distingue des calcaires de couleur grise et ivoire (unité 3) qui alternent avec des schistes chloriteux et des quartzites (unité 2);

L'ensemble est fortement déformé par des plis d'axe NNE et en contact par faille avec le groupe Tenakihi (Swannell inférieur ou unité 1).

Les calcaires renferment (collection F 1R (1946) et 15229 (1947)) :

*Ajacicyathus purcellensis* OKULITCH

*A. clarus* VOLOGDIN

*A. osilinka* sp. nov.

*Coscincyathus* sp.

*Dendrocyathus inexpectans* sp. nov. OKULITCH

*Protopharetra rootsi* sp. nov.

*Archaeocyathus* cf. *A. atlanticus* BILLINGS

*Cambrocyathus* sp.

L'ensemble est attribué au Cambrien inférieur; les faunes sont équivalentes de celles rencontrées dans la Formation Rosella.

Au Sud de la rivière Osilinka, Gabrielse (1975) décrit un ensemble dolomitique épais de 300 mètres, qui semble recouvrir le Cambrien inférieur. Il est en partie attribué au Silurien - Dévonien moyen.

Les faciès occidentaux ont des caractères lithologiques particuliers d'une plate-forme carbonatée, sur laquelle les niveaux seraient condensés. Les faciès décrits dans les unités 2 et 3 sont assimilés à ceux rencontrés au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur, ils seraient ici beaucoup moins épais et parfois plus grossiers. Ils peuvent faire partie des faciès de transition avec l'océan, situés sur le bord occidental de la plate-forme de Pelly Cassiar. Dans ce cas, ils seraient à rattacher aux faciès de transition décrits à la fin du chapitre Stratigraphie. A l'Ouest des monts Cariboo dans un contexte structural similaire, Struik (1984) décrit des calcaires cambriens qui affleurent en fenêtre sous le Trias volcanique du bloc Stikine, à l'Ouest des faciès de transition.

#### D. LA FORMATION SWANNELL DANS LA CHAÎNE RUSSEL.

Elle se situe à l'Est de la chaîne Swannell et renferme des terrains d'âge Précambrien et Paléozoïque inférieur. Cette chaîne est encadrée de failles parfois plissées.

La succession lithologique observée est proche de celle rencontrée dans la chaîne Cassiar à l'Ouest de la chaîne Kechika, et dans la chaîne des Cariboo. Elle renferme une succession identique à celle observée dans la chaîne Swannell mais avec des termes plus récents, alors qu'elle diffère totalement de celle observée dans les Montagnes Rocheuses.

Les terrains les plus anciens appartiennent à la Formation Swannell; ils affleurent dans la chaîne de Russel au Nord du lac Pelly (fig. 22).

L'ensemble de cette chaîne forme un vaste anticlinorium déversé vers le Sud-Ouest dans de vastes plis d'amplitude hectométrique; l'exagération de ces plis engendre des chevauchements bien développés à l'Ouest de la chaîne.

La chaîne Finlay est entourée par des domaines métamorphiques; la chaîne de Wolverine au Sud, la chaîne Sifton au Nord, à l'Ouest elle repose sur le Groupe Kechika (Cambrien - Ordovicien) qui renferme du chloritofide et de la chlorite.

La coupe permet de comparer les différents blocs; il n'a pas été possible d'effectuer une coupe continue et complète de la Formation Swannell.

Le chaînon de Russel est un vaste anticlinorium déversé vers le Sud-Ouest, dont le coeur affleure à l'Ouest d'Ed Bird Creek (carte de Fort-Grahame) jusqu'à Mac Graw Peak au Nord (carte de Ware).

La Formation Swannell supérieure contient d'Est en Ouest, en série inverse :

- 30-40 m de grits et micaschistes argentés ;
- 50 m de quartzites blancs et verdâtres, de micaschistes à micas blancs ;
- 15 m de calcaires marmoréens et de micaschistes argentés riches en muscovite et microplissés ;
- 15 m de grits et de quartzites. Les grits passent à des conglomérats quartzeux qui renferment des galets décimétriques très aplatis. Les grains de quartz sont polycristallins; la matrice détritique est riche en muscovite et en quartz de petite taille ;
- 20 m de calcaires gris, débités en fines plaquettes, qui deviennent plus gréseux vers le sommet ;
- 30 m de grits parfois grossiers (clastes de 2 à 3 cm) et de lits plus fins quartzeux, des lentilles calcaires centimétriques apparaissent au sommet ;
- 10 m de quartzites marron qui alternent avec de fins lits pélitiques, affectés de plis similaires décimétriques ;
- 5 m de grits marron, en lits de 0,20 à 0,30 m, les clastes de feldspath et de quartz atteignent 2 à 3 cm. Un granoclasement positif apparaît fréquemment ;
- 10 m de grits et de métaquartzites qui terminent la Formation Swannell supérieure.

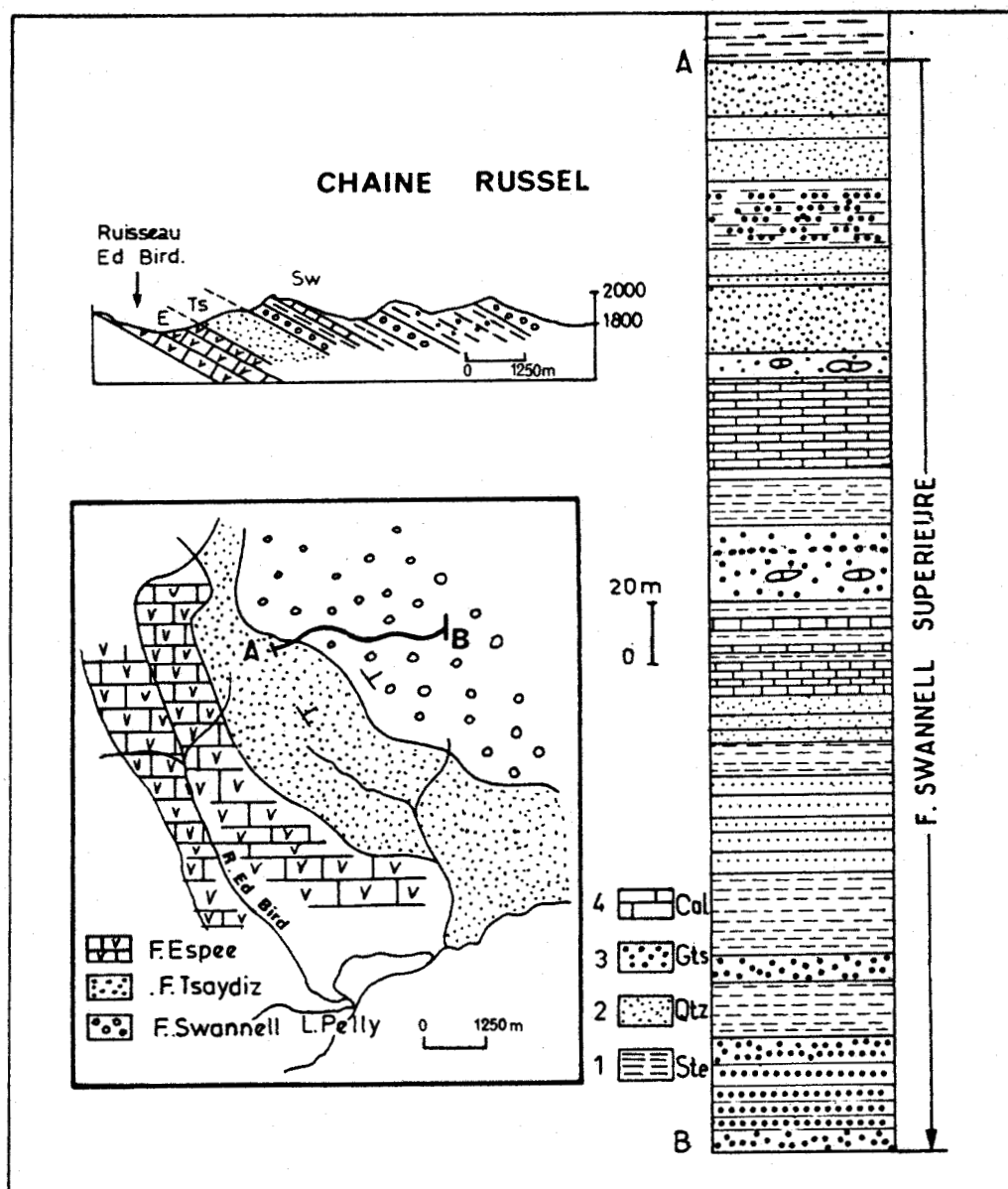


Fig. 22 - La Formation Swannell (chaîne Russel).

Fig. 22 - Swannell Formation in Russel Range.

- Map : 1. Swannell F. ; 2. Tsaydiz F. ; 3. Espee F.

- Section : 1. siltstones ; 2. quartzites ; 3. grits ; 4. limestones.

De nombreux replis et des failles affectent ce secteur; l'épaisseur est délicate à estimer.

Roots (1954) estime l'épaisseur de la Formation Tsaydiz à 200 et 300 m et la Formation Swannell atteindrait un millier de mètres.

Les microconglomérats sont plus grossiers que dans la chaîne Swannell, les passées de clastes centimétriques ne sont pas rares. Les clastes sont essentiellement des grains de quartz mono et polycristallins, seuls de rares débris de roches ont été observés, ils sont formés de quartz, muscovite et feldspath. Le feldspath, plus petit, est : soit de l'oligoclase ou de l'andésine maclé, soit encore des perthites. Leur altération est faible, mais ils sont souvent fracturés. Les clastes initialement bien arrondis ont été étirés et recristallisés (ombres de pression) par la tectonique ultérieure.

## E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION SWANNELL ENTRE LE 56°N ET LE 58°N

L'étude de cette formation montre qu'elle peut être divisée en plusieurs niveaux plus ou moins continus sur toute les chaînes Swannell et Finlay (fig. 15b et 17)

Dans les faciès orientaux on note :

- Une Formation Swannell inférieure :

Elle est riche en métaquartzites micacés et leptynites claires souvent blanches; en son coeur quelques lits de marbres gréseux ont été observés. La recristallisation est intense, avec une texture en triple points, caractéristique du recuit subit. Des structures sédimentaires (granoclassement, stratification entrecroisée) sont encore visibles, alors que toutes ces roches appartiennent au faciès amphibolite; la biotite, le grenat et parfois la stauroidite et le disthène sont fréquents. La base de la Formation Swannell inférieure n'est pas connue et son épaisseur ne peut être évaluée. Elle correspond assez bien au Groupe Tenakihî tracé sur la carte d'Aiken Lake (Roots (1954).

- Une Formation Swannell moyenne :

Elle est constituée de sédiments détritiques grossiers, avec le premier envahissement des microconglomérats feldspathiques (grits). Ils alternent avec des quartzites et des micaschistes. Des structures sédimentaires sont préservées dans ce niveau : la base des bancs de grits massifs présente des figures d'affouillement ; des structures en flammes sont fréquentes. A la base de ces bancs on observe un granoclassement; les éléments les plus grossiers, centimétriques (décimétriques dans les Monts Finlay) s'amenuisent sur quelques centimètres. Ces structures, communes dans les bancs massifs (2 à 3 m) de grits, sont moins fréquentes dans les bancs plus fins.

Des galets d'ardoises noires et parfois de calcaires sont relativement fréquents; ils peuvent provenir de la destruction de roches en voie de lithification.

Les structures observées, le contact de base des grits toujours francs, le passage relativement régulier à des boues en quelques mètres, le caractère cyclique de ces observations suggèrent des dépôts de type turbiditique. Les séquences relevées sont proches de celles décrites par Bouma (1962), les séquences A - E se révèlent les plus fréquentes, les séquences intermédiaires bien que plus rares ont été observées.

La teinte générale est grise à gris vert, sauf dans la partie sommitale, péritique, altérée en marron. Les conditions d'affleurement sont assez mauvaises en raison du peu de dureté des horizons rencontrés qui très souvent forment les fonds de vallée (dans ce niveau la biotite fait son apparition). Les variations latérales sont très rapides; la partie basale riche en grits s'épaissit vers le Sud.

La limite sommitale de la partie moyenne de la Formation Swannell est marquée par un niveau de micaschistes et de quartzites marron à biotite.

L'épaisseur totale est proche de 600 à 700 m.

- Une Formation Swannell supérieure.

C'est le domaine des grits massifs; deux niveaux épais de plus de 200 m arment le coeur de cet ensemble.

Dans le premier niveau la teinte dominante est gris vert; le seul minéral de métamorphisme qui apparaît est la chlorite. Les structures sédimentaires sont relativement bien conservées, chenaux et stratifications entrecroisées possèdent des foresets arqués. Les chenaux ont une direction de 130 à 150°N, comme les ripple marks, alors que les directions mesurées sur les feuillets des stratifications obliques ont une direction de 200 à 230°N (fig. 24). Une disposition tourbillonnaire des particules en suspension est parfois observée dans des figures d'affouillement à la base des bancs massifs.

Le deuxième niveau se distingue essentiellement du précédent par sa couleur marron à beige. On y relève une lithologie comparable avec parfois quelques rares bancs calcaires au sommet; les pélites sont aussi plus nombreuses; elles alternent avec des bancs de quartzites verdâtres. Au fur et à mesure que l'on se rapproche du sommet de la Formation Swannell, riche en pélites. Des "nodules" calcaires sont observés près du Fossé des Montagnes Rocheuses; il peuvent traduire l'installation des premières conditions favorables à la précipitation du  $\text{CaCO}_3$ .

Les clastes les plus grossiers ont été observés à l'Est, dans la chaîne Russel, ainsi qu'à l'Est de la chaîne Swannell. L'épaisseur de ce niveau est supérieure à 1000 mètres.

Les différents caractères levés dans la Formation Swannell suggèrent des dépôts de type turbidite. Quatre traits sont usuels dans les lits de turbidite :

- a) les structures à la base des lits
- b) le granoclassement
- c) une succession connue de structures internes
- d) un fort pourcentage de matrice.

## F. LE GROUPE KAZA (MONTS CARIBOO).

La Formation Swannell disparaît au Sud à la faveur de la culmination du complexe métamorphique de Wolverine. Il faut se rendre dans les monts Cariboo, 300 kilomètres au Sud de la chaîne de Swannell pour retrouver la formation équivalente, bien exprimée dans l'anticlinorium des Premiers et le synclinorium du lac d'Isaac (fig. 23).

### 1. LA COUPE TYPE (NORD DES MONTS CARIBOO).

Ce groupe a pour localité type le parc de Bowron (Sutherland Brown, 1963). L'essentiel de la chaîne d'Omineca est formée par le groupe Kaza dans cette partie des monts Cariboo où il constitue l'armature de la chaîne.

Selon Sutherland Brown (1963), le groupe Kaza, d'une puissance supérieure à 4000 m, renferme pour l'essentiel des grits qui alternent avec des phyllites grises et argentées et des quartzites micacés feldspathiques de teinte marron. Les quartzites se groupent en unités de 60 à 90 m. Sutherland Brown publie en 1963 une des rares coupes connues; elle est reproduite ici. De nombreux replis et failles affectent cette coupe; l'auteur n'en avait pas tenu compte.

Au-dessous de la Formation Isaac (équivalente de la Formation Tsaydiz) affleurent :



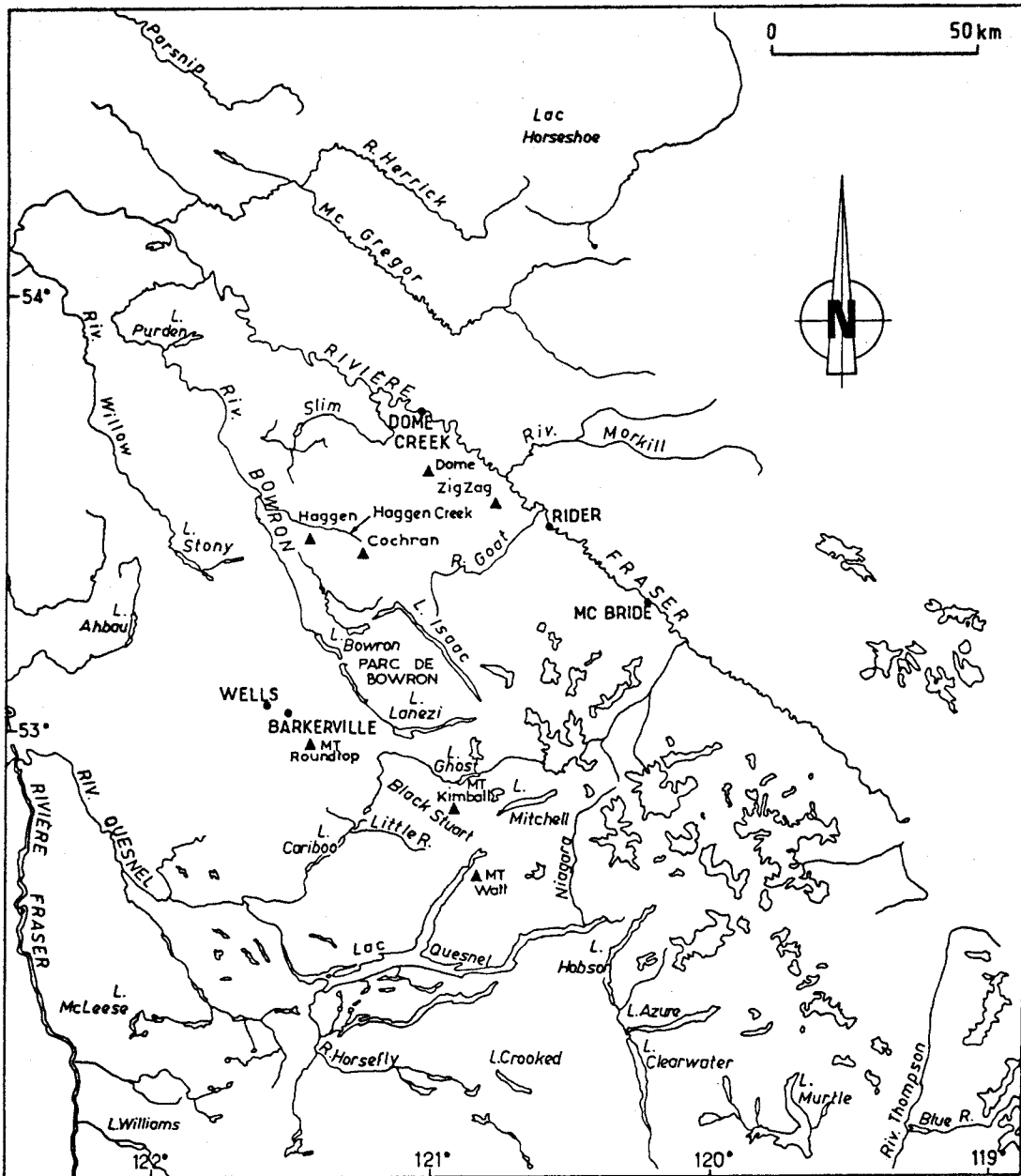


Fig. 23 - La toponymie dans les  
Monts Cariboo.

Fig. 23 - Major geographic  
features in Cariboo  
Mountains.

- 30 m de quartzites micacés grossiers, interstratifiés de grits et de schistes verts ;
- 300 m de quartzites micacés et de schistes verts ;
- 30 m de quartzites micacés grossiers ;
- 180 m de quartzites micacés et de schistes verts ;
- 500 m de quartzites micacés, de schistes verts et grits ;
- 180 m de quartzites micacés grossiers et de grits ;
- 230 m de quartzites micacés et de schistes ;
- 200 m de schistes verts interstratifiés par 30% de quartzites micacés ;

- 100 m de grits et quartzites micacés ;
- 150 m de quartzites micacés et rares schistes verts ;
- 400 m de quartzites micacés et de schistes verts ;
- 1000 m de schistes verts, métasiltstones et quartzites micacés.

Sur les 4000 m de cette coupe, il apparaît que la grande majorité des lits grossiers et presque tous les grits sont confinés dans les 2500 mètres supérieurs et plus particulièrement dans les 1500 premiers mètres. Cette série est affectée par un métamorphisme de type schiste vert, riche en chlorite. La biotite et le grenat apparaissent dans le Sud Ouest du parc provincial de Bowron. Ce métamorphisme semble conforme aux structures.

Il est vraisemblable que les grits de la partie supérieure soient équivalents des grits massifs de la Formation Swannell supérieure; la biotite apparaît dans les niveaux sous-jacents.

## 2. COUPE AU SUD DES MONTS CARIBOO.

Pell et Simony (1984) proposent une coupe complète du groupe hadrymien de Kaza, située au Sud des monts Cariboo, entre les rivières Thompson et Azure. L'épaisseur totale est de 3800 mètres. On y distingue trois unités :

- 1700 m de grits massifs (Kaza supérieur) ;
- 1400 m de grits, de micaschistes et de métaquartzites (Kaza moyen).

Dans cette unité, on note deux marqueurs : un niveau de micaschistes marron, qui constitue la limite avec l'unité supérieure et un niveau de quartzites roses et verts.

- 700 m de micaschistes, de métaquartzites avec de rares bancs de marbre; les grits sont absents (Kaza inférieur).

Ces trois unités sont tout à fait comparables à celles reconnues dans la chaîne Swannell (fig. 18).

Dans les monts Cariboo, le Groupe Kaza repose sur le Groupe Horsethief Creek qui est souvent fortement métamorphisé.

A l'Ouest du synclinorium de Black Stuart, au delà de la faille Pleasant Valley, les faciès qui constituent le groupe Snowshoe semblent fondamentalement différents. Struik (1980, 1983) suggère que ce groupe soit l'équivalent distal de l'ensemble de la séquence précambrienne et paléozoïque; on n'observerait donc pas les grits typiques, massifs et épais de plusieurs centaines de mètres dans le Groupe Snowshoe.

Il est donc évident que les corrélations entre les "grits units" posent problèmes car elles sont multiples (Protérozoïque à Paléozoïque supérieur) et ubiquistes.

## 3. CONCLUSIONS ET PROBLEMES RELATIFS AU GROUPE KAZA (tableau 6).

a) Pell et Simony (1981 - 1982) proposent pour la première fois des corrélations différentes de celles utilisées jusqu'alors au Sud de la Colombie Britannique. Le Groupe Horsethief Creek se situerait en-dessous du Groupe Kaza tel que défini précédemment. Jusqu'alors, les Groupes Kaza et Cariboo avaient été corrélés avec le Horsethief Creek (Gabrielse, 1972 ; Young et al., 1973 ; Brown et al., 1978 ; Poulton et Simony, 1980). Si le Groupe Horsethief Creek est situé stratigraphiquement sous le Groupe Kaza, le marbre moyen qu'il renferme ne peut être assimilé à la Formation Cunningham qui se situe au-dessus du Groupe Kaza.

La cartographie de Struik et Mansy (1984) montre l'existence d'un chevauchement entre le Groupe Cariboo et le Groupe Horsethief Creek qui appartient aux faciès de transition et peut-être corrélé *pro-parte* au Groupe Snowshoe.

b) Les isogrades du métamorphisme (biotite, grenat, disthène, staurotide et sillimanite) sont reserrés et parallèles aux grandes structures dans les monts Cariboo, comme dans la chaîne Swannell (Mansy, 1980b).

c) Quelques dizaines de kilomètres plus au Nord, dans la chaîne Premier affleure un vaste anticlinorium constitué par le groupe Kaza. La stratigraphie n'y est pas encore bien connue mais Murphy et Journeay (1982) retrouvent les faciès carbonatés et conglomératiques. Lorsque le métamorphisme est élevé (disthène, staurotide) les structures sédimentaires restent préservées. Ils concluent que les grès et conglomérats se sont déposés dans un milieu de type turbidite où apparaissent toutes les figures sédimentaires déjà décrites. Ils pensent que ce sont des dépôts de cônes alluviaux sous marins proximaux, avec des séquences de Bouma de type A E et A C E, un important rapport grès/shale et des chenaux dans lesquels les variations latérales de faciès apparaissent.

## G. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA FORMATION SWANNELL ET LE GROUPE KAZA.

Le groupe Kaza, comme la Formation Swannell constituent un milieu de dépôt profond, peu éloigné de la marge. Les faciès observés présentent des caractères de turbidites proximales qui sont rencontrées depuis le Yukon au Nord (bassin de Selwyn) jusqu'au Sud de la Colombie Britannique.

### 1. LE SOCLE.

#### a. AU NORD DE LA CORDILLERE.

Le Supergroupe de Windermere s'est déposé dans un vaste bassin qui auparavant était marqué par des sédiments de plate-forme peu profonde dans lesquels les faciès sont ceux d'une plate-forme carbonatée de haute énergie, parfois ceux d'un bassin épicrotonique (Aitken, 1981, pour sa description du Groupe Little Dal dans les Montagnes Mackenzie). Sur ceux-ci, des formations sédimentaires marines, glaciomarines et peut être glaciaires s'installent sur toute la Cordillère. Les diamictites ont été reconnues jusqu'au Sud des Etats Unis où elles atteignent parfois plus de 1000 m (Stewart et Suczek, 1977). Ces formations sont accompagnées de formations ferrifères d'origine hydrothermale et d'un réseau de failles crustales complexes, qui va guider la paléogéographie et les structures jusqu'au Mésozoïque (Eisbacher, 1981; Lis et Price, 1976). Le contact entre le Protérozoïque moyen et les formations glaciaires susjacentes est souvent marqué par une discordance majeure; il est rarement observé sauf peut être au Yukon, dans les territoires du NW et dans la chaîne Muskwa (fig. 12). Le passage latéral est drastique entre les carbonates de plate-forme situés au SW et les dépôts conglomératiques et turbiditiques de bassins situés à quelques kilomètres plus au NE (Eisbacher, 1981). Ces derniers faciès passent insensiblement aux grits caractéristiques du Supergroupe de Windermere.

- les grits se sont accumulés au bord d'une marge découpée par de nombreuses failles; les paléopentes étaient fortes; elles furent le siège de slumping et parfois d'olistostromes. Les paléocourants révèlent une origine NE (fig. 24).

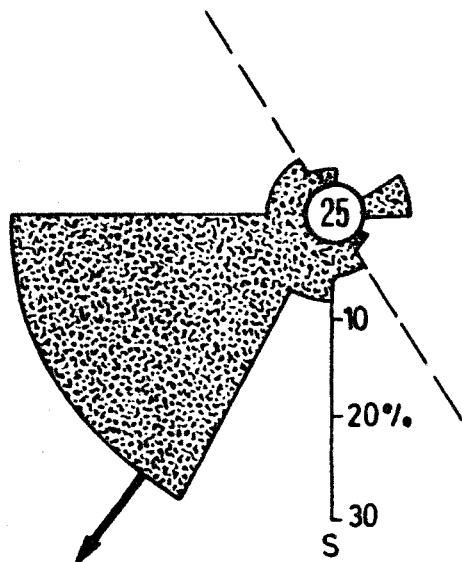


Fig. 24 - Les paléocourants dans la Formation Swannell.

25 mesures ont été effectuées dans les stratifications entrecroisées. La ligne en pointillé représente la direction moyenne de ripple-marks.

Fig. 24 - Rose diagram showing paleocurrent directions.

(25 mesures) Dashed line represents average trend of ripple-marks

b. AU SUD DE LA CORDILLERE.

Le Supergroupe de Belt-Purcell est épais de plus de 11 km au Sud du Canada (Reesor, 1973) et de près de 25 km au Montana (Harrison, 1972). Il a été interprété comme une période initiale de rifting (Price, 1981). Durant cette période, un énorme bassin d'accumulation se serait créé au travers des structures anciennes de bouclier.

Stewart (1972) propose un rifting plus tardif qui serait synchrone de la sédimentation du Supergroupe de Windermere (900 - 600 m.a.). L'essentiel de la sédimentation détritique trouverait son origine dans l'érosion des dômes créés lors de la phase thermique initiale. La sédimentation carbonatée se produirait à la fin de l'érosion lors de la destruction des dômes; elle serait synchrone de la grande transgression cambrienne.

Le sommet du Protérozoïque moyen et la base du Protérozoïque supérieur (base du Windermere) constituent une époque clef pour la Cordillère américaine. On y trouve l'installation d'un bassin avec des dépôts de bord de marge; beaucoup d'auteurs y ont reconnu une phase de rifting, associée avec les spectaculaires failles d'effondrement et les nombreuses émissions volcaniques qui jalonnent alors la Cordillère. On les observe au Sud de la Cordillère dans la Formation Irene (Wheeler, 1965), dans l'Idaho avec la Formation Poctello (Crittenden et al., 1971) Ces formations volcaniques ne sont pas reconnues au centre de la Cordillère Canadienne; on les retrouve au Yukon et dans les Territoires du Nord Ouest, à la base de la Formation Sayunei (Eisbacher, 1981). Les émissions volcaniques semblent synchrones et liées spatialement aux conglomérats interprétés comme des dépôts d'origine glaciaire (Aalto, 1971) qui constituent souvent la base discordante du Supergroupe de Windermere.

Cette base affleure peu dans la Cordillère; le contact direct entre le Supergroupe de Windermere (Protérozoïque supérieur) et le Supergroupe du Belt-Purcell n'est connu que dans le Sud de la Cordillère dans l'anticlinorium de Purcell (Reesor, 1973) et dans la chaîne de Mackenzie (Eisbacher, 1981), partout ailleurs la base du Windermere est inconnue, ainsi elle n'affleure pas dans l'essentiel de la chaîne d'Omineca. Cependant les études géochronologiques révèlent que le socle de cette chaîne est affecté par un événement qui a été reconnu

au Sud de la Cordillère : l'orogénèse East Kootenay (Leech, 1962 ; White, 1959). Cet orogénèse s'est traduit par un soulèvement, un métamorphisme des plis et des intrusions granitiques; elle précède le dépôt du Supergroupe de Windermere ou du Cambrien. En fait, deux orogénèses auraient été regroupées sous le terme d'East Kootenay. Mc Mechan et Price (1982) distinguent un épisode ancien (1300 - 1350 m.a.), fini Belt-Purcell, engendrant de la compression, un métamorphisme régional et quelques intrusions granitiques. Le deuxième épisode (800 - 900 m.a.) serait anté-Windermere où à la base, il se traduit par des failles et un léger métamorphisme (orogénèse Goat river). Une histoire similaire est reconnue au Nord de la Cordillère avec les orogénèses Racklan et Hayhook (Gabrielse, 1967 ; Young et al., 1979).

L'orogénèse anté-Windermere est maintenant clairement identifiée dans la chaîne d'Omineca au Sud, avec des âges de 740 - 780 m.a. sur de l'illite de shales (Galdrich et al., 1959). Mc Mechan et Price ont obtenu des âges de  $995 \pm 34$  m.a. sur de la biotite détritique. Enfin des âges de 845 et 855 m.a. (Hunt, 1962) sont obtenus pour des biotites métamorphiques associées aux intrusions basiques de Moyie; de nombreux âges plus récents (777 - 679 m.a.) suggèrent que l'épisode de métamorphisme régional se termine, alors que la sédimentation du Windermere commence. Plus au Nord, Okulitch (sous presse) montre que le complexe de Monashee, au coeur du Shuswap, est traversé par les syénites du mont Copeland, daté de 770 m.a.. Au Nord du Shuswap, sous les grits précambriens, affleurent les gneiss du Malton, à l'histoire complexe avec des âges de 2000 m.a. et  $741 \pm 22$  m.a. (Chamberlain et al., 1979 ; Morrison, 1979 ; Parish et Armstrong, 1983). Dans un contexte similaire, affleure le massif de Deserters dans lequel Evenchick et al. (1984) décrivent un leucogranite folié recouvert par les roches du Windermere. Ce leucogranite est daté de  $728 \pm 8$  m.a.

Le socle de la chaîne d'Omineca recèle un événement tectorogénique caractérisé par des plissements et un métamorphisme régional qui semble un peu plus ancien au Sud de la Cordillère qu'au Nord et qui reste compris entre 900 et 720 m.a.. Sur ce socle repose le Supergroupe de Windermere; il est important de noter que cet événement n'est pas connu dans la plate-forme des Rocheuses où le socle, peu déformé à cette époque, n'est pas affecté par des manifestations métamorphiques ou granitiques. Il existe une opposition entre le régime distensif observé dans le socle des Rocheuses pendant l'orogénèse de Hayhook (Young et al., 1979) qui aurait engendré de grands fossés au caractère océanique possible (Delaney et al., 1979) et les manifestations granitiques et métamorphiques plus orientales; cette opposition sera discutée dans le chapitre tectonique.

Le réseau de faille qui est apparu dans l'avant-pays lors du régime distensif constitue le canevas pour toute l'histoire paléozoïque de la Cordillère. En effet, la limite de la marge variera très peu durant ce laps de temps; l'essentiel de l'histoire future est tramé par ces limites. Une progradation occidentale s'opèrera alors pendant le dépôt du Supergroupe de Windermere, par l'intermédiaire du dépôt de grits qui passe latéralement à des carbonates dans les Montagnes Wernecke (Eisbacher, 1981).

Si une phase de rifting a permis l'installation de bassins possédant des directions différentes de celles reconnues jusqu'alors, si les faciès de marges orientales du Windermere apparaissent sur toute la Cordillère, on ne connaît pas les correspondants occidentaux qui peuvent aujourd'hui se trouver en Sibérie, en Chine ou encore en Australie (Eisbacher, 1981). Sears et Price (1978) qui retiennent un modèle avec un rifting plus précoce (anté 1500 m.a.) estiment que c'est en Sibérie qu'il faut aller trouver le maillon qui aurait dérivé après cette phase de rifting précoce.

D'autres blocs peuvent se détacher au cours des phases plus tardives; c'est dans ceux-ci que l'on observerait les âges éo Windermere et l'orogénèse East Kootenay. Et c'est sur ceux-ci que la puissante sédimentation du Windermere se serait développée.

## 2. LES GRANDS TRAITES PALEO GEOGRAPHIQUES (Protérozoïque supérieur).

La nature des roches et les caractères sédimentologiques de leur dépôt suggèrent un milieu de type turbiditique. Replaçons les dans leur contexte. A partir du bouclier et en se dirigeant vers l'Ouest, quatre domaines se dégagent :

- les Montagnes Rocheuses (s.l.), affectées par de nombreuses failles durant le Protérozoïque moyen, ne renferment pas, ou peu, de dépôts du Protérozoïque supérieur ;
- les Montagnes Rocheuses occidentales, immédiatement à l'Est du fossé, renferment les Groupes Minchinka et Miette assimilés au Protérozoïque supérieur. Les faciès détritiques y abondent, présentent des caractères de turbidite et reposent sur la diamictite qui repose sur un orthogneiss métamorphisé vers 720-740 m.a. ;
- le domaine de Pelly-Cassiar-Cariboo a valeur de réceptacle pour une sédimentation détritique grossière. L'alimentation se fait par des cônes alluviaux; la granulométrie et les paléocourants suggèrent une source détritique orientale. Les dépôts sont de nature turbiditique avec des séquences proches de celles décrites par Bouma (1962) ;
- le domaine des faciès de transition est situé à l'Ouest de la plate-forme précédente; on le suit du Yukon jusqu'au Sud de la Cordillère. La base du Protérozoïque supérieur est constituée par le conglomérat de Toby surmonté par le Groupe Horsethief Creek. Les sédiments y semblent moins grossiers et moins épais que dans le domaine précédent; ils ont pu être partiellement érodés avant le dépôt du Cambrien inférieur souvent discordant.

Le passage entre les différents domaines est toujours tectonique; il peut être dû au rejeu d'anciennes failles, reprises lors des chevauchements mésozoïques. Les principaux ensembles de la Formation Swannell et du Groupe Kaza sont indiqués sur la figure 25.

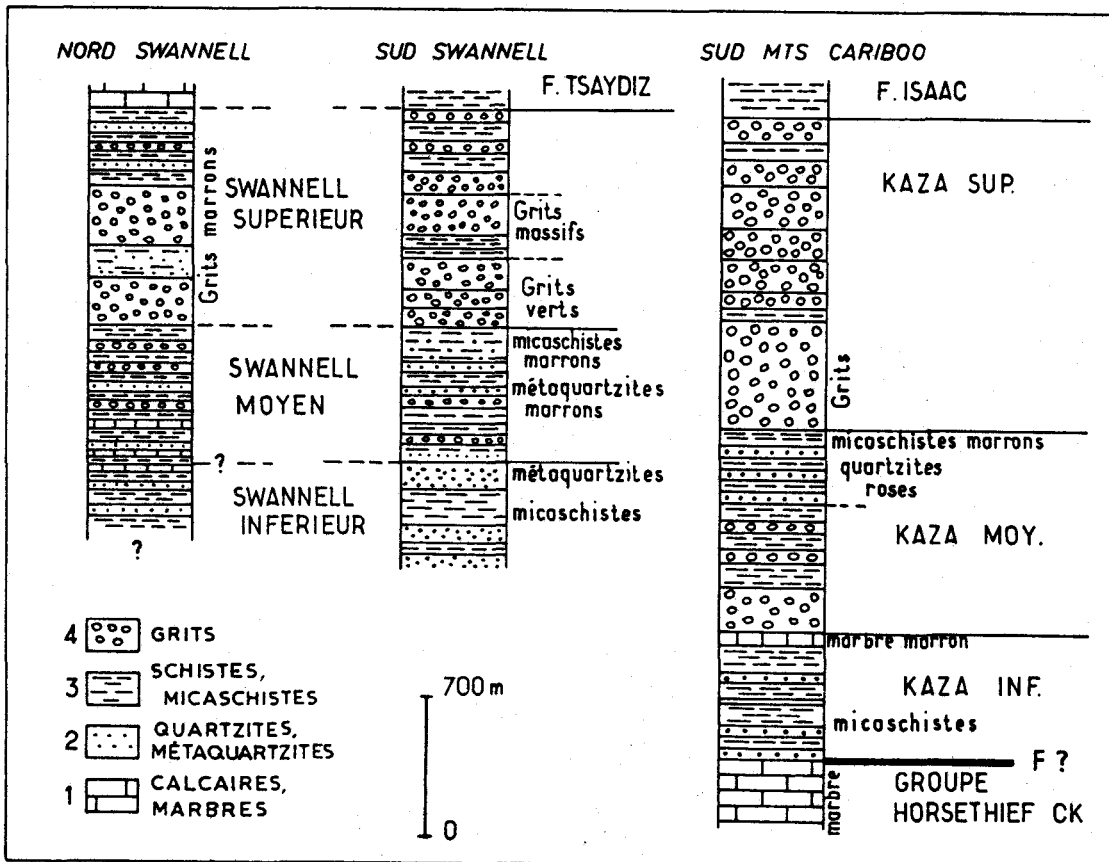


Fig. 25 - Les grands ensembles de la Formation Swannell et du Groupe Kaza.

Fig. 25 - Main subdivisions of Swannell Formation and Kaza Group.

- 1. limestones, marbles ; 2. quartzites, métaquartzites ; 3. schists, micaschists ;
- 4. grits.





## II. LA FORMATION TSAYDIZ ET LA FORMATION ISAAC.

### A. GÉNÉRALITÉS.

Cette formation assure la transition entre les grits typiques de la Formation Swannell et les carbonates de la Formation Espee. Ses limites sont arbitraires. J'ai utilisé à la fois la disparition des grits en gros bancs et l'apparition significative des carbonates pour la définir. Elle affleure assez bien le long du ruisseau Tsaydiz au coeur du chaînon de Russell. Elle a été définie en 1978 par Mansy et Gabrielse au centre de la chaîne Finlay, le caractère de cette formation empêche l'établissement d'une bonne coupe. Deux petites coupes permettent d'observer le passage de la Formation Espee surincombante à la Formation Tsaydiz.

### B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY. (fig. 26)

#### 1. AU CENTRE DE LA CHAÎNE A L'OUEST DU PIC PIVOT.

La Formation Tsaydiz renferme de bas en haut :

- 30 m constitués par des alternances métriques de calcaires bleus bien lités et de calcaires marron plus détritiques. Des cristaux de quartz isolés apparaissent dans un ciment spari-tique ;
- 10 m de calcaires blancs marmoréens, très recristallisés et affectés par une schistosité de flux ;
- 10 m de schistes verdâtres et roux ;
- 5 m de bancs dolomitiques rouges ;
- 20 m de phyllites vertes et argentées, riches en micas blancs, alternent avec des calcaires roux; l'ensemble est affecté par une schistosité de flux primaire et repris par des plis similaires synschisteux. Les niveaux détritiques quartzopélitiques affectés par les deux schistosités ont un très beau clivage de crénulation ; (photo 2)
- 30 m de calcaires blancs, avec de rares schistes ;
- 100 à 150 m de phyllites argentées, sériciteuses qui renferment de fins lits gréseux et des calcaires parfois roussâtres; le tout est très plissoté et crénelé (clivage de crénulation).

#### Remarque.

Le passage à la Formation Espee est défini par la disparition de la fraction détritique. La Formation Tsaydiz est caractérisée par la présence de schistes crénelés riches en micas blancs.



Photo 2 - Les alternances de calcaires et de pélites dans la Formation Tsaydiz.

Photo 2 - Interbedded limestones and phyllites in Tsaydiz Formation

## 2. COUPE AU SUD DE LA CHAÎNE FINLAY (fig. 22).

On observe près du ruisseau Ed Bird Creek une série inverse de la Formation Swannell supérieure qui passe à la Formation Tsaydiz. Elle renferme :

- 10 m de quartzites marron en alternance avec des lits fins plus pélitiques dans lesquels on relève des plis similaires décimétriques ;
- 20 m de calcaires et de schistes fins ;
- 15 m de passées conglomératiques à éléments grossiers (2-3 cm) ; on y note la présence de lentilles de calcaire gris décimétriques ;
- 20 m de calcaires et d'ardoises riches en muscovite et fortement plissés ;
- 30 m de grès et de quartzites marron, possédant des passées plus grossières ;
- 100 - 150 m de schistes argentés, très microplissés.

### Remarques.

L'apparition de la sédimentation calcaire franche s'effectue de façon synchrone avec la disparition des grits, qui constituent la base de la Formation Tsaydiz. Cette formation n'a pu être observée en totalité dans cette chaîne où le sommet et la base ont été décrits, l'épaisseur maximale ne paraît pas dépasser 300 à 400 mètres.

## C. COUPES DANS LA CHAÎNE SWANNELL.

### 1. COUPE SUR LE BORD ORIENTAL DE LA CHAÎNE SWANNELL (fig. 26, 27)

On y observe le passage de la Formation Swannell à la Formation Tsaydiz qui est ici épaisse d'au moins 300 mètres :

- 20 m de phyllites vertes et jaunes et de grits marron ;
- 50 m de shales rubanés, de quartzites marron et de phyllites de teinte vert eau, très riches en chlorite ferrique ;

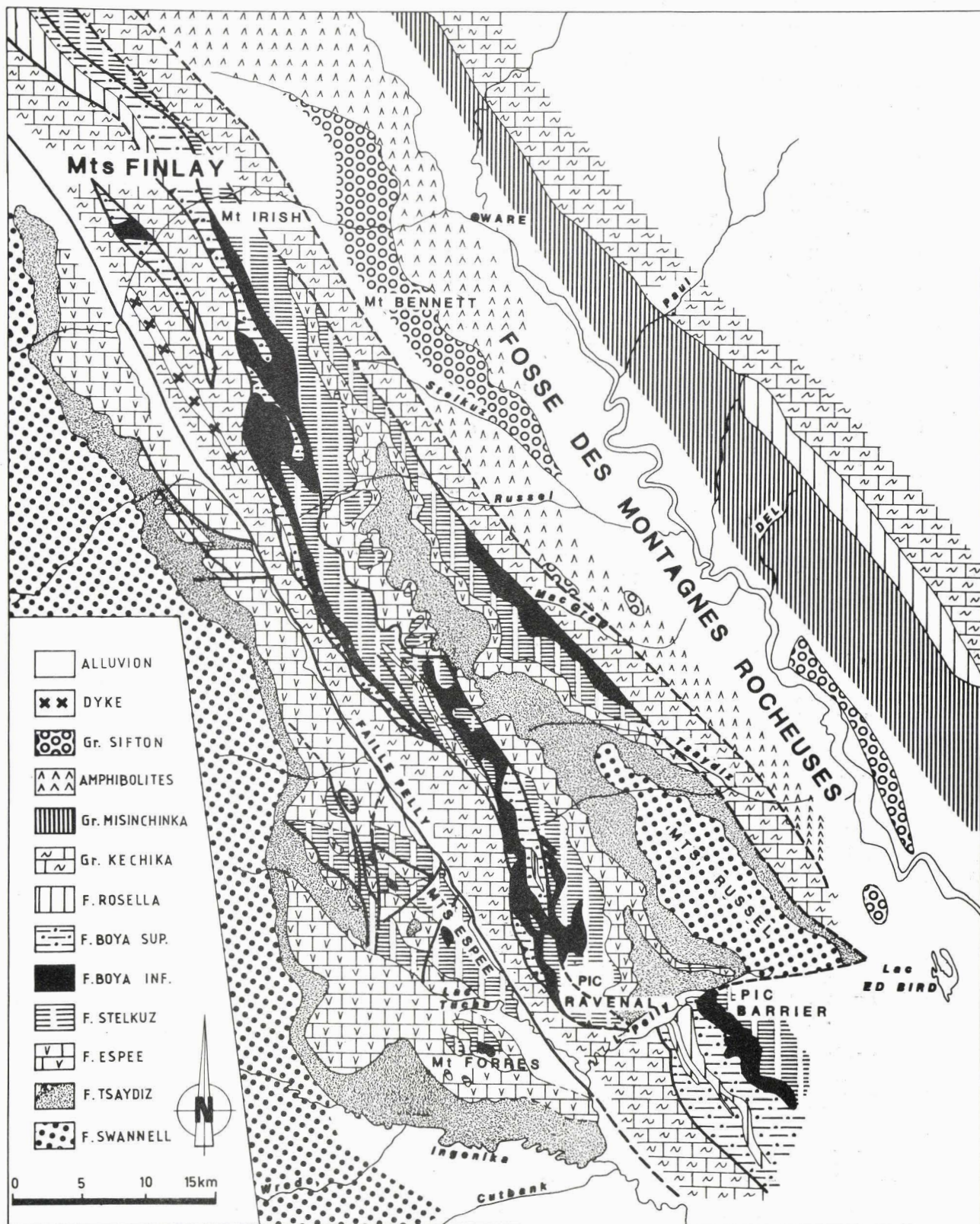


Fig. 26 - La chaîne Finlay et l'Est de la chaîne Swannell.

Fig. 26 - Finlay Mountains and Eastern Swannell Ranges.

Precambrian : 1. Swannell F. ; 2. Tsaydiz F. ; 3. Espee F. ; 4. Stelkuz F.  
Cambrian : 5. Lower Boya F. ; 6. Upper Boya F. ; 7. Rosella F. ; 8. Kechika-G.  
Unknown age : 9. Misinchinka G. ; 10. amphibolites ; 12. dyke.  
Upper Cretaceous : 11. Sifton G.





LES FACIÈS A L'EST DES MONTS SWANNELL

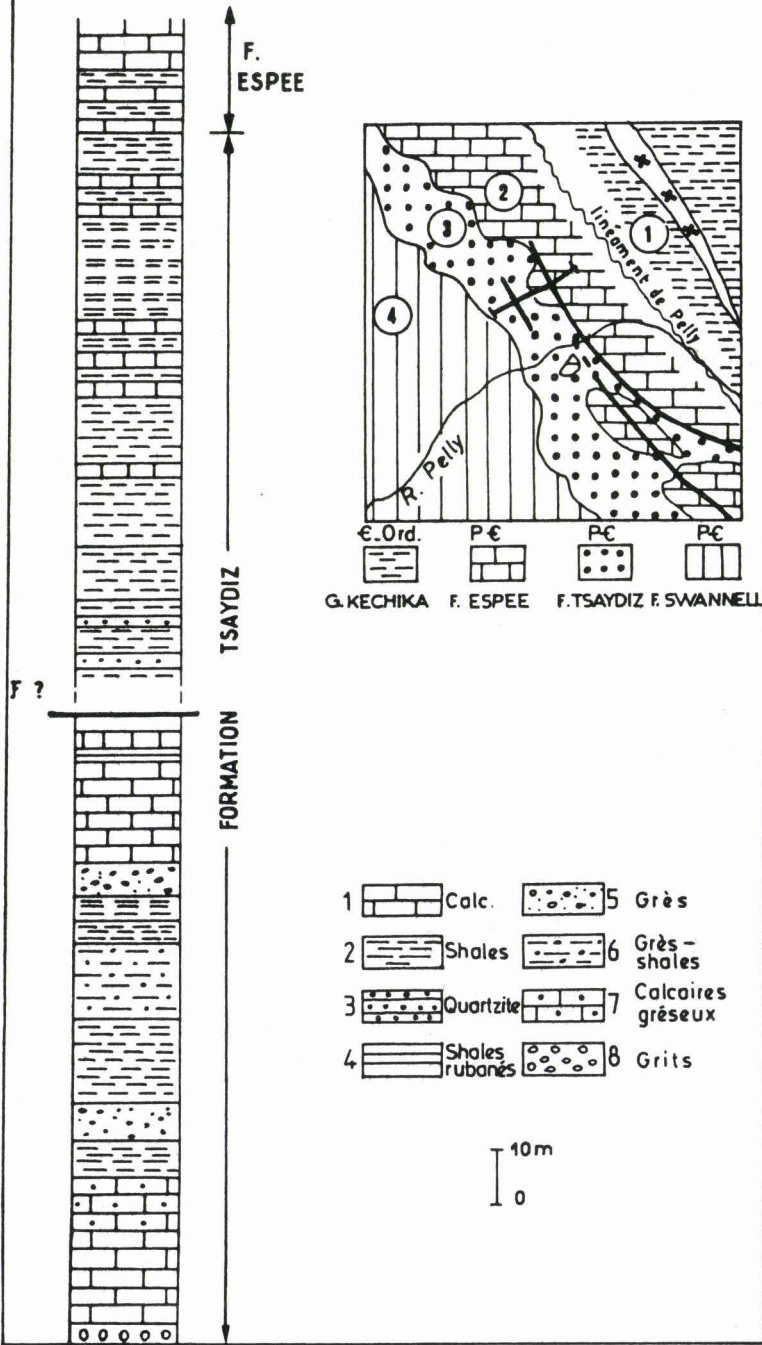


Fig. 27 - La Formation Tsaydiz à l'Est des Monts Swannell.

Fig. 27 - Tsaydiz Formation in Eastern Swannell Range.

- 1. limestones ; 2. shales ; 3. quartzites ; 4. ribbon shales ; 5. sandstones ;
- 6. sandstones-shales ; 7. sandy limestones ; 8. grits.

- 3 m de calcaires ;
- 3 m de schistes gris ;
- 4 m de grits marron ;
- 10 m de shales renfermant de gros cubes de pyrite ;
- 4 m de quartzites marron ;
- 20 m de schistes clivés et finement débités ;
- 5 m de calcaires bleus et jaunes, à interlits plus pélitiques le long desquels des glissements ont été observés ;
- 10 m de calcaires gréseux rubanés marron et bleus ;
- 3 m de shales gréseux ;
- 10 m de grès et schistes gris ;
- 25 m de shales et schistes ;
- 6 m de shales gris parfois gréseux ;
- 3 m de schistes vert jaune ;
- 4 m de shales gréseux gris ;
- 5 m de quartzites marron ;
- 30 m de calcaires bleus en lits de 0,05 m à 0,1 m ;
- faille ;
- 80 m de shales, de schistes et de fines passées calcaires gris bleu.

La Formation Tsaydiz se distingue de la Formation Swannell par :

- une granulométrie qui diminue nettement vers le sommet de la Formation Tsaydiz.
- la chlorite qui apparaît dans les niveaux inférieurs, là où la recristallisation se fait sentir et le degré de cristallinité indique l'anchizone. Les autres minéraux secondaires sont l'ankérite et la pyrite parfois centimétriques. L'intensité du métamorphisme est toujours de type épizonal ;
- par sa signification paléogéographique : si la Formation Swannell caractérisait des niveaux de turbidites profondes, de bord de talus, la formation Tsaydiz dénote une tendance émer-sive qui se terminera par l'installation d'une plate-forme carbonatée quasi générale.

## 2. COUPE AU NW DE LA CHAÎNE SWANNELL (fig. 15).

On observe de bas en haut, dans la chaîne Fishing, la Formation Tsaysiz qui contient :

- 20 m de schistes vert eau riches en chlorite ferrifère et en gros cubes de pyrite ;
- 15 m de schistes jaunâtres avec quelques interstratifications de quartzites rousses et de bancs métriques plus grossiers ;
- 15 m de schistes de teinte vert eau avec quelques bancs de quartzites gris violacé quand ils sont altérés ;
- 25 m de quartzites marron, de rares grits et de schistes tachetés en rouille par les oxydes de fer. Les dernières passées grossières apparaissent à ce niveau ;

- 50 m de schistes vert eau et vert jaune et rares quartzites ;
- 15 m de schistes ;
- 25 m de shales foncés bien lités et de quartzites beiges, riches en séricite ;
- 10 m de quartzites marron, de shales gris à l'aspect glissant, piquetés à la surface par de la pyrite oxydée ;
- 5 m de quartzites beiges ;
- 4 m de calcaires gris bleuté, finement clivés ;
- 5 m de shales gris sériciteux ;
- 2 m de calcaires bleu foncé qui apparaissent nettement en relief; ce calcaire est traversé de nombreuses veines de calcite ;
- 2 m de calcaires marron très finement lités et récessifs.
- Passage aux carbonates bleus, puis jaunes, fortement dolomitisés : c'est la Formation Espee.

La partie occidentale de la chaîne Swannell (faciès occidentaux) possède moins de faciès à granulométrie fine que la partie orientale. La formation comprise entre les derniers grits et les calcaires francs n'excède pas une centaine de mètres à l'Ouest ; la Formation Tsaydiz a une puissance de plus de 300 mètres. Les rares paléocourants mesurés indiquent des courants NW et SE et des chenaux de direction NW.

#### D. COUPE DANS LA CHAÎNE KECHIKA.

Au Sud-Est de Moodie Creek, Gabrielse (1962) décrit une unité conglomératique épaisse de 35 m, riche en clastes de quartz bleu qui peuvent atteindre 7 cm de long. Cette unité est encadrée par une formation plus carbonatée, avec en particulier des niveaux terrigènes carbonatés épais de plus de 50 m. Cette formation, riche en phyllites vertes et argentées souvent légèrement calcareuses et toujours crénelées, renferme aussi des lits calcaires micacés et chloritiques; elle est attribuée à la Formation Tsaydiz car elle ne renferme plus les grits et pas encore les calcaires massifs.

Au Sud de la rivière Frog, à l'Est de la faille Kechika, la Formation Tsaydiz affleure au coeur d'un anticlinorium complexe (fig. 33 ).

On observe de bas en haut :

- 150 m de calcaires bleu-ocre, parfois marron qui alternent avec des pélites grises et des grès fins. Les alternances sont centimétriques à décimétriques. Deux schistosités sont nettement discernables, la première souvent subparallèle à la stratification ; la seconde bien oblique reprend et déforme la première; enfin cette schistosité est reprise par des plis à grand rayon de courbure ;
- 30 à 40 m de calcaires beiges et jaunâtres alternant avec des pélites grises ;
- la base de la Formation Espee est ici constituée par des calcaires jaunes et mauves; les pélites ont disparu.

### Remarques.

Dans les montagnes Kechika, la Formation Tsaydiz est plus riche en carbonates que dans les secteurs plus orientaux où la fraction détritique prédomine. Il semble que le dépôt de cette formation se soit effectué dans un environnement plus calme et moins profond que le précédent. La granulométrie diminue; seuls les grès fins et les pélites affleurent dans ce secteur qui semble plus distal que les faciès équivalents rencontrés dans les Montagnes Rocheuses (Groupe Miette), mais aussi que ceux rencontrés à l'Ouest de la chaîne Swannell.

### E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION TSAYDIZ.

Cette formation a été définie au Nord de la Colombie Britannique; elle est limitée à la base par la disparition des derniers grits, à son sommet par l'apparition de calcaires massifs sans interlits pélitiques. Les variations de faciès sont nombreuses; la Formation Tsaydiz conserve cependant quelques paramètres en commun :

- les calcaires bleu acier en alternances centimétriques avec des pélites grises souvent affectées par crénelation sont ubiquistes ;
- Cette formation est incompétente et enregistre toutes les déformations contrairement aux grits massifs sous-jacents ;
- l'indice de cristallinité des minéraux argileux qui y ont été étudiés est caractéristique de la limite de l'anchizone-épizone.

La Formation Tsaydiz est peu épaisse (100 m) dans les "faciès occidentaux"; on y observe des brèches de calcaires (agrégats d'oolithes, lumps) et des galets mous, indiquant le caractère instable d'une plate-forme relativement proche.

### F. LA FORMATION ISAAC (MONTS CARIBOO).

Une coupe permet une comparaison entre les faciès décrits au Nord, et ceux du Sud de la Cordillère situés de part et d'autre du Fossé des Montagnes Rocheuses. L'équivalent septentrional de la Formation Tsaydiz est la Formation Isaac qui fait partie du Groupe Cariboo (tableau 6).

#### 1. LE GROUPE CARIBOO : GENERALITES - HISTORIQUE.

Le Groupe Cariboo a été défini par Bowman (1887-1889) qui reconnut trois unités :

- . la série cristalline de Quesnel Lake ;
- . les schistes du Cariboo ;
- . les séries de Bear River attribuées au Mississippien.

Les schistes du Cariboo furent alors estimés à 2000 m; ils sont plus métamorphisés que les séries supérieures de Bear River attribuées au Mississippien. A la fin du siècle dernier, âge des ruées vers l'or, l'intérêt de Bowman s'est essentiellement porté sur les placers et les veines aurifères de la région de Barkerville.

En 1926, Johnston et Uglow divisent les schistes du Cariboo en quatre Formations qui sont de la plus ancienne à la plus récente :

- la Formation Richfield qui renferme 1500 m de quartzites, d'ardoises, de schistes et de fins conglomérats ;
- la Formation Barkerville qui est constituée de 800 m de calcaires azoïques, de quartzites et d'ardoises ;

- la Formation Pleasant Valley renferme 1600 m d'ardoises, de phyllites, de schistes chloritisés et de brèches volcaniques ;
- les Formations carbonifères de Slide Mountain.

Lang cartographie le Black Stuart Synclinorium (1938, 1940, 1947) et les secteurs de Little River et de Keithley Creek. Il distingue des faciès orientaux et des faciès occidentaux ; ces derniers se rapprochent des formations décrites par Johnston et Uglow, alors que les faciès orientaux comprennent de la formation la plus ancienne à la plus récente :

- la Formation Ishpa, constituée de quartzites impurs et de schistes ;
- la Formation Matthew renferme des calcaires, des quartzites et un peu d'argilites ;
- la Formation Kimball contient des quartzites et quelques passées d'argilites.

Les corrélations entre faciès orientaux et occidentaux s'avèrent difficiles, mais nous verrons que leur opposition est nécessaire. Struik (1982) retrouve ce contraste et en place la limite le long du chevauchement majeur de Pleasant Valley.

Holland (1954, 1957), Sutherland Brown (1963) ont reconnu dans le synclinorium de Black Stuart et au Nord de celui-ci :

- la Formation Isaac (300 - 800 m): phyllites et calcaires ;
- la Formation Cunningham (500 - 1000 m) : calcaires ;
- la Formation Yankee Belle (300 - 500 m) : calcaro-détritique ;
- la Formation Yanks Peak (0 - 400 m) : orthoquartzites clairs ;
- la Formation Snowshoe (300 m) : elle renferme des quartzites micacés, des phyllites vertes et quelques passées calcaires.

Campbell (1961, 1963) utilise les divisions établies. L'étude de la carte de Mac Bride (1967, 1968) fait apparaître quelques problèmes; en particulier une seule formation carbonatée avait été reconnue jusqu'alors; en fait deux unités distinctes existent, la première azoïque (Formation Cunningham) d'âge précambrien supérieur, la seconde fossilifère (Formation Mural) d'âge cambrien inférieur.

A partir de cette découverte, une réinterprétation complexe s'est avérée indispensable dans les monts Cariboo. Campbell (1970) et Young (1968, 1969) ont redéfini la stratigraphie sur le bord du Fossé des Montagnes Rocheuses. La cartographie du Black Stuart Synclinorium, au cœur des monts Cariboo (Mansy, 1970 ; Mansy et Campbell, 1970) amène une nouvelle succession stratigraphique. La toponymie est indiquée sur la figure 24.

Trois nouvelles formations apparaissent : la Formation carbonatée Mural, les shales et siltstones foncés surincombants appelés post-Mural et, en discordance, la Formation Black Stuart dont la lithologie est variée (shales, siltstone, grès, conglomérat, chert, calcaires ...). La Formation Mural est d'âge cambrien inférieur, ainsi que Post-Mural tronquée par la discordance (Campbell et al., 1973).

Enfin la Formation Black Stuart s'étend de l'Ordovicien au Dévonien.

La découverte de nappes au Yukon par Tempelman Kluit (1979) et de la nappe de Sylvester au Nord de la Colombie Britannique par Gabrielse et Mansy (1980) a amené la Commission géologique du Canada à réétudier la chaîne des monts Cariboo.



De plus, le problème des faciès occidentaux et orientaux restait entier. Tempelman Kluit (1979) attribue une équivalence entre les faciès occidentaux et un mélange trouvé au Yukon. Struik (1982) envisage deux successions lithologiques, séparées par le chevauchement de Pleasant Valley. A l'Est, le groupe Cariboo oriental typique avec la succession de formations désormais établie : Isaac, Cunningham, Yankee Belle, Yanks Peak, Midas et Mural; il redéfinit les Formations Dome Creek, Black Stuart et Guyet (tabl. 4 et 6).

A l'Ouest, de nouvelles formations sont reconnues, incluant les Formations Yankee Belle, Yanks Peak, Midas et Snowshoe telles qu'elles ont été définies par Holland (1954). L'ensemble a un âge qui s'étend de l'Hadrymien au Carbonifère et peut être même au Permien, et sera rassemblé dans le Groupe Snowshoe (Struik, 1982, 1983).

## 2. LA FORMATION ISAAC.

La Formation Isaac a été définie par Sutherland Brown (1963) pour un ensemble argileux recessif situé près du lac Isaac (carte de Cariboo River), caractérisé par la présence de phyllites calcareuses grises brillantes et de calcaires bleu acier. La schistosité est associée à de nombreux plis. Dans la région type, cette formation apparaît dans le faciès à muscovite et chlorite, elle est donc moins métamorphique que le Groupe Kaza.

L'épaisseur mesurée par Sutherland Brown (1963) atteint 500 mètres. Young in Campbell et al. (1973) proposent 1 500 mètres près de la localité type. Les variations d'épaisseur établies sont dues aux plissements, aux failles et peut-être aux variations latérales de faciès.

Campbell et al. (1973) divisent la Formation Isaac comme suit :

- la base est composée de phyllites et d'argillites noires qui s'altèrent pour prendre une teinte bleu acier ; la pyrite est fréquente ;
- au milieu, un lit résistant de calcaire conglomératique épais d'une trentaine de mètres peut s'affiner très rapidement. Il renferme des phénoclastes et des shales provenant de l'ensemble sous-jacent, mais aussi des blocs de 0,5 m de calcaires et des intraclasts d'oncolites et d'agrégats calcaires, de *botrioydal lumps*. Il a été trouvé sur le bord occidental de la chaîne Swannell ;
- au sommet un ensemble de phyllites gris foncé et de calcaires argileux s'enrichit progressivement en calcaires et assure le passage avec la Formation Cunningham.

### Remarques.

Les lithologies rencontrées dans les monts Cassiar sont très proches de celles décrites plus au Sud dans les monts Cariboo. Il semble que le niveau conglomératique à oolithes et à *botrioydal lumps* ....soit plus proche de la formation carbonatée au Nord qu'au Sud. De plus les niveaux détritiques sont plus nombreux au Nord qu'au Sud; il n'est pas rare de rencontrer des quartzites grossiers dans les monts Cassiar, alors qu'ils n'existent pas dans les monts Cariboo.

Les coupes types dans les monts Cariboo sont levées dans le parc provincial de Bowron et donc situées bien à l'Est de la faille de Pleasant Valley qui constitue une limite facio-  
logique (Struik, 1982). Dans le secteur du synclinorium de Black Stuart, j'ai pu observer le passage de la Formation Isaac à la Formation Cunningham sus-jacente sur une coupe située au Nord du mont Kimball (Mansy, 1970).

Rappelons que c'est un phénomène identique qui a été décrit pour la Formation Tsaydiz, épaisse et pélitique au centre, alors qu'elle s'amenuise et devient plus carbonatée vers l'Ouest (fig. 27).

#### G. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA FORMATION TSAYDIZ ET LA FORMATION ISAAC.

Les observations lithologiques effectuées dans les monts Cariboo et Cassiar m'amènent à corréliser la Formation Tsaydiz avec la Formation Isaac. A partir du Fossé des Montagnes Rocheuses et en se dirigeant vers l'Ouest, on observe dans les deux régions un enrichissement en carbonates et une diminution de la fraction pélitique. Il semble aussi que les formations diminuent d'épaisseur, se réduisent à zéro près de Little River dans les monts Cariboo (Struik, 1980).

Une grande similitude apparaît entre les faciès et leur distribution dans les monts Cariboo, Cassiar et Omineca. Les secteurs orientaux sont plus détritiques et plus grossiers, le centre pélitique et la partie occidentale détritique et carbonatée s'affinent. Les faciès plus carbonatés relevés dans les monts Kechika semblent proches de ceux observés à l'Ouest dans les monts Swannell (fig. 28) et Cariboo; il faut voir là l'influence des failles décrochantes.

Une grande richesse en clastes carbonatés est observée dans les monts Cariboo et Cassiar; elle résulte de courants forts qui détruisent une plate-forme carbonatée en voie d'installation; celle-ci doit se situer à l'Ouest, car les parties moyenne et supérieure du Groupe Miette ne sont pas carbonatées.

Young (1969) et Campbell et al. (1973) ont suivi ces formations à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses; il semble que la base du Groupe Miette corresponde à la Formation Isaac. La base est principalement pélitique; des petites rides et des fines lamines sont communes. Des interlits lenticulaires plus grossiers et même conglomératiques sont observés. Le sommet peut être détritique et feldspathique; d'après les descriptions, il se rapproche du Groupe Kaza; les niveaux les plus grossiers se situent plus à l'Est. Il manquerait à cette latitude, à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses, la partie supérieure du Groupe Cariboo (Formation Cunningham, Yankee Belle), car immédiatement au-dessus du Groupe Miette, repose le Groupe Gog dont la base est équivalente de la Formation Yanks Peak (tableau 6).

Sur toute la Cordillère les Formations Tsaydiz et Isaac renferment des traces fossiles, particulièrement nettes dans la partie supérieure.

Au Nord, dans les montagnes Mackenzie, la plate-forme est instable car la Formation Keele (équivalente de la Formation Espee) est riche en olistostromes issus de bancs carbonatés effondrés et sédimentés dans des faciès profonds de shales et silstones. Il sera peut être possible de reconnaître des plates-formes plus ou moins isolées, séparées par des petits bassins plus riches en clastes, en dépôts de type slump alimentés par courants de densité (Ouest des monts Swannell).

La base de la Formation Isaac n'y est pas reconnue; la partie inférieure consiste en :

- 250 m de phyllites foncées, parfois légèrement calcareuses. Des porphyroblases de pyrite et d'ankerite sont connus. Quelques lits de quartzites micacés gris-vert sont parfois observés ;
- 130 à 150 m de phyllites foncées et calcaires, la partie sommitale est gradationnelle avec la Formation Cunningham.

La comparaison de la coupe du mont Kimball avec celle du lac Isaac (Struik, 1980) montre une plus grande richesse en carbonates sur la totalité de la première, due à la disparition vers l'Ouest des phyllites qui seraient remplacées par les carbonates de la Formation Cunningham.

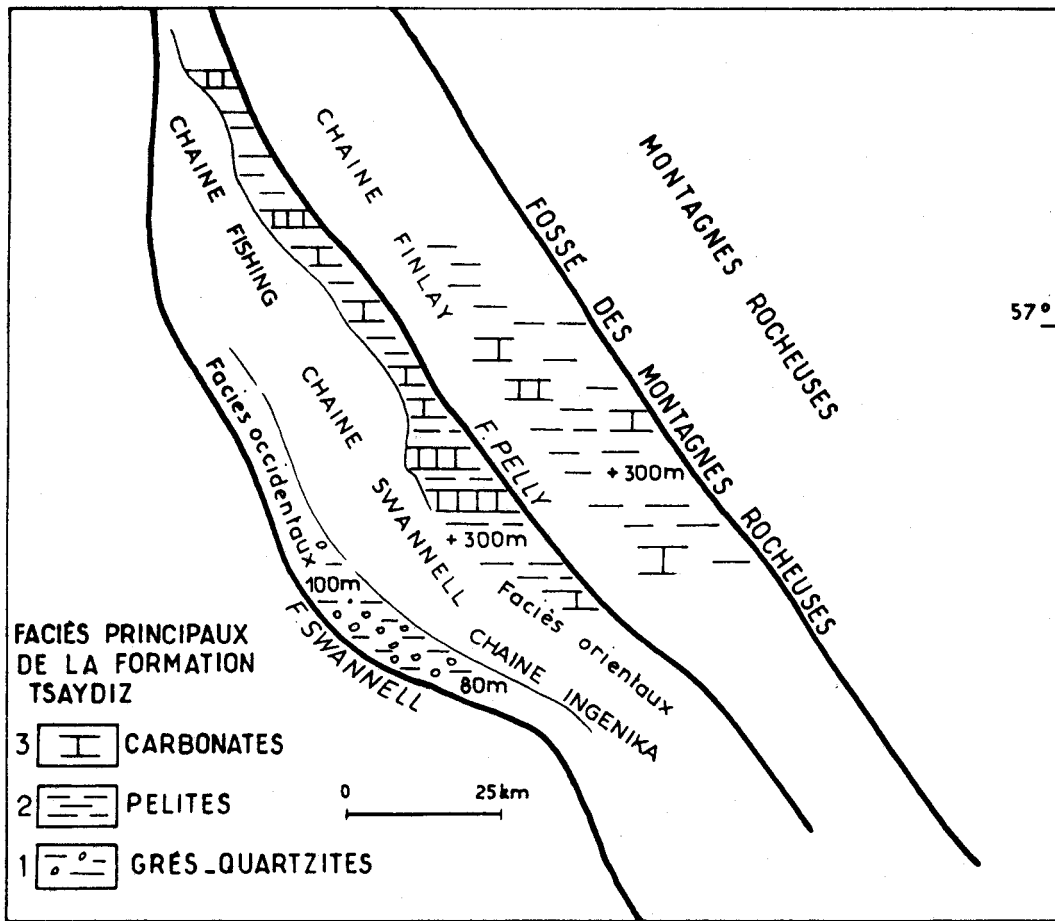


Fig. 28 - Les faciès de la Formation Tsaydiz (chaines Finlay et Swannell).

Fig. 28 - Main facies of Tsaydiz Formation.

- 1. sandstones, quartzites ; 2. pelites ; 3. carbonates.



### III. LA FORMATION ESPEE ET LA FORMATION CUNNINGHAM

#### A. INTRODUCTION.

Ce sont les plus anciennes formations carbonatées connues en Colombie Britannique, à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses.

Au Nord, le nom provient du chaînon d'Espee situé à l'Est de la chaîne Swannell. C'est là que la formation est la mieux exposée; il faut remarquer que d'importantes variations de faciès existent et qu'il est difficile de considérer une coupe plus typique qu'une autre.

La Formation Espee est massive; elle arme les reliefs contrairement aux formations détritiques qui l'encadrent. Les pisolithes, les oolithes et les intraclastes d'ankérite y sont caractéristiques. La coupe type sera tout d'abord étudiée dans la chaîne Espee, puis on s'intéressera aux variations à l'intérieur de la chaîne Finlay; les coupes suivantes sont levées au Nord dans la chaîne Cassiar près du lac Good Hope.

Dans la chaîne Finlay (56°N - 58°N), Roots (1954) a reconnu une seule formation carbonatée (carte d'Aiken-Lake), alors que j'ai pu en définir deux (Mansy, 1972, 1975), la première du Protérozoïque : la Formation Espee ; la seconde datée du Cambrien inférieur par des Archeocyathes, fait partie du Groupe Atan : c'est la Formation Rosella (tableau 6).

Dans les monts Espee à l'Ouest du linéament de Pelly, j'ai observé en continuité les Formations Tsaydiz, Espee et Stelkuz. La Formation Espee y apparaît puissante, mais les faciès ne sont pas nécessairement les plus représentatifs et les plus communs. Elle se situe souvent dans un contexte anchizonal, la recristallisation y est importante.

Les coupes levées au Nord de la Cordillère sont localisées sur la figure 30. Dans les monts Cariboo la formation équivalente est la Formation Cunningham, définie par Holland (1954) près de Roundtop Mountain (fig. 23).

#### B. COUPES DANS LA CHAÎNE D'ESPEE (COUPE-TYPE).

Roots (1954) décrit dans le chaînon d'Espee deux ensembles majeurs : les carbonates (unité 4), recouverts d'une unité (2) composée de schistes, ardoises, microconglomérats, siltstones et de lits de calcaires impurs verts et pourpres. Une difficulté surgit à la lecture de la carte et des coupes qui l'accompagnent : l'unité 2 (plus ancienne) est au-dessus de l'unité 4, qu'il assimile au Cambrien inférieur.

Dans la chaîne d'Espee, la Formation Tsaydiz affleure à la faveur d'un bombement anticlinal; la coupe type (AB) a été levée au Nord du point coté (6949, fig. 29).

La Formation Espee apparaît au coeur du chaînon comme une succession de calcaires massifs gris résistants et de calcaires jaunâtres plus facilement érodés. A partir de la Formation Tsaydiz et d'Ouest en Est, on note en série normale :

- 60 m d'anciens calcaires oolithiques; la très forte recristallisation empêche l'identification de la nature du ciment primaire. La recristallisation est différente de part et d'autres de stylolites ; j'ai observé des oolithes de 0.2 à 1 mm, à demi recristallisés, la partie conservée offrant de belles structures concentriques qui disparaissent dès que l'on franchit la ligne de suture stylolitique.

On observe donc une alternance de niveaux plus résistants, massifs, bleu gris, recristallisés et des niveaux micritiques jaunâtres plus érodés.

La Formation Espee se termine par ces calcaires oolithiques; la fraction détritique devient plus importante, elle se marque par l'arrivée des phyllites vertes et des quartzites qui constituent la base de la Formation Stelkuz.

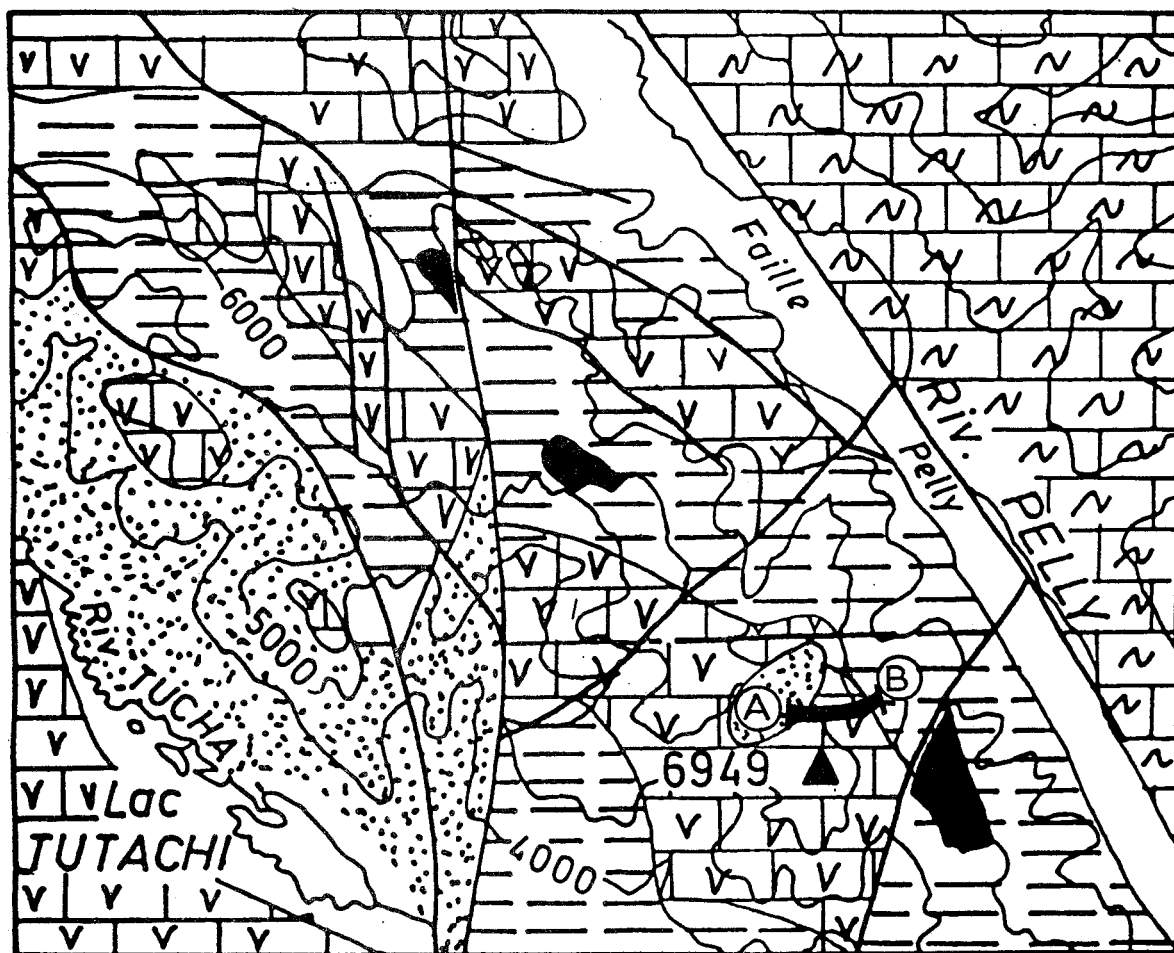


Fig. 29 - La chaîne Espee.

Fig. 29 - Espee Range.



- Legende : 1. Tsaydiz F. ;  
 2. Espee F. ; 3. Stelkuz F.  
 4. Boya F. ; 5. Kechika G.

- une transition assurée par des pélites et des calcaires jaunâtres marque le passage à la Formation Espee ;
- 60 m de calcaires jaunâtres à interlits pélitiques rares affectés d'une schistosité de crénulation. Le sommet devient bleuté, les lits sont plus fins (1 m). Le ciment de type microsparite, renferme des allochèmes de sparite de 2 à 3 mm ; les déformations intracrystallines et la recristallisation sont importantes ;
- 40 m de calcaires massifs ivoire, montrant des indices de recristallisation nets. Les allochèmes arrondis, apparaissent comme des monocristaux de calcite, qui semblent provenir d'anciennes oolithes ;
- 70 m de calcaires marron à beige, recessifs. L'épaisseur des strates varie de 10 à 15 cm. La recristallisation est importante dans tous ces niveaux, seules d'anciennes oolithes (?) aujourd'hui recristallisées subsistent dans le ciment de sparite. Les passées plus détritiques (argiles et quartz très fins) affleurent au sommet, elles sont souvent piquetées, rouilles, parfois riches en pyrite.
- 30 m de calcaires massifs violacés; les lits ont une épaisseur de 0.6 à 0.8 m; la calcite est isogranulaire et la fraction détritique négligeable.
- 25 m de calcaires recessifs jaunâtres, en bancs de 0.3 m à 0.5 m. Le ciment est micritique à microsparitique; on y trouve des gravelles arrondies de 3 mm, souvent soulignées par un liserai de calcite fin et par des oxydes qui ont pu être repoussés à l'extérieur lors de la recristallisation. Généralement celle-ci n'est pas totale, lorsque les gravelles sont petites la recristallisation se traduit par un monocristal de calcite, lorsqu'elles sont plus grandes (2 à 3 mm), plusieurs grains apparaissent. Le bord des gravelles présente une auréole de micrite qui corrode le cristal central. Aucun fantôme de structure interne n'a été décelé dans ces intraclastes.
- 45 m de calcaires bleus et violets, au litage net; les bancs ont une épaisseur de 0.3 m. Des grains de quartz et de feldspath (2 à 5%) sont observés dans un ciment isogranulaire de 0.03 mm. Des passées graveleuses sont présentes.
- 10 m de calcaires recessifs jaunâtres, parfois graveleux; la recristallisation et les déformations se marquent par des gros grains de calcite et par des stylolites aux clivages tordus.
- 5 m de calcaires bleus massifs.
- 5 m de calcaires recessifs qui renferment des corpuscules dont on ne distingue que l'enveloppe micritique; la partie centrale est totalement recristallisée; la rare préservation de fantômes indique qu'il s'agit d'anciennes oolithes.
- 8 m de calcaires massifs sparitiques aux grains parfois euhédraux; la fraction détritique est faible et fortement corrodée par la calcite.
- 50 m de calcaires recessifs micritiques qui renferment des intraclasts monocristallins atteignant 0.4 mm; ils peuvent être attaqués sur le bord et ne présentent pas de structure interne. Le ciment atteint le stade de néomorphisme porphyroïde décrit par Folk (1965) ;



Remarques.

La coupe type de cette formation présente quelques caractères spécifiques :

- les oolithes et les agrégats d'oolithes apparaissent dans la quasi totalité des niveaux rencontrés; certains faciès se rapprochent des lumps (Illing, 1954); la recristallisation s'amenuise au fur et à mesure que l'on s'élève dans la coupe et les fantômes deviennent nets au sommet. Nous verrons que cette région se situe à la limite de l'anchimétamorphisme qui se traduit ici par une bonne cristallinité de l'illite (0.3) et une importante recristallisation décrite précédemment ;
- une alternance décamétrique de carbonates recessifs jaunâtres et de calcaires massifs gris bleu ;
- les seuls éléments texturaux repères indiquent un milieu calme et peu profond, les ooïdes y sont mal classés, la forme des anciens agrégats oolithiques est irrégulière (Purser, 1980).

C. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY.

1. COUPE AU NORD DE LA RIVIERE RUSSEL.

J'ai observé d'Ouest en Est sur le bord oriental de l'anticlinorium des monts Finlay et de bas en haut à partir de la Formation Tsaydiz (coupe 8, fig. 30) :

- 10 m de calcaires et de schistes argentés qui se présentent en alternances centimétriques, le sommet devient plus calcareux et passe à :
- 5-6 m de calcaires bleutés renfermant des stromatolithes à lamines ondulantes qui décrivent des zones d'accrétion rectangulaires, longues d'une vingtaine de centimètres sur dix centimètres de haut. Des nids de micrites ovoïdes de 3 à 4 mm (flots non recristallisés ?) sont noyés dans un ciment sparitique ;
- 15 m de calcaires finement lités ;
- 50 m de phyllites vertes et de quartzites beiges ;
- 5 m de calcaires bleutés, à l'affleurement des lamines ondulantes discontinues et non parallèles donnent une allure filamenteuse à la roche; elles entourent des corpuscules ovoïdes micritiques de 2 à 3 mm. Des micas blancs détritiques et une dolomitisation partielle apparaissent ;
- 3 m de phyllites verdâtres ;
- 15 m de calcaires cryptalgaires (Aitken, 1966), la surface des bancs est rougeâtre, en cassure, la roche est grise. La dolomitisation est quasi-totale, elle se traduit par des cristaux euhédraux de 0.6 mm à 1.5 mm ;
- 5 m de phyllites vertes ;
- un ensemble de calcaires, dolomies et quartzites lenticulaires, épais de 0 à 15 m ;
- 10 m de calcaires finement lités et de phyllites vertes terminent la Formation Espee, sur laquelle repose en contact abrupt (discordant) un ensemble lenticulaire de quartzites blancs en lits de 0.05 à 0.10 m qui constituent ici la base de la Formation Stelkuz.

Remarques.

La Formation Espee est ici limitée à sa base par les schistes argentés (Formation Tsaydiz) et à son sommet par la disparition du dernier banc calcaire, tronqué par des quartzites discordants.

Les faciés rencontrés suggèrent un milieu de sédimentation de haute énergie, très peu profond. De rares fantômes d'oolithes, une dolomitisation intense, l'interstratification de niveaux détritiques fins, des ravinements, la présence de stromatolithes et de calcaires cryptalgaires indiquent à la fois des tendances émerives (Rigby et Hamblin, 1972 ; Purser, 1980) et une source d'alimentation en détritique plus importante ou plus proximale que dans les monts Espee.

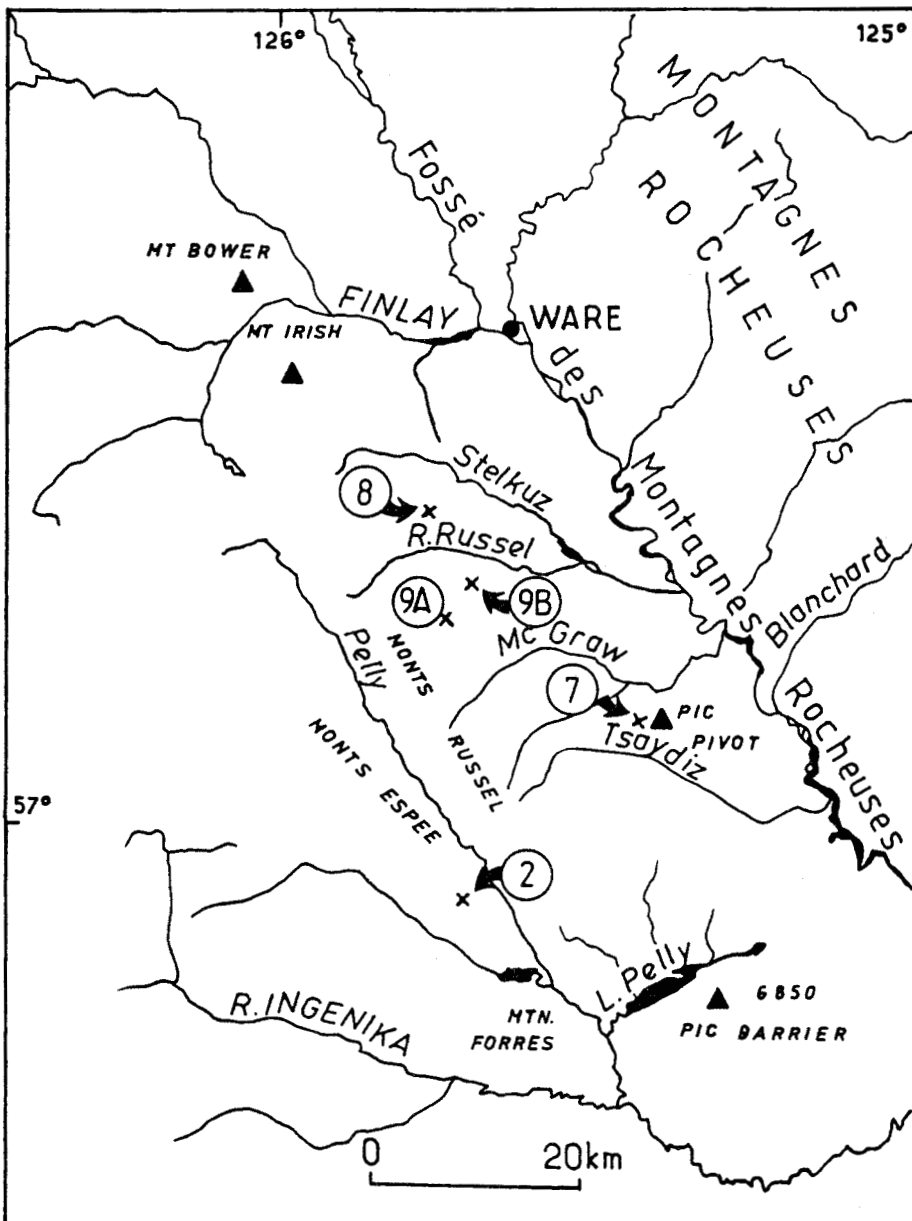


Fig. 30 - Localisation des coupes de la Formation Espee.

Fig. 30 - Espee sections.

2. COUPES AU SUD DE LA RIVIERE RUSSEL.

Les coupes sont plus méridionales; elles ont été levées de part et d'autre de l'axe de l'antiforme pour déceler les variations de faciés d'Ouest en Est. (coupes 9A et 9B, fig.30).

a. LA COUPE LA PLUS OCCIDENTALE (A).

On y relève de bas en haut et d'Est en Ouest dans une série inverse (fig. 31) :

- la Formation Tsaydiz qui passe graduellement à la Formation Espee par des alternances de petits bancs calcaires et de schistes sériciteux ;
- 30 m de calcaires blancs et de phyllites ;
- 25 m de phyllites vertes et argentées riches en micas blancs détritiques et de lits de calcaires roux centimétriques ;
- 40 m de calcaires bleus et de dolomies marron; les alternances sont métriques. Au sommet quelques bancs de calcaires blancs ont été observés ainsi que des phyllites et de rares lits dolomitiques ;
- 5 m de dolomie marron-rouge, gréseuse ;
- 30 m de calcaires bleus en lits centimétriques parfois riches en grains de quartz et de feldspath détritique millimétrique; le sommet est plus argileux ;
- la base de la Formation Stelkuz avec des phyllites vertes, des quartzites et de rares lits calcaires; la limite avec les calcaires de la Formation Espee est marquée par un banc rouge dolomitique.

b. UNE COUPE SUR LE FLANC ORIENTAL DE L'ANTICLINAL (B).

La coupe, située à 4 km plus à l'Est, est caractérisée par une succession légèrement différente; on note de bas en haut, en série normale :

- 20 m de schistes argentés, crénelés qui constituent le sommet de la Formation Tsaydiz ;
- 10 m de lits de calcaires marron et de phyllites argentées ;
- 20 m de phyllites brillantes ;
- 60 m de calcaires dolomités et de dolomies qui passent à des calcaires bleus et jaunes au sommet; la recristallisation est forte, elle se traduit par une schistosité de flux dans les calcaires gréseux ;
- 10 m de phyllites vertes et quartzites, base de la Formation Stelkuz ;
- 15 m de quartzites verdâtres en contact abrupt (ravinement, discordance ?). Ils représentent la base de la Formation Stelkuz.

On remarque dans ces coupes :

- une faible épaisseur de la Formation Espee : 100 à 150 m dans la partie occidentale, 60 m dans la partie orientale ;
- une forte dolomitisation surtout dans la partie centrale, elle est plus importante à l'Est ;
- la présence de phyllites et de calcaires gréseux dans toute la formation ;
- un grand nombre de lits lenticulaires avec des variations rapides de faciès dans toutes les directions sont caractéristiques de la coupe orientale ;
- la présence de stromatolithes et de niveaux cryptalgaires ; (photo 3)

- un contact abrupt et vraisemblablement discordant des quartzites lenticulaires de la Formation Stelkuz, qui sont les indicateurs d'une tendance à l'émergence avec des apports en éléments détritiques de taille millimétrique.

Il existe donc de grandes différences entre les carbonates de la Formation Espee situés près du Fossé des Montagnes Rocheuses et ceux situés quelques kilomètres à l'Est, où les tendances émergives au sommet disparaissent.

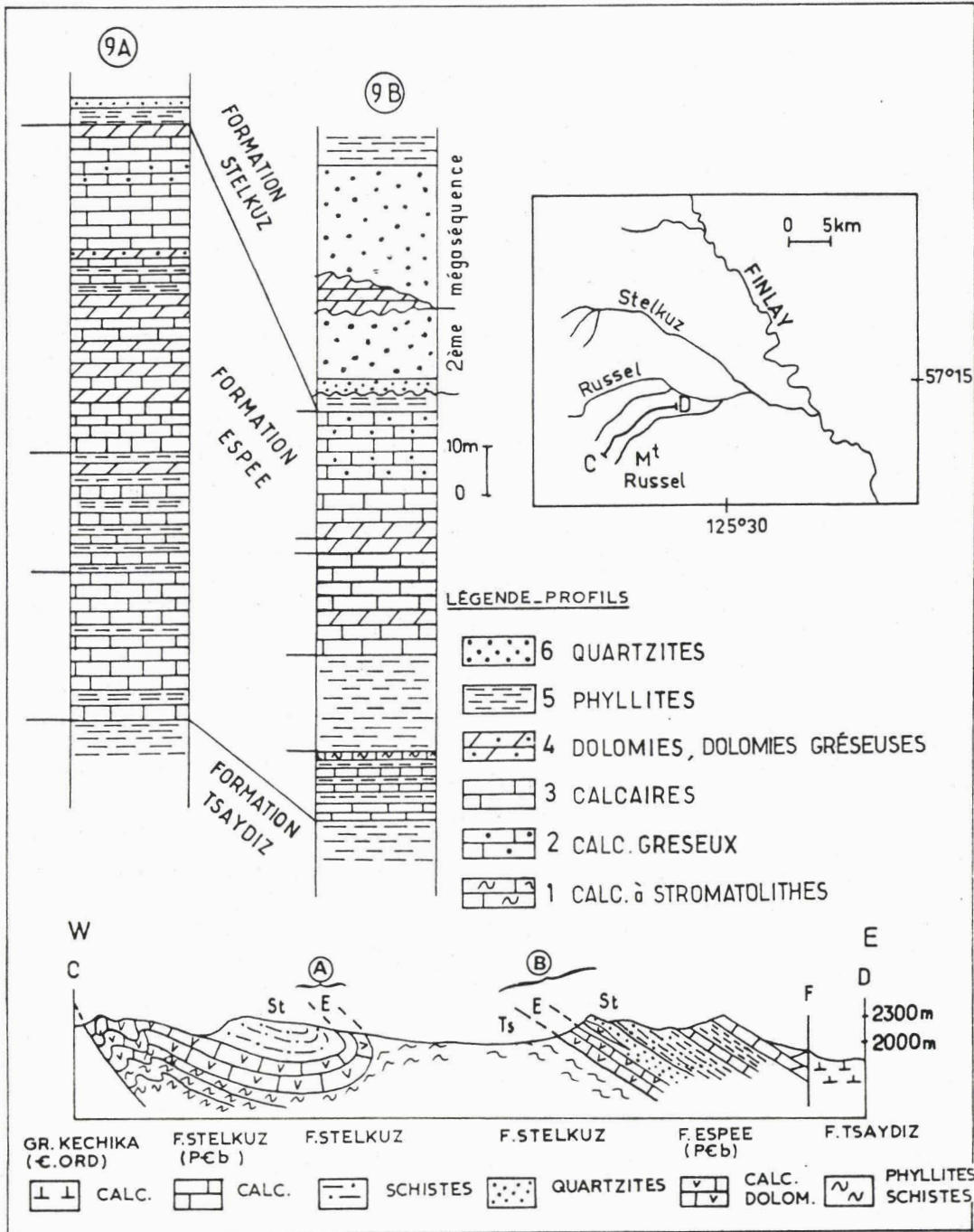


Fig. 31 - La Formation Espee au Sud de la Rivière Russel (Chaîne Finlay).

Fig. 31 - Espee F., south of Russel River (Finlay Range).

- sections : 1. stromatolitic limestones ; 2. sandy limestones ; 3. limestones ;
- 4. dolostones, sandy dolostones ; 5. phyllites ; 6. quartzites.



### 3. COUPE PRES DU PIC PIVOT (fig. 32).

Les caractères émersifs sont très localisés, ainsi, en se dirigeant vers le pic Pivot une dizaine de kilomètres au Sud, les dolomies de la Formation Espee et les bancs massifs de quartzite de la Formation Stelkuz disparaissent; on trouve à la base de la Formation Stelkuz des galets de 3 à 4 cm de shales, calcaires et grès, dans un ciment calcaro-gréseux. La Formation Espee est épaisse d'une centaine de mètres; elle est constituée de calcaires bleus parfois rubanés en lits de 0.30 à 0.60 m.

La coupe la plus méridionale que j'ai levée se situe près de Pivot Peak. J'y ai observé de bas en haut et de l'Ouest vers l'Est :

- le passage de la Formation Tsaydiz à la Formation Espee, constitué par des lits centimétriques de calcaires et de phyllites argentées interstratifiées ;
- 10 m de calcaires bleus massifs ;
- 20 m de calcaires et phyllites argentées ;
- 15 m de calcaires à gros grains (0.3 mm). Les clastes (quartz et feldspaths) sont abondants (10%). La recristallisation importante est accompagnée de feldspaths authigènes ;
- 40 m de calcaires jaunes en lits métriques. La fraction détritique aussi importante que dans les calcaires précédents est plus fine. Les lits de micas blancs détritiques sont plissés, ce qui confère une schistosité de flux et parfois une légère crénulation ;
- 50 m de calcaires bleus en lits centimétriques à décimétriques; la recristallisation est notable, les cristaux de calcite peuvent atteindre 0.5 mm de long. Des petites passées de subarkose à ciment calcaire apparaissent dans la partie médiane; le sommet voit un enrichissement en cristaux authigènes (feldspath et pyrite) ;
- 6 m de phyllites vertes, de subarkoses à albite très altérée, parfois maclée en échiquier. (L'ankérite est un minéral secondaire fréquent) ;
- 55 m de calcaires bleus en lits de 0.1 à 0.20 m. La schistosité de flux est très belle, elle confère à la calcite une allure lamellaire. Des subarkoses au ciment quartzeux à texture en triple points (Spry, 1969) indiquent une recristallisation importante et un stade préliminaire du métamorphisme, avec de l'illite et de la chlorite bien cristallisées (fig.105), (échantillon 61-73) ;
- 10 m de phyllites vertes et de subarkoses; le feldspath est souvent corrodé par le ciment calcitique; des cristaux de perthite et des micas sont fréquents ;
- 30 m de calcaires bleus en lits de 0.07 à 0.1 m. On y note l'absence de la fraction détritique ;
- 25 m de calcaires jaunes et de phyllites vertes ;
- 60 m de calcaires bleus, légèrement gréseux; les lits sont épais de 0.05 m; l'ankérite est commune ;
- le passage avec la Formation Stelkuz surincombante s'effectue progressivement par des schistes verts, des quartzites roses et des calcaires jaunes.



Elle représente une des rares coupes complètes levées à l'Est de la chaîne Finlay; seule la coupe située au Nord de la rivière Stelkuz est de puissance équivalente, elles sont en cela comparables à la coupe type. On y relève aussi des alternances de calcaires jaunes dans lesquels la fraction pélitique est importante, et de calcaires bleus massifs, sans interlit pélitique.

Ces carbonates se sont déposés sous une tranche d'eau plus importante que ceux décrits dans les coupes levées près de la rivière Russel. Il est aussi vraisemblable que les émer-sions ont été plus rares voire absentes, car les ravinements et les petites discordances n'existent pas dans ce secteur; de plus, l'alimentation en détritique fin s'est poursuivie du-rant la formation des carbonates. Les chenaux sont moins nombreux, il y avait donc moins de courants et ceux-ci étaient plus faibles dans cette région.

#### D. QUELQUES ASPECTS DE LA FORMATION ESPEE DANS LA CHAÎNE OMINECA. CONCLUSIONS PARTIELLES.

Au Nord de la rivière Stelkuz, la Formation Espee s'épaissit pour atteindre une puis-sance de 300 mètres. L'ensemble de la coupe de la rivière Stelkuz est proche de celle décri-te au pic Pivot et ne sera pas décrite. Les calcaires constituent l'essentiel de la formation qui se caractérise par :

- une relative abondance de grains millimétriques d'ankérite ;
- la rareté des dolomies ;
- le passage à la Formation Stelkuz par une séquence cyclique spectaculaire de calcaires, grès, pélite, qui contraste fortement avec les discontinuités observées près de la rivière Russel quelques kilomètres plus au Sud.

La distribution des lithofaciès principaux et leurs puissances ont été reportées sur la figure 35. On remarque l'abondance des dolomies souvent associées aux calcaires cryptal-gaires, près du fossé, dans un secteur près de la confluence des rivières Stelkuz et Russel. Autour de cette région les épaisseurs augmentent et les caractères indicateurs d'émer-sion disparaissent. Ce secteur a joué le rôle d'une voute sur laquelle la sédimentation a peut être été importante, mais elle fut périodiquement érodée.

A l'Ouest du linéament de Pelly, la Formation Espee constitue une barre très puissante qui frappe par ses alternances jaunes et bleues. Ces calcaires renferment des oolithes en grande abondance, ainsi que des agrégats d'oolithes parfois recristallisés.

On voit donc s'établir une paléogéographie simple et variée, avec une tendance à l'é-mersion près du Fossé des Montagnes Rocheuses et une subsidence plus importante dans les monts Swannell. Une alimentation en détritique fin qui est plus importante à l'Est qu'à l'Ouest, mais tous les caractères relevés impliquent une faible tranche d'eau lors des dépôts de toute cette région.





Photo 3 - Structures algaires dans la Formation Espee (coupe 9B).

Photo 3 - Algal structures in limestone of Espee Formation (section 9B).

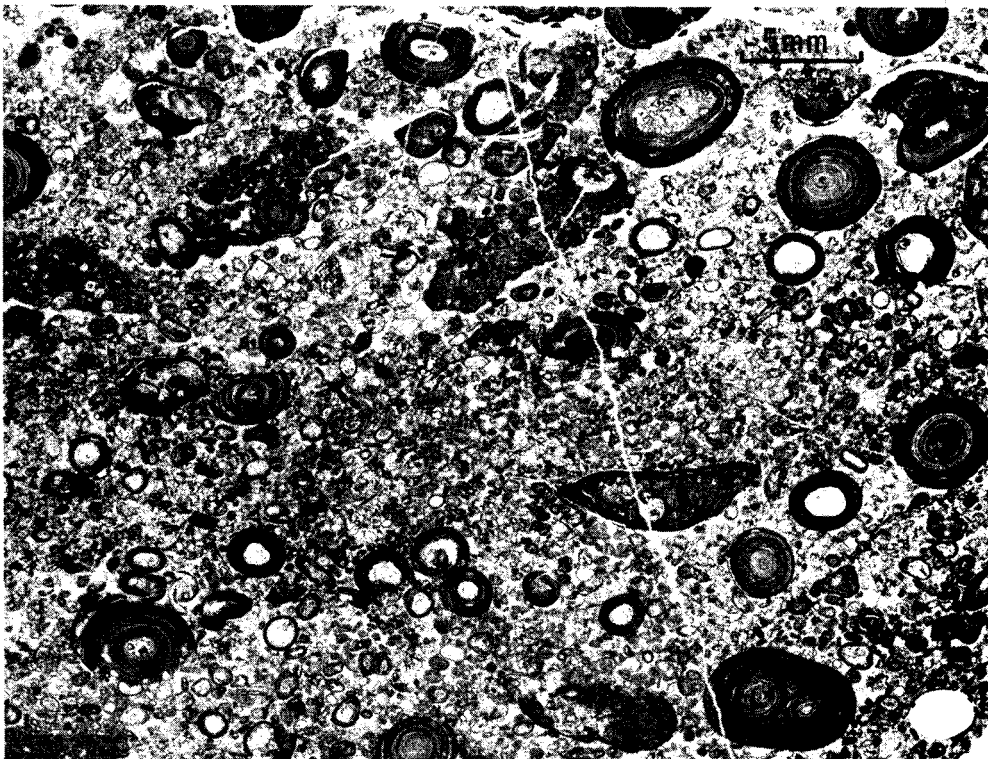


Photo 4 - Oolithes et agrégats d'oolithes.  
(Sommet de la Formation Espee - Mont Cassiar).

Photo 4 - Botryoidal lumps.  
(Top of Espee Formation - Cassiar Mountains).

## E. COUPES DANS LES MONTS KECHIKA.

On observe dans cette région un vaste bombement qui fait apparaître les calcaires de la Formation Espee et sur les bords la Formation Stelkuz. Ce bombement est dû à une phase tardive surimposée à des plis de première phase à plan axial subhorizontal. La première phase est toujours associée à une schistosité de flux particulièrement nette dans les niveaux calcaropélitiques, la seconde phase est souvent bien visible à l'affleurement, elle se concrétise par des plis métriques synschisteux; à l'échelle de la lame mince une belle crénulation de clivage apparaît.

Les coupes levées dans les monts Kechika sont complètes, elles montrent à leur base la Formation Tsaydiz et au sommet la Formation Stelkuz.

### 1. COUPE AU SUD DES MONTAGNES KECHIKA. PROFIL A, LOCALISE fig. 33.

Le sommet de la Formation Tsaydiz renferme :

- 10 m de calcaires bleus et de schistes jaunes en alternances centimétriques ;
- 30 m de calcaires et schistes alternant en fins bancs ;

Le passage aux calcaires francs se fait graduellement; les schistes sont souvent gréseux et affectés par les deux schistosités.

La Formation Espee contient :

- 30-40 m de calcaires jaunes et schistes bien clivés ;
- 30 m de calcaires jaunes en surface, bleus en cassure fraîche ;
- 20 m de calcaires mauves ;
- 30 m de calcaires bleus ;
- 5 m de schistes gris ;
- 20 m de calcaires bleus en lits de 0.20 m ;
- 5 m de schistes gris ;
- 30 m de calcaires bleus massifs recristallisés oolithiques à interlits pélitiques ;
- 40 m de calcaires rubanés, en alternances centimétriques, bleu foncé, bleu clair ;
- 10 m de calcaires mauves, tâchés de roux (ankérite ?) ;
- 80 m de calcaires gris ;
- 10 m de schistes gris ;
- 8 m de calcaires riches en ankérite ;
- 6 m de calcaires et de schistes gris ;
- 10 m de calcaires très recristallisés, riches en monocristaux de calcite qui peuvent provenir de la recristallisation d'anciens oolithes ;
- 100 m de calcaires jaunes, tachetés par de petits cristaux d'ankérite ;
- 60 m de calcaires rubanés bleus et jaunes légèrement gréseux ;
- 80 m de calcaires bleus, avec quelques rares passées silteuses ;

- 80 m de calcaires jaunâtres partiellement dolomités; le sommet se charge en particules détritiques (quartz, feldspath) ;
- 100 m de calcaires de grès et pélites qui assurent le passage à la formation Stelkuz ;

La puissance de la Formation Espee est proche de 650 à 700 mètres; le manque de bancs repères ne permet pas d'exclure la présence de replis. C'est pourquoi une coupe a été levée quelques kilomètres plus au Nord pour mieux interpréter la série.

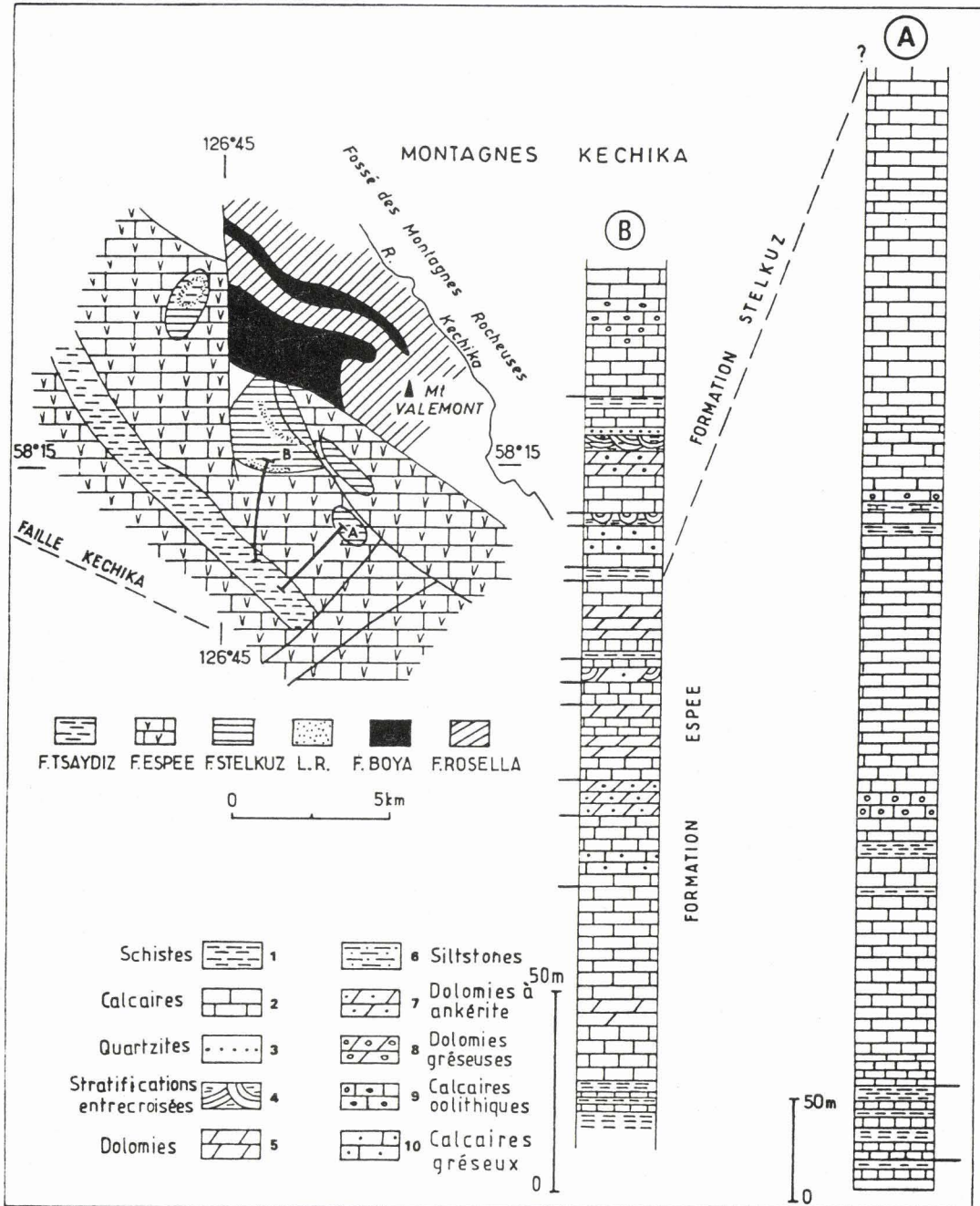


Fig. 33 - La Formation Espee dans les Montagnes Kechika.

Fig. 33 - Espee Formation in Kechika Mountains.

1. schists ;
2. limestones ;
3. quartzites ;
4. cross beds ;
5. dolostones ;
6. siltstones ;
7. ankeritic dolostone ;
8. sandy dolostones ;
9. oolitic limestone ;
10. sandy limestones

## 2. COUPE AU NORD DES MONTAGNES KECHIKA. PROFIL B.

J'ai relevé à partir de la Formation Tsaydiz, de bas en haut :

- 50 m de calcaires et dolomies gris jaune ;
- 20 m de calcaires gris en lits de 0.5 m, riches en pyrite et en petits grains de quartz et de feldspaths altérés ;
- 10 m de calcaires bleus et jaunes qui renferment des allochèmes polycristallins dolomitiques et des monocristaux millimétriques d'ankérite ;
- 20 m de calcaires bleus, dolomitisés ;
- 10 m de dolomies rouges gréseuses qui présentent des traces de stratification entrecroisée. La dolomie secondaire apparaît en cristaux euhédraux millimétriques ;
- 20 m de calcaires bleus partiellement dolomitisés ;
- 6 m de schistes gris et de fins lits de calcaires ;
- 10 m de calcaires gris et jaunes riches en ankérite ;
- 8 m de schistes gris, de siltstones calcaires marron, à stratifications entrecroisées ;
- 30 m de calcaires bleus, siltstones et quartzites beiges et violacés; les grains de quartz sont bien arrondis; le nourrissage est fréquent; la calcite peut constituer une partie du ciment intergranulaire ;
- 60 m de calcaires bleus et jaunes ankéritiques. La recristallisation poussée n'empêche pas de tracer le fantôme d'anciennes oolithes.

Le passage avec la Formation Stelkuz s'effectue par une succession de calcaires à ankérite plus ou moins gréseux qui alternent avec des dolomies roses, des siltstones et des quartzites qui constituent la base de la Formation Stelkuz.

### Remarques.

Il n'a pas été possible de faire des distinctions dans cette formation; seule la couleur paraît être un élément de reconnaissance, mais elle est liée à la présence plus ou moins forte d'ankérite qui confère une altération rousse et à la dolomitisation qui donne une altération rougeâtre. Ces deux facteurs semblent aléatoires dans ces coupes.

## F. COUPE DANS LES MONTS CASSIAR.

Cette coupe a été levée au Sud du Good Hope Lake (voir carte) ce secteur, bien que faillé, permet l'observation des Formations Espee, Stelkuz ainsi que celle du Groupe Atan. La Formation Tsaydiz n'a pas été observée; le niveau le plus ancien reconnu appartient à la base de la Formation Espee (fig. 44).

La Formation Espee d'une puissance supérieure à 350 mètres présente de bas en haut (fig. 35).

- 150 m de calcaires dolomitisés ;
- 70 m de calcaires bleus en lits de 0.3 m. Des laminations courbes et onduleuses de nature stromatolithique sont fréquentes, ainsi que des laminations obliques planes. On passe ainsi d'un type de stratification à l'autre par des alternance plurimétriques. Peu de lits présentent une lamination horizontale ;

- 15 m de dolomies à laminations onduleuses ou obliques planes. Les surfaces d'interbancs curviplanaires peuvent constituer des dômes stromatolithiques ;
- 35 m de calcaires à laminations, partiellement dolomités ;
- 50 m de calcaires jaunâtres dolomités, à laminations millimétriques; le sommet est constitué de bancs métriques ;
- 8 m de dolomies roses ;
- 40 m de calcaires oolithiques légèrement dolomités ; la dolomitisation n'est pas toujours à l'emporte pièce, elle peut apparaître le long de lamines jaunâtres et être d'origine primaire. Le sommet s'enrichit en particules détritiques.

La première arrivée importante de shales et de siltstones est observée sur ce niveau; je la considère comme la base de la Formation Stelkuz. Le passage entre les deux formations s'effectue en fait sur près de 200 mètres où les carbonates constituent l'essentiel et où la fraction détritique fine mineure au début, s'accroît progressivement. La limite entre les deux formations n'est donc pas évidente. L'épaisseur de la Formation Espee peut varier selon la limite choisie de 350 à 550 mètres.

Comme pour les coupes qui précèdent, la première passée détritique constitue le sommet de la Formation Espee. Cette coupe se distingue par l'état de préservation des allochèmes et des laminations.

Les caractères faciologiques observés ici suggèrent un dépôt supratidal à subtidal avec une agitation modérée durant tout le dépôt de cette formation par : la présence importante de laminations stromatolithiques à la base, la dolomitisation (primaire ?) constatée à tous les niveaux, la présence d'oolithes et d'agrégats d'oolithes au sommet. (photo 4)

#### G. LA FORMATION CUNNINGHAM DANS LES MONTS CARIBOO.

C'est la plus ancienne formation carbonatée; elle repose sur la Formation Isaac et représente l'équivalent méridional de la Formation Espee.

Cette formation décrite par Holland (1954) est composée d'au moins 100 mètres de calcaires dans la localité type située au Nord-Est de Roundtop Mountain à 25 km au Sud-Est de Wells (fig. 23).

Une autre localité de référence a été proposée par Campbell *et al.* (1973) en raison des complications structurales et du peu d'affleurements dans la localité type, située près de la faille Pleasant qui, rappelons le, constitue une limite de faciès.

La coupe proposée est située à Haggen Creek (fig. 23) dans la partie septentrionale des monts Cariboo. On y observe essentiellement des calcaires, avec quelques passées de shales à la base; sa puissance maximale est de 550 mètres. A l'Ouest et à l'Est de cette coupe type, la Formation Cunningham s'enrichit en shales, en siltstones et en grès alors que près du Fossé des Montagnes Rocheuses, les dolomies sont prépondérantes (Campbell *et al.*, 1973). On observe donc des variations de faciès identiques à celles trouvées au sein de la Formation Espee dans les monts Finlay (coupes de la rivière Russel et du pic Pivot).

La coupe type proposée par Campbell et al. comprend de bas en haut :

- 200 m de calcaires gris micritiques, à intraclastes, pellets et de rares shales.
- 60 m de calcaires marron ;
- 100 m de micrite gris-roux à pellets et ankérite ;
- 120 m de calcaires gris clair à intraclastes et parfois oolithiques ;
- 80 m de calcaires gris, à agrégats oolithiques et incrustations algaires ;
- 20 m de calcaires gris clair à ankérite, qui deviennent plus argileux vers le sommet.

Les allochèmes ressemblent à ceux que l'on trouve aujourd'hui sur la plate-forme des Bahamas (Illing, 1954 ; Purser, 1980). La recristallisation est importante en particulier près du Fossé des Montagnes Rocheuses.

Sur la carte de Mac Bride immédiatement à l'Est, l'apport détritique augmente et la Formation Cunningham atteint 150 mètres; elle est constituée de calcaires, de dolomies, de grès et de pélites (Campbell et al., 1973).

Les corrélations avec les autres formations carbonatées de ce secteur restent délicates. Au Nord de la carte de Mac Bride et à l'Est du Fossé (près de Horseshoe Lake, fig. 34) affleure la Formation carbonatée Byng (Slind et Perkins, 1968) qui pourrait être synchrone de la Formation Cunningham, ou plus ancienne car elle alterne avec des grits (Young, 1972). Aucune autre formation carbonatée n'est connue dans cette région.

Au Sud de la carte de Mac Bride, se situe le synclinorium de Black Stuart, à l'Est de celui-ci, près du mont Kimball la Formation Cunningham est épaisse de 400 mètres (Mansy, 1970).

Cette coupe affleure mal; on peut remarquer le passage graduel de la Formation Isaac à la Formation Cunningham par des phyllites gris argent interstratifiées dans des lits calcaires centimétriques riches en cubes de pyrite millimétriques. Quelques affleurements de calcaires gris clair apparaissent, mais l'essentiel de ce secteur est couvert. Les calcaires sont souvent constitués de microsparites truffées d'intraclasts d'ankérite roux. Lorsque ils sont suffisamment nombreux, la roche prend une couleur orange.

- Dans les monts Cariboo, la Formation Cunningham renferme des carbonates et parfois quelques passées de détritique fin.

En se rapprochant du Fossé des Montagnes Rocheuses (Zig Zag Ridge), les roches dolomitiques sont plus communes; des pisolites, des oolithes et des agrégats d'origine algale (algal coated complex grains) ont été décrits par Campbell et al. (1973). Les types lithologiques rencontrés sont voisins de ceux observés dans les monts Espee, Kechika et Cassiar. Les allochèmes ressemblent parfois à ceux qui se forment actuellement sur la plate-forme des Bahamas avec des courants localement forts.



## H. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA FORMATION ESPEE, LA FORMATION CUNNINGHAM ET LEURS EQUIVALENTS.

### 1. AU NORD DE LA COLOMBIE BRITANNIQUE ET AU YUKON.

La Formation Espee a été définie à l'Est de la chaîne Swannell, dans le chaînon d'Espee (Mansy et Gabrielse, 1978). C'est la plus ancienne unité carbonatée dès l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses septentrional. Elle est encadrée par des formations plus détritiques et moins massives. On y note la présence de calcaires gris et jaunes, micritiques et microspartiques à oolithes et intraclastes d'ankérite.

Dans la chaîne Finlay occidentale et dans la chaîne Espee, l'épaisseur varie de 300 à 600 mètres, elle peut se réduire à une centaine de mètres dans la chaîne Finlay occidentale près du Fossé des Montagnes Rocheuses (fig. 34). Les variations latérales de faciès sont importantes, elles caractérisent toujours un milieu peu profond. ( fig 35)

La présence d'importantes laminations stromatolithiques de concrétions algaires, d'oolithes, d'oolithes et une forte dolomitisation suggère un dépôt supratidal à subtidal au voisinage de la rivière Russel et du lac Good Hope au Nord de la chaîne Cassiar. Une tendance à l'émergence ainsi qu'une érosion partielle apparaissent dans le secteur de la rivière Russel, elles s'y traduisent par une faible puissance de la Formation Espee.

Dans les chaînes Espee et Kechika, le paléoenvironnement est voisin, mais sans tendance émergitive; les stromatolithes y sont peu nombreux et l'épaisseur importante.

A l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses, au Sud du 60°N, l'équivalent de la Formation Espee ne s'est pas déposé (ou il a été érodé); le sommet du Protérozoïque ou la base du Cambrien est entièrement détritique (Région de Tuchodi Lake et Gataga River). Il faut arriver au 58°N pour retrouver des carbonates; la plate-forme carbonatée devenant plus distincte vers le Sud du 56°N. C'est la Formation Byng, dolomitique (Groupe Miette *pro-parte*, tabl. 6).

Au Yukon, la Formation Keele (assimilée à la Formation Espee) est épaisse de 100 à 500 m car elle repose en concordance sur les grès et shales de la Formation Twitya (Eisbacher, 1981). La Formation Keele est constituée de séquences carbonate-quartzite à tendance émergitive. La partie sommitale est dolomitique; un faciès spécifique y apparaît le "Tepee dolostone". Il évoque celui observé aujourd'hui à Shark Bay (Ouest de l'Australie) dans la zone intertidale ou encore à l'Ouest d'Abu Dhabi dans la zone supratidale (Purser, 1980).

### 2. DANS LES MONTS CARIBOO.

On retrouve la même distribution faciologique que dans la chaîne Finlay, avec en particulier une voûte sur laquelle les dépôts carbonatés ont été partiellement érodés. A l'Ouest de cette voûte, la Formation Cunningham est plus épaisse, elle atteint 640 m près de Little Creek et 500 m près de Wells (fig. 23).

A l'Ouest des monts Cariboo, il n'est pas connu de coupe complète de la Formation Cunningham. Struik (1980) qui a étudié le secteur Barkerville - Black Stuart constate que les calcaires sont prédominants, la dolomie n'apparaissant que sous forme d'intraclastes de ferro-dolomite. A Little River, les carbonates sont très recristallisés et les structures primaires sont indiscernables.





### 3. L'IMPORTANCE DES FAILLES DECROCHANTES.

Les faciès observés dans la chaîne d'Omineca sont ubiquistes; trois remarques s'imposent :

- les dolomies sont plus nombreuses vers l'Est, elles deviennent fréquentes près du Fossé des Montagnes Rocheuses ;
- les caractères indicatifs d'un milieu peu profond augmentent vers le sommet de la Formation : agrégats algaire, stratification entrecroisée, stromatolithes ;
- près du Fossé et à l'Ouest de celui-ci des traces d'émersion et d'érosion ont été observées (Monts Finlay, Zig Zag Ridge, dans les monts Cariboo). Dans ces secteurs qui ont joué le rôle d'une voûte (Mac Bride Arch), les dépôts sont amincis au regard de ceux rencontrés plus à l'Ouest (monts Cariboo occidentaux ou monts Espee) ou de ceux observés plus à l'Est (Montagnes Rocheuses).

Cette voûte a joué le rôle d'une barrière pendant la sédimentation du Protérozoïque supérieur et le gardera au Cambrien; elle différenciera les faciès observés dans les Montagnes Rocheuses et ceux de la chaîne d'Omineca.

Cette voûte coïncide sur une grande distance avec le Fossé des Montagnes Rocheuses, elle "limite" différents faciès. Il est possible (cela sera discuté plus loin) que la faille dextre reconnue au Nord de la Colombie Britannique, se poursuive partiellement dans la partie méridionale du Fossé des Montagnes Rocheuses et surtout le long de la Faille de Mac Leod Lake (fig. 34).

Quelle signification peut on donner à la quasi superposition de la limite de variation de faciès de la Formation Espee et d'une grande partie du futur Fossé des Montagnes Rocheuses ? Cette plate-forme s'étend à l'Est sur plus d'un millier de kilomètres; la limite faciologique n'a donc que peu de raisons d'être linéaire et proche du Fossé sur plus d'une centaine de kilomètres.

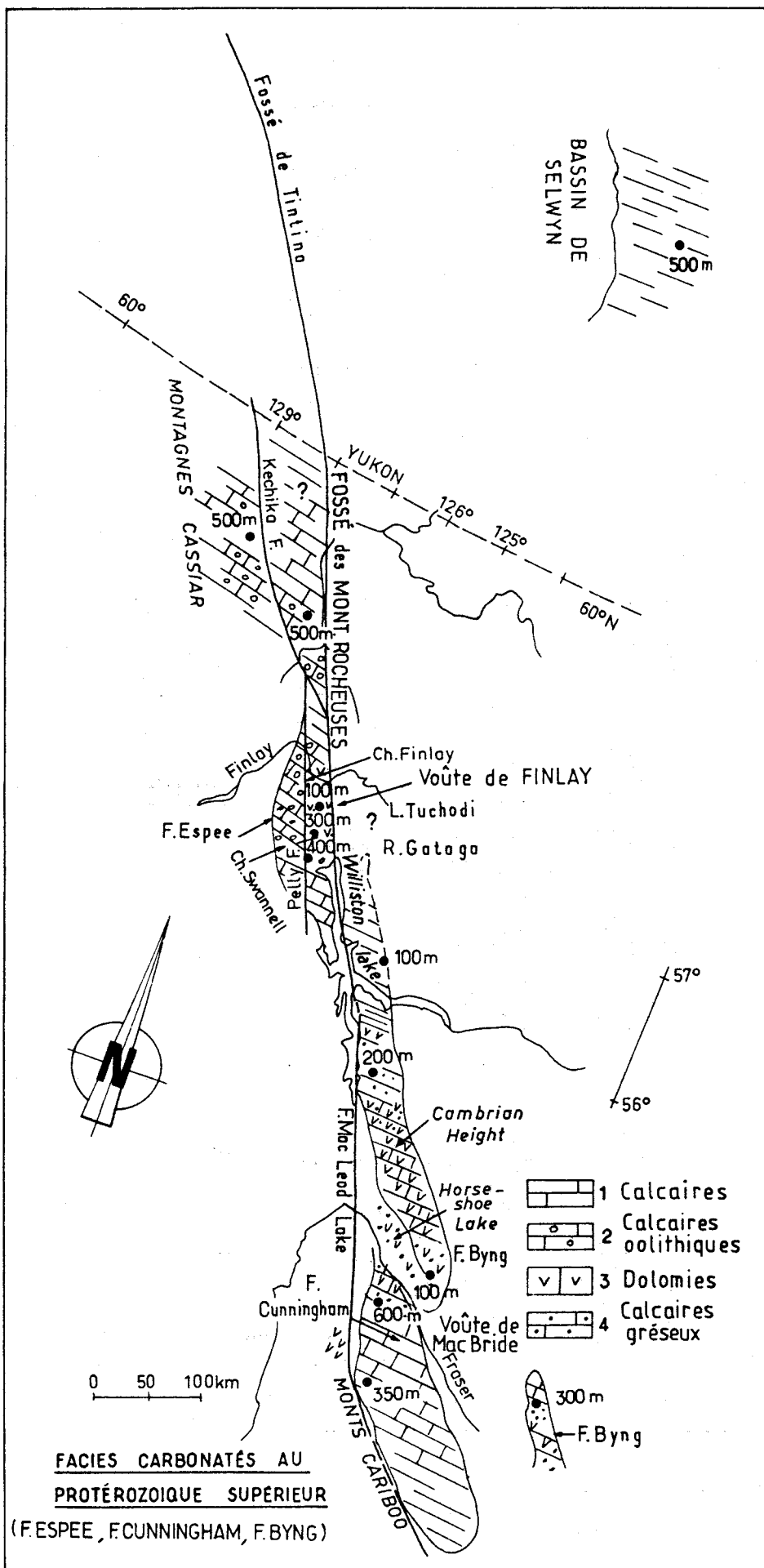
Le quasi parallélisme entre les failles décrochantes actives à partir du Mésozoïque et les limites faciologiques reconnues au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque suggère le rejeu d'anciennes failles. Un décrochement dextre de 500 km le long du Fossé des Montagnes Rocheuses et de la Faille de Mac Leod Lake, replace les monts Cariboo en face des monts Finlay. En particulier la voûte de Mac Bride se situe en regard du secteur de la rivière Russel (fig. 34).

Dans les monts Omineca (chaîne Finlay occidentale et chaîne Espee), l'épaisseur varie de 300 à 600 mètres; elle peut se réduire à une centaine de mètres dans la chaîne Finlay occidentale près du Fossé des Montagnes Rocheuses (fig. 34). Les variations latérales de faciès sont importantes, elles caractérisent toujours un milieu peu profond.

Fig. 34 - Les faciès carbonatés au Protérozoïque supérieur.

Fig. 34 - Upper Proterozoic carbonates.

1. limestones ; 2. oolitic limestones ; 3. dolostones ; 4. sandy limestones.



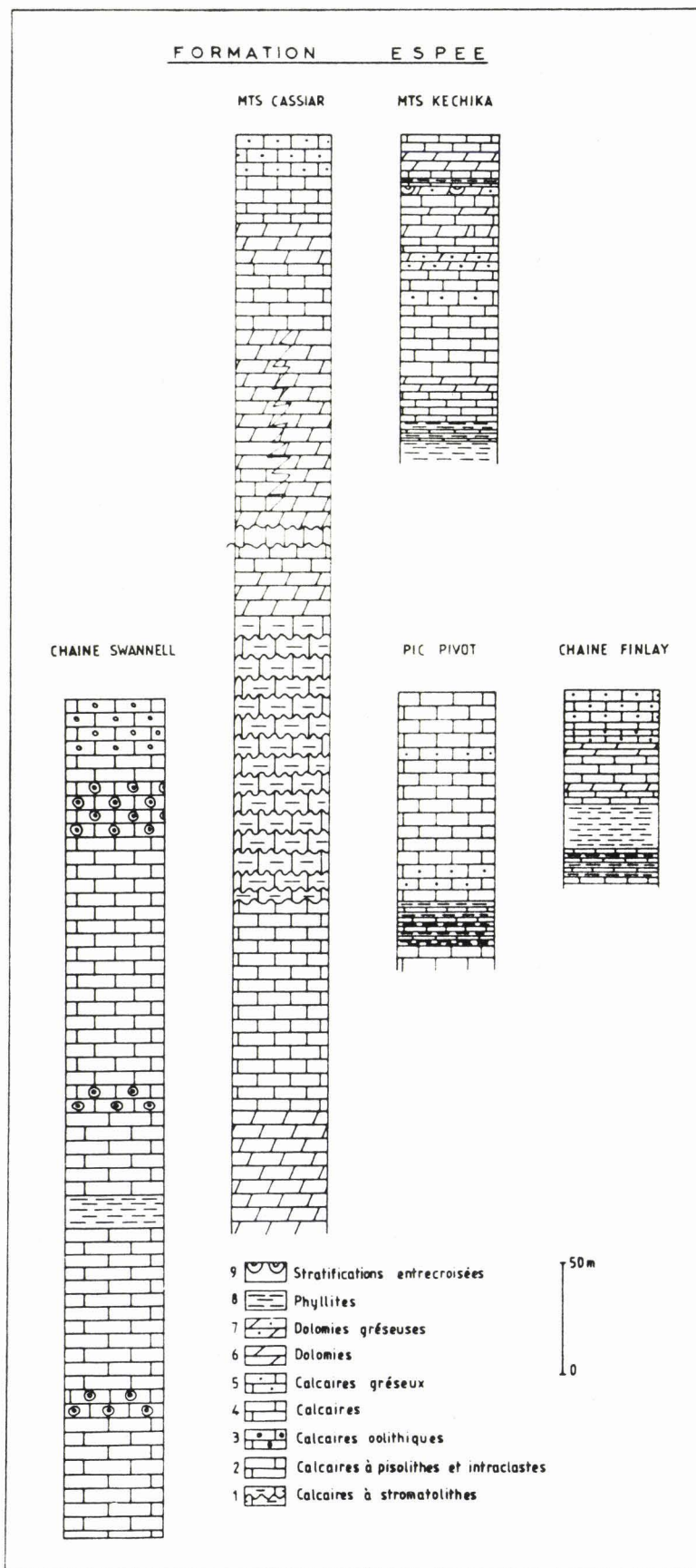


Fig. 35 - La Formation Espee au Nord de la Cordillère.

Fig. 35 - Espee Formation in Northern Cordillera.



#### IV. LA FORMATION STELKUZ ET SES ÉQUIVALENTS

##### A. INTRODUCTION.

Cette formation, la plus récente du Groupe Ingenika, apparaît au coeur de la chaîne Russel et en particulier près de la rivière Stelkuz où les roches les plus typiques ont été observées. Les lithologies sont très variées, plusieurs séquences et mégaséquences ont été observées en particulier à la base de la formation qui offre les différences les plus remarquées.

La Formation Stelkuz a été définie par Mansy et Gabrielse en 1978. La base est constituée par la première arrivée de détritique (shale, siltstone ou quartzite) qui repose sur la Formation Espee, et le sommet par les orthoquartzites blancs du Groupe Atan.

Trois grandes mégaséquences sont souvent observées dans la partie septentrionale de la chaîne d'Omineca. La première renferme des membres calcaires, pélitiques et gréseux; elle assure la transition avec la Formation Espee. La seconde est constituée de pélites et de grès, les calcaires y sont plus rares. Dans la dernière les grès prédominent. Le contact avec la Formation Boya sus-jacente n'est pas observé clairement, il est le plus souvent faillé.

Ces trois mégaséquences sont bien développées à l'Ouest de la chaîne Finlay, dans les chaînes Espee, Kechika et Cassiar, mais elles n'existent pas près du Fossé des Montagnes Rocheuses, là où les tendances à l'émergence étaient déjà importantes lors du dépôt de la Formation Espee. Il existe donc des aires subsidentes et des aires positives, dans lesquelles la sédimentation sera différente.

Je montrerai que des variations lithologiques brutales dans toutes les directions, par rapport au secteur type de la Formation Stelkuz, s'expliquent assez bien dans un milieu de sédimentation peu profond, subissant fréquemment des émergences. Elles se traduisent par des séries cycliques constituées par des passées argileuses où alternent des grès et des calcaires en proportions variables. Les calcaires se développent à l'Ouest, plus au large, sous la forme de bancs riches en oolithes. Dans la zone intertidale, on observe une sédimentation plus dolomitique érodée par des chenaux, par où transitent des apports gréseux sécants sur les dépôts plus anciens.

Le passage rapide entre ces différents dépôts, leur caractère cyclique permettent de poser plusieurs problèmes relatifs à la reconstruction du paléoenvironnement :

- quel mécanisme permet le dépôt cyclique de sédiments carbonatés et terrigènes plus ou moins grossiers ? doit-on y voir des séries de transgressions et régressions ?
- quelle est l'extension des petites discordances observées ? Sont-elles en relation avec de larges variations eustatiques (Pitman, 1978), avec des phénomènes tectoniques locaux Aitken (1966, 1978, 1981), avec des apports sédimentaires variables (Aitken *ibid.* ; Palmer, 1960 ; Fritz, 1975), avec des variations climatiques ... Tous ces phénomènes ont été retenus par les auteurs pour expliquer certains cycles. Je les interpréterai et les replacerai dans le contexte du bassin.

Ces différentes interprétations seront développées dans l'introduction du chapitre sur le Cambrien; un nouveau paramètre est à considérer avec l'apparition des fossiles qui permettront peut être de savoir si ces grands cycles sont isochrones.

Dans une première partie, la coupe type sera définie, puis les variations latérales seront étudiées dans la chaîne Finlay et Espee pour la plupart des coupes ; pour la plupart ces coupes assurent la continuité de celles levées pour la Formation Espee.

Dans une seconde partie, l'étude portera sur des coupes levées dans les chaînes de Kechika, Cassiar et des monts Cariboo.

La similitude des faciès observés dans ces différentes régions situées à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses, s'oppose à ceux observés à l'Est de ce fossé. La partie supérieure du Groupe Miette est assimilée aux Formations Isaac, Cunningham et Yankee Belle (Charlesworth et al., 1967 ; Campbell et al., 1973). Il renferme des argilites, des silts-tones et des conglomérats (tableau 6).

Dans la partie centrale de la Colombie Britannique, le Groupe Gog, à l'Est du Fossé, et sa base, la Formation Mac Naughton, reposent souvent en contact abrupt (discordant ?) sur le Groupe Miette par l'intermédiaire d'une importante masse de conglomérats et de quartzites (Young, 1979). Il semble qu'une discordance soit fréquemment observée à la base de ce Groupe Gog, en particulier dans la région du lac Louise (Aitken, 1969) au Sud des Montagnes Rocheuses.

Dans la partie septentrionale de la Colombie Britannique, les variations sont tout aussi significatives de part et d'autre du Fossé; ainsi près du lac Williston, le Groupe Misinchinka (équivalent possible du Groupe Miette *pro-parte*) est recouvert par quelques bancs de quartzites et de calcaires du Cambrien inférieur, tranchant par sa lithologie avec les Groupes Ingenika et Atan, leur équivalent sur le bord occidental du fossé.

## B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY.

La Formation Stelkuz a été définie par Mansy et Gabrielse (1978) au coeur de la chaîne Finlay, là où elle offre un caractère cyclique net. La coupe type est levée au Nord de la source de la rivière Stelkuz. La localisation des coupes est portée sur les figures 36 et 38.

Après l'étude de la coupe type (5), on s'attache à la première mégaséquence avec la coupe levée au Sud de la rivière Stelkuz (6). Les coupes suivantes montrent des variations considérables, la mégaséquence de base disparaît totalement (7), on montre de nombreux ravinnements et des indices d'érosion importants (8 et 9). Enfin la coupe 3 et une coupe au Nord du lac Pelly seront brièvement évoquées pour permettre une étude complète de la chaîne.

### 1. COUPE AU NORD DE LA RIVIERE STELKUZ (COUPE TYPE).

La première coupe levée (5) dans cette région est affectée de nombreux plis à vergence sud-ouest; tous n'ont peut-être pas été observés et les épaisseurs peuvent être surévaluées ; un léger métamorphisme affecte la partie orientale de la coupe, il masque la sédimentologie initiale.

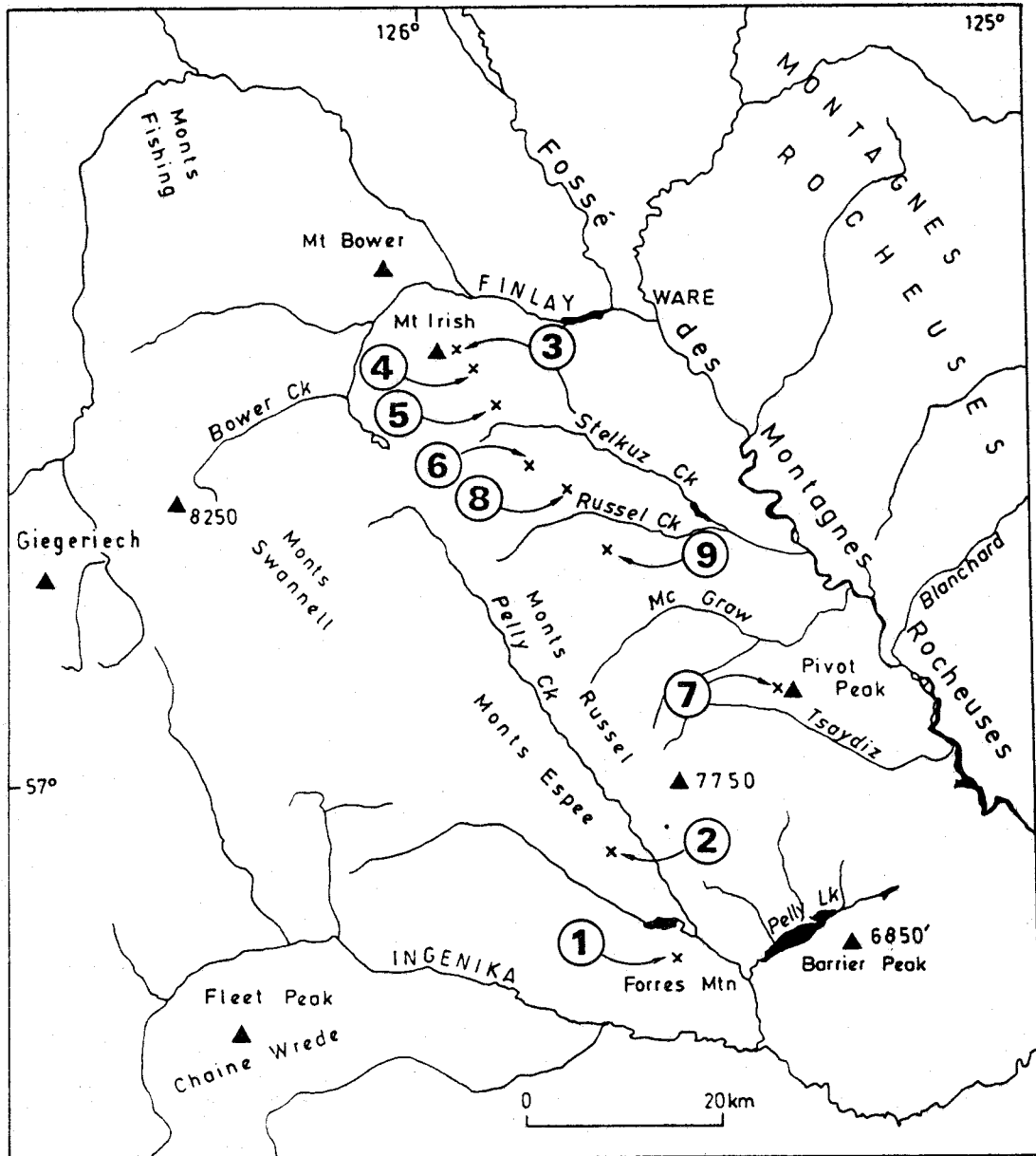


Fig. 36 - Localisation des coupes de la Formation Stelkuz.

Fig. 36 - Stelkuz Formation sections.

On peut observer la succession suivante, d'Est en Ouest la série est inverse (fig. 37) :

- 30 m de calcaires bleutés bien lités, parfois dolomitiques constituent le sommet de la Formation Espee ;

La première mégaséquence renferme :

- 60 m de shales et de calcschistes bleus ;
- 10 m de calcaires bleus micritiques ;
- 15 m de calcaires bleus en lits décimétriques et de siltstones jaunâtres ;

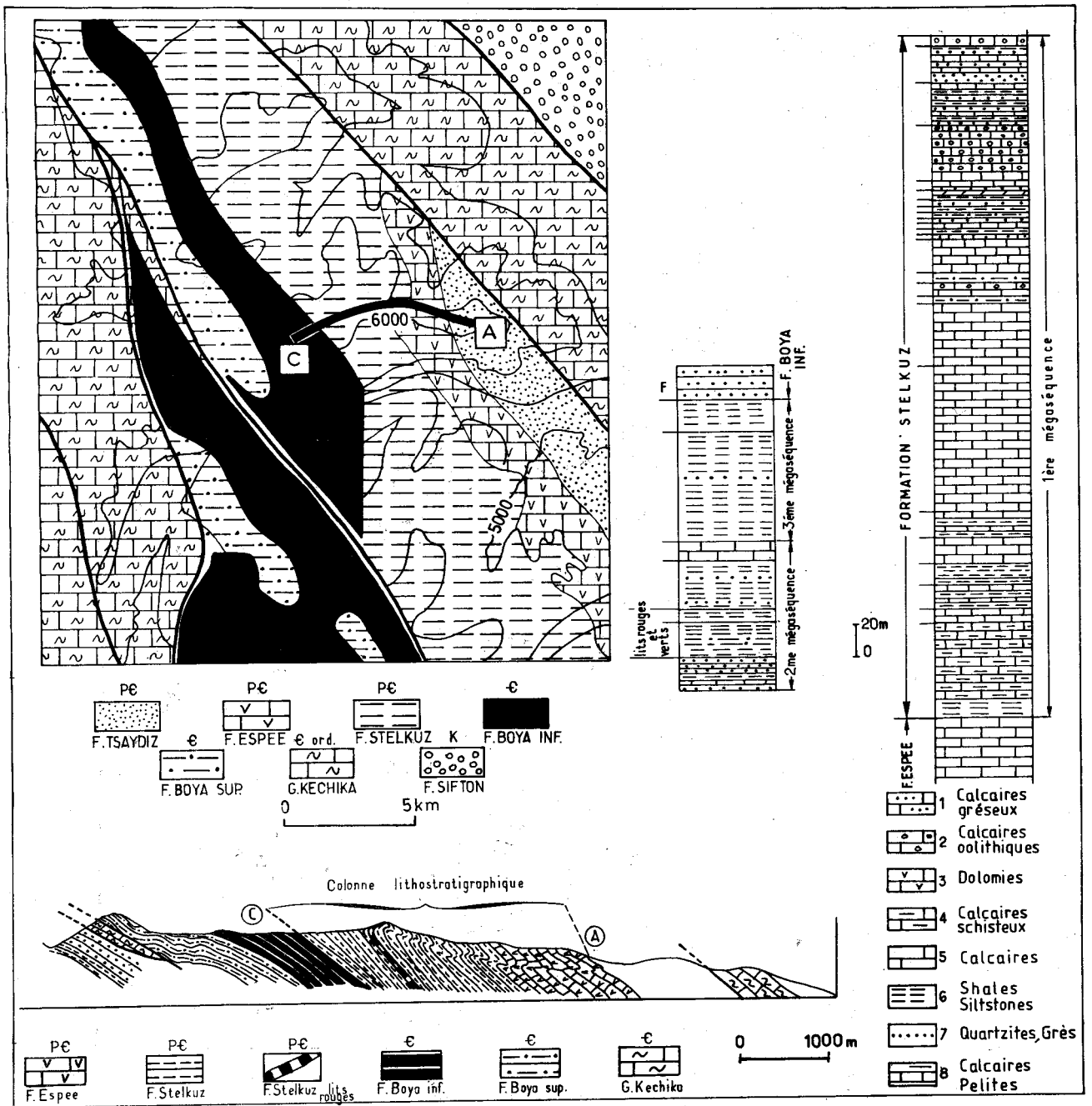


Fig. 37 - La coupe type de la Formation Stelkuz.

Fig. 37 - Stelkuz F. type section.

1. sandy limestones ; 2. oolitic limestones ; 3. dolostones ; 4. calcschists ; 5. limestones ; 6. shales, siltstones ; 7. quartzites ; 8. limestones, pelites.

- 10 m de shales ;
- 20 m de calcaires bleus ;
- 20 m de calcaires blancs rubanés, en alternance avec des siltstones et des shales ;
- 20 m de calcaires bleus massifs (considérés par Mansy et Gabrielse (1978) comme le sommet de la Formation Espee), la présence de phyllites sous-jacentes amène à reconsidérer la limite Espee - Stelkuz ;
- 30 à 40 m de calcaires bleus ;
- 2 m de shales verdâtres, de grès et de pélites en alternances centimétriques ;





Photo 5 - Cycles de grès, shales et calcaires dans la première mégaséquence de la Formation Stelkuz. On remarque la tête du pli à droite de la photo.

Photo 5 - Cyclical sandstone, shale and limestones beds in the first megasequence. Note the fold on the right.

Photo 6 - La première mégaséquence de la Formation Stelkuz.

Photo 6 - First megasequence of stelkuz Formation.

- 10 m de calcaires gris bleu; la partie sommitale s'enrichit en matériel détritique ;
- 4 m de pélites jaunâtres, de grès et quartzites bien lités ;
- 20 m de calcaires microsparitiques, parfois gréseux, tachetés par de nombreux intraclastes d'ankérite ;
- 2 m de calcaires sparitiques gréseux ;
- 3 m de pélites vertes et gris jaunâtre en lits centimétriques ;
- 3 m de calcaires gréseux à lamines ;
- 3 m de calcaires et pélites vertes ;
- 2 m de quartzites bien lités ;
- 3 m de siltstones jaunâtres et de grès ;
- 4 m de shales verts et gris vert ;
- 5 m de quartzites massifs qui renferment un lit de calcaire; le contact entre les deux types lithologiques est franc ;
- 4 m de shales verts ;
- 1 m de dolomie gréseuse ;
- 4 m de grès et calcaires gréseux roux ; la recristallisation y est importante; on note dans ce grès à ciment sparitique, des grains de quartz millimétriques et des flots de quartz microcristallins recoupés par des cristaux de calcite automorphe. Les feldspaths et le mica blanc sont mineurs ;
- 35 m de calcaires gréseux (40%), riches en ankérite à la base, puis de grès feldspathiques calcareux bleus massifs à ciment sparitique qui renferment 70% d'oligoclase et 15% de quartz ; (photo 5)



- 20 m dans lesquels les cycles sédimentaires sont particulièrement bien exprimés avec des alternances décimétriques de calcaires bleus, de grès jaunâtres, de shales et siltstones verdâtres (un détail est donné avec la coupe 2). Le sommet de ce cycle se termine par un calcaire riche en feldspath et en chlorite authigènes. Les feldspaths sont corrodés, le ciment carbonaté remplace partiellement la fraction détritique ; (photo 6)
- 20 m de grès parfois calcaire, de shales verdâtres en alternances décimétriques; les feldspaths présentent un nourrissage et souvent une corrosion postérieure ;
- 5 m de calcaires micritiques à oolithes.

La seconde mégaséquence est plus détritique et surtout les cycles centimétriques disparaissent. On observe successivement :

- 20 m de grès parfois calcaire, de shales verdâtres en alternances décimétriques; les feldspaths présentent un nourrissage et souvent une corrosion postérieure ;
- 25 m de shales vert clair, puis de shales gris vert et enfin de shales violacés. Une schistosité de flux nette est observée; la chlorite et l'illite authigènes sont les constituants essentiels du fond de la roche (voir leur étude dans le chapitre sur les minéraux argileux); les cristaux ont souvent une forme amygdalaire. Quelques traces de calcaire apparaissent encore, ainsi que de la smectite (éch. 71-114 C).

Le membre coloré de cette mégaséquence constitue le marqueur le plus net de la Formation Stelkuz; il apparaît sur une bonne partie de la chaîne Finlay, son épaisseur est variable en raison de petites failles qui affectent ces shales chloriteux ;

- 10 m de schistes chloriteux gris vert ;
- 30 m de shales verts et de rares bancs quartzeux marron ;
- 12 m de calcaires ayant subi une importante recristallisation; la schistosité de flux est nette et le mica blanc authigène est abondant. Le sommet s'enrichit en shales verts. Les carbonates présentent parfois des fantômes d'allochèmes (oolithes ? et de rares lits dolomitisés (1 m).

La troisième mégaséquence est uniquement détritique. On peut noter de bas en haut :

- 70 m de shales verts et gris vert riches en cristaux de pyrite qui ont parfois disparus, mais ont laissé des petites taches rouilles dues à l'oxydation. La base de ce niveau est légèrement gréseuse (des lits de 0.3 m à 2 m), les shales plus rares dans la partie médiane réapparaissent au sommet; ils sont les plus caractéristiques par leur aspect et leur teinte à l'affleurement. La distinction n'est pas aussi aisée en présence d'un seul échantillon. Il n'a pas été observé de banc calcaire, mais un ciment carbonaté est parfois présent dans les shales. Le calcaire reste inférieur à 5%; l'illite et la chlorite sont recristallisées, leur indice de cristallinité les situe à la limite de l'épizone et de l'an-chizone ;
- 20 m de shales verts qui alternent avec des lits de grès quartzites dans lesquels des reliques calcaires (10%) et quelques grains de feldspaths apparaissent. Un clivage de type strain slip affecte les niveaux de phyllites; il s'amortit puis disparaît dans les niveaux gréseux souvent fortement recristallisés. La texture est jointive et en triple points dans le ciment siliceux, c'est un indice de recristallisation importante (Spry, 1970); les minéraux accessoires les plus fréquents sont la pyrite et l'épidote.

Au sommet de cette mégaséquence les premiers bancs d'orthoquartzite blanc affleurent. Le passage en continu avec le Groupe Atan sus-jacent n'est pas évident (faille vraisemblable).

Remarques.

Fritz a repris la coupe type en 1983 pour établir des corrélations avec des études précédentes menées dans les Montagnes Rocheuses et la chaîne de Cassiar (1978, 1979, 1980a, 1980b), mais aussi pour y collecter les fossiles du Précambrien supérieur - Cambrien inférieur et les comparer avec ceux trouvés par ailleurs (1984). Cette coupe, comme les autres levées dans la chaîne de Finlay, s'est révélée azoïque (pas de traces fossiles, ni de trilobites), alors que des coupes similaires s'étaient révélées fructueuses. Le degré de la recristallisation et de la déformation sont la cause principale du caractère azoïque. Fritz (1984) décrit près de 600 mètres à la mégaséquence inférieure, car il en établit la base beaucoup plus bas et il ne tient pas compte de la présence d'un vaste pli à la base de celle-ci. (photo 5)

2. COUPE AU SUD DE LA RIVIERE STELKUZ.

La seconde coupe (6) est levée au Sud de la rivière Stelkuz; elle est voisine de la précédente et permet une étude plus détaillée de la première mégaséquence qui renferme de nombreuses séquences constituées de grès, shales, siltstones et carbonates.

Le contact avec la Formation Espee n'est pas observé; cette coupe présente de nombreux plis de grande ampleur. En s'approchant du Fossé des Montagnes Rocheuses, les carbonates deviennent franchement dolomitiques; une zone rougeâtre (Formation Espee dolomitique) apparaît près de la zone faillée de Spinel.

La base d'une séquence est détritique fine; elle peut parfois s'enrichir en particules plus grossières; le sommet s'enrichit peu à peu en carbonate. Les calcaires et parfois les siltstones possèdent une belle structure laminée. La coupe suivante a été levée au milieu de la première mégaséquence.

La première séquence repose sur des calcaires bleus; elle renferme :

- 2 m de shales verts ;
- 1 m de calcaires bleus.

La deuxième séquence contient :

- 5 m de shales verts ;
- 1 m de grès quartzeux roux ;
- 5 m de calcaires bleus en lits décimétriques ;
- 1 m de calcaires roux ;
- 3 m de calcaires bleus micritiques ;
- 0.2 m de calcaires roux.

La troisième séquence renferme :

- 4 m de shales verts intercalés de 5 passées décimétriques gréseuses; la dernière, la plus épaisse, atteint 0.30 m ;
- 2 m de shales verts intercalés de passées décimétriques de calcaires qui l'enrichissent ;
- 1.50 m de calcaires jaunes ;
- 3 m de calcaires bleus bien lités ;
- 0.20 m de calcaires roux.

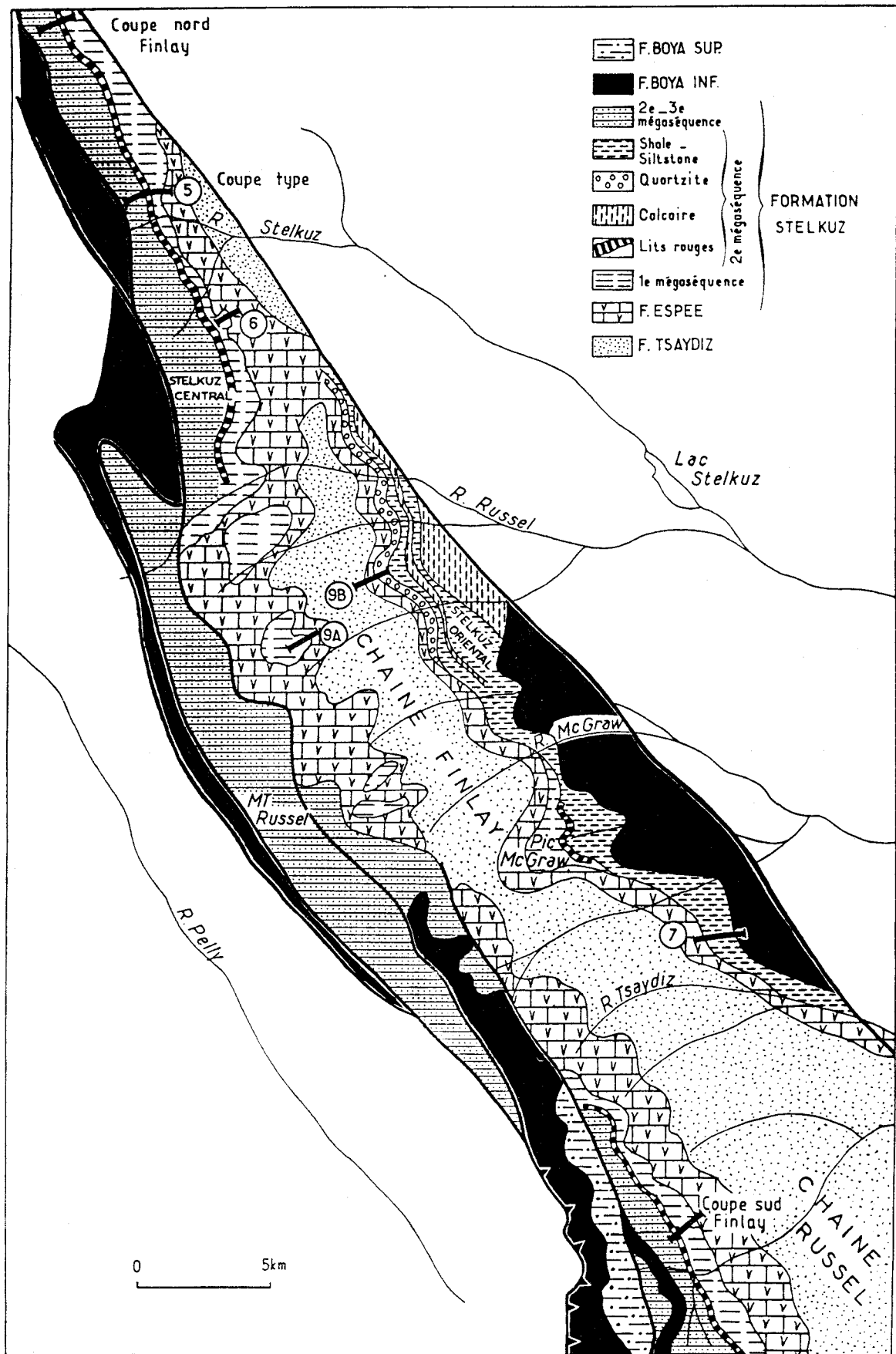


Fig. 38 - La répartition des mégaséquences de la Formation Stelkuz dans la chaîne Finlay.

Fig. 38 - Megasequences of Stelkuz Formation in Finlay Range.

La quatrième séquence commence par :

- 0.6 m de shales verts ;
- 0.2 m de grès quartzite.

Les rythmes sont constitués de trois types lithologiques principaux, avec une fraction carbonatée et une fraction détritique dominante. On note des shales verts à la base, puis quelques passées gréseuses, suivies par un enrichissement en carbonates qui se traduit par des calcaires jaunes et bleus, le cycle se termine souvent par des calcaires roux. La recristallisation est importante, elle empêche ici aussi, une détermination précise du microfaciès initial. Les cycles se terminent assez fréquemment par des bancs calcaires métriques à décamétriques, ce qui permet de les comparer aux séquences d'accrétion de type klupfeliienne, dans lesquelles seraient intégrées des passées gréseuses. L'interprétation globale de ces séquences sera donnée à la fin de l'étude de cette formation.

### 3. COUPE DU PIC PIVOT.

Cette coupe a été levée près du pic Pivot (7, fig. 36). La différence fondamentale avec les coupes septentrionales est l'absence des cycles typiques de la première mégaséquence, ainsi que de la formation repère rouge.

La coupe décrite ci-dessous est la suite de celle présentée pour la Formation Espee (fig. 32). Le contact entre les calcaires et la Formation Stelkuz est graduel.

La Formation Stelkuz levée de bas en haut est constituée près du pic Pivot de deux mégaséquences.

La première mégaséquence renferme des calcaires, des subarkoses et des shales :

- 6 m de shales verts, de subarkoses à albite très altérée, parfois maclée en échiquier (l'ankérite est un minéral secondaire fréquent) ;
- 55 m de calcaires bleus en lits de 0.1 à 0.20 m. La très belle schistosité de flux confère à la calcite une allure lamellaire. Ces calcaires sont interstratifiés avec de rares subarkoses à ciment quartzeux. Ce ciment a une texture en triple points (Spry, 1969), indice d'une recristallisation importante dans un stade préliminaire du métamorphisme, confirmé par de l'illite et de la chlorite bien cristallisées. Leur indice de cristallinité (fig.105, échantillon 61-73) les place dans l'épizone ;
- 10 m de shales verts et de subarkoses; le feldspath est souvent corrodé par le ciment calcitique; des cristaux de perthite et des micas sont fréquents ;
- 30 m de calcaires bleus en lits de 0.07 à 0.1 m. On y note l'absence de la fraction détritique ;
- 25 m de calcaires jaunes et de shales verts ;
- 60 m de calcaires bleus, légèrement gréseux; les lits sont épais de 0.05 m ; ils sont riches en ankérite et furent considérés par Mansy et Gabrielse (1978) comme le sommet de la Formation Espee ;
- 20 m de shales vert clair renfermant quelques passées de quartzites roux. Un très net clivage de type strain slip caractérise le débit principal. La chlorite métamorphique est un constituant important ;

- 5 m de calcaires jaunes assez fortement recristallisés ; la proportion de quartz et de feldspath peut atteindre 30 à 40% de la roche ;

La deuxième mégaséquence observée renferme :

- 55 m de shales vert foncé avec peu de bancs de quartzites ;
- 4 m de quartzites à grains fins et texture réticulée ;
- 25 m de shales vert affectés par deux clivages qui engendrent un clivage de type strain slip. La pyrite et la chlorite sont les minéraux accessoires les plus abondants ; lorsque la proportion de chlorite est élevée la teinte devient vert clair ;
- 40 m de shales verts plus foncés. La chlorite n'apparaît pas mais le quartz fin est plus abondant ;
- 30 m de quartzites vert clair à texture réticulée ; lorsque la matrice devient importante, un deuxième clivage apparaît. Quelques lits de shales vert clair riches en chlorite apparaissent ;
- 50 m de shales vert foncé ;
- 20 m d'un ensemble de quartzites (80%) et de shales verts (20%) ;
- 35 m de shales verts avec quelques bancs de quartzites interstratifiés.

Le sommet de cette mégaséquence a été étudié ; les quartzites assimilés au Groupe Atan reposent par dessus en contact abrupt.

Ce secteur est affecté par deux phases de déformations qui sont particulièrement nettes dans les bancs de phyllites ; elles se concrétisent par la formation d'un clivage de type strain slip. Le métamorphisme et la déformation sont plus importants en se rapprochant de la faille Spinel située un kilomètre plus à l'Est.

Rappelons quelques points essentiels relevés dans ce secteur :

- les cycles centimétriques calcaires - grès, shales verts, caractéristiques du milieu de la première mégaséquence et les lits de shales rouges n'existent pas près du pic Pivot ;
- la deuxième mégaséquence observée est dépourvue de carbonates ; elle correspondrait à la troisième mégaséquence de la coupe type ;
- à l'Est du pic Mac Graw (6 km au NE du pic Pivot), la première mégaséquence apparaît dans son intégralité ; elle y est surmontée par les shales rouges.

Plusieurs hypothèses sont possibles :

- les lits rouges ne se sont pas déposés dans toute la région des monts Finlay ;
- les lits rouges se sont déposés partout lors de la seconde mégaséquence, mais ont été érodés dans la partie orientale (près du Fossé des Montagnes Rocheuses) avant le dépôt de la troisième mégaséquence. Les lits discontinus, les ravinements nombreux et les passées microconglomératiques observés au Nord de cette mégaséquence arguent en faveur de cette dernière hypothèse. Elle est confortée par la relative minceur de la Formation Stelkuz près du pic Pivot (450 m).

#### 4. COUPE AU SUD DE LA RIVIERE RUSSEL.

Cette coupe (fig. 31) a été levée entre les rivières Mac Graw et Russel.

Sur le flanc oriental de l'anticlinal (marqué B), on peut noter de bas en haut (d'Ouest en Est) la succession suivante :

La Formation Espee renferme :

- 60 m de carbonates jaunes et bleus très recristallisés; ils sont généralement bien lités; la dolomie représente une moitié de ces carbonates. Dans ceux-ci, le quartz et le feldspath sont présents. La Formation Espee s'enrichit en particules détritiques vers le sommet.

La base de la Formation Stelkuz est spécifique; on reconnaît :

- 15 m de quartzites et de shales verdâtres ;
- 15 m de quartzites lenticulaires ;
- 2 m de shales ;
- 6 m de dolomies lenticulaires ;
- 25 m de quartzites clairs, riches en stratifications entrecroisées. Le contact entre ces différents niveaux est toujours abrupt, il peut marquer une limite d'érosion ou un hiatus mais aucun conglomérat n'a été observé.

La base de la Formation Stelkuz est ici marquée par :

- des lits lenticulaires détritiques (anciens chenaux ?) ;
  - des contacts abrupts et ravinants entre les différentes lithologies ;
  - une masse quartzitique importante et exceptionnelle à ce niveau.
- Le sommet est constitué de shales verts et des carbonates parfois très épais. On n'observe donc pas la première mégaséquence et les shales rouges qui ont été érodés.

La séquence décrite ci-dessus est donc assimilée au sommet de la deuxième mégaséquence; les lentilles quartzitiques sont dues à d'anciens chenaux dans un secteur caractérisé par une forte tendance à l'émergence.

Au-dessus, la Formation Stelkuz est constituée par des shales verts et des carbonates parfois très épais. On n'observe donc pas la première mégaséquence et les shales rouges qui ont été érodés. La séquence décrite ci-dessus est donc assimilée au sommet de la deuxième mégaséquence; les lentilles quartzitiques sont dues à d'anciens chenaux dans un secteur caractérisé par une forte tendance à l'émergence.

Plus à l'Ouest, au niveau de la coupe marquée (A), sur la figure 31 la Formation Stelkuz apparaît très différente. Le sommet de la Formation Espee est souvent dolomitique et gréseux, un banc rougeâtre limite cette dernière de la Formation Stelkuz, au-dessus aucune trace des bancs de quartzites massifs, mais on observe les cycles traditionnels de la première mégaséquence : quartzites, grès marron, shales verts, et carbonates.

#### 5. COUPE AU NORD DE LA RIVIERE RUSSEL.

La coupe la plus septentrionale de l'unité orientale de Stelkuz est levée au Nord de la rivière Russel (fig. 39). Elle complète les observations sur la deuxième mégaséquence.

J'ai observé de bas en haut et d'Ouest en Est :

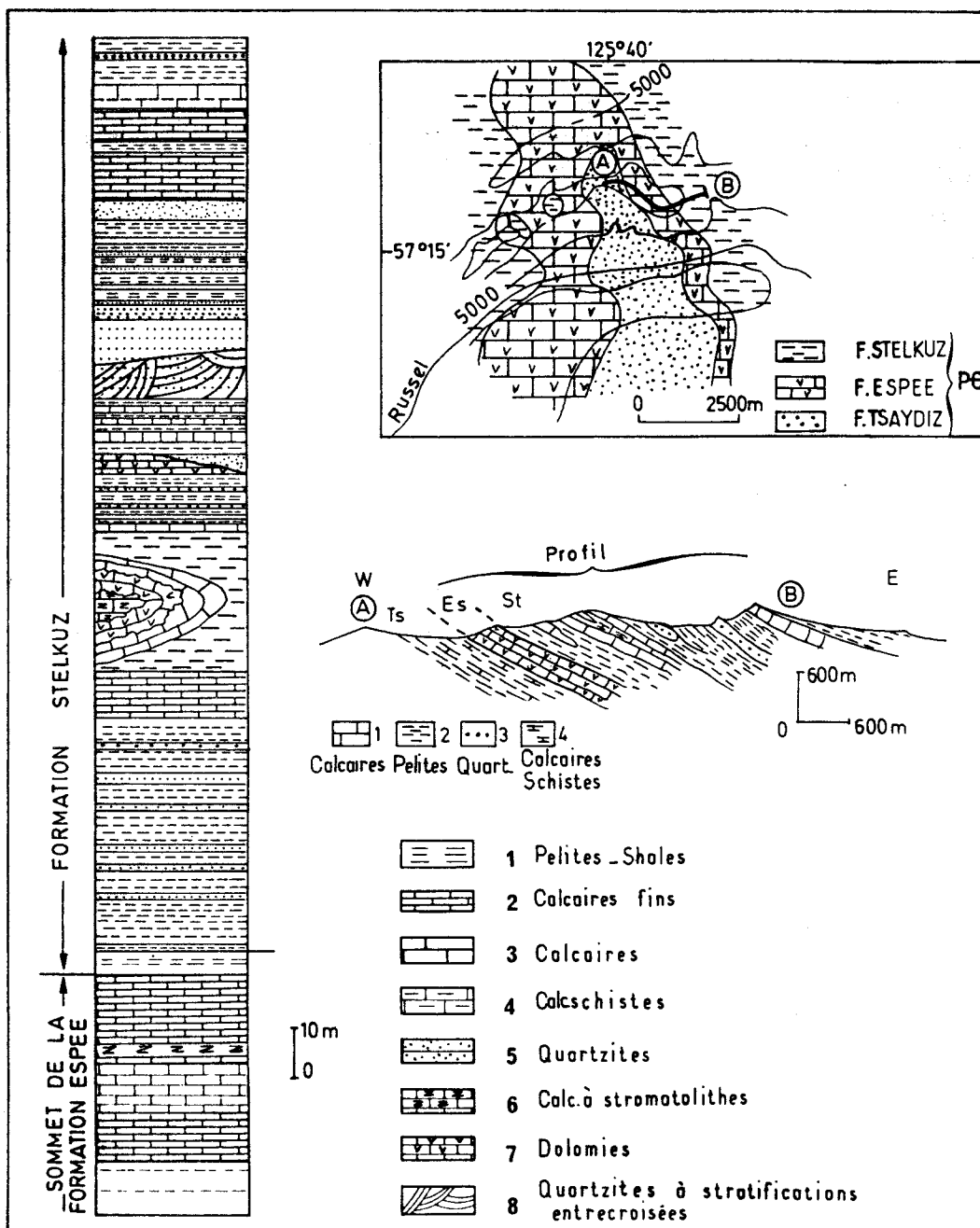


Fig. 39 - La Formation Stelkuz au Nord de la rivière Russel.

Fig. 39 - Stelkuz Formation, North of Russel River.

1. pelites - shales ; 2. thin limestones ; 3. limestones ; 4. calcschists ; 5. quartzites ;  
 6. stromatolitic limestones ; 7. solostones ; 8. cross bedded quartzites.

- le sommet de la Formation Espee constitué de calcaires bleu gris, finement lités. Le fantôme de niveaux oolithiques est parfois préservé; on peut noter la présence de stromatolithes ovoïdes (photo 3 ). La partie terminale de cette formation passe graduellement à la Formation Stelkuz qui renferme :
- 50 m de shales verts et de quartzites en lits centimétriques ;
- 10 m de calcaires recristallisés qui portent la trace d'anciens allochèmes qui ne sont plus identifiables. La trame semble filamenteuse, de type cryptalgairé (?) ;



- 4 m de shales verts ;
- 15 m de calcaires à lamines onduleuses, de type stromatolithique, qui entourent des corpuscules ovoïdes millimétriques. Une dolomitisation importante affecte ces calcaires. La partie centrale est rougeâtre alors que le "cortex" reste gris. Ce niveau est lenticulaire, il s'amenuise et disparaît latéralement dans un milieu plus pélitique ;
- 15 m de shales de teinte argentée, riches en micas blancs. Quelques bancs de calcaires bleus et de dolomies rouges sont observés ;
- 10 m de dolomies rouges lenticulaires ;
- 15 m de calcaires gris et de shales verdâtres. Les shales sont affectés par un clivage de type strain slip ;
- 5 m de quartzites lenticulaires qui érodent les lits sous-jacents ;
- 10 m de lits centimétriques de calcaires, shales et shales calcaires ;
- 25 m de quartzites marron piquetés d'hématite. La base est microconglomératique et les stratifications entrecroisées planaires sont nombreuses. Les bancs de quartzite sont lenticulaires; les corps les plus importants semblent avoir une extension décamétrique et s'arrêtent brusquement au contact de bancs dolomitiques ou calcaires. Ils peuvent traduire la présence d'anciens chenaux ;
- 20 m de shales verts, de quartzites impurs marron et de calcaires bleutés. Le clivage secondaire est net dans toutes ces lithologies ;
- 10 m de shales verts ;
- 5 m de quartzites ;
- 20 m de calcaires bleus de type cryptalgair parsemés de fantômes de pellets et peut-être d'oncolithes. Quelques lits de phyllites sont interstratifiés.

La coupe continue au travers d'affleurements clairsemés par une soixantaine de mètres de shales argentés en alternance avec des calcaires bleus et des quartzites marron piquetés d'hématite.

#### Interprétation.

Les coupes effectuées dans l'unité orientale de la Formation Stelkuz présentent des caractères spécifiques qui vont permettre la reconstitution du paléomilieu. Sur la Formation Espee qui renferme de nombreuses passées détritiques, on observe :

- deux niveaux de quartzites épais de 20 à 30 m, mais de faible extension latérale ;
- des niveaux métriques de quartzites qui sont sécants sur le substrat carbonaté. Ces niveaux ont certainement valeur de chenaux ou de discordances très locales ;
- une grande variabilité latérale des lithologies observées.

La première mégaséquence surmontée des shales rouges est observée au pic Mac Graw, sous la mégaséquence décrite ci-dessus, elle est donc assimilée au sommet de la deuxième mégaséquence (fig. 38).

6. COUPES AU NORD ET AU SUD DE LA CHAÎNE FINLAY.

Les coupes proviennent des extrémités de cette chaîne, elles sont levées dans l'unité centrale (fig. 40 , 41).

On y remarque :

- que les lits rouges et verts sont bien développés dans cette unité et qu'ils sont de nature pélitique ;
- que les trois mégaséquences existent, même si elles ne sont pas observables sur toute leur épaisseur en raison de failles ;
- qu'il n'y a ni indice d'émergence, ni niveau quartzitique bien développé, à valeur de chenaux.

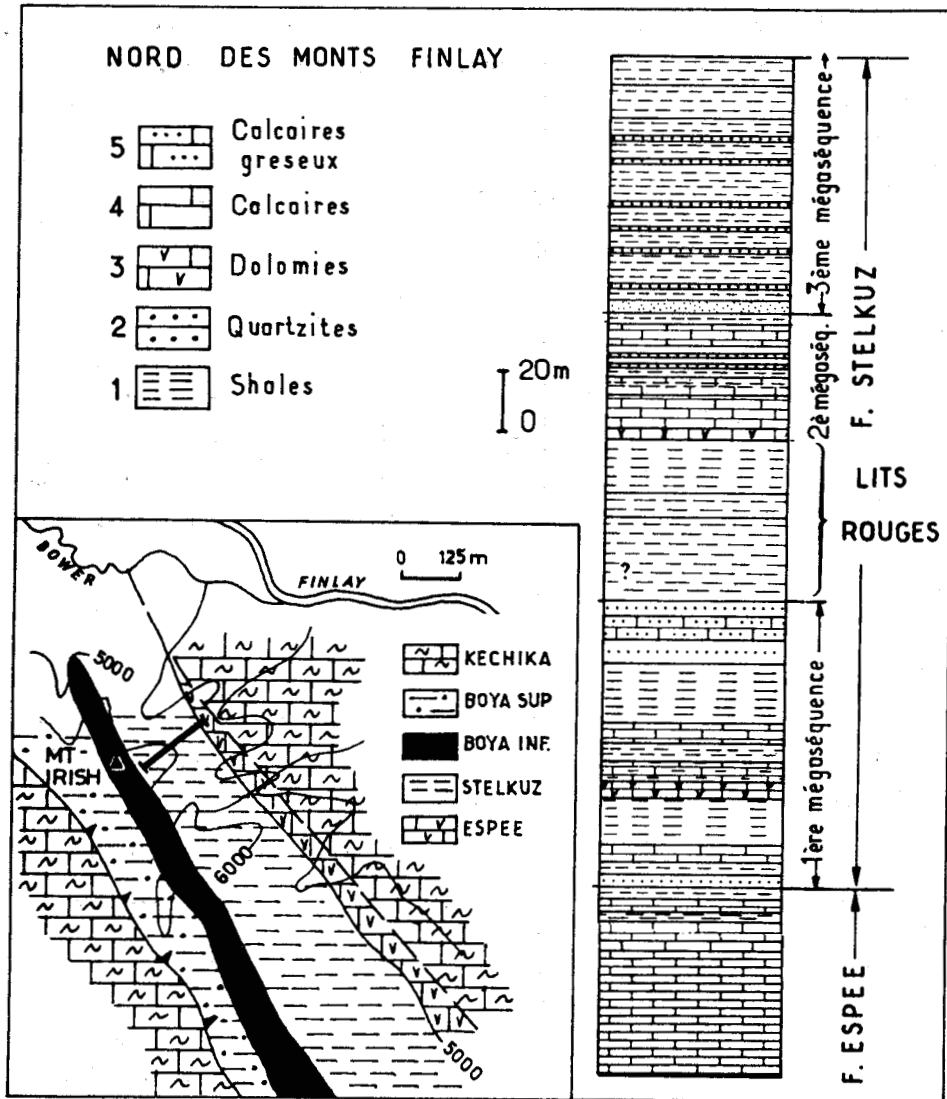


Fig. 40 - La Formation Stelkuz au Nord des Monts Finlay.

Fig. 40 - Stelkuz Formation in Northern Finlay Range.

1. shale ; 2. quartzite ; 3. dolostones ;  
4. limestones ; 5. sandu limestones.

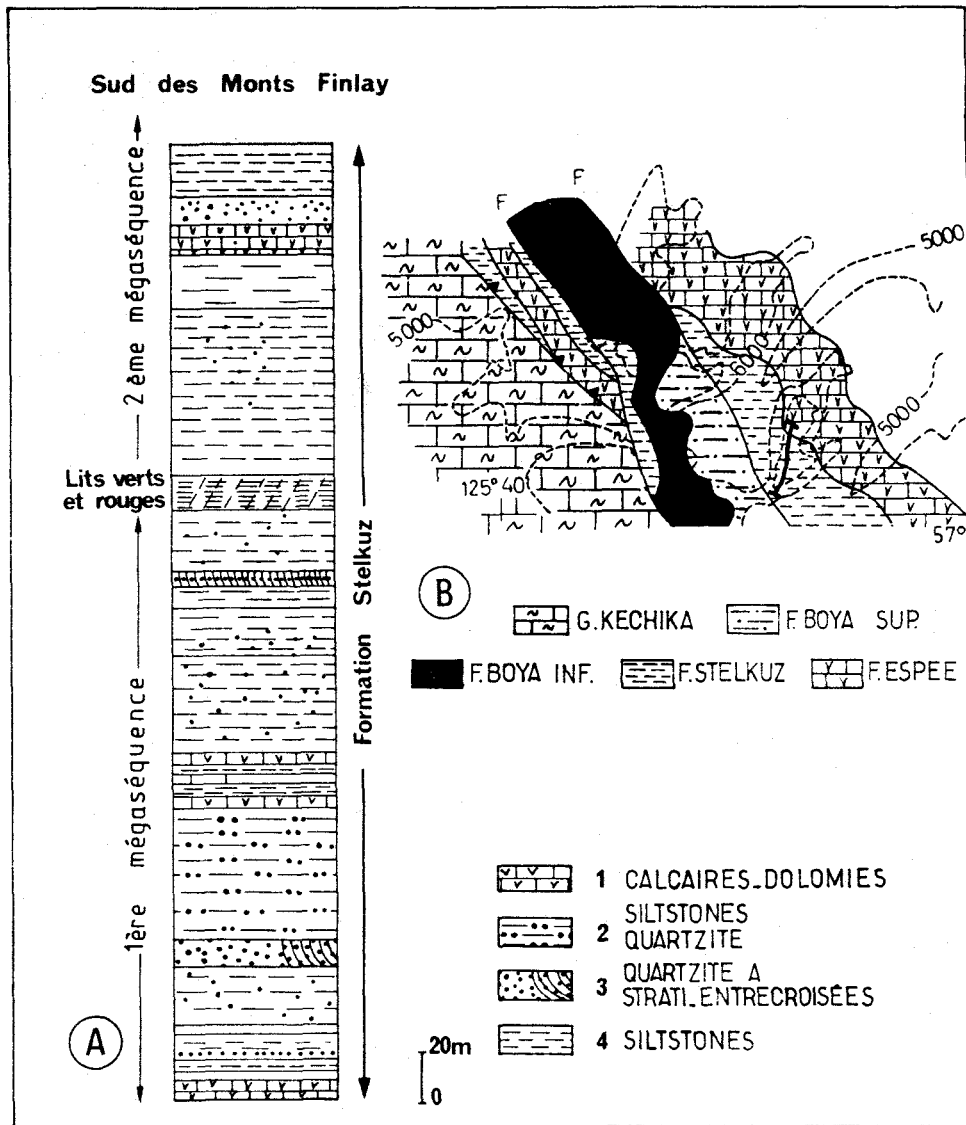


Fig. 41 - La Formation Stelkuz au Sud des monts Finlay.

Fig. 41 - Stelkuz Formation, South of Finlay Range.

1. limestones ; 2. siltstones, quartzites ; 3. cross-bedded quartzites ; 4. siltstones.

### C. COUPES DANS LA CHAÎNE ESPEE.

Deux coupes voisines ont été levées au coeur de la chaîne en raison de la présence de failles et d'une importante couverture végétale (fig. 42). La base de la Formation Stelkuz n'est pas représentée sur les profils; la première mégaséquence n'aura qu'une épaisseur approximative, elle atteint au moins 250 mètres. On y observe de bas en haut :

- 100 m de siltstones verts en bancs de 0,10 à 0,30 m, qui alternent avec des lits de calcaires bleus et des quartzites roux, parfois lenticulaires. Les grès sont de type subarkose à grain fin à très fin, ils ont une texture réticulée. Le passage d'un quartzite à un calcaire s'effectue progressivement et par saccade, par disparition du quartz. Les calcaires sont toujours légèrement gréseux et les recristallisations sont importantes; le ciment calcaire sparitique corrode parfois la fraction clastique. Les pélites ont été analysées (voir les minéraux argileux); la chlorite occupe au moins 50% de la fraction fine et l'illite de 20 à 50%. L'indice de cristallinité de l'illite métamorphique est élevé, voisin de 0.2; il caractérise l'épizone ;

- 30 m de plusieurs ensembles plus carbonatés ; le premier de ces ensembles est riche en intraclastes à la base, plus clastique au sommet. Le second ensemble, d'abord finement lité voit ses lits s'épaissir dans la partie sommitale. Les roches calcaires sont de type intra-microsparite. Les intraclastes filamenteux sont fortement recristallisés; le bord est micritique, le noyau est sparitique. D'autres allochèmes sont d'anciens oolithes monocristallins, aucune structure interne n'étant décelable, seule la régularité des grains et parfois une relique mieux conservée permet de déceler leur origine. Des filaments d'origine algale sont fréquents. Le sommet de ce second ensemble prend une teinte pourpre caractéristique, ce sont les lits rouges trouvés dans toute la chaîne d'Omineca (Cassiar, Finlay, Espee, Cariboo).

La seconde mégaséquence est épaisse de 200 mètres; on n'y trouve que des shales et des siltstones couronnés par un niveau calcaire; on peut y distinguer :

- 30 m de phyllites vert clair et pourpre dans lesquelles l'illite et la chlorite métamorphiques se partagent la fraction détritique fine des lits rouges. La déformation est assez importante dans ces roches, elle se caractérise par la formation d'un clivage de crénulation. Les "lits rouges" se retrouvent dans une position structurale similaire, ils sont essentiellement pélitiques à l'Est de la rivière Pelly, alors qu'ils sont pélitiques et calcaires à l'Ouest de celle-ci ;
- 40 m de shales verts, de siltstones et de grès à grain très fin. La phengite commence à apparaître dans la fraction fine ;
- 15 à 20 m de calcaires bleus à la base, violacés au sommet; ils sont de type micritique ou microsparitique. Des fantômes d'oolithes recristallisés et d'intraclastes monocristallins parfois entourés d'un liseré d'oxydes sont abondants au sommet. Chacune des séquences se termine par des passées oolithiques qui rappellent aussi les cycles de Klupfel ;
- 25 m de shales verts qui renferment des figures sédimentaires (flammes, bioturbation). La partie supérieure s'enrichit en orthoquartzite qui présente une texture jointive ;
- 40 m de quartzites en bancs décimétriques qui alternent avec des shales et des siltstones ;
- 50 m de quartzites et de subarkoses; un ciment carbonaté apparaît sous la forme d'ilots ;
- 3 m de dolosparites, riches en oolithes dont on ne distingue que l'enveloppe externe qui a recristallisé en dolomicrite. Le ciment intercorporeux et le centre des oolithes sont formés de grains de 40 µ. Certains grains sont ovoïdes et présentent une structure interne proche des oncholites.

La troisième mégaséquence constituée de shales, siltstones et de grès (par ordre d'importance) renferme :

- 10 m de quartzites en gros bancs et de grès grossier à ciment carbonaté. Les grains de quartz dont la taille varie de 1 à 2 mm, ne présentent des traces de recristallisation qu'à leur périphérie. Certains sont formés de particules monocristallines, d'autres sont polycristallins et semblent être d'origine métamorphique. Le ciment est sparitique, souvent ferrifère, l'ankérite est aussi fréquente ; on note dans certaines passées de nombreuses oolithes remaniées et cassées qui indiquent de forts courants; la recristallisation de ces allochèmes est moins importante que dans les niveaux sous-jacents ;
- 90 m de quartzites à grain moyen, parfois feldspathiques. Les bancs sont épais et les passées de phyllites rares. Les traces fossiles et les terriers sont nombreux ;

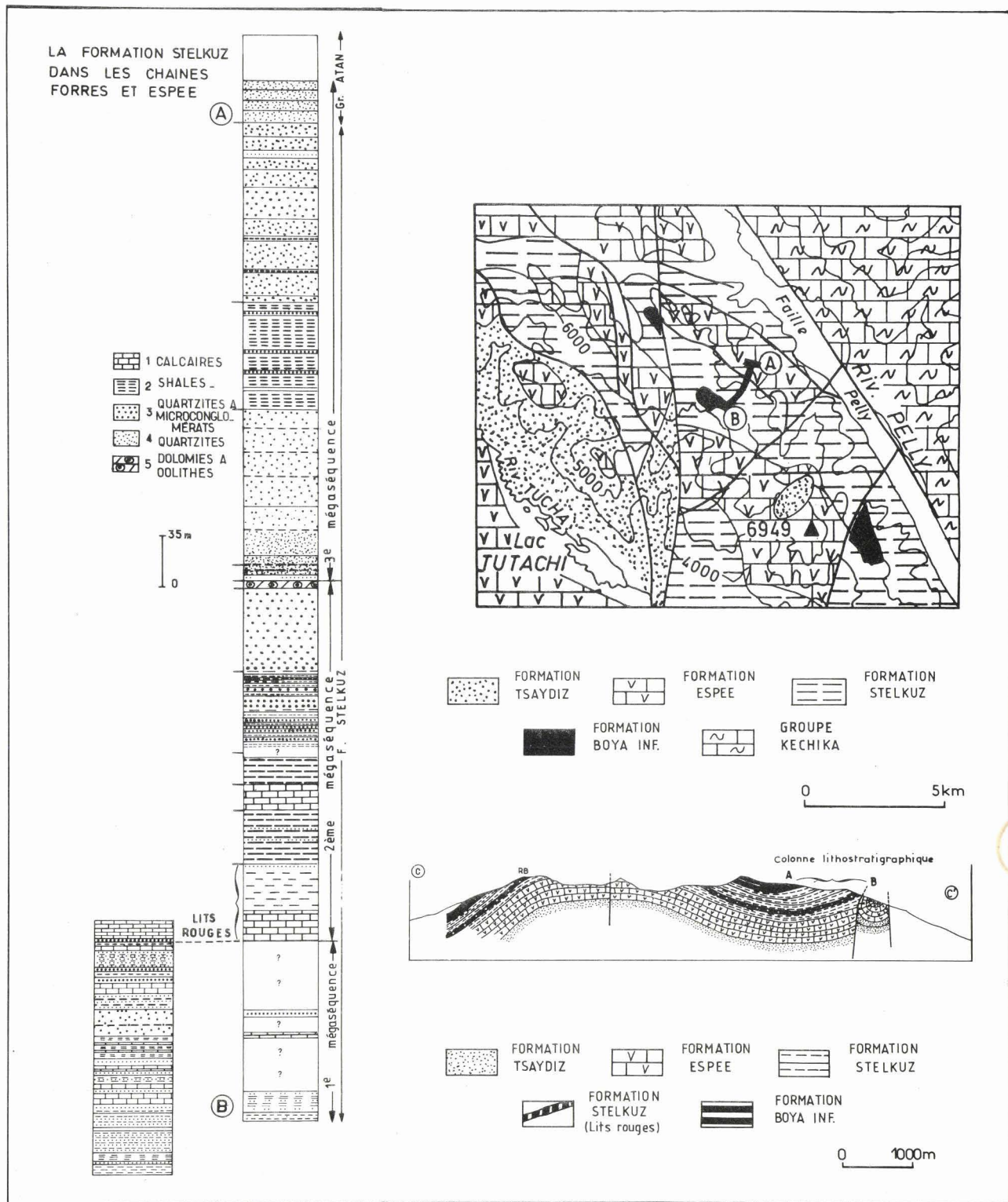


Fig. 42 - La Formation Stelkuz dans la chaîne Espee.

Fig. 42 - Stelkuz Formation in Espee Range.

1. limestones ; 2. shales ; 3. quartzites, microconglomérats ; 4. quartzites.

- 70 m de shales et siltstones verts caractéristiques de cette formation. L'analyse des minéraux argileux indique une proportion de phengite élevée dans ces roches ;
- 130 m de quartzites blancs et marron, fortement recristallisés; ils présentent une texture en triple points. La granulométrie augmente lorsque les orthoquartzites blancs dominent; on passe à la Formation Boya inférieure.

Remarques.

Cette coupe permet de préciser le contexte paléogéographique du secteur. On peut établir plusieurs constatations :

- l'état de préservation des éléments figurés est meilleur que dans les monts Finlay ;
- une même logique dans les mégaséquences est relevée dans les monts Finlay occidentaux et dans la chaîne Espee ;
- les lithofaciès présentent quelques différences, avec une abondance d'oolithes et d'oncholithes qui indiquent un milieu peu profond de haute énergie ;
- les calcaires rouges noduleux sont interprétés comme des clastes carbonatés entourés par un encroûtement d'origine algaire, ce qui indique des courants forts dans un contexte favorable au développement d'algues ;
- les lits rouges sont présents, comme on a pu le souligner, non seulement pélitiques mais aussi très carbonatés ;
- les minéraux argileux sont de type illite-chlorite, sous les lits rouges; ils sont de nature phengitique dans la partie sommitale (fig. 109). Une généralisation ne peut être tentée en raison du nombre d'échantillons qui reste faible; l'essentiel de l'étude porte sur les lits rouges. Mais les huit échantillons qui renferment de la phengite, ont été prélevés au-dessus des lits rouges. Il est possible que le milieu soit défavorable en raison du manque de feldspath potassique (Saliot, 1978).

D. COUPE DANS LES MONTS KECHIKA.

Cette coupe est levée à 6 km à l'Ouest du mont Valemont; elle correspond à la partie centrale de la coupe JJ' du Sud des monts Kechika. Elle permet l'observation de la base et de la partie médiane de la Formation Stelkuz; seules les grandes caractéristiques seront ici développées, en s'attachant à mettre en lumière les différences avec les coupes précédentes.

La première mégaséquence est très riche en carbonates, on y note de bas en haut (fig. 43) :

- 60 m de calcaires micritiques oolithiques gris bleu, tachetés par de l'ankérite. Quelques passées de shales sont interstratifiées ;
- 30 m de siltstones gris et marron, de quartzites et dolomies dans lesquels les stratifications entrecroisées abondent ;
- 30 m d'un ensemble plus carbonaté, souvent dolomitique; les intraclastes sont nombreux (ankérite, grumeaux ...) ;
- 35 m de siltstones et quartzites gris vert en alternances centimétriques ;
- 15 m de calcaires à laminations nettes et onduleuses d'origine algaire ;
- 15 m de calcaires en lits fins et en bancs lenticulaires dans une matrice silteuse de teinte verte. Des chenaux d'axe NW-SE, perpendiculaires aux stratifications entrecroisées traduisent l'origine des courants.

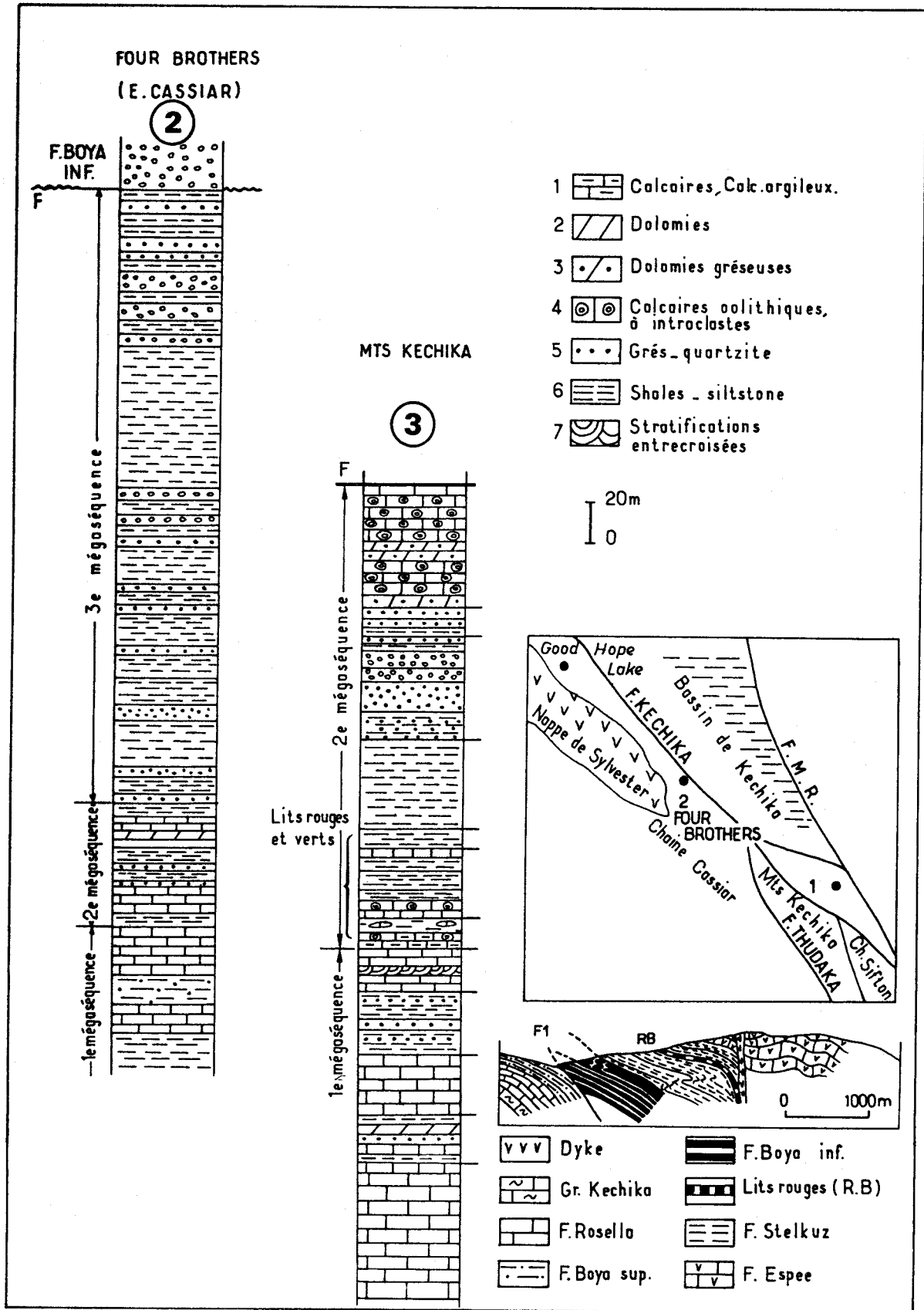


Fig. 43 - La Formation Stelkuz au Sud de la chaîne Cassiar.

Fig. 43 - Stelkuz Formation in southern Cassiar.

1. limestones ; 2. dolostones ; 3. sandy dolostones ; 4. oolitic limestones ; 5. sandstones, quartzites ; 6. shales, siltstones ; 7. cross-beds



La deuxième mégaséquence renferme :

- 15 m de calcaires crème à intraclastes rouges (photo 7) à la base des "lits rouges"; la partie sommitale est plus bréchique. Une analyse des minéraux argileux de ces niveaux révèle une quantité importante d'illite par rapport à la chlorite mais surtout la présence de smectite qui peut atteindre 25% de la fraction argileuse. Il est important de constater que cette présence est liée à un contexte carbonaté, comme Dunooyer de Segonzac et Abbas (1979) et Blaise (1983) l'ont constaté en d'autres lieux. Il est vraisemblable que cette "smectite" a persisté dans un contexte de forte pression de vapeur d'eau qui a permis la pérennité des minéraux hydroxylés voisins (voir la discussion dans le chapitre sur les minéraux argileux) ;
- 35 m de shales de teinte pourpre et vert clair et de rares passées calcaires. Des surfaces de ravinement apparaissent à la limite des deux lithologies. Le pourcentage de smectite semble s'atténuer au fur et à mesure que l'on s'éloigne des carbonates, alors que le pourcentage de chlorite augmente ;
- 50 m de shales verts de type banal, dans ceux-ci seules l'illite et la chlorite apparaissent ;
- 50 m de quartzites et shales verts ;
- 15 m de quartzites, de shales et de calcaires marron
  
- 60 m de calcaires gréseux, de dolomies, de calcaires marron, dans lesquels les oolithes et les agrégats abondent. Ces derniers sont parfois centimétriques. Cette mégaséquence est caractérisée par les dernières passées carbonatées situées au-dessus des lits rouges; on retrouvera les mêmes séquences dans les monts Cassiar. Tous les paramètres sédimentologiques observés indiquent un milieu littoral de haute énergie (agrégats, oolithes, peu de pélites).

Il manque à cette coupe la troisième mégaséquence de la Formation Stelkuz tronquée par une faille.

Remarques. Quelques compléments peuvent être apportés à cette coupe; comme on le verra dans la partie tectonique, les monts Kechika ont subi une déformation intense qui ne permet pas une observation continue de la Formation Stelkuz. Les informations complémentaires sont d'ordre sédimentologique. Au Sud du ruisseau Paddy, dans la mégaséquence basale (sous les lits rouges) des paléocourants ont été observés dans des grès et des siltstones. On trouve trois types principaux : des stratifications bosselées (*hummocky cross-stratification*), des chenaux et des stratifications entrecroisées planaires. Les axes des chenaux et les axes des stratifications bosselées ont une direction de 120°N à 135°N. Les stratifications entrecroisées indiquent souvent une origine orientale pour les paléocourants.

Le remaniement de sédiments peu consolidés est indiqué par plusieurs facteurs :

- des intraclastes micritiques, enrobés par un encroûtement (algaire ?) et redéposés quasiment sur place ;
- des agrégats parfois fracturés, enrobés eux aussi par le même encroûtement ;
- des lentilles de silt plissées, dans des passées plus quartzieuses ; après ce plissement dans un sédiment non consolidé, on observe une surface d'érosion et le dépôt de lits de grès :

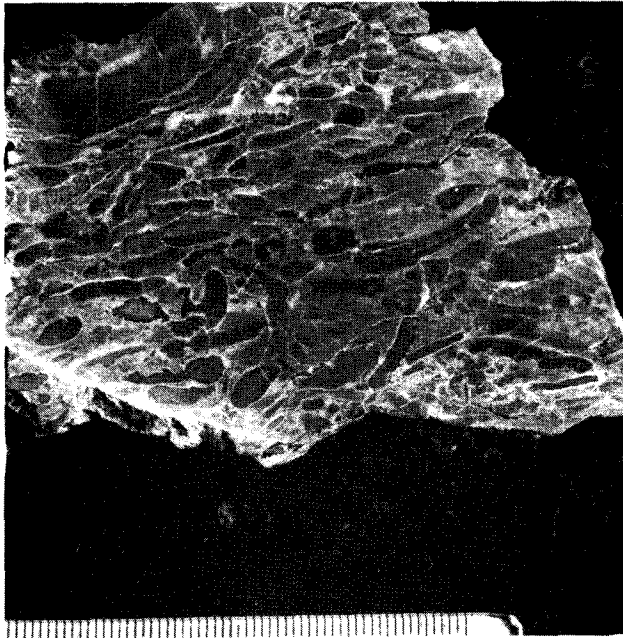


Photo 7 - Calcaires clairs à intraclastes rouges. (Formation Stelkuz).

Photo 7 - Red chips of Limestone in a white limy cement. (Stelkuz Formation).

Comment se situaient les divers blocs avant les décrochements ? Y avait-il une plateforme carbonatée à l'Ouest d'une zone littorale essentiellement détritique ? Le dernier jalon, le plus septentrional a été levé autour du lac Good Hope, il permet d'avancer des éléments de réponse pour les questions ci-dessous.

#### E. COUPES DANS LA CHAÎNE CASSIAR (LAC GOOD HOPE).

Les coupes ont été levées à l'Ouest et à l'Est du lac Good Hope. Elles sont portées sur les figures 44 et 47.

Une coupe complémentaire a été levée par Fritz (1980) qui a repris les mêmes formations dans une écaille plus septentrionale. Elle permettra quelques comparaisons, une discussion et une étude des traces fossilifères relevées dans ces différentes formations.

##### 1. COUPE AU SUD DU LAC GOOD HOPE (fig. 44).

La coupe la plus complète est levée au Sud-Est du lac Good Hope; elle est établie en continu avec la coupe décrite § F, levée dans les monts Cassiar. La première passée importante (décamétrique) de shales et de siltstones constitue la limite de base choisie.

Les calcaires sommitaux de la Formation Espee sont riches en oncolithes, concrétions algaires et stromatolithes; l'envahissement en particules détritiques n'empêche pas le développement de ces divers organismes. La coupe ci-dessous constitue une référence dans les montagnes Cassiar, elle sera décrite en détail. On y observe du Nord au Sud :

Une première mégaséquence de 550 mètres, riche en carbonate et en pélites.

- 40 m de shales roux, de calcaires roux parfois oolithiques et de calcaires bleus. Les stratifications obliques et les chenaux sont abondants ;
- 130 m de calcaires oolithiques, parfois dolomités, puis des calcaires massifs, bleus, oolithiques et riches en ankérite ;

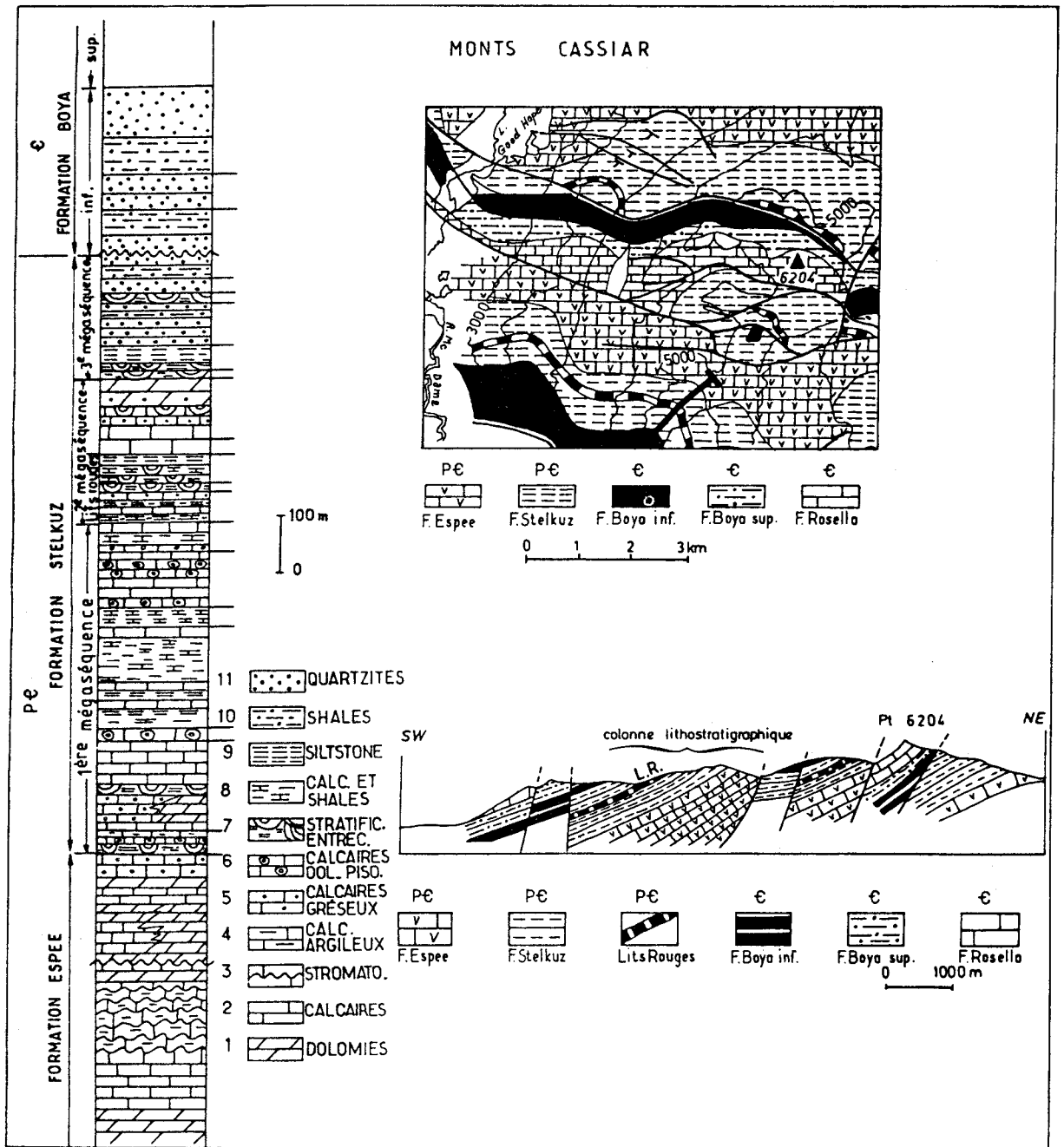


Fig. 44 - Les Formations Espee et Stelkuz dans les Monts Cassiar.

Fig. 44 - Espee and Stelkuz Formations - (Cassiar Mountains).

- 1. dolostones ; 2. limestones ; 3. stromatolitic limestones ; 4. argillaceous limestones ; 5. sandy limestones ; 6. oolitic limestones ; 7. cross beds ;
- 8. limestones, shales ; 9. siltstones ; 10. shales ; 11. quartzites.

- 20 m de calcaires à pisolithes et agrégats, partiellement dolomités ;
- 150 m de calcaires et de shales finement lités qui forment des dépressions. Quelques bancs de calcaires bleus au litage plus épais apparaissent en relief ;
- 30 m de calcschistes et de shales ;
- 120 m de calcaires oolithiques, jaunes et bleus ;
- 40 m de calcaires jaunes et gris bleu oolithiques et de shales ; les alternances sont centimétriques.

La deuxième mégaséquence commence avec les lits rouges; elle est différente de toutes celles observées plus au Sud. Il n'y a pas ou peu de détritique, ni de cycles centimétriques comme dans les monts Finlay. Les calcaires et calcschistes rouges sont épais, leur puissance atteint une centaine de mètres, on y distingue :

- 40 m de calcaires rouges à interlits rouges. L'analyse de la fraction argileuse dans les calcaires rouges révèle la présence de smectite; nous en tirons des conclusions similaires à celles obtenues dans les monts Kechika. Une proportion d'illite plus élevée que de chlorite est observée dans les calcaires. Ce rapport est encore plus élevé dans les shales. Les interstratifiés sont relativement abondants. Ces caractéristiques évoquent une altération assez faible, avec une pédogenèse modérée ;
- 30 m de shales rouges riches en stratifications bosselées (fig. 45) (photo 8)
- 60 m de shales et de calcaires lenticulaires rouges, les chenaux sont nombreux. La partie sommitale de cet ensemble est très pélitique.

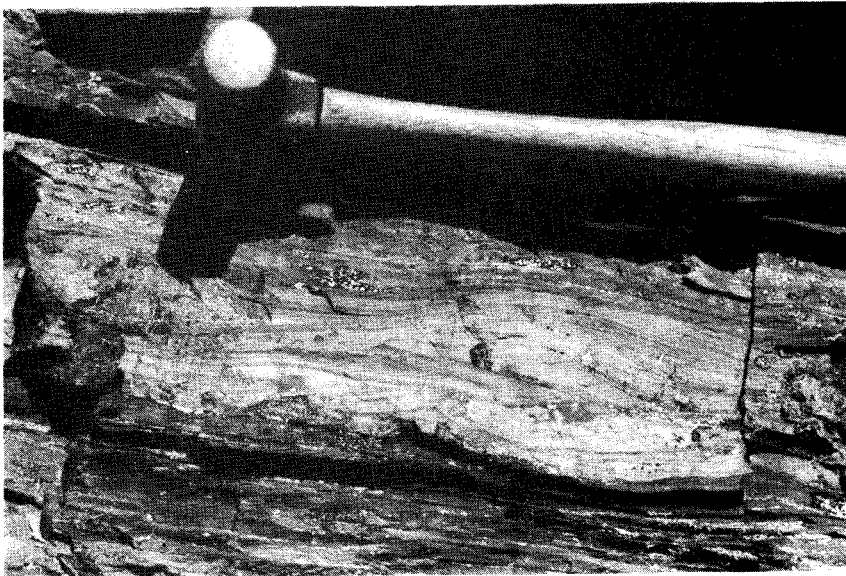


Photo 8 - Stratification bosselée (lits rouges de la Formation Stelkvz).

Photo 8 - Hummocky cross stratification ("Red beds" in Stelkvz Formation).

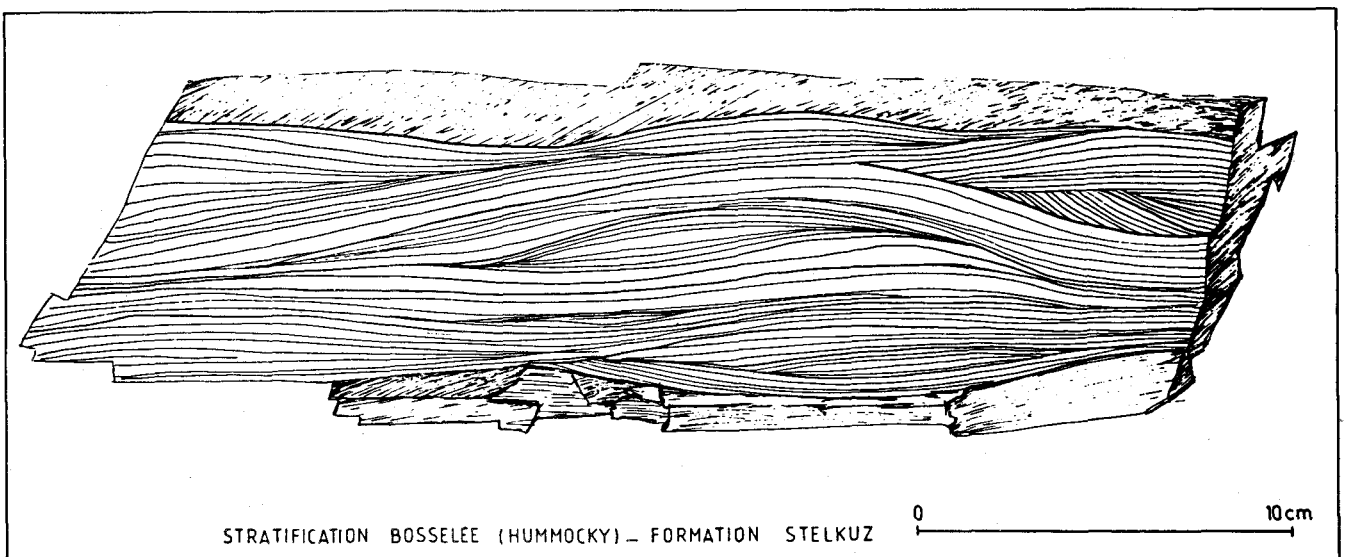


Fig. 45 - Stratification bosselée (Lits rouges dans la Formation Stelkvz).

Fig. 45 - Hummocky Cross stratification (From "Red beds" in Stelkvz F.).

Les lits rouges se terminent de façon abrupte; sur ceux-ci on observe :

- 20 m de calcaire micritique gris bleu ;
- 130 m de calcaires et dolomies parfois gréseuses, en lits souvent épais, dans lesquels on observe de nombreuses stratifications entrecroisées qui révèlent une alimentation NE-SW et SW-NE. Le sommet de cet ensemble constitue le dernier afflux carbonaté de la Formation Stelkuz, particulièrement remarquable par ses stratifications en arête de poissons (*Herrigbone cross-stratification*) et en lamines onduleuses identiques à celles décrites par Reineck (1975).

Ces structures entrecroisées onduleuses (*ripple cross bedding*) sont le résultat de l'action des vagues et des courants; elles se développent particulièrement dans la zone intertidale à subtidale.

La troisième mégaséquence est détritique; on distingue :

- 20 m de grès grossiers et de shales marron riches en laminations onduleuses ;
- 45 m de shales micacés et de psammites grises ;
- 120 m de quartzites marron en lits fins, et de shales ;
- 10 m de quartzites dans lesquels des figures de plissement et des chenaux d'axe E-W sont observés. Ils traduisent une certaine mobilité du milieu.
- 40 m de quartzites en bancs épais de 0.40 à 0.5 m ;
- 50 m de shales et de rares quartzites de teinte sombre.

Au-dessus des shales de teinte foncée, apparaissent les premiers quartzites clairs, de teinte blanche et rose, qui peuvent marquer le passage au Groupe Atan ou le sommet de la Formation Stelkuz car les quartzites impurs et de teinte foncée n'ont pas totalement disparu. Cette troisième mégaséquence est donc épaisse d'au moins 300 mètres et peut être de près de 400 mètres en fonction de la limite avec le Groupe Atan.

## 2. COUPE AU SUD DU LAC GOOD HOPE (complément).

Une coupe levée 2 km au Nord par Fritz (fig. 46) est décrite pour les traces fossiles qu'il a trouvées dans la dernière mégaséquence détritique. Cette coupe n'est pas encore publiée; il semble qu'elle soit affectée de failles non signalées par Fritz; en particulier une faille affecte la Formation Stelkuz et élimine la partie sommitale de cette dernière. Il est à remarquer d'ailleurs que le premier membre carbonaté, sommet de la deuxième mégaséquence, apparaît à 290 mètres en dessous des orthoquartzites blancs, alors que dans la coupe précédemment décrite l'épaisseur est de 350 mètres. Quoiqu'il en soit, la mégaséquence sommitale est assimilée aux niveaux 3S à 7S, riches en traces fossiles dont les noms et la distribution sont portés sur la figure 46

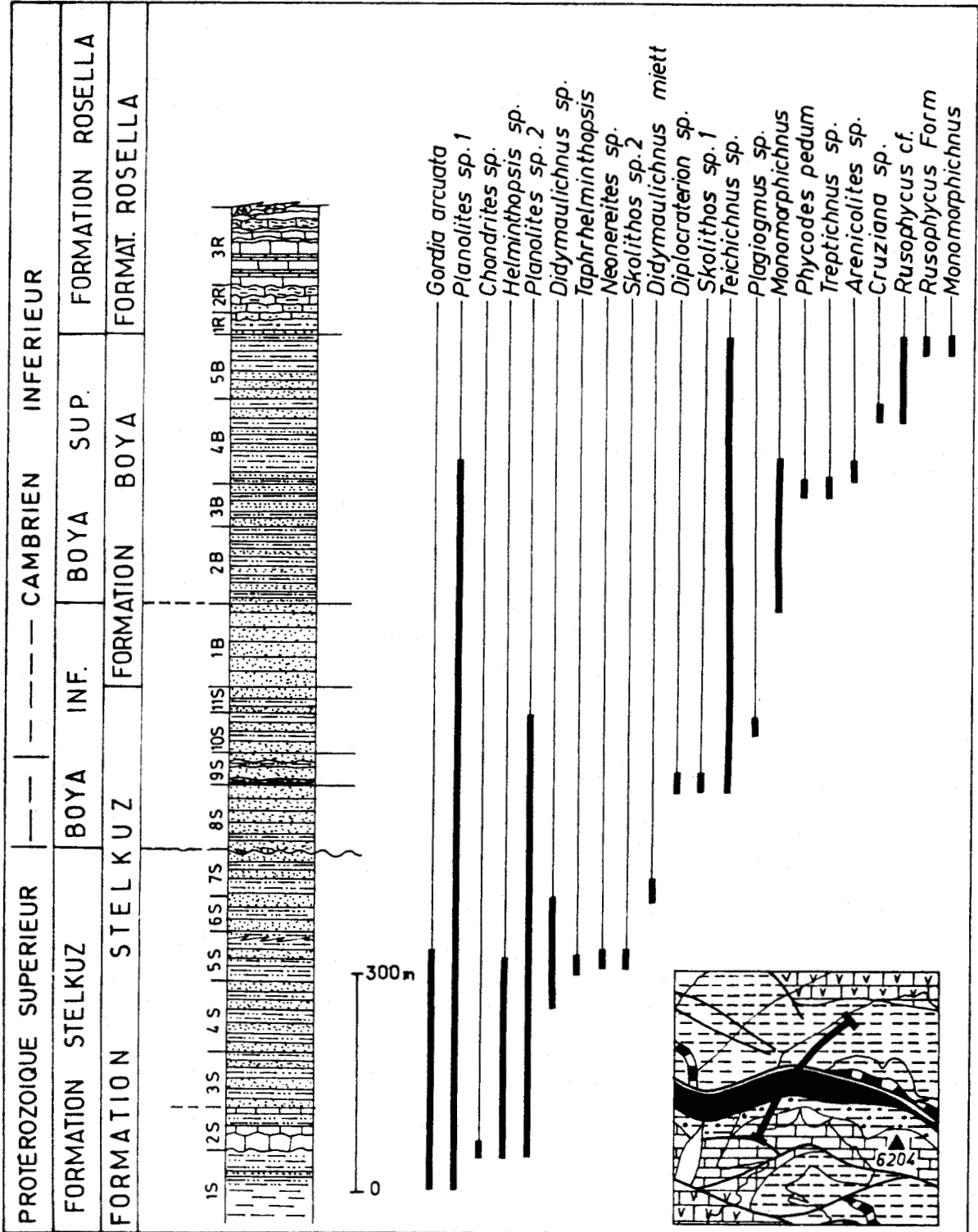


Fig. 46 - La répartition des traces fossiles. Coupe au Sud du lac Good Hope (d'après Fritz et Crimes, 1985).

Fig. 46 - Range chart for trace fossils from the Cassiar Mountains. Good Hope Lake (From Fritz and Crimes, 1985).

### 3. COUPE AU NORD DU LAC GOOD HOPE.

La coupe est localisée sur la figure 47. Elle permet plusieurs remarques. Les lits rouges se composent de :

- 20 m de shales pourpres et verts ;
- 10 m de calcaires blancs à débris rouges, enveloppés par un encroûtement algaire. Les "galets" sont parfois vermiculaires (photo 9 ).

Ces vermicules pourraient être dus à une dessiccation de sédiments rouges carbonatés non encore consolidés. Ces débris seraient ensuite arrachés et se resédimenteraient après un transport bref qui permet le dépôt d'un encroûtement algaire. (photo 10 )

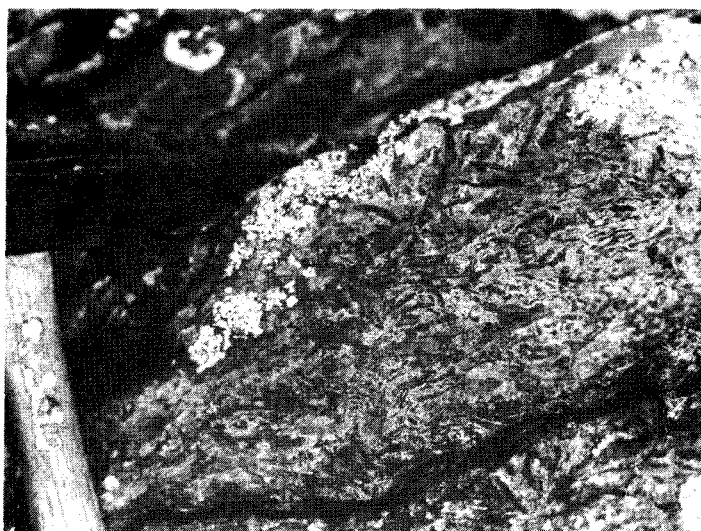
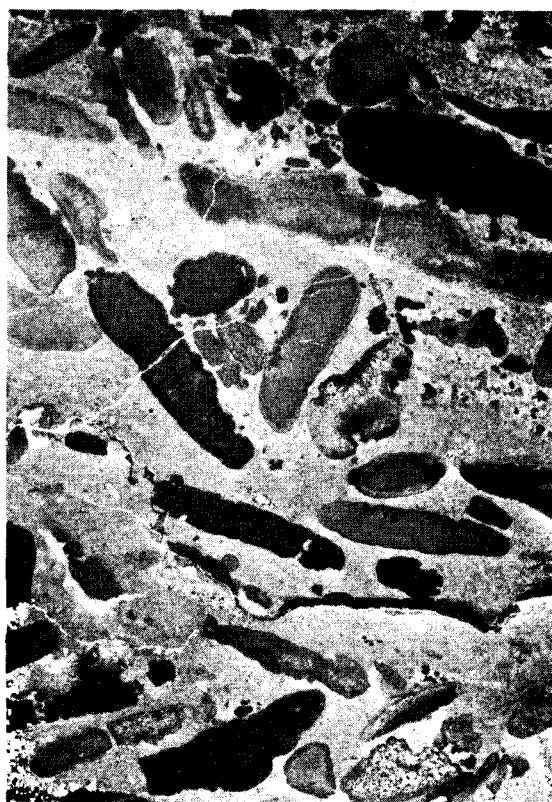


Photo 9 - Clastes et vermicules algaires (Formation Stelkuz).

Photo 9 - Clasts and algal chips (Stelkuz Formation).

Photo 10 - Lame mince d'un encroûtement algaire (lits rouges) x 1.

Photo 10 - Thin-section of superficial coating "Red beds" x 1.



Une origine externe de ces débris est conforté par l'observation de variations latérales brusques, de lits calcaires rouges riches en "clastes" qui passent à des lits plus jaunes sans débris qui constituent la base des lits rouges.

Cette coupe n'a pas permis d'observer tous les lits rouges en raison de la présence de petites failles; il apparaît cependant que la puissance de ces lits n'excède pas une cinquantaine de mètres à l'Ouest du lac Good Hope.

C'est à partir de cette coupe que des analyses de la fraction argileuse ont été effectuées; elles complètent les observations faites précédemment. On y décèle une altération faible à moyenne, la présence en plus des interstratifiés, de smectite, de goethite et de kaolinite moyennement cristallisées (voir les niveaux argileux, dans le chapitre sur le métamorphisme).



LA FORMATION STELKUZ  
AU NORD DU LAC GOOD HOPE

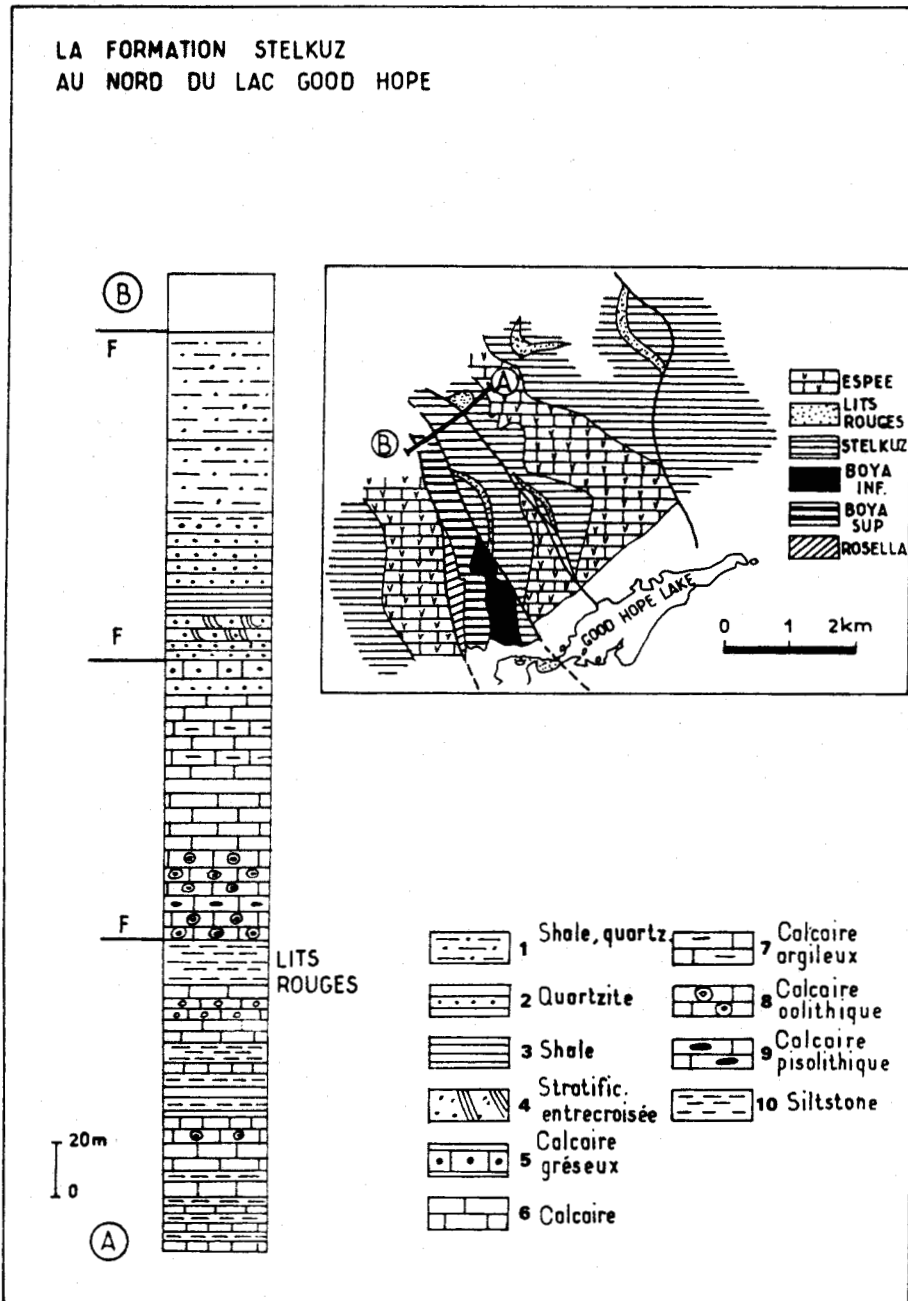


Fig. 47 -

La Formation Stelkuz au Nord du lac Good Hope (Monts Cassiar).

Fig. 47 -

Stelkuz Formation - North Side of Good Hope Lake.

1. shales quartzites ; 2. quartzites ; 3. shales ; 4. cross beds ; 5. sandy limestones ; 6. limestones ; 7. calcschists ; 8. oolitic limestones ; 9. pisolitic limestones ; 10. siltstones.

Remarques sur "les lits rouges" et la deuxième mégaséquence.

Les lits rouges sont abondants dans le Protérozoïque du Canada à partir de l'Aphebien (2,3 milliards d'années). Ces lits se trouvent dans des milieux très variés, parfois continentaux ou de mer peu profonde, mais aussi dans des environnements plus profonds, parfois associés à des flyschs (Chandler, 1980). Il est donc clair que ces lits ne représentent pas à eux seuls un indicateur; il est nécessaire d'y associer les caractéristiques des roches voisines.

La genèse de ces lits rouges a fait l'objet de nombreuses controverses de la part de Krynine (1950), Walker (1976), Chandler (1980). On peut résumer l'évolution des idées ainsi : les premiers auteurs fournissent une origine détritique pour l'hématite, ils sont divisés sur la formation sous un climat aride ou humide.

Il semble que l'hématite soit issue d'une diagenèse dans un environnement oxydant. Le rôle du climat est important, mais d'autres paramètres ont aujourd'hui une grande influence sur la formation des lits rouges, en particulier la présence de plantes et de bactéries. Au Protérozoïque, seules les bactéries et les microorganismes ont eu une action; on connaît mal les autres paramètres.

Les lits rouges semblent dans toute cette région sous "influence continentale"; il n'y a aucune raison qu'ils se soient déposés de façon totalement synchrone. Ils apparaissent dans un environnement carbonaté tidal à subtidal en quasi-continuité avec la Formation Espee dans les monts Cassiar et Espee. Ils sont séparés par des cycles détritiques de plusieurs centaines de mètres dans les monts Finlay.

Il est intéressant de noter que dans les monts Cassiar on relève tous éléments qui caractérisent les rythmes de Lofer (Fischer, 1964 ; Lombard, 1972).

La base est constituée par un sédiment résiduel vert ou rouge, parfois bréchique; le fer est abondant sous la forme de goéthite et d'hématite. L'analyse des minéraux argileux évoque une pédogenèse modérée. L'altération peut être assez importante, la présence de kaolinite, si elle n'est pas secondaire, implique une altération sous un climat hydrolysant.

La partie médiane de cette mégaséquence est un peu plus détritique mais les passées calcaires et dolomitiques restent présentes dans un milieu de type intertidal, avec des chenaux, des galets mous, des lithoclastes, des niveaux de dessiccation, des indices de tempêtes (stratification bosselée).

La partie supérieure est carbonatée, les bancs sont épais, les interlits rouges sont parfois présents, les stratifications entrecroisées sont nombreuses. Les gravelles, oncholites, et agrégats abondent. Le contact est abrupt avec la mégaséquence supérieure.

Toutes ces observations évoquent les séquences décrites dans la région de Lofer en Autriche. Les séquences de Lofer sont épaisses de 5 mètres et difficilement comparables à cette mégaséquence hectométrique; il n'en reste pas moins que les similitudes sont importantes. Fischer (1964) interprète ces séquences comme des variations du niveau de la mer sur une plate-forme mobile qui s'enfonce de 70 à 100 m par million d'années.

Il est possible que ce secteur se soit situé sur le bord oriental de la plate-forme de Pelly Cassiar, le paléobassin de Kechika le séparant du craton Nord-Américain. Cette plate-forme aurait subi localement l'action de forts courants.

## F. COUPES DANS LES MONTS CARIBOO.

### 1. LA COUPE TYPE.

La formation équivalente porte le nom de Yankee Belle dans les monts Cariboo et repose sur la Formation Cunningham. La coupe type a été reprise par Campbell et al. (1973) dans la partie septentrionale des monts Cariboo; elle est située près de la source du ruisseau Dome; elle atteint près de 900 mètres.

J'associe les unités décrites par Campbell dans des mégaséquences qui permettront la comparaison avec celles reconnues au Nord.

La première mégaséquence renferme :

- 700 m de calcaires à intraclastes, pellets et ankérite, qui alternent avec des shales verts, des siltstones et des grès.

Les calcaires forment des membres de 10 à 30 mètres.

La seconde mégaséquence renferme :

- 20 m de shales rouges, dans lesquels on note des clastes de calcaire.

La troisième mégaséquence renferme :

- 300 m de shales, grès et siltstones oranges et roux. Il n'y a pas de carbonates. Je l'attribue à la troisième mégaséquence.

#### Remarques.

Cette coupe est levée à l'Est des monts Cariboo, elle occupe une situation similaire à celle de l'unité centrale de la chaîne Finlay car :

- il n'y a pas de discordance à la base ;
- les lits rouges sont essentiellement clastiques et de faible épaisseur car il y a peu de carbonates au-dessus de ces lits.

## 2. COUPE SITUEE PRES DU FOSSE DES MONTAGNES ROCHEUSES.

Campbell et al. (1973) et Young (1979) décrivent la coupe Zig-Zag sur le bord ouest du Fossé (fig. 48 et coupe 11, fig. 56).

On y note en discordance sur la Formation Cunningham :

- 40 m de quartzites et de grès ;
- 4 m de shales ;
- 40 m de quartzites à stratifications entrecroisées.

Quelques passées de lits rouges et verts sont interstratifiés dans ce membre qui disparaît vers l'Ouest.

#### Interprétation.

Cette coupe se situe dans un paléoenvironnement similaire à celles situées dans la chaîne Omineca près de la rivière Russel dans la chaîne Finlay. Selon Young (1969), la voûte de Mac Bride fonctionne près du Fossé, après le dépôt de la formation carbonatée Cunningham. Les dépôts postérieurs à celui-ci seraient aussi plus ou moins érodés. Cette voûte sépare aussi les faciès orientaux grossiers des Groupes Miette et Gog qui affleurent dans les Montagnes Rocheuses, des faciès occidentaux plus fins du Groupe Cariboo.

L'amincissement brusque de tous les dépôts au-dessus de la voûte de Mac Bride est une des caractéristiques importantes de cet élément paléogéographique. De plus, Young (1969) suggère que les sédiments déposés sur cette voûte aient un caractère tidal avec une dispersion de part et d'autre de la barrière ainsi créée.

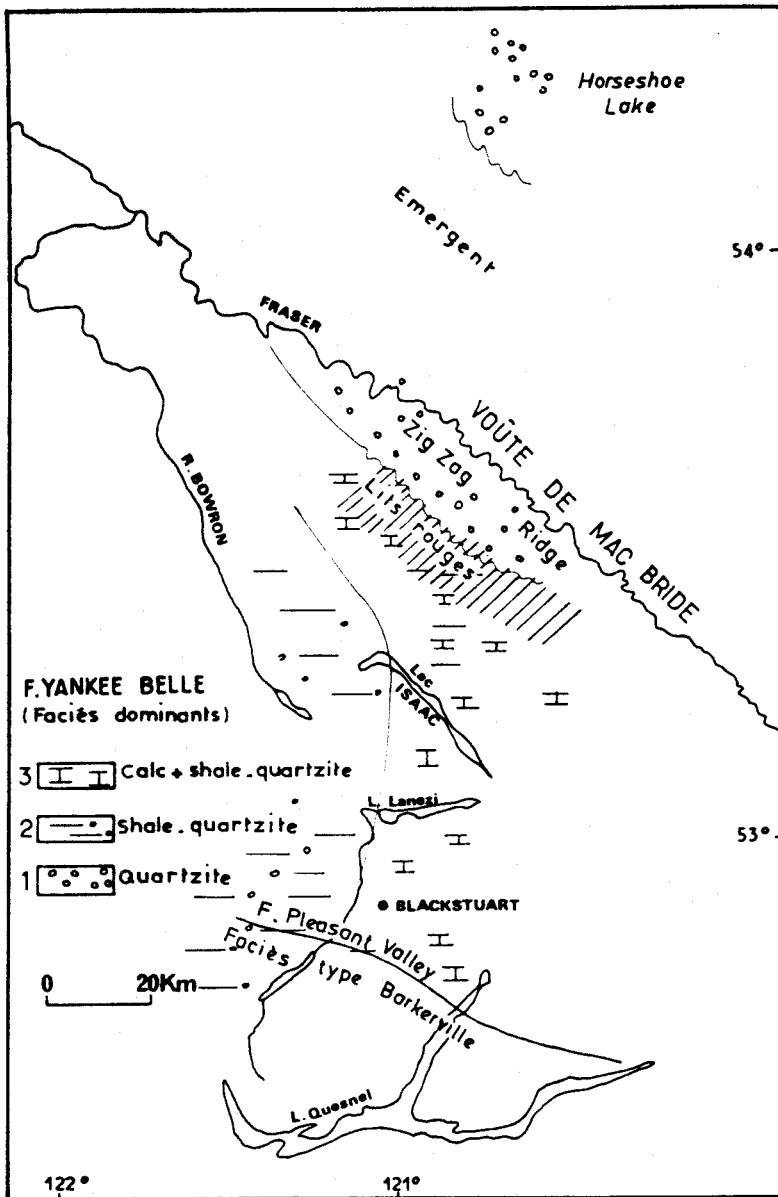


Fig. 48 - Les faciès de la Formation Yankee belle (Montagnes Cariboo).

Fig. 48 - Yankee belle facies (Cariboo Mountains).

- 1. quartzites ; 2. shales, quartzites ; 3. limestones, shales, quartzites.

L'existence d'une telle voûte est vraisemblable mais vient peut-être se superposer à l'effet des failles décrochantes, reconnues au Nord de la Colombie Britannique. (Failles de Tintina et du Fossé Nord des Montagnes Rocheuses). La brusque variation de faciès observée de part et d'autre du Fossé s'expliquerait alors plus aisément.

Un contraste important apparaît entre les faciès observés de part et d'autre du Fossé à la latitude des monts Cariboo (54°N). Nous avons vu que celui-ci existe partout aux latitudes plus septentrionales (56 à 60°N) alors qu'il semble mourir près de la frontière des Etats Unis (49°N).

### 3. COUPE A L'OUEST DES MONTS CARIBOO.

J'ai décrit (Mansy, 1970) une coupe de la Formation Yankee Belle près du mont Kimball, (fig. 78), ce secteur est très faillé ce qui empêche des corrélations très précises.

Je rappellerai ici les différentes mégaséquences pour les comparer avec celle des coupes levées au Nord.

Une première mégaséquence épaisse de 100 mètres comprend des couleurs grises et vertes, des calcaires souvent ankéritiques, parfois gréseux, des siltstones verts et des shales; les séquences sont centimétriques à métriques.

La seconde mégaséquence est épaisse de 650 mètres; les quartzites, les siltstones vert clair et les shales dominant; seules quelques rares niveaux de calcaires persistent.

#### Remarques.

Il n'a jamais été observé de lits rouges dans cette région mais on retrouve les cycles communs à deux mégaséquences. Le contact entre les Formations Cunningham et Yankee Belle est graduel; les membres carbonatés situés à la base de la première mégaséquence sont épais d'une vingtaine de mètres, la recristallisation est intense, quelques fantômes et oolithes y apparaissent dans un fond de microsparite et des passées détritiques feldspathiques (1% de microcline, 9% de plagioclases). La maturité des grès s'accroît au fur et à mesure que l'on se rapproche de la Formation Yanks Peak sus-jacente.

Les variations de faciès observées dans les monts Cariboo (fig. 48) obéissent à une logique voisine de celles observées dans la chaîne Finlay. Près du Fossé des Montagnes Rocheuses, affleure un secteur à tendance émerasive, avec des lacunes et des faciès grossiers, on l'appelle Zig-Zag ridge.

A l'Ouest, la première mégaséquence et les lits rouges sont bien développés (fig. 55). Ces derniers sont parfois érodés près du fossé; ils rappellent l'histoire observée près du pic Pivot et de la rivière Russel. En se rapprochant du mont Black Stuart, la première séquence est moins calcaire, les lits rouges ont disparu, les dépôts sont plus importants.

### G. LES FORMATIONS ÉQUIVALENTES DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES (AU SUD DU 52°N).

A l'Est de Mac Bride près de Horseshoe Lake, Slind et Perkins (1966) décrivent un ensemble d'argile (PC<sub>2</sub>) conglomératique et gréseux, recouvert par une unité dolomitique (PC<sub>3</sub>), constituée de dolomie orange à gros grains, puissante de 300 mètres et assimilée à la Formation Cunningham. L'unité supérieure PC<sub>4</sub> (assimilée à la Formation Yankee Belle) est épaisse de 50 mètres et recouverte en discordance par la Formation Mac Naughton, gréseuse, quartzitique et conglomératique. L'épaisseur de PC<sub>4</sub> est variable, il atteint 800 mètres à Cambrian Heights.

Plus au Sud, près de Jasper (fig. 50) Charlesworth et al. (1967) définissent les formations suivantes de bas en haut (fig. 51) :

- la Formation Mead Creek (50 m) contient des grès et des conglomérats; sa base n'est pas connue ;
- la Formation Old Fort Point (400 m) contient en particulier un membre épais de 200 mètres composé d'ardoises, de siltstones, de shales et de brèches calcaires verts et violacés. Ce membre est assimilé aux lits rouges des Formations Yankee Belle et Stelkuz.
- la Formation Wynd (1150 m, conglomératique à la base contient des schistes, siltstones et grès au sommet ;
- la Formation Jasper (500 m) qui renferme des grès et des conglomérats ;
- au-dessus le Groupe Gog.

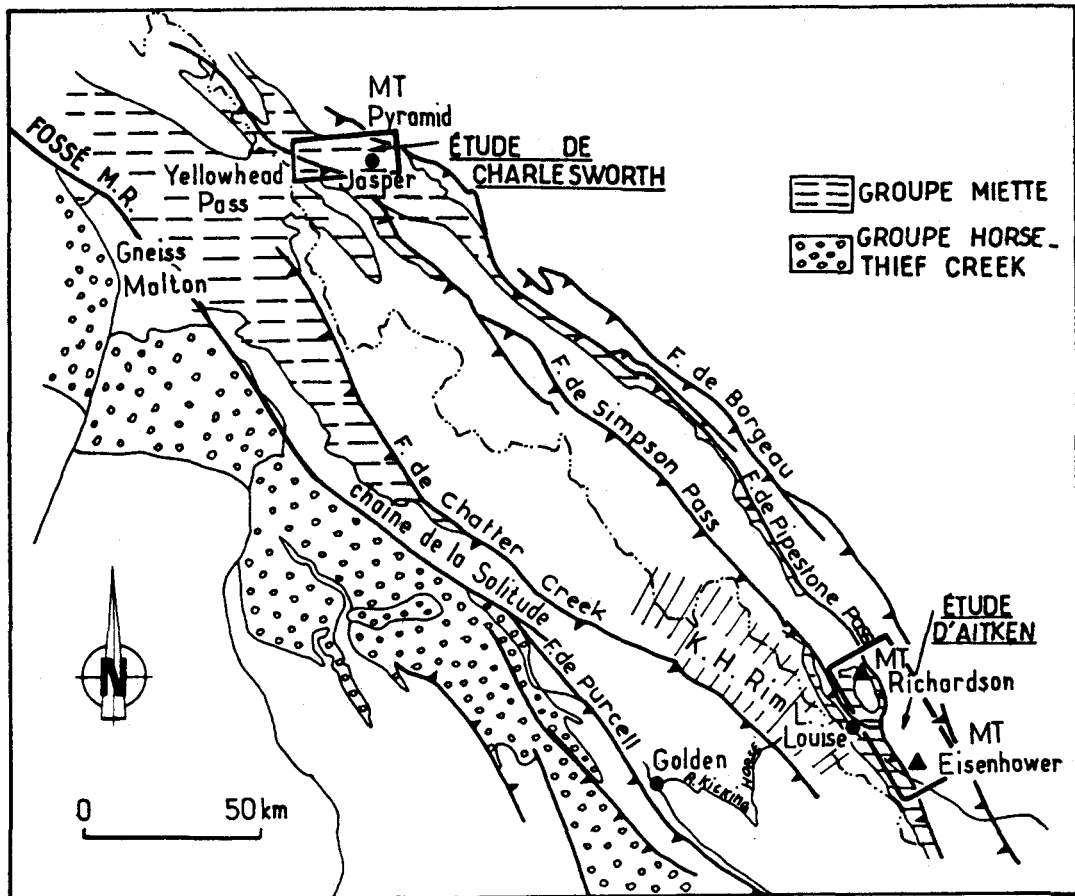


Fig. 50 - Les grands ensembles du Protérozoïque supérieur au Sud de la Cordillère.

Fig. 50 - Main Proterozoic domains (Southern Cordillera).

Aitken (1969) révisé la stratigraphie près du lac Louise, 150 km au Sud de Jasper, il définit les unités suivantes :

- la Formation Hector qui comprend :

- . une unité B, à ardoises vertes, rouges, associée à des conglomérats à clastes calcaires, qu'il assimile à la Formation Old Fort Point ;
- . une unité C à ardoises, siltstones et conglomérats ;
- . une unité D à conglomérats et grès.

Cette unité est recouverte en discordance par le Groupe Gog qui peut éroder toute la Formation Hector, car à l'Est et au Sud du lac Louise (près du Mont Eisenhower) le Groupe Gog repose directement sur la Formation Corral Creek.

Constatons l'existence au Sud de la Cordillère d'une bande où l'érosion a été très active. Elle se situe à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses; nous verrons qu'elle a continué à fonctionner pendant le Cambrien; les séries y sont condensées et érodées. Cette ride orientée NW-SE est appelée *Kicking Horse Rim* (Aitken, 1971). Meilliez (1973) montre qu'elle se poursuit jusqu'au Fossé des Montagnes Rocheuses, à Solitude Range. C'est peut-être cette même ride qui se prolonge jusqu'à la *Montania* (à la limite de la Colombie Britannique et des Etats Unis) où le Windermere et le Cambrien inférieur sont totalement absents (North, 1971).

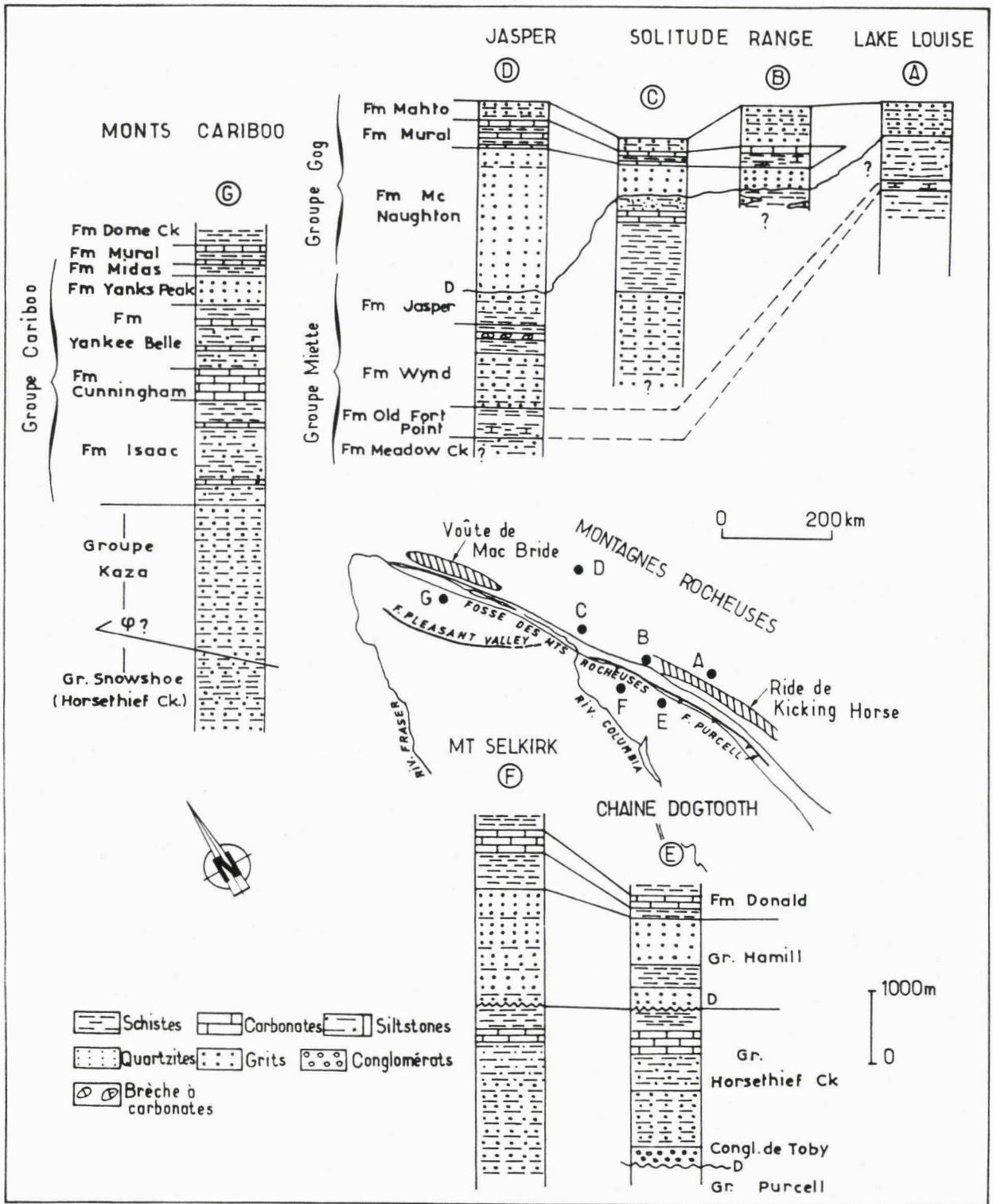


Fig. 51 - Les corrélations au Sud de la Cordillère Canadienne.

Fig. 51 - Correlations in Southern Canadian Cordillera.

Conclusions.

Dans ce secteur une ride s'affirme depuis le 52°N jusqu'au 49°N, située près du Fossé des Montagnes Rocheuses (voûte de Mac Bride), jusqu'à Solitude Range, elle devient alors légèrement oblique par rapport aux structures (*Kicking Horse Rim*). Sur cette ride, les séries sont condensées ou érodées, elles constituent une paléostructure importante autour de laquelle les faciès postérieurs vont s'agencer. Au Sud des Montagnes Rocheuses, des faciès similaires à ceux des monts Cariboo sont observés.



## H. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A l'Ouest et au centre de la chaîne Finlay :

- la première mégaséquence est très différenciée, les rythmes sont constitués de trois types lithologiques : calcaire, shale, grès qui se succèdent sur plusieurs centaines de mètres (fig. 52) ;
- la deuxième mégaséquence, contient les lits rouges parfois bréchiques, toujours riches en goéthite et en hématite. Les passées calcaires et dolomitiques s'amenuisent pour laisser la place à une sédimentation détritique fine. Cette mégaséquence est érodée, dans la partie orientale de la chaîne Finlay, les lits rouges de nature pélitique n'apparaissent que près du Pic Mac Graw, ils disparaissent latéralement au Nord et au Sud de ce pic (fig. 53) ;
- la troisième mégaséquenceaffleure au coeur de la chaîne Finlay, elle renferme des cycles grès-shale.

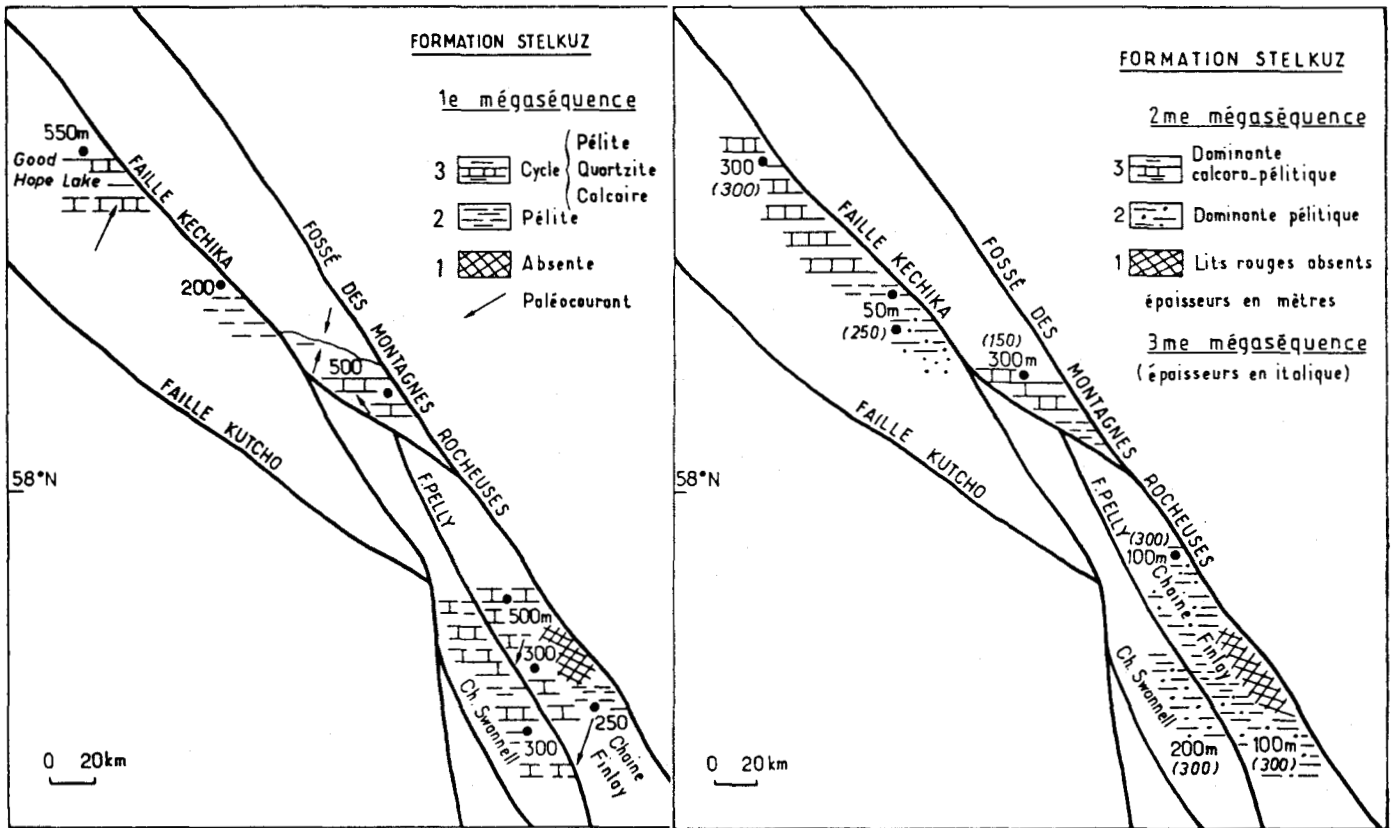


Fig. 52 - La première mégaséquence de la Formation Stelkuz (chaîne d'Omineca).

Fig. 52 - First megasequence of Stelkuz Formation (Omneca Belt).

1. absent ; 2. pelites ; 3. limestones, quartzites, pelites cycles.

Fig. 53 - La deuxième et la troisième mégaséquence de la Formation Stelkuz.

Fig. 53 - Second and third megasequence of Stelkuz Formation (Omneca Belt).

A l'Est de la chaîne Finlay :

Une tendance émergitive s'y traduit par la disparition quasi totale de la première mégaséquence (fig. 38). De nombreux chenaux, ainsi que de petites discordances apparaissent dans ce secteur, caractérisé par un milieu souvent subtidal. Les passées grossières sont fréquentes. Le Groupe Atan semble discordant sur les calcaires et dolomies de la deuxième mégaséquence de la Formation Stelkuz (fig. 38). L'épaisseur de cette formation est variable en fonction de l'érosion (300 à 800 m).

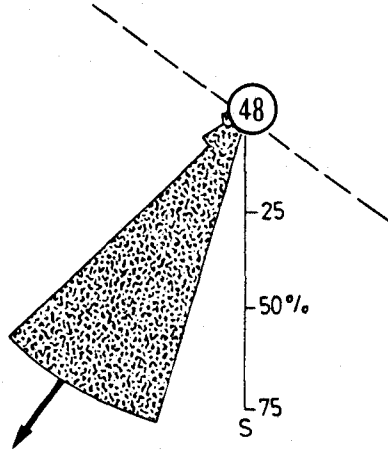


Fig. 49 - Paléocourants dans la Formation Stelkuz. 48 mesures de stratifications obliques sont reportées. La ligne en pointillés indique la direction des ripple marks.

Fig. 49 - Rose diagram showing paleocurrent directions. 48 mesures. Dashed line represents average trend of ripple marks.

Les chaînes Kechika et Cassiar :

On y observe la Formation Stelkuz dans son intégralité, les séquences carbonatées y sont bien développées, elles sont riches en oolithes et en agrégats oolithiques.

La deuxième mégaséquence apparaît sur la totalité de ces chaînes. Les lits rouges sont carbonatés, parfois conglomératiques, ils présentent des caractères voisins de ceux décrits dans les rythmes de Lofer. On y distingue une base bréchique riche en fer qui évoque une pédogenèse modérée, la partie médiane plus détritique, présente de nombreux indices de forts courants et de tempêtes dans un milieu supratidal. L'association des conglomérats à galets plats de micrite et des stratifications bosselées (*hummocky cross stratification*) est interprétée par Harms et al. (1975) ; Walker (1979) et Sepkoski (1982) comme des tempestites. Ces conglomérats intraformationnels sont souvent recouverts directement par les shales rouges ; les intraclasts qui les composent ne sont jamais déformés, et sont enveloppés d'une gangue de nature algair. Cette région présente les caractères d'une plate-forme mobile à la fin du Précambrien, elle était séparée du craton Nord Américain par le paléobassin de Kechika-Selwyn. Les corrélations entre les différentes mégaséquences et leurs principales caractéristiques sont portées sur la figure 54 .

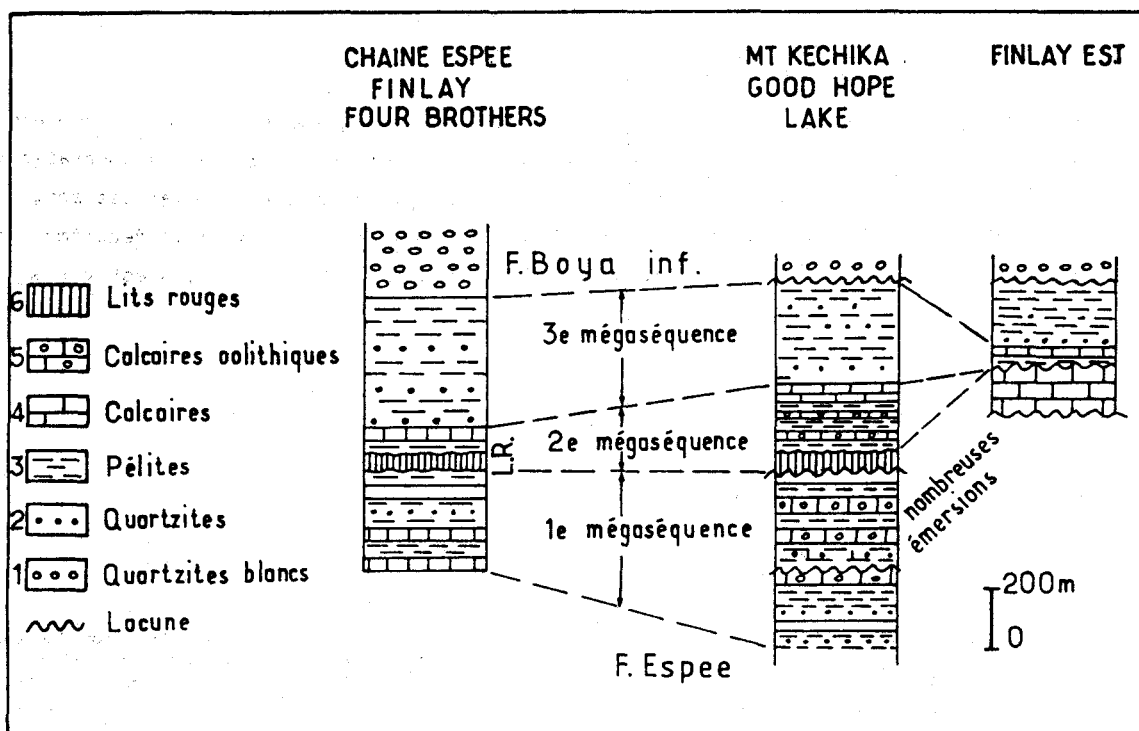


Fig. 54 - Les mégaséquences de la Formation Stelkuz (Nord de la chaîne Omineca).

Fig. 54 - Megasequences of Stelkuz Formation (Northern Omineca Belt).

**Les Monts Cariboo :**

On y relève une importante similitude avec les faciès décrits dans la chaîne Finlay. La voûte de Mac Bride, située près du Fossé des Montagnes Rocheuses présente de fortes tendances émerSives avec un faciès détritifique grossier (membre Zig-Zag). Les lits rouges sont peu présents, ils ont sûrement été érodés, on les retrouve à l'Est du Fossé (fig. 55) sous le Groupe Gog discordant.

Les coupes principales levées dans les monts Cassiar (point 1), Kechika (point 2), Finlay (points 3 à 8), et Cariboo (points 9 - 11) ont été reportées sur la figure 56, on y remarque :

- une tendance émerSive et une granulométrie plus grossière à l'Est ;
- les lits rouges dans la partie centrale ;
- des épaisseurs très variables.

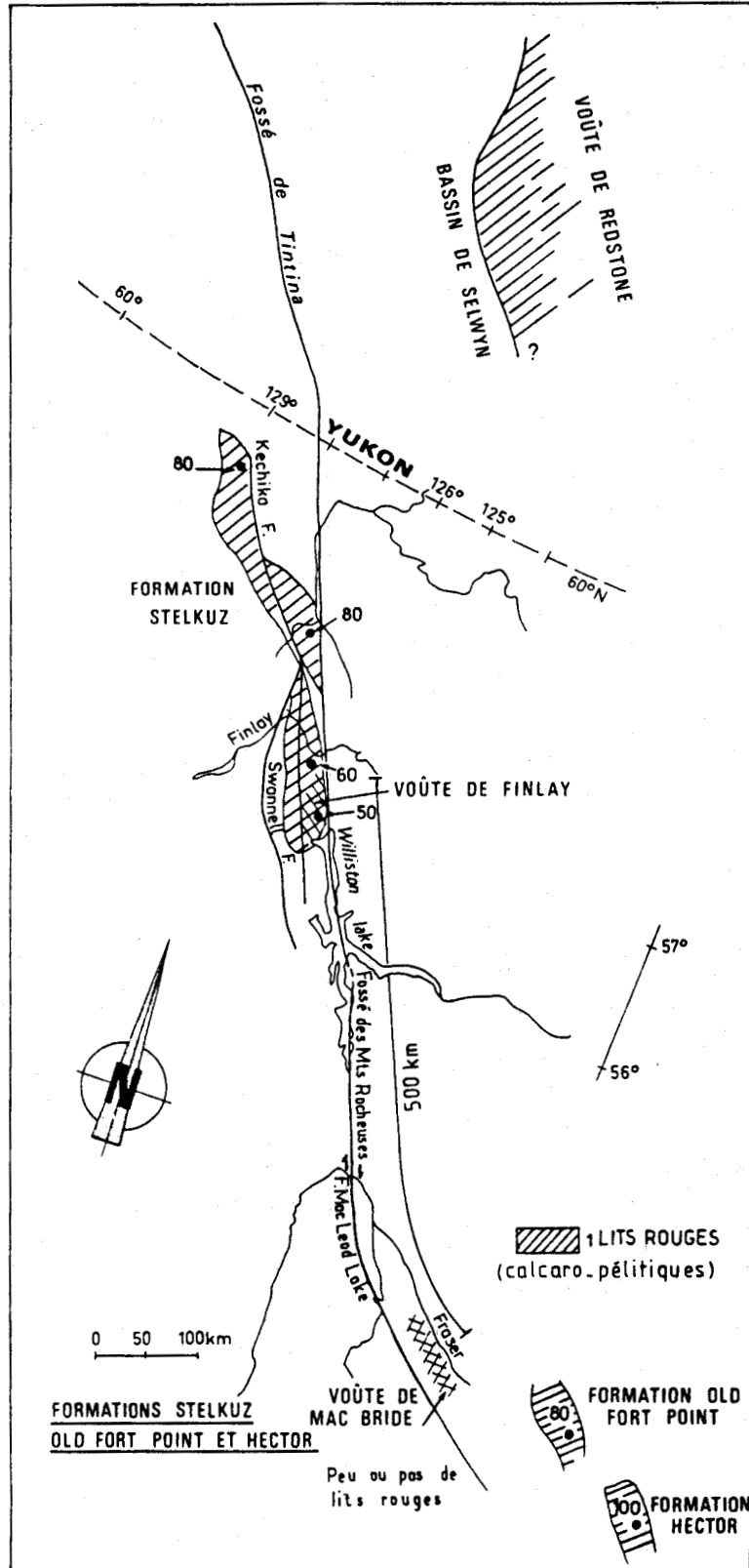


Fig. 55 - Le rôle des failles décrochantes. Un coulissage de 500 km, replace les monts Cariboo en face de la chaîne Finlay. Les grands traits paléogéographiques sont alors juxtaposés.

Fig. 55 - Importance of strike-slip faults. A dextral offset of 500 km, along Rocky Mountain Trench and Mac Leod Fault, juxtaposes Cariboo Mountains and Finlay Mountains with their paleofeatures.



**DEUXIEME CHAPITRE**

**LE CAMBRIEN**

**INTRODUCTION**

## I. INTRODUCTION

- A. LES LIMITES ET LA TERMINOLOGIE UTILISEES
- B. LE CAMBRIEN DANS LA CORDILLERE

## II. LA FORMATION BOYA

- A. COUPES DANS LA CHAÎNE CASSIAR
- B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY

## III. LA FORMATION ROSELLA

- A. LA COUPE TYPE : CHAÎNE CASSIAR (LAC GOOD HOPE)
- B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY
- C. COUPES DANS LES MONTS KECHIKA
- D. COUPES DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES
- E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION BOYA, SUR LA FORMATION ROSELLA ET LEURS EQUIVALENTS

## I. INTRODUCTION

### A. LES LIMITES ET LA TERMINOLOGIE UTILISÉES.

La limite entre le Précambrien et le Cambrien reste toujours controversée; elle a provoqué au cours de ces dernières années de nombreux colloques et de nombreuses commissions.

La difficulté de placer cette limite est la conséquence de plusieurs paramètres :

- pas de marqueur paléontologique ;
- pas de phase orogénique nette et mondiale ;
- absence d'une transgression universellement reconnue, bien que celle-ci soit présente en de nombreux endroits.

L'Amérique du Nord, au moins dans la partie Cordillère, présente apparemment une continuité entre le Précambrien et le Cambrien. Ce dernier est divisé depuis Sedgwick (1835), en trois parties : le Cambrien inférieur, moyen et supérieur. Cette trilogie est encore retenue aujourd'hui; elle est basée sur l'apparition de différentes faunes de Trilobites. Là encore les principaux biofaciès reconnus au travers du monde ne permettent pas des corrélations sûres d'un continent à l'autre.

De même, les âges radiométriques du Paléozoïque inférieur sont controversés. Plusieurs propositions ont été faites depuis 1970, celles de Harland et Francis (1971) puis de Armstrong (1978). On retiendra les subdivisions suivantes proposées par Palmer (1983) et reportées sur le tableau 7.

|             |             |          |
|-------------|-------------|----------|
| Ordovicien  |             | 488 m.a. |
| ?           | Tremadocien | 505 m.a. |
| Cambrien    | supérieur   | 523 m.a. |
|             | moyen       | 540 m.a. |
|             | inférieur   | 570 m.a. |
| ?           |             |          |
| Précambrien |             |          |

Tableau 7 - Les limites et subdivisions du Cambrien

Table 7 - Cambrian boundaries (Palmer, in Geology, 1983).



Comme on peut le remarquer, la terminologie de Walcott (Georgien, Acadien, Postdamien) est aujourd'hui abandonnée, son remplacement par les séries du Haut Mississippin n'a pas connu un grand succès car peu applicable pour les autres régions. Les corrélations mondiales reposent sur le groupe des Trilobites. Les différentes zones sont replacées sur les tableaux n° 8 et 9.

| Eon           | Ere                               | Période  | Epoque                                       | Age Biostratigraphie de Sibérie | Chron                         |
|---------------|-----------------------------------|----------|----------------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|
| Phanérozoïque | Paléozoïque                       | Cambrien | Cambrien inférieur                           | Lenien                          |                               |
|               |                                   |          |                                              |                                 |                               |
|               |                                   |          |                                              | Tommotien                       | <i>Dokidocyathus lenaicus</i> |
|               |                                   |          |                                              |                                 | <i>D. regularis</i>           |
|               | <i>Aldanocyathus sunnaginicus</i> |          |                                              |                                 |                               |
| Protérozoïque | Riphéen<br>Adélaidien             | Vendien  | Ediacarien<br>(Eocambrien,<br>Infracambrien) | Nemakit-Daldyn                  | <i>Pteridinium simplex</i>    |
|               |                                   |          | Varangien                                    | Yudomien                        |                               |

Tableau 8. Limites Précambrien - Cambrien (Doré in Odin, 1983).

Table 8. Precambrian - Cambrian boundary (From Dore in Odin, 1983).

La paléogéographie du Cambrien inférieur repose sur la répartition de deux sortes d'organismes : les Archéocyathes fixés qui constituaient vraisemblablement de grands récifs vivants dans les mers chaudes et les Trilobites qui sont mobiles mais ont un faible pouvoir de propagation, ce qui permettra de définir des provinces.

Termier *et al.* (1979) montrent que la province atlantique à *Olenellus* assure la transition entre la province acado-balte dépourvue d'Archéocyathe et la province téthysienne qui en était riche.

La province Pacifique fut d'abord caractérisée par *Nevadia*, mais on y a maintenant trouvé *Fallotaspistethysien* et *Olenellus* atlantique; cette province est riche en Archéocyathes qui apparaissent depuis le Mexique au Sud jusqu'en Alaska au Nord. N'oublions pas que l'équateur d'alors était presque parallèle avec la côte du Pacifique oriental.

La disparition des Archéocyathes au Cambrien moyen peut être interprétée comme liées à l'apparition de climats moins chauds.

Le Cambrien moyen voit un isolement plus important des différentes provinces; les communications marines semblent s'établir par l'Arctique. Une des faunes les plus célèbres par son état de conservation est d'âge cambrien moyen; elle a été trouvée à Burgess Pass au Sud de la Colombie Britannique (Walcott, 1912, 1914).

|                    | Zone à               | Etage         |             |
|--------------------|----------------------|---------------|-------------|
| CAMBRIEN SUPERIEUR | Saukia               | Franconien    | SAUK 3      |
|                    | Saratogia            |               |             |
|                    | Taencephalus         |               |             |
|                    | Elvinia              |               |             |
|                    | Dunderbergia         |               |             |
|                    | Aphelaspis           |               |             |
|                    | 523                  | Crepicephalus | Dresbachien |
| CAMBRIEN MOYEN     | Cedaria              |               |             |
|                    | Bolaspidella         |               |             |
|                    | Ehmaniella           |               |             |
|                    | Glossopleura         |               |             |
|                    | Albertella-Mexicella |               |             |
| 540                | "Plagiura-poliella"  |               |             |
| CAMBRIEN INFÉRIEUR | Bonnia-Olenellus     |               | SAUK 1      |
|                    | Nevadella            |               |             |
|                    | Fallotaspis          |               |             |
|                    | 570                  |               |             |

(Palmer 1981)

Tableau 9 - Les zones à trilobites du Cambrien (modifié d'après Palmer, 1981).

Table 9 - Trilobites zones (modified from Palmer, 1981).

Le Cambrien moyen se termine par une des plus franches transgressions enregistrées sur le craton Nord américain . Si le Cambrien moyen apparaît de façon nette sur la plate-forme cordilleraire, il n'en est pas de même à l'Ouest du fossé des Montagnes Rocheuses où, jusqu'ici, il n'a presque jamais été mis en évidence. Il est vraisemblable que le hiatus séparant les séquences de Sauk 1 et 2 (Sloss, 1963) se soit concrétisé de façon plus nette dans la partie occidentale de la Cordillère (voir tableau 9).

Le Cambrien supérieur est marqué par des petits mouvements orogéniques et par une discontinuité enregistrée entre les faunes d'âge dresbachien et franconien sur la plate-forme canadienne, dans les Montagnes Mackenzie et dans le Sud des Montagnes Rocheuses canadiennes. Cette discontinuité semble particulièrement bien développée sur la plate-forme carbonatée et dans la mer épicontinentale, alors qu'elle n'apparaît pas dans les zones plus distales. On la retrouve sur le tableau 9 marqué par le hiatus entre Sauk II et Sauk III.

## B. LE CAMBRIEN DANS LA CORDILLÈRE.

### 1. LES GRANDS CYCLES.

La plate-forme canadienne voit s'installer des faciès très variés au cours du Cambrien. La relative instabilité dont elle fait preuve avec des aires plus ou moins subsidentes, peut expliquer ces variations.

La sédimentation durant le Cambrien ne se limitera plus au sillon où elle fut cantonnée durant le Protérozoïque mais de nombreuses transgressions se produiront sur le craton.

On peut considérer que trois facteurs, au moins, vont contrôler la sédimentation :

- la ou les sources de sédimentation situées surtout à l'Est : quelques "zones hautes" y ont été décrites, telle la Kicking Horse Rim (fig. 50). Une source occidentale, le Shuswap et sa couverture, est aussi vraisemblable; elle sera importante au Paléozoïque (Price, 1981; Brown, 1981).
- l'emplacement de la ligne de rivage qui se déplacera de plus en plus vers l'Est au cours du Cambrien moyen ;
- les structures transverses par rapport au bassin de dépôt, parmi les plus importantes, citons la Montania et la voûte de Peace River; nous verrons que le jeu de ces paléostrucures sera varié au cours des temps, mais elles constitueront une aire sédimentaire toujours reconnaissable.

Les trois facteurs précités, générateurs de variations, ne vont pas empêcher l'installation de quelques constantes. Ainsi, depuis Palmer (1960), il est reconnu trois ceintures qui se développent à partir du Cambrien inférieur pour atteindre leur plénitude au Cambrien moyen et supérieur (fig. 57).

Ce concept, d'abord illustré par Palmer (1960) pour les Etats Unis, a été ensuite repris par Aitken (1966), par Fritz (1975) et par beaucoup d'autres auteurs. Ils distinguent :

- une ceinture proximale située sur le craton, riche en matériel détritique et caractérisée par des shales, des siltstones et des grès ;
- une ceinture médiane, beaucoup plus riche en carbonates, avec très souvent de nombreux récifs. Cette ceinture apparaît aujourd'hui dans les "Main Ranges" des Montagnes Rocheuses ;

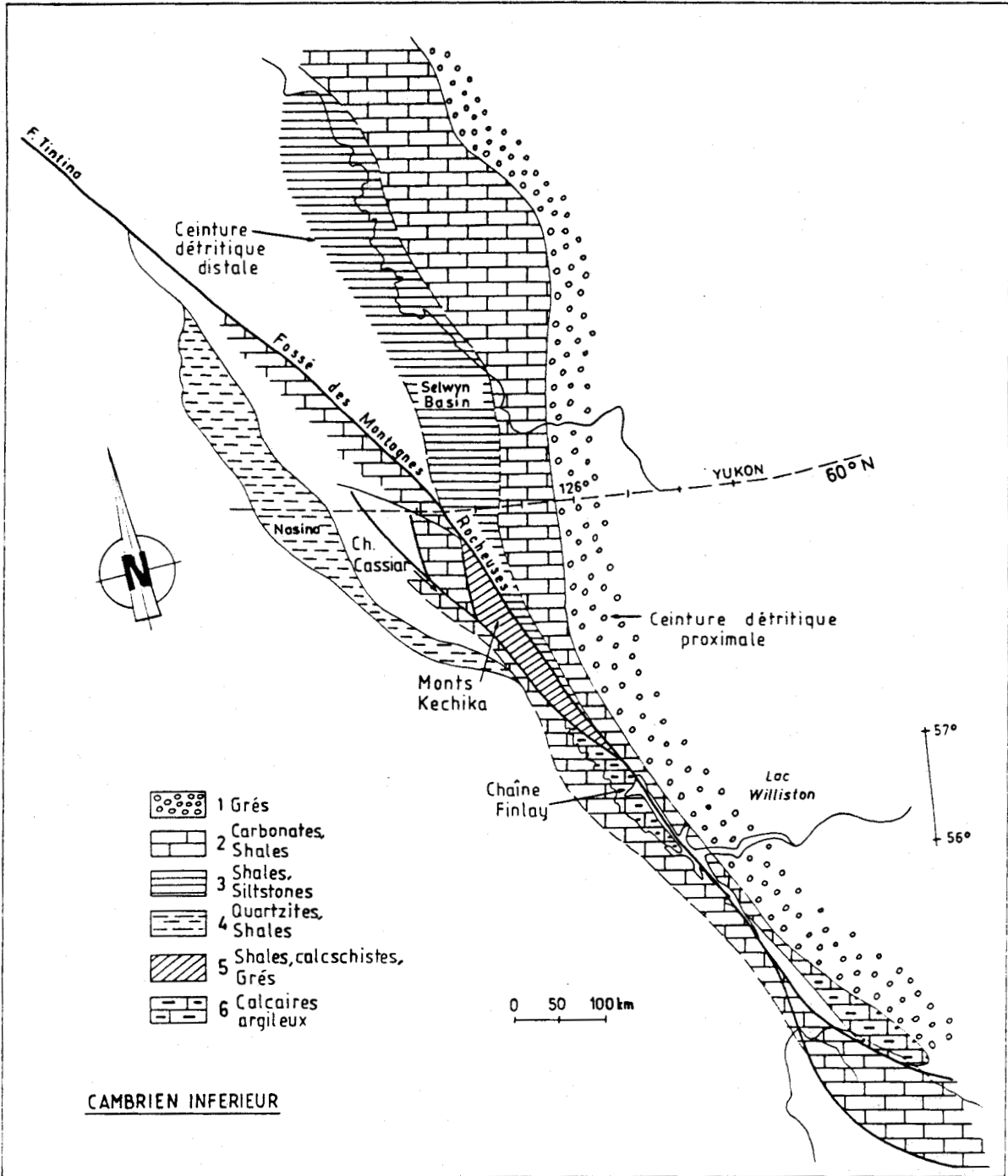


Fig. 57 - La paléogéographie au Cambrien inférieur.

Fig. 57 - Lower Cambrian paleogeography.

1. sandstones ; 2. limestones, shales ; 3. shales, siltstones ; 4. quartzites, shales ;  
 5. shales, calcschists ; 6. argillaceous limestones.

- une ceinture distale, plus riche en détritique fin, les pélites y sont nombreuses, ainsi que les calcaires argileux. Le début de cette ceinture est encore marquée par des dépôts peu profonds, alors que plus au large, les shales noirâtres et quelques intercalations volcaniques traduisent le passage à des dépôts plus profonds qui ont pu s'établir sur la pente continentale.

La position de ces trois ceintures n'est pas immuable; la limite entre la ceinture détritique proximale et la ceinture carbonatée va, par ses variations, engendrer les cycles

La limite entre la ceinture carbonatée et la ceinture distale sera pratiquement fixe pendant le Cambrien moyen et supérieur et se poursuivra jusqu'à l'Ordovicien moyen; c'est le "Kicking Horse rim" de Aitken (1971).

Les reconstitutions palinspastiques indiqueraient selon Price (1981) que cette limite se situerait sur un ancien rift précambrien dont le jeu aurait persisté par une zone faille active au cours du Paléozoïque inférieur; elle marque le passage au bassin situé à l'Ouest.

Si les différentes ceintures constituent un élément important pour la compréhension de la sédimentation sur la plate-forme, il en est de même pour les cycles sédimentaires. C'est encore à Aitken (1966) que l'on doit la description et l'interprétation des cycles.

Plusieurs ordres ont été reconnus par Aitken. Tout d'abord, les "grands cycles" qui peuvent aussi être subdivisés en sous-cycles. Ces grands cycles atteignent des épaisseurs importantes, souvent plus d'une centaine de mètres et parfois près de huit cent mètres. Ils couvrent plusieurs biozones. La base est clastique, la partie supérieure est carbonatée. On observe généralement un passage transitionnel de la base au sommet, alors que les clastiques du cycle suivant apparaissent toujours de façon abrupte. L'intérêt de ces grands cycles réside en particulier dans leur interprétation globale. J'en rappellerai les éléments importants résumés et revus par Aitken (1981).

## 2. LES CARACTERISTIQUES DES GRANDS CYCLES.

- La base est pélitique avec un contact abrupt sur le substrat carbonaté. C'est le demi cycle argileux. On peut y observer quelques carbonates; le caractère cyclique est net avec une tendance à l'émersion qui s'accroît au cours du développement du cycle.
- La partie médiane du cycle voit disparaître l'essentiel de la fraction argileuse, pour laisser la place au demi-cycle carbonaté. Cette limite est souvent diachronique, plus jeune vers le craton.
- Le cycle se termine avec la réapparition abrupte des pélites.
- Des variations sont souvent constatées, elles peuvent être dues à la présence d'une barrière carbonatée située au large. Selon sa plus ou moins grande tendance à l'émersion elle entraînera la formation de grands cycles aux caractères lithologiques différents. Aitken distingue au Sud de la Colombie Britannique, dans la partie basale du type Sullivan, des carbonates de haute énergie interstratifiés avec les roches plus argileuses qui n'apparaissent pas dans le type Stephen.

## 3. LEUR INTERPRETATION GENERALE.

Les premiers auteurs ont supputé les relations qui pouvaient exister entre les cycles et le phénomène de subsidence. Les conceptions actuelles s'accordent généralement sur le fait que les grands cycles se développent sur des marges continentales passives. Aitken (1981) précise les conditions d'apparition de ces grands cycles. Ils succèdent à la phase de rifting pendant laquelle une importante séquence clastique s'est déposée rapidement. Les cycles apparaissent lorsque cette fraction clastique aura suffisamment diminué pour laisser la place à une sédimentation carbonatée.

Ces grands cycles reflètent vraisemblablement une variation du taux de subsidence ou du niveau marin, ou encore l'interaction des deux phénomènes. Si ceux-ci sont instantanés à l'échelle géologique, il est alors possible que les bases et sommets des grands cycles constituent des surfaces quasi-isochrones. Aitken s'est particulièrement attaché à l'étude de la base des grands cycles et il montre que, même si certains membres s'affinent à l'intérieur d'un cycle, les isochrones ne semblent pas les traverser. A l'aide de passées riches en Trilobites, Palmer (1981) montre que le passage brutal de séries carbonatées à des séries clastiques (donc les sommets des grands cycles) peut aussi être corrélé. J'ai repris quelques unes des corrélations qu'il a établies et j'y ai ajouté les sommets de grands cycles reconnus au centre et au Nord de la Colombie Britannique.

Sur la fig. 69 on observe immédiatement qu'aucune coupe ne permet l'observation de tous les grands cycles cambriens; à cela une explication simple : les grands cycles ne sont nets qu'à la limite entre les ceintures. Les corrélations entre ces ceintures peuvent être établies sur près de 3700 km depuis le Mexique jusqu'aux Montagnes Mackenzie. Ainsi quatre coupes synthétiques choisies dans les Montagnes White Inyo en Californie, dans les Monts Cariboo, dans les Monts Finlay, puis dans les Monts Cassiar, montrent une remarquable similitude entre les faciès, leur répartition, ainsi que par la faune et l'histoire géologique.

#### 4. LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE.

Le Nord de la Colombie Britannique a d'abord été étudié par Gabrielse en 1954. La carte de Mac Dame fut la première levée et la stratigraphie de ce secteur repose sur les différentes lithologies rencontrées sur cette carte. Le groupe Atan y a été défini, près du Lac Atan. Après une révision en 1963, ce groupe est divisé en deux unités informelles, épaisses d'un millier de mètres. L'unité de base est quartzitique (unité 3) et l'unité supérieure carbonatée; la localité de référence suggérée se situe près de *French river*.

En 1978, Mansy et Gabrielse proposent comme limite inférieure de ce groupe, la formation de quartzite blanc qui repose en contact abrupt sur la Formation Stelkuz.

Fritz, en 1980, propose de nommer officiellement les formations du groupe Atan. Les coupes de référence typiques et accessibles proviennent du SE du lac Good Hope, elles permettent une description totale de la Formation Stelkuz, puis des formations surincombantes.

L'unité quartzitique de base est nommée Formation Boya, d'après le nom du lac situé à 13 km au NE de la localité-type. L'unité supérieure carbonatée est nommée Formation Rosella, d'après le nom d'un ruisseau situé à 23 km au NW de la localité-type.

La Formation Boya peut être divisée en deux lithologies aisément reconnaissables, depuis les monts Finlay jusqu'aux monts Cassiar. La partie inférieure ne comprend que des orthoquartzites clairs blancs et roses. La partie supérieure prend une teinte foncée en raison de l'abondance de shales et siltstones noirâtres. Cette partie supérieure est distinguée comme une formation à part entière dans les monts Cariboo (Formation Midas); il serait souhaitable de donner un nom spécifique, la localité type pourrait se situer dans les monts Finlay sur le bord Est de la rivière Pelly. Je la distinguerai officieusement en lui donnant le nom de Formation Boya supérieure, par opposition aux quartzites clairs qui constituent la Formation Boya inférieure.

Dans les descriptions qui vont suivre, Fritz différencie les unités, en leur attribuant S pour Stelkuz, B pour Boya et R pour Rosella. Je distinguerai la Formation Boya inférieure B<sub>1</sub> et la Formation Boya supérieure B<sub>s</sub>.



## II. LA FORMATION BOYA.

### A. COUPES DANS LA CHAÎNE CASSIAR.

#### 1. LA COUPE TYPE : LAC GOOD HOPE.

Cette coupe a été levée par Fritz (1980) à l'Est du lac Good Hope, près de la route Cassiar - Watson Lake. Cette coupe type semble faillée ou légèrement discordante à sa base car les lits rouges disparaissent à l'Ouest, là où la coupe a été levée (fig. 46).

Fritz reconnaît de bas en haut les unités suivantes : (coupe 1 fig. 58)

- 94 m de quartzites blancs (1B), en lits épais, à stratifications entrecroisées ;
- 88 m de quartzites verdâtres (2B), finement lités et fortement altérés. Des shales et des siltstones existent à la base ;
- 50 m de quartzites roux, de shales et de siltstones (3B); les microrides et les terriers sont fréquents dans cette unité qui apparaît sombre à l'affleurement ;
- 93 m de siltstones foncés (4B), à nombreux terriers ;
- 75 m de quartzites à lamines bien dessinées, puis de siltstones gris vert (5B).

Le contact entre la partie supérieure de la Formation Boya et la Formation Rosella, est parfois souligné par une légère lacune surmontée par un grès calcareux à stratifications entrecroisées (membre 1R).

#### Remarques.

Cette coupe, levée en détail par Fritz, a permis de collecter de nombreuses traces fossiles. Fritz et Crimes (1985) en ont étudié la répartition.

La Formation Boya se compose de deux ensembles nettement différents; la base est constituée d'orthoquartzites blancs, nettement reconnaissables (1B), le sommet renferme des shales et des siltstones souvent de teinte foncée (2B à 5B). A l'affleurement, il apparaît une distinction nette, à la fois par le caractère massif et la teinte claire de la base alors que le sommet, à granulométrie plus fine, est sombre. J'ai donc distingué sur l'ensemble de la chaîne d'Omineca une Formation Boya inférieure et une Formation Boya supérieure, comme cela avait été effectué dans les monts Cariboo par Mansy (1970) et Campbell et al. (1973). La limite entre les deux parties de la formation type se situerait entre 1B et 2B (fig. 46).

#### 2. COUPE DE LA FORMATION BOYA INFÉRIEURE (LAC GOOD HOPE, CHAÎNE CASSIAR).

Cette coupe levée à l'Est du point coté 6204 est plus épaisse (coupe 2, fig. 58).

La Formation Boya inférieure renferme de bas en haut :

- 35 m de quartzites blancs, roses, massifs ( $B_1$ ); le sommet est microconglomératique; les stratifications entrecroisées obliques sont fréquentes; les courants ont une origine NE ;
- 45 m de quartzites marron et de shales ( $B_2$ ). Ce membre est récessif ;



- 35 m de quartzites blancs, parfois microconglomératiques ( $B_1^3$ ); les clastes sont bien roulés et atteignent 1 cm ; les lits sont épais de 50 à 60 cm ;
- 75 m de quartzites, shales et siltstones ( $B_1^4$ ). Ce membre possède une granulométrie plus fine et une teinte dominante un peu plus sombre. A la base, on observe un enrichissement en shales qui sont interstratifiés avec des quartzites fins; la partie médiane (15 m) est nettement pélitique, les traces de pistes et d'organismes sont fréquentes; la partie supérieure (25 m) s'enrichit peu à peu en quartzites clairs ;
- 125 m de quartzites blancs ( $B_1^5$ ), massifs, les lits atteignent 2 m; le sommet prend une teinte rosée.

Au-dessus reposent les shales foncés de la Formation Boya supérieure.

On note que cette coupe a 315 mètres de puissance; trois parties peuvent être distinguées : une base, constituée des 3 premiers membres, dans laquelle les quartzites dominent, une partie centrale ( $B_1^4$ ) plus érodée de teinte légèrement plus foncée et une unité massive sommitale composée uniquement d'orthoquartzites blancs ( $B_1^5$ ).

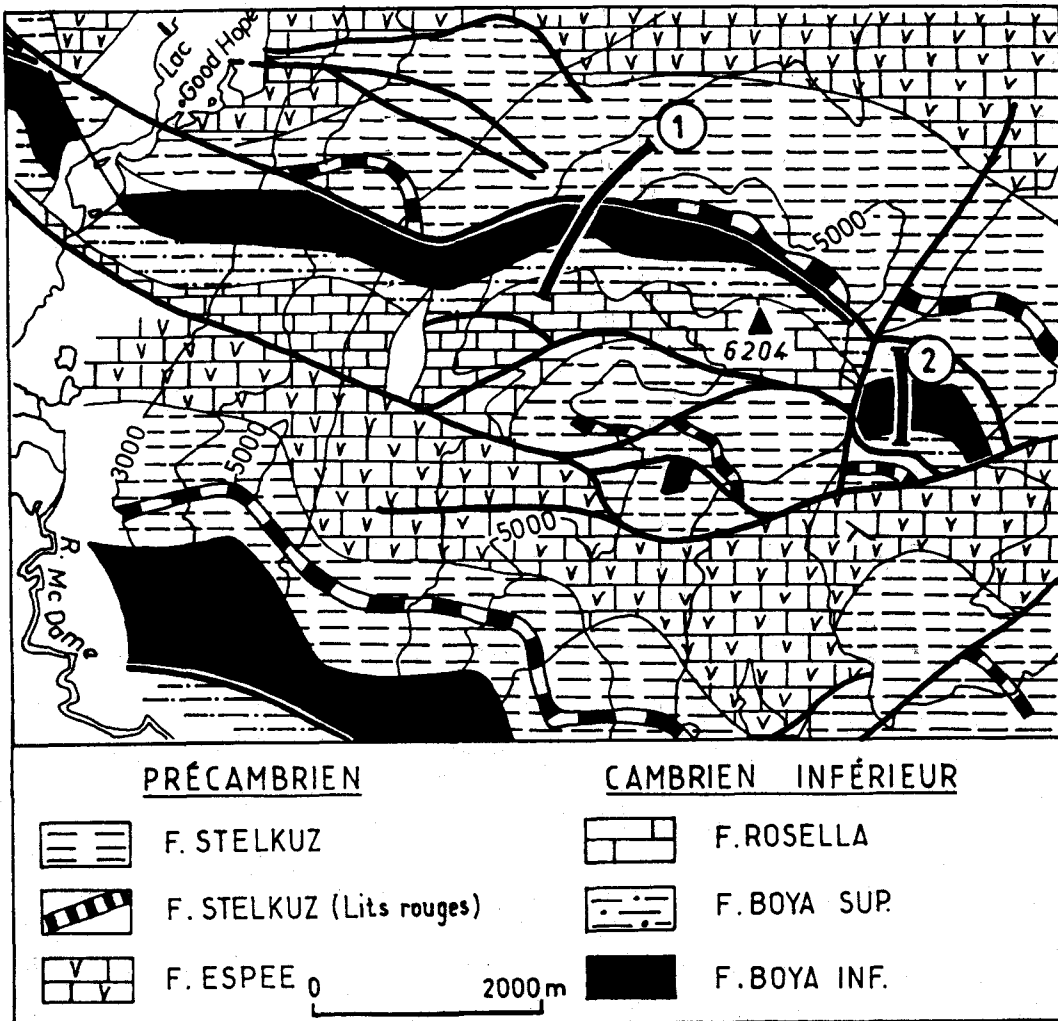


Fig. 58 - Carte géologique de l'Est du lac Good Hope. La coupe 1 est portée sur la fig. 46.

Fig. 58 - Good Hope lake geological map. (Fig 46 section 1).

Fritz (1984) publie un complément à la coupe type, dans lequel il décrit les membres sous la Formation Boya. Il indique que la limite inférieure de celle-ci est placée : "à la base de la seule unité quartzitique, proéminente, de teinte blanche qui peut être suivie dans le voisinage, où les affleurements sont pauvres et structuralement complexes". Il reconnaît dans la partie supérieure de la Formation Stelkuz, de bas en haut :

une unité (8S), épaisse de 74 m, qui comprend :

- 2 m de brèches ;
- 14 m de quartzites blancs ;
- 58 m de quartzites de teinte marron ;

une unité (9S) (37,5 m), avec des grès marron riches en traces fossiles ;

une unité (10S-11S), avec des siltstones et quartzites rouilles, qui atteint 78 m.

La surface de base de 8S est bréchique, elle est interprétée comme une légère discordance qui pourrait représenter ici la limite entre le Cambrien et le Précambrien (Fritz et Crimes, 1985).

On constate une identité parfaite entre les épaisseurs et les faciès relevés par Fritz et ceux que j'ai observés quelques kilomètres plus à l'Est (voir fig. 46).

On peut assimiler : 8S à  $B_{i1}$  -  $B_{i2}$   
9S à  $B_{i3}$   
10S et 11S à  $B_{i4}$

Le pourcentage d'affleurements, plus élevé dans la coupe orientale montre que l'unité  $B_{i1}$  est formée de quartzites blancs; je les attribue à la Formation Boya inférieure, respectant en cela la définition du Groupe Atan, ainsi que celle de Fritz. Les brèches à la base n'ont pas été reconnues, je placerais à cette limite le passage au Cambrien inférieur.

## B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY.

Pour toutes les coupes levées dans cette chaîne, on observe les deux parties de la Formation Boya. Deux coupes seront étudiées; elles sont situées au centre et au Sud de la chaîne Finlay. Les différences sont minimes, elles sont décrites brièvement.

### 1. COUPE AU NORD DU MONT RUSSEL.

Cette coupe est levée à l'Ouest des monts Finlay; on y reconnaît les unités suivantes de bas en haut (fig. 59) :

- . La Formation Boya inférieure qui renferme :
  - 40 m de quartzites blancs ( $B_{i1}$ ), parfois légèrement colorés en violet ou en roux par des sels de fer. Les grains de quartz détritiques possèdent un éclat gras qui les distingue du ciment plus terne. Cet aspect le rapproche du tapioca, c'est un critère de terrain caractéristique de cette unité. Les stratifications entrecroisées (fig. 60) sont fréquentes ;
  - 5 m de shales verts interstratifiés par de rares quartzites roux ( $B_{i2}$ ) ;

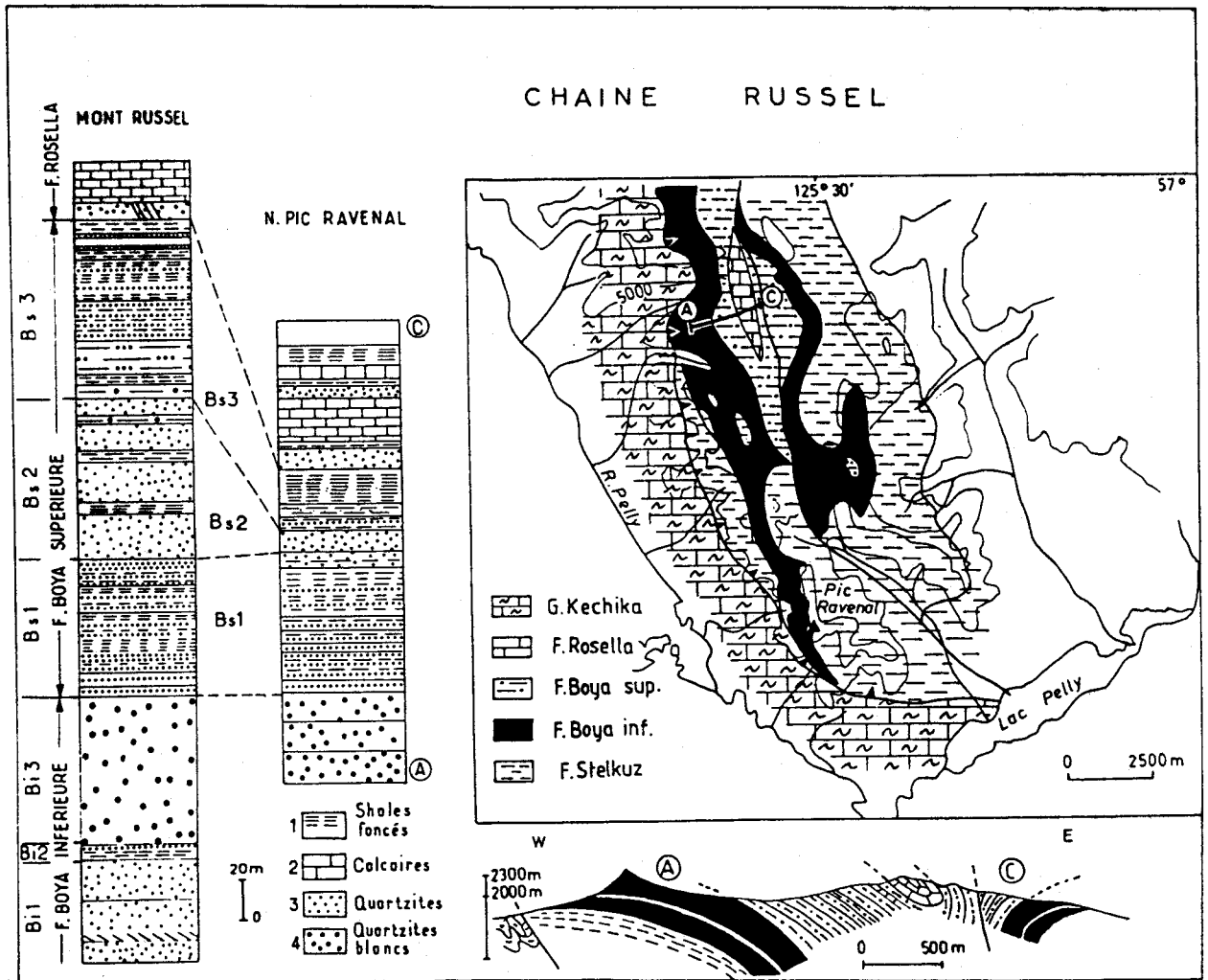


Fig. 59 - La Formation Boya dans la chaîne Russel (chaîne Finlay).

Fig. 59 - Boya Formation in Russel Range (Finlay Range).

1. Dark shales ; 2. limestones ; 3. quartzites ; 4. white quartzites.

- 65 m de quartzites blancs (B<sub>3</sub>) qui sont parfois de teinte jaunâtre lorsqu'ils sont altérés. Ces quartzites renferment dans leur partie sommitale des passées où la bimodalité des clastes est nette. Les gros grains ont une faible coupure entre 0,8 mm et 1,5 mm, les petits ont une taille proche de 0,2 mm. Ils possèdent des indices de déformation et de recristallisation assez importants; la texture est toujours jointive (Michot, 1958). Le sommet de cette unité et de la partie inférieure de la Formation Boya est fixé par la disparition du dernier banc de quartzites blancs.

. La Formation Boya supérieure apparaît comme un bon marqueur; sa teinte foncée s'oppose aux quartzites blancs sous jacents, elle renferme 4 unités :

- 60 m de shales gris, parfois noirâtres (B<sub>1</sub>); le sommet de cet ensemble s'enrichit de passées plus gréseuses. Les shales renferment de nombreux grains de quartz qui se concentrent en lentilles. On observe des figures d'affouillement traversant le litage originel phyllitique; elles sont remplies de grains de quartz plus gros que ceux observés dans le lit originel. Les passées gréseuses sont de la classe des arénites à grains fin et moyen; tous les types de texture ont été observés, avec des recristallisations en flots assez nombreuses :

( photo 11, photo 12 )

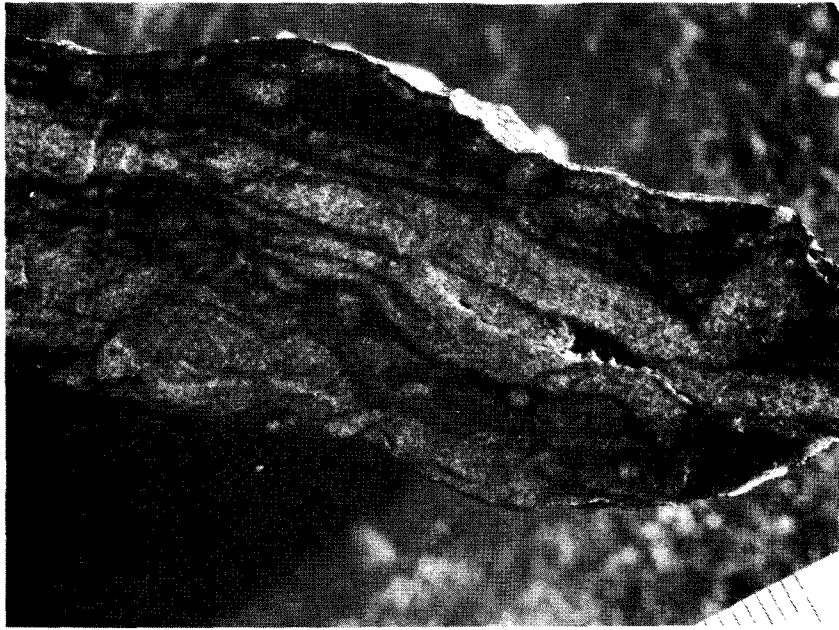


Photo 11 - Figures d'affouillement et terriers dans les shales de la Formation Boya supérieure (B<sub>s</sub> 1).

*Photo 11 - Burrowed and rippled shales of Upper Boya Formation (B<sub>s</sub> 1).*

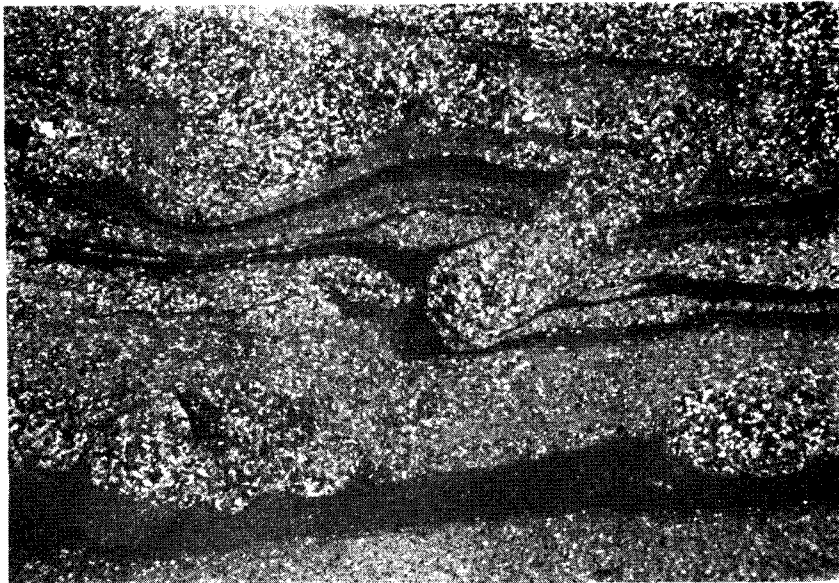


Photo 12 - Détail en lame mince des shales bioturbés (x 2).

*Photo 12 - Thin section of bioturbated shales (x 2).*

- 55 m de quartzites à rares interstratifications de shales ( $B_s 2$ ). Les quartzites ont un grain moyen à fin, une texture jointive, mais les grains ont peu recristallisé. L'un d'entre eux a révélé un classement bimodal, les pics se situant autour de 0,3 mm et de 1 mm ;
- 70 m de shales et de silts grossiers ( $B_s 3$ ) en alternance parfois centimétrique, parfois décimétrique. Les shales constituent l'essentiel de cette unité; certaines passées s'enrichissent en détritique plus grossier avec parfois une fraction non négligeable de plagioclase ;
- 7 m de grès roux conglomératique à stratification entrecroisée (1R) ; les clastes millimétriques et les galets (4-5 cm) qu'ils renferment sont mis en relief par l'érosion. Ces galets ont une composition proche de la matrice dans laquelle ils reposent. Dans ces grès des lamines de quartz aux dimensions diverses sont fréquentes, chacune d'entre elle possède un bon classement. Les lamines à gros grain de quartz (0.8 à 1 mm) ont une texture empâtée, un ciment carbonaté les corrode parfois. Les lamines à grain très fin (0,125 mm) ont plutôt une texture réticulée (Michot, 1958), la faible taille a vraisemblablement favorisé la recristallisation en îlots.

Le grès conglomératique à ciment carbonaté est assimilé à la base de la Formation Rosella qui se dépose après une légère érosion. ( photo 13 )

#### Remarques.

Les similitudes entre les coupes levées dans les chaînes Cassiar et Finlay sont importantes :

- la Formation Boya inférieure renferme une unité médiane riche en shales ;
- la Formation Boya supérieure renferme une unité médiane plus quartzitique, encadrée par des unités pélitiques souvent de teinte sombre ;
- le passage à la Formation Rosella est marqué par un conglomérat à ciment carbonaté; au-dessus de ce conglomérat, on observe des débris de Trilobites dans toute la chaîne d'Omineca. ils marquent la limite entre la zone à *Fallotaspis* et la zone à *Nevadella* ;
- les terriers, pistes et traces fossiles sont très nombreux. (photo11 )

#### 2. COUPE AU MONT RAVENAL (fig. 59)

Cette coupe située à 10 km au Nord du pic Ravenal, dans le même ensemble que la coupe précédente; on distingue de bas en haut :

- 60 m de shales vert foncé parfois noirâtres au lit très fin, interstratifiés de rares passées quartzitiques ( $B_s 1$ ).  
Les shales sont essentiellement constitués de chlorite, avec un pourcentage de quartz n'excédant pas 5%. Au sein des shales existent d'une part des silts quartzeux parfois lenticulaires, d'autre part des poches renfermant des grains de quartz, plus grandes que celles qui se trouvent à l'extérieur, dans les lamines ;
- 10 m de quartzites plus clairs ( $B_s 2$ ) en bancs de 4 à 5 cm ;
- 25 m de shales et siltstones gris interstratifiés ( $B_s 3$ ).

La base de la Formation Rosella comprend :

- 4 m de quartzites rosés à grain très grossier (1R); une bonne partie de la matrice est chertifiée; le reste est constitué de calcite ferrifère aux clivages soulignés par un liseré d'oxydation.

On reconnaît une même logique dans les coupes levées à l'Ouest de la chaîne Finlay; seul ( $B_s 2$ ) diminue du Nord au Sud.



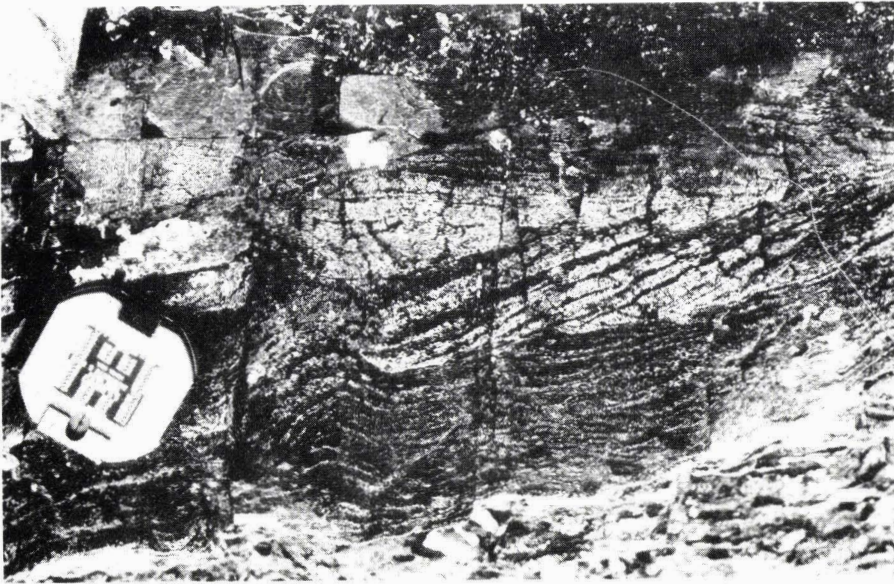


Photo 13 - Grès conglomératique à stratification entrecroisée de la base de la Formation Rosella (1R)

Photo 13 - Conglomeratic sandstone, with numerous cross beds at the base of Rosella Formation (1R).

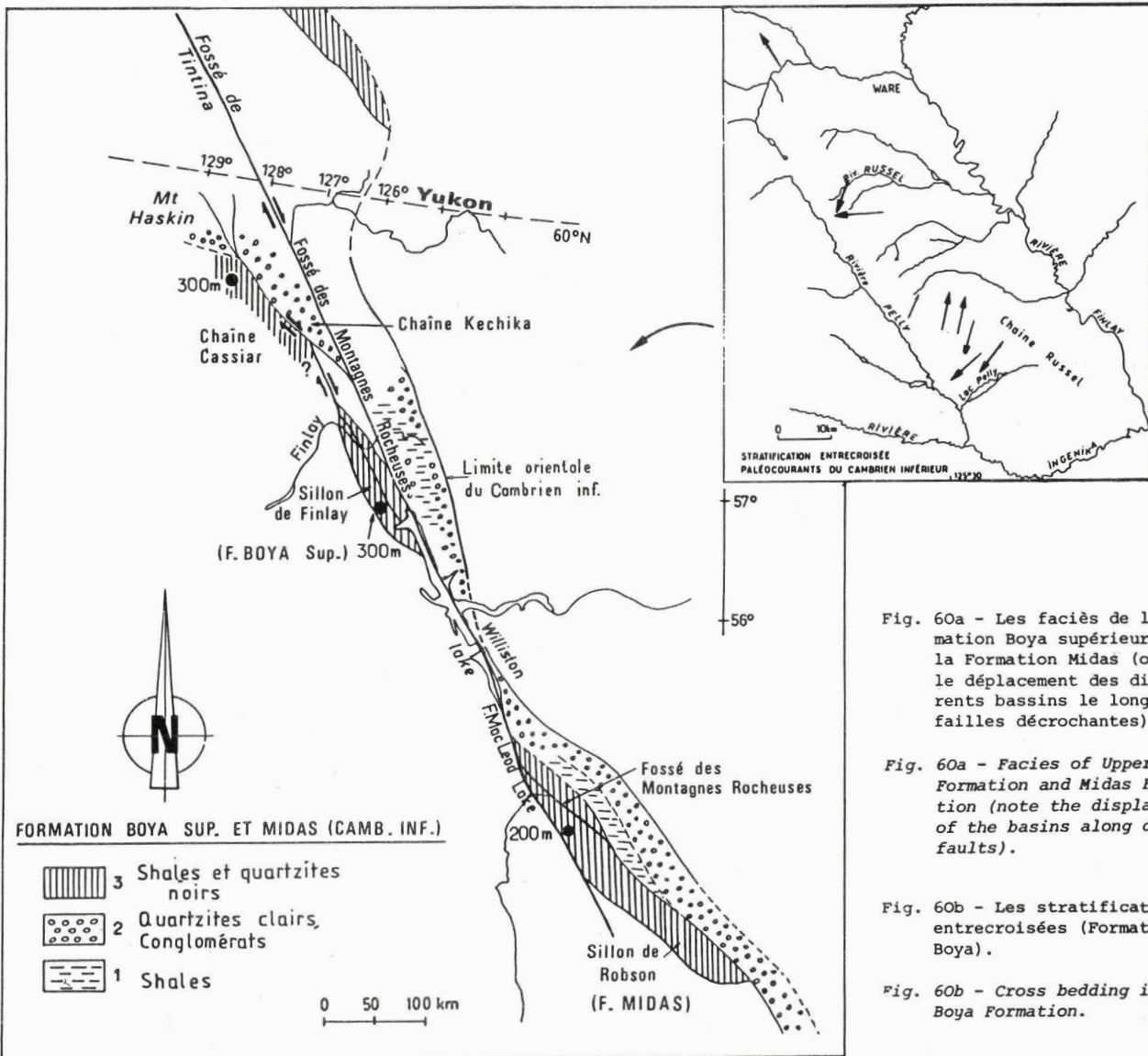


Fig. 60a - Les faciès de la Formation Boya supérieur et de la Formation Midas (on note le déplacement des différents bassins le long des failles décrochantes).

Fig. 60a - Facies of Upper Boya Formation and Midas Formation (note the displacement of the basins along dextral faults).

Fig. 60b - Les stratifications entrecroisées (Formation Boya).

Fig. 60b - Cross bedding in Boya Formation.

### III. LA FORMATION ROSELLA

#### A. LA COUPE TYPE : CHAÎNE CASSIAR (LAC GOOD HOPE)

La formation sommitale du Groupe Atan a été nommée Formation Rosella par Fritz (1980). Les coupes de référence se situent près du lac Good Hope, à partir du point coté 6204 et à 2 km à l'Ouest de ce point (fig. 58). Cinq unités y ont été décrites; la terminologie de Fritz sera indiquée entre parenthèses.

- 16 m de grès quartzeux à ciment carbonaté, recouvert de shale calcaire marron (unité 1R) ;
- 34 m de calcaire gris foncé, au litage ondulé, riche en biohermes d'Archeocyathes décrits par Handfield (1971) (unité 2R) ;
- 76,5 m de calcaire gris clair (unité 3R) ;  
Cette unité constitue le sommet de la zone à *Nevadella* ;
- 55 m de shales kaki et marron riches en Archeocyathes et en Trilobites; Fritz y a reconnu *Olenellus* (4R) ;
- 176,7 m de calcaire gris; une faille affecte le sommet de cette unité (5R) qui bute contre :
- 86,2 m de shales et calcaires interstratifiés (unité 6R) ;
- 250 m de calcaires (unité 7R) ;

#### Remarques.

La base (1R) est connue dans toute cette région, riche en clastes, suggérant de forts courants et parfois une émergence.

- Les fossiles les plus récents appartiennent à la zone à *Bonnia olenellus*.
- Aucun fossile n'a été trouvé dans l'unité 7R .

#### B. COUPES DANS LA CHAÎNE FINLAY.

Les coupes présentant la Formation Rosella dans son ensemble se situent pour l'essentiel au Nord des montagnes Finlay., entre les rivières Bower et Finlay. Une coupe complémentaire provient du secteur du Pic Barrier au Sud du lac Pelly.

Deux cartes permettent de localiser les différentes coupes septentrionales. De nombreuses petites coupes sont nécessaires pour couvrir la Formation Rosella dans son intégralité, car les failles et la couverture végétale sont importantes.

Six membres vont être décrits dans le secteur du mont Finlay et retrouvés de façon ubiquiste dans la chaîne d'Omineca. La fraction carbonatée domine même si d'importantes passées détritiques fines sont intercalées.

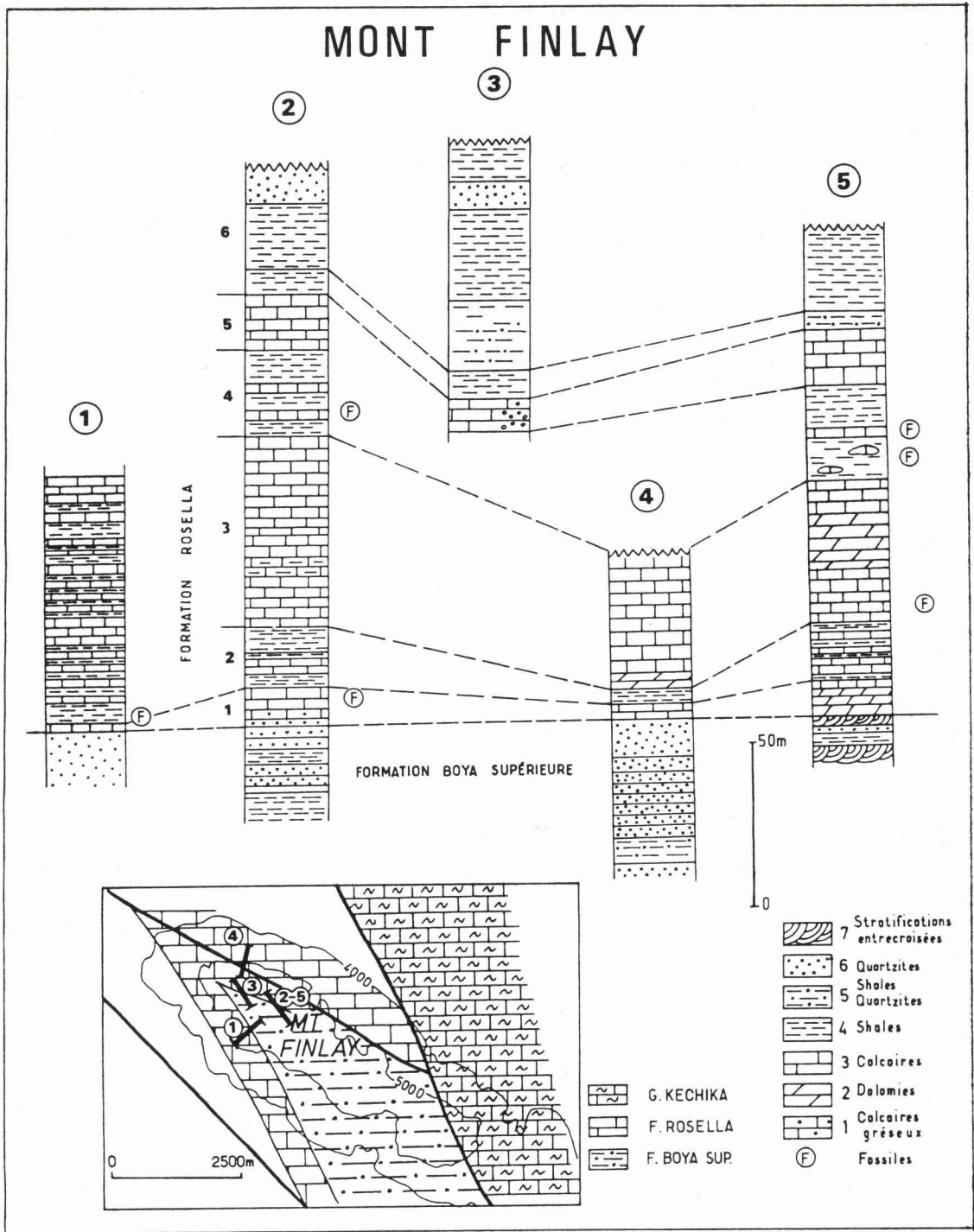


Fig. 61 - La Formation Rosella près du Mont Finlay.

Fig. 61 - Rosella Formation near Finlay Mountain.

1. sandy limestones ; 2. dolostones ; 3. limestones ; 4. shales ; 5. shales, quartzites ; 6. quartzites ; 7. cross beds.

### 1. COUPES PRES DU MONT FINLAY

Cinq petites coupes complémentaires sont nécessaires (fig. 61).



La coupe 1, permet la localisation d'Archéocyathes et de comparer le bord Sud de l'anticlinal avec le bord Nord.

Les coupes 2 et 5 sont les plus complètes et seront décrites en détail; on y verra l'évolution latérale des faciès sur quelques centaines de mètres.

La coupe 3 permet d'observer un détail du membre 6.

La coupe 4 est située au Nord de la faille qui découpe le mont Finlay; une corrélation sera établie entre les deux compartiments.

a. LA COUPE n° 2.

Elle est levée à partir du coeur de l'anticlinal; on peut observer du Sud vers le Nord c'est à dire de bas en haut, six membres :

. Le membre de base (1) assure la transition avec les grès roux et les quartzites clairs de la Formation Boya supérieure. On y relève des passées centimétriques de calcaires gréseux roux qui reposent sur une des quartzites marron au grain parfois millimétrique. Des stratifications entrecroisées sont fréquentes dans ces bancs; l'envahissement en carbonates (calcite, ankérite) s'effectue progressivement; on note un granoclassement positif dans certains bancs.

Le membre (1) est constitué de :

- 1 m de calcaires noduleux, à fins lisérés rougeâtres (hématite) qui évoqueraient en d'autres lieux le faciès amonitico rosso ; on y trouve des Archéocyathes ;
- 3 m de calcaires bleutés micritiques.

. Le deuxième membre (2) est plus pélitique; il est épais de 15 m. On y distingue une alternance centimétrique de siltstones gris jaune à ciment carbonaté et de calcaires micritiques bleus.

. Le troisième membre (3) est carbonaté; il est épais de 60 à 70 mètres; on y relève de bas en haut :

- 5 m de calcaires bleus envahis par la boue ;
- 5 m de calcaires finement lités bleu foncé. On y observe des lentilles de micrite (anciens filaments ?) dans un ciment de type microsparitique et des corpuscules monocristallins de calcite (anciens oolithes recristallisés ?) moulés par le ciment. Ce qui donne une allure caractéristique à la roche ;
- 10 m de calcaires bleus, avec de rares passées de pélites jaunâtres; des Archéocyathes y apparaissent : *Pycnoidocyathus* sp., ? *Gabrielsocyathus* cf. *microtaeniatus* sp. nov. (photo 14 f,g )
- 30 m de calcaires roux, parfois oolithiques, parfois aussi légèrement dolomitisés ;
- 10 m de calcaires bleus finement lités, qui prend une allure bréchique, en raison de la présence des fins interlits rougeâtres; ils constituent le sommet de ce troisième membre et marquent une tendance à l'émersion.

. Le quatrième membre (4) est pélitique; on y note une succession de siltstones aux couleurs variées.

- 30 m de siltstone vert jaune qui renferment des lentilles plus calcareuses riches en *Hyalolithes*, ainsi qu'en nombreux fragments de trilobites et d'échinodermes.

\* Les déterminations des Archeocyathes et la photo 14 ont été réalisées par Mme F. Debrenne que je remercie vivement.



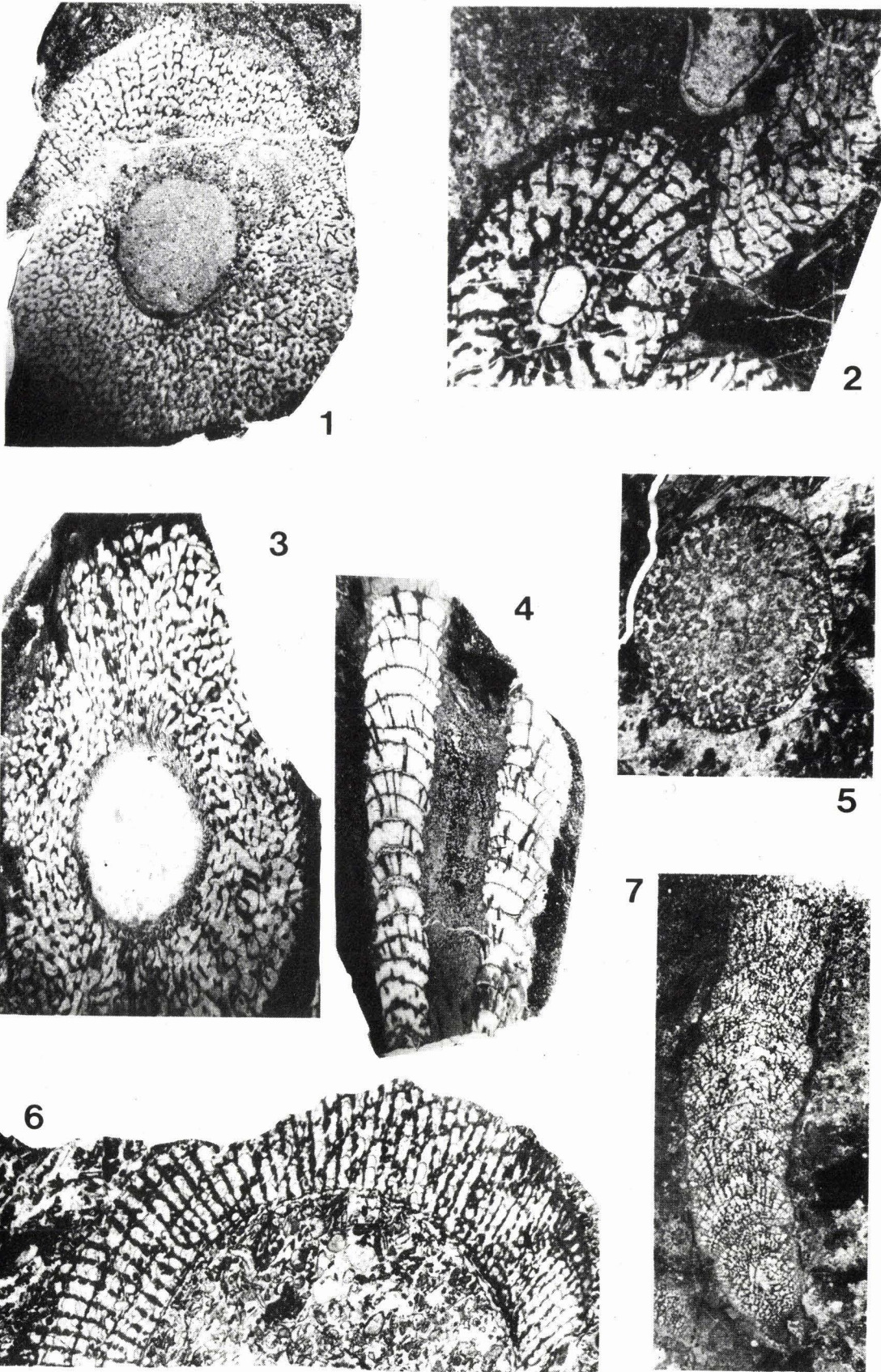


Photo 14 - Quelques Archéocyathes. Photo 14 - Some Archeocyathids.

a. ? *Claruscyathus* aff. *ketzaensis* Okul. (x 5) ; b. *Claruscoscinus obliquus* (Okul.) (x 5) ; c. ? *Gabrielsocyathus capillatus* sp. nov., holotype (x 5) ; d. ? *Pustulacyathus* sp., section longitudinale (x 2) ; e. *Gabrielsocyathus gabrielsensis* (Okul.) (x 3) ; f. ? *Gabrielsocyathus microtaeniatus* sp. nov. holotype (x 10) ; g. ? *Gabrielsocyathus microtaeniatus* sp. nov. paratype (x 3).

. Le cinquième membre (5) comprend :

- 10 m de calcaires d'allure bréchique.

La coupe (1) révèle dans ce membre :

- des restes d'algues ;

- quelques Archéocyathes : *Favilynthus* sp., *Pycnoidocyathus* sp., *Metacyathida* ?, *Gabrielsocyathus* aff. *capillatus* sp.

. Le sixième membre (6) possède :

- 5 m de siltstones noirs ;

- 20 m de siltstones jaunes et rouges ;

- 20 m de quartzites à grain grossier.

#### b. LA COUPE n° 3.

Elle permet de préciser la composition du membre 6. On y observe :

- 10 m de siltstones gris foncé ;

- 25 m de siltstones jaunes et verts, parfois chertifiés ;

- 1 m de quartzites en relief ;

- 30 m de siltstones qui affleurent assez peu ;

- 7 m de quartzites parfois rougeâtres ;

- puis des shales en contact avec la faille.

#### c. LA COUPE N° 4

Elle a livré dans le premier niveau carbonaté fortement dolomitisé :

- ? *Metaldetes caribouensis*,

*Archaeocyathus borealis*.

#### D. LA COUPE N° 5

Elle est levée deux kilomètres au SE de la coupe n° 3. Seules les grandes variations seront indiquées ici. Au-dessus des quartzites riches en stratifications entrecroisées, on observe :

. Le premier membre (1) :

- 5 m de dolomies gréseuses ;

- 4 m de calcaires rouges ;

. Le second membre (2) épais de 25 m, riche en siltstones marron et vert, avec de nombreuses passées calcaires prolifiques en Archéocyathes et débris de Trilobites déformés sûrement attribuables à la zone à *Nevadella*.

. Le troisième membre (3) épais d'une soixantaine de mètres renferme les calcaires boueux, et filamenteux; il est ici dolomitisé sur près de 30 mètres; on y observe parfois de la mala-chite et de l'azurite qui sont des minéraux fréquents dans la Formation Rosella. La partie sommitale de ce membre est oolithique et parsemée de liserés rouges ferrifères.

. Le quatrième membre (4) pélitique est épais de 45 m; deux bancs calcaires de 0,5 m à 2 m sont proéminents et riches en *Hyolithes*, *Salterella* et oncolithes.

. Le cinquième membre (5) carbonaté est épais de 15 à 20 m; il est noduleux parfois filamenteux.

Remarques.

Les coupes levées près du mont Finlay présentent les caractéristiques suivantes :

- une épaisseur de 150 à 200 m; des variations apparaissent dans les différents membres ;
- un microconglomérat et même un conglomérat avec des clastes de 5 cm sont très fréquents sous le premier membre de la Formation Rosella ; des stratifications entrecroisées (photo 13) ont été observées partout dans les montagnes Finlay. L'envahissement carbonaté s'effectue progressivement laissant apparaître des grains de quartz bien arrondis et bimodaux dans un ciment sparitique. Cette séquence est caractéristique d'un milieu marin peu profond (Heckel, 1972) ;
- six membres carbonatés et calcaro-pélitiques apparaissent dans ce secteur. Les premiers macrofossiles sont reconnus avec des Trilobites, des débris d'Echinodermes, d'algues, des Archéocyathes, des Hyolithes et des Salterellas ;
- le membre de base (1) de teinte rouge, souvent noduleux peut contenir des Archéocyathes. Après le dépôt de quelques dizaines de mètres de pélites, une sédimentation de carbonates se réinstalle sous la forme de carbonates tachetés, noduleux et oolithiques. Les fossiles sont fréquents ;
- un cycle supérieur très pélitique qui contient des bancs carbonatés fossilifères ;
- le membre (6) se termine par des quartzites.

2. COUPE PRES DU MONT BASNETT ET BOWER.

Près du mont Basnett, on observe les membres 3, 4 et 5. (col. 2, fig. 62).

- Le membre (3) est ici constitué de calcaires bleus, épais d'au moins soixante mètres. Une dolomitisation importante empêche parfois une description précise de la roche originelle. On peut cependant distinguer des oosparites et des oomicrosparites; de plus d'anciens intraclastes (?), ovoïdes, micritiques, longs de 0,7mm et larges de 0,2mm sont fréquents.

La partie sommitale de ce membre renferme des Archéocyathes qui peuvent reposer dans deux types de roches qui reflètent soit un milieu agité, riche en bioclastes, soit un milieu plus calme constitué de sédiment fin.

Dans le premier type, on trouve des plaques d'Echinodermes, des fragments d'Archéocyathes, d'algues, d'oolithes et d'oncolithes.

Dans le second type, le sédiment fin ne renferme pas d'algues ni de débris, mais quelques grands fossiles irréguliers ? *Gabrielsocyathus capillatus* sp. nov. et quelques réguliers, *Cordilleracyathus* sp., et *Rotundocyathus* sp.

- Le membre (4), pélitique, est épais de 80 m; il renferme quelques bancs calcaires riches en Trilobites et oncolithes dolomités. La chlorite est l'élément prédominant des roches pélitiques.
- Le membre (5), au moins épais de 30 mètres, forme une vire dolomitique massive. Une faille empêche l'observation continue. Il est vraisemblable qu'une partie du membre 6 soit absente; ce qui est visible est constitué de shales et de quartzites de couleur sombre avec de rares calcaires.



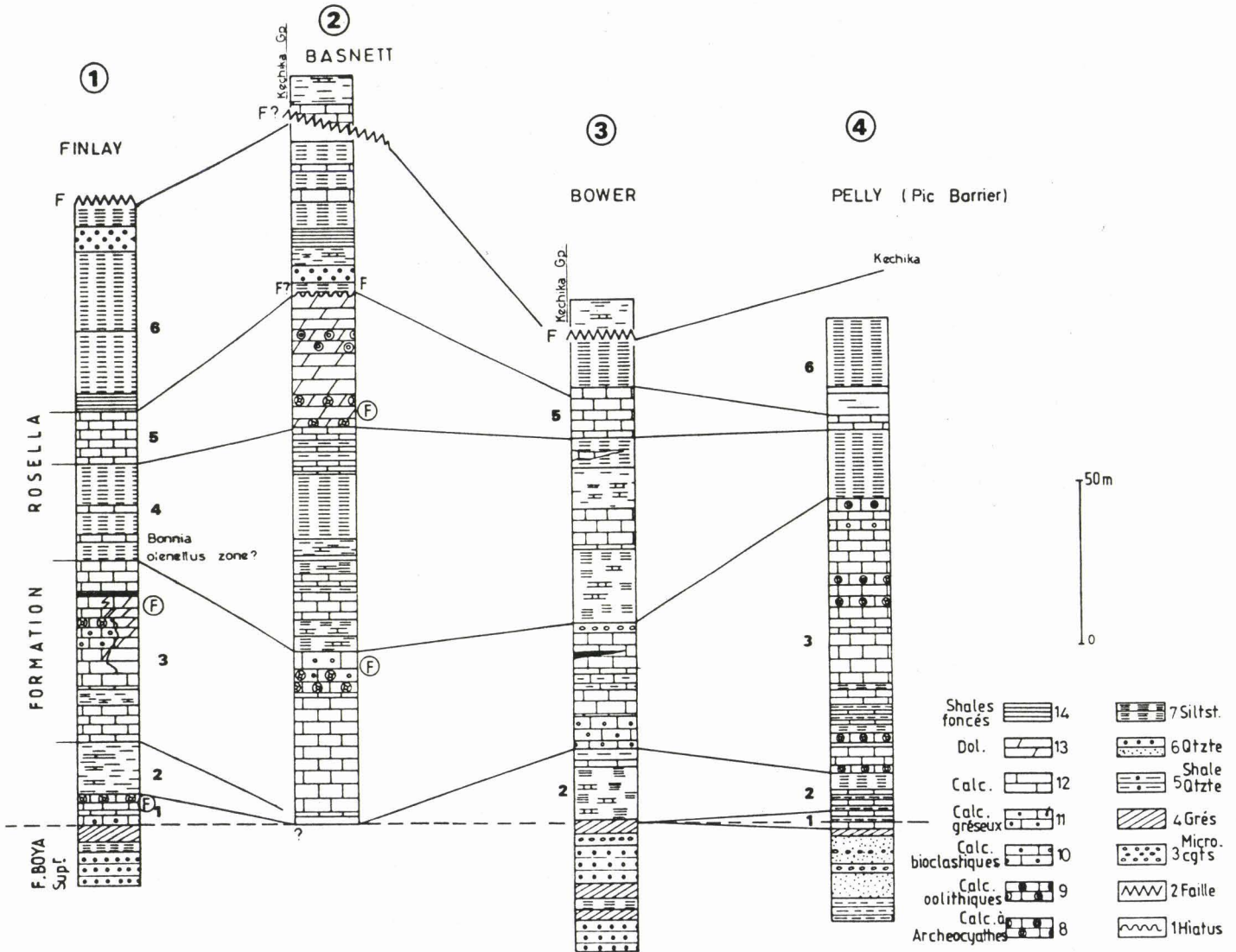


Fig. 62 - Les variations de la Formation Rosella dans la chaîne Finlay.

Fig. 62 - Variations of Rosella Formation in Finlay Range.

1. gap ; 2. fault ; 3. microconglomerates, conglomerates; 4. sandy limestones ; 5. shales, quartzites ; 6. quartzites ; 7. siltstones ; 8. archeocyathid limestones ; 9. oolitic and oncolitic limestone ; 10 bioclastic limestones ; 11. sandy limestones ; 12. limestones ; 13. dolostones; 14; dark shales.

Près du mont Bower, quelques caractéristiques sont notables (colonne 3, fig. 62) :

- Le membre 1 n'a pas été observé; on constate que des silstones et des calcschistes lenticulaires reposent directement sur les quartzites et les grès à grain grossier riches en structures en flammes, entrecroisées et en terriers de la Formation Boya supérieure.
- La fraction pélitique semble plus importante que la fraction carbonatée.

### 3. COUPE PRES DU PIC BARRIER (colonne 4, fig. 62).

Cette coupe ne sera pas reprise en détail, sa grande similitude avec celles levées précédemment est remarquable.

La partie sommitale de la Formation Boya révèle des caractères pétrographiques particuliers :

- la présence dans la quartzarenite bimodale (grains de 1,5 mm et de 0,20 mm), de clastes, de chert et d'épidote ;
- des stratifications entrecroisées courbes ;
- un granoclasement ;
- la présence d'anciens mud-cracks ?

Le membre (1) est épais de 7 à 8 m; on relève des feuillets pélitiques, dans un fond sparitique.

Le membre (2) est ici épais de 40 m; les passées calcaires renferment de nombreux fossiles observés dans plusieurs types de roche :

- une micrite grise renferme un fossile de type "*Pycnoidocyathus*" à murailles non conservées ;
- une micrite noire, oolithique et oncolithique qui contient des algues (*Renalcis*) et quelques fragments d'Echinodermes. La déformation est importante, ce qui entraîne une mauvaise conservation des Archéocyathes dont les calices sont très étirés et peu identifiables.

Il apparaît cependant (14F73 - 98758)

Metaldetida - Archeocyathida

cf. *Pycnoidocyathus*

? *Metaldetes caribouensis* HANDFIELD

*Boseculcyathus* sp.

*Archeocyathus borealis* OKULITCH

cf. *Pycnoidocyathus columbianus* OKULITCH

*Robustocyathus* cf. *undulatus* OKULITCH

- un siltstone vert riche en chlorite dans lequel des empreintes aplaties d'*Archeocyathus borealis* OKULITCH et d'un grand fossile à annulations marquées de type "*Pycnoidocyathus*" ont été relevés.

. Le membre (3), épais d'une soixantaine de mètres, est souvent oolithique.

. Le membre (4) est riche en pisolithes centimétriques qui présentent parfois un nucleus de nature biologique (fragment de Trilobite) préservé ; autour de ce fragment il est fréquent de constater la présence de rhomboèdres dolomitiques de 0,2 mm alors qu'aucune dolomitisation n'est observée dans le ciment. Ce qui indiquerait tout d'abord une dolomitisation primaire, suivie par un transport, dans un milieu peu profond. Des corpuscules millimétriques, arrondis (fantômes d'oolithes ?) sont parfois dolomitisés et moulés par un ciment micritique, un liseré d'oxydation entoure souvent les corpuscules.

Conclusions sur les coupes levées dans la chaîne Finlay.

La Formation Rosella est constituée de six membres, avec les membres (1), (3) et (5) carbonatés. Les autres étant plus pélitiques, on retrouve la distribution des strates du Cambrien inférieur telle qu'elle apparaît sur une grande partie de la chaîne d'Omineca.

- Les Archéocyathes apparaissent dès que les carbonates sont assez abondants, alors que les Trilobites et les *Hyolithes* sont plus fréquents dans les siltstones.
- Des cycles apparaissent; ils se traduisent par des ceintures qui se dessinent sur quasiment toute la Cordillère.
- Des faciès spécifiques et ubiquistes sont relevés : calcaires noduleux rouges, calcaires à oncolithes, calcaire cryptalgairé ... identiques à ceux décrits par Read (1980) et Moore (1976).
- La plupart des indications sédimentologiques fournies, traduisent un milieu agité, avec des courants relativement forts, capables de briser les tests en les accumulant dans un environnement subtidal.

Nous reviendrons sur tous ces points et les développerons dans la conclusion finale concernant cette formation.

C. COUPES DANS LES MONTS KECHIKA.

La coupe type a été levée par Fritz (1980) dans les monts Cassiar; en examinant la même formation dans les monts Kechika, on verra apparaître des variations de faciès (fig. 62).

Les coupes portées sur la figure proviennent d'un secteur situé autour du mont Valemont qui jouxte le fossé des Montagnes Rocheuses. Les variations de faciès, les nombreux plissements et les failles (voir coupes II' et JJ' des montagnes Kechika, dans la partie tectonique) impliquent l'utilisation de plusieurs petites coupes complémentaires (fig. 63).

Cinq d'entre elles permettent de se faire une idée du passage de la Formation Boya à la Formation Rosella; la partie supérieure de cette formation n'est jamais observée dans cette région.

1. COUPE n° 1.

Cette coupe montre une des caractéristiques de la Formation Rosella. Elle repose sur des quartzites marron, des shales et siltstones verts; les premiers niveaux carbonatés sont ici considérés comme la base de la Formation Rosella.

Un premier membre (1) comprend :

- 5 m de dolomies gréseuses marron, à lamine nette ;
- 6 m de calcaires bleus ;
- 10 m de quartzites marron et de calcaires lenticulaires gris.  
Les quartzites présentent des stratifications entrecroisées planes qui indiquent des courants Nord-Sud ;
- 5 m de shales, siltstones et quartzites ;
- 10 m de quartzites blancs ;
- 20 m de grès et quartzites clairs, riches en lentilles de calcaires gris fossilifères ;
- 20 m de shales et quartzites marron.

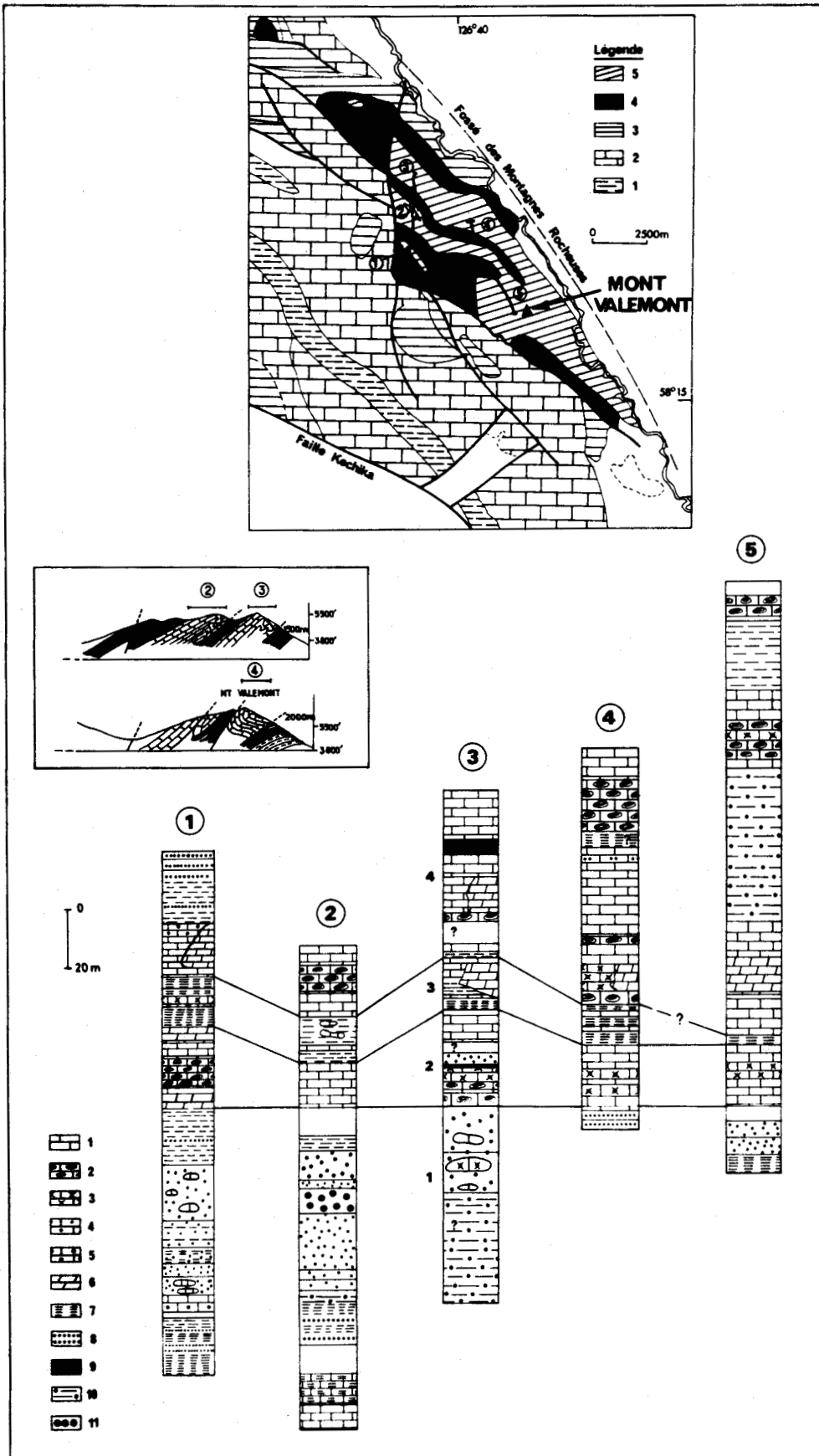


Fig. 63 - La Formation Rosella dans les Monts Kechika.

Fig. 63 - Rosella Formation in Kechika Range.

1. sandy limestones ; 2. oncolitic limestones ; 3. archeocyathid limestones ; 4. sandy limestones ; 5. oolitic limestones ; 6. dolostones ; 7. shales, siltstones ; 8. quartzites ; 9. dark shales ; 10. shales, quartzites ; 11. microconglomerates, conglomerates.



Le second membre (2) est carbonaté; il renferme :

- 30 m de calcaires bleus et mauves, extrêmement riches en oolithes et oncolithes ; l'ensemble est fortement dolomitisé.

Le troisième membre (3) est détritique; on n'en trouve que la base sur cette coupe, elle est composée de siltstones marron.

## 2. COUPE n° 2.

Sur cette coupe, deux éléments sont à remarquer :

- la présence d'un conglomérat qui contient des clastes de quartzites roses de plusieurs centimètres (membre 1)
- les pisolithes dans la partie sommitale

## 3. COUPE n° 3.

Le premier membre de la coupe 3 est riche en lentilles calcaires décamétriques qui renferment Archéocyathes (membre 1).

La présence de ces lentilles calcaires fossilifères dans des niveaux de quartzites et de grès n'avait pas été décrit jusqu'ici à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses. Des faciès similaires apparaissent près des rivières Hermcher et Gataga; ils appartiennent à la ceinture détritique proximale (*inner detrital belt*).

Le membre (2), épais d'une quarantaine de mètres, est carbonaté, parfois dolomitisé et riche en oolithes. Dans la partie inférieure, deux niveaux fossilifères ont livré :

*Rotundocyathus* sp.

*Diplocyathellus princetonensis* (HANDFIELD) (? = *americanum* GREGGS)

genre A in James et Debrenne, 1980

Metalotetida

? *Pycnoidocyathus* sp.

*Archaeocyathus borealis* OKULITCH

? *Gabrielsocyathus capillatus* sp. nov.

Les membres (3) et (4) n'ont pas de caractères particuliers, à l'exception de la présence de "shales noirs" (figuré 9 sur la fig. 63).

## 4. COUPE n° 4.

Cette coupe est décrite en raison de la richesse de la faune recueillie et de la variété des faciès rencontrés.

Du Sud au Nord on rencontre sur un flanc inverse :

- 20 m de quartzites roux; là encore pas de siltstones ou de shales, mais un contact abrupt avec les carbonates qui caractérisent le membre (2) ;
- 20 m de calcaires bleus et marron. Le rubanement est dû à des passées plus silteuses. Cet environnement est propice au développement des Archéocyathes (8G-98751).

Les intraclastes sont nombreux, ainsi que les bioclastes composés de débris d'Echino-dermes, de Trilobites, de Chancelloria. Il a été déterminé :

*Rotundocyathus* sp. (cf. *Ajacyathus yukonensis* OKULITCH)

*Robustocyathus* sp. (= *R. aff. peledincus* in HANDFIELD)

*Rasettycyathus* sp.

*Prethmophyllum* sp.

*Ethmophyllum* cf. *whitneyi* MEEK

Diplocyathellidae

*Yukonocyathus* cf. *francesi* HANDFIELD

fragment d'ethmophylloides

fragment irréguliers (*Gabrielsocyathus*)

petits *Archeocyathus*

? *Metaldetes*

*Protopharetia*

ainsi que des débris de chancelloria et d'algues.

Ce type de roche est illustré sur la photo 15 .

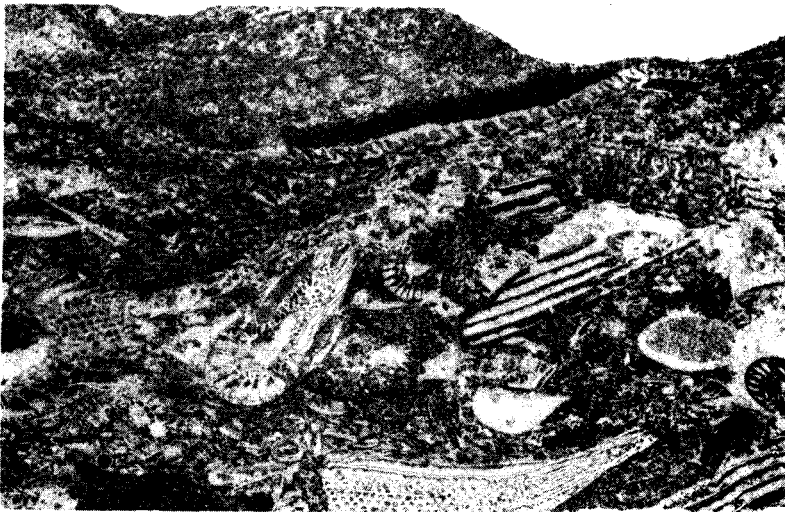


Photo 15 - Faciès typique des bioclastes et Archéocyathes (Monts Kechika).

Photo 15 - Typical bioclastic and Archeocyathid - bearing facies (Kechika Mountains).

Dans d'autres niveaux une ébauche de bioconstruction est parfois observée. On y relève :

*Archaeocyathus borealis* OKULITCH et sa forme coloniale

*Archaeocyathus arborensis* OKULITCH, très abondant

*Archeocyathus* aff. *atlanticus* BILLINGS, rare

? *Metaldetes caribouensis* HANDFIELD, abondant

*Bosceculcyathus* sp., rare

? *Gabrielsocyathus microtaeniatus* sp. nov., assez abondant

rare *Régularis* (*Rotundocyathus* sp.)

De nombreux débris d'*Hyolithes*, de *Chancelloria* apparaissent aussi dans ce milieu.

Les oolithes observés dans ces roches sont de deux types : à structure tangentielle ou à structure radiaire. Il n'est pas rare de n'en trouver que le fantôme, en raison de la dissolution interne laissant la place à un monocristal de sparite. L'enveloppe est souvent préservée laissant la place à un moule d'oolithe (oomold). (Richter, 1975)

Des oolithes de ce type sont représentés sur la photo 20. D'autres types plus complexes ont été observés dans le premier membre carbonaté; ce sont des ovoïdes qui ont été déformés durant le stade primaire de leur diagenèse. Souvent les oolithes primaires sont cassés ou étirés, puis on assiste au remplacement du ciment interne primaire après dissolution de celui-ci. Ce remplacement est ici de nature dolomitique, le cortex restant toujours visible et souvent constitué par un encroûtement ferrifère. (photo 16 )



Photo 16 - Oolithes déformés et dolomitisés (x 3).

Photo 16 - Distorted ooids, totally dolomitized (x 3).

Le troisième membre (3) est pélitique ; shales et siltstones marron et pourpres y alternent avec quelques rares calcaires sur une vingtaine de mètres.

Le quatrième membre (4), épais de 100 m au moins, est carbonaté souvent micritique, parfois dolomitique.

Les roches les plus abondantes sont les biomicrites.

Au-dessus d'une passée silteuse, à vingt mètres de la base de ce membre, on note un niveau riche en Archéocyathes (8F-98752) dans une biomicrite bleue partiellement dolomitisée. Cette roche a livré : des algues, des fragments d'*Hyolithes*, et de Trilobites. On y trouve des oncolithes et des oolithes. Les Archéocyathes sont en majorité des irréguliers de petite taille. Il y a été déterminé :

*Ajacyathidae* (cf. *Ajacyathus osilinka* OKULITCH)

*Robustocyathus* sp. (= *Robustocyathus* aff. *peleducis*, Zhuravleva in HANDFIELD, 1971, détermination erronée).

? *Taylorcyathus* sp.

fragments d'*Ethmophylloides*

*Protopharetia* sp.

apex de *Metaldetida* indifférenciés

apex d'*Archeocyathida* indifférenciés

apex de *Metacoscinida* indifférenciés

*Archeocyathus borealis* OKULITCH

*Gabrielsoyathus gabrielensis* OKULITCH (photo 14e )

? *Gabrielsocyathus microtaeniatus* sp. n. (*Claruscyathus solidus*) VOLODIN in Greggs, 1957, détermination erronée). (photo 14 f,g)

*Claruoscinus* cf. *obliquus* OKULITCH (*Claruscyathus billingsi* VOLODIN in Hanfield, 1971 détermination erronée). (photo 14 b)

? *Metaldetes caribouensis* HANDFIELD

Les parties moyennes et sommitales de ce membre sont constituées des micrites mauves et bleues souvent oolithiques.

#### 5. COUPE n° 5.

Elle est représentée ici car la partie médiane pélitique semble plus importante que sur les autres coupes levées plus à l'Ouest. Deux niveaux d'Archéocyathes ont été notés et indiqués. De plus, des agrégats et des pisolites apparaissent au sommet de la coupe.

#### 6. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION ROSELLA DANS LES MONTS KECHIKA.

Comment se situe ce secteur par rapport aux ceintures évoquées précédemment ? La base de la Formation Rosella est détritique, parfois grossière, avec des lentilles calcaires riches en Archéocyathes. Les coupes se rapprochent de celles levées près des rivières Cataga et Hermcher décrites dans le paragraphe suivant; elles se situent dans la ceinture proximale (*inner detrital belt*).

- Quelques kilomètres au Nord du mont Valemont, à l'Est du lac Dall, Fritz (1978) lève une coupe (6) de la Formation Rosella ; il montre que la base de cette formation consiste en shales verdâtres (assimilés au membre 3) immédiatement au-dessus de quartzites clairs (unité V de Fritz, 1978). Les shales renferment *Olenellus* sp.

- la zone à *Nevadella* qui correspond à la base de la Formation Rosella a été érodée après son dépôt. Il manquerait les membres (1) et (2).

- la zone à *Nevadella* correspond aux quartzites sous l'unité V de Fritz et serait à corréliser aux quartzites à lentilles calcaires fossilifères du membre (1).

Quoiqu'il en soit, les coupes levées dans les monts Kechika se distinguent de celles levées dans les monts Cassiar et Finlay, où la partie basale, la zone à *Nevadella*, est pélitique et calcaire mais jamais quartzitique.

- Les faciès rencontrés offrent les caractéristiques d'un milieu tidal à supratidal, parfois récifal avec des carbonates particulièrement riches en Archéocyathes, en oncolithes, en agrégats, en encroûtements algaires et en stromatopores. Les caractères sédimentologiques corroborent cette interprétation, avec de nombreuses stratifications entrecroisées, des interlits rouges, des dolomies gréseuses.

- On remarque que les shales de couleur foncée (Formation Boya supérieure) sont ici absents; la fraction détritique du Cambrien inférieur est constituée pour l'essentiel de quartzites blancs, de microconglomérats, de siltstones et de shales vert clair traduisant peut-être un milieu de dépôt plus superficiel.

## D. COUPES DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES.

Ces coupes ont été levées dans les ceintures proximales et carbonatées des Montagnes Rocheuses. Elles permettent les comparaisons avec les chaînes Finlay, Kechika et Cassiar et la reconstitution des paléogéographies de part et d'autre du fossé.

Les premières coupes sont levées entre les rivières Gataga Sud et Weissener (Mansy, 1975). L'une d'entre elles, la plus septentrionale, est très proche de celle levée par Fritz (1980) qui y a établi une biozonation à l'aide des Trilobites. Il s'agit de la coupe BR qui se situe à la latitude 57°57'45" et à la longitude 125°31'15".

La nomenclature stratigraphique est problématique car les relations entre les deux côtés du Fossé des Montagnes Rocheuses ne sont pas résolues et les analogies, si elles existent, ne sont pas toujours très claires.

Le Groupe Atan comme on l'a vu, a été décrit et redéfini dans la chaîne d'Omineca; les coupes levées par Fritz (1972, 1978, 1979) établissent les différences chronostratigraphiques et lithologiques qui peuvent exister de part et d'autre du Fossé. La terminologie adoptée à l'Ouest du Fossé ne sera pas utilisée pour les formations d'âge cambrien inférieur reconnues dans les Montagnes Rocheuses. Elles sont rattachées au Groupe Gog.

### 1. COUPES AU SUD DE LA RIVIERE GATAGA.

Le secteur étudié est un grand anticlinal à cœur quartzitique, qui laisse apparaître sur ses flancs des formations carbonatées du Paléozoïque inférieur.

La formation la plus ancienne reconnue dans ce secteur serait "la diamictite", interprétée comme une tillite du Précambrien supérieur par Fritz (1972) et reconnue sur une bonne partie de la Cordillère orientale (fig. 13). Dans ce secteur, le contact n'est pas observé entre la diamictite et les quartzites du Cambrien.

La première coupe, levée sur la crête au Sud du point coté 7.235, permet de distinguer d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 64, coupe A) :

. le membre (1) qui contient :

-150 à 200 m au moins, la base n'étant pas observée, de shales gris à gris vert parfois légèrement gréseux, dans lesquels des lentilles calcaires et des biohermes apparaissent. Les plus importants atteignent des tailles décamétriques (30 m sur 10).

Les petites lentilles centimétriques de calcaire bleu renferment deux types de microfossiles : (localités 98753) des biomicrites entourées de silt gris, dans lesquelles on trouve :

des algues (*Renalcis*)

*Archeocyathus* sp. (Irréguliers)

*Sekwicyathes nahannensis* HANDFIELD

*Rotundocyathus* sp.

*Sakonocyathus* sp. (Réguliers)

- des biomicrites qui possèdent :

des ethmophylloïdes (? *Diplocyathellus* sp.)

et de grands Irréguliers :

*Claruscyathus* aff. *ketzaensis* OKULITCH

*Pustulacyathus gangloffii* nov. gen. nov. sp.

Les biohermes (161F 98754, 98755) ont été observés dans toute la formation. La dolomitisation est parfois intense; les fossiles sont nombreux, parmi les Archéocyathes réguliers et les formes proches citons :



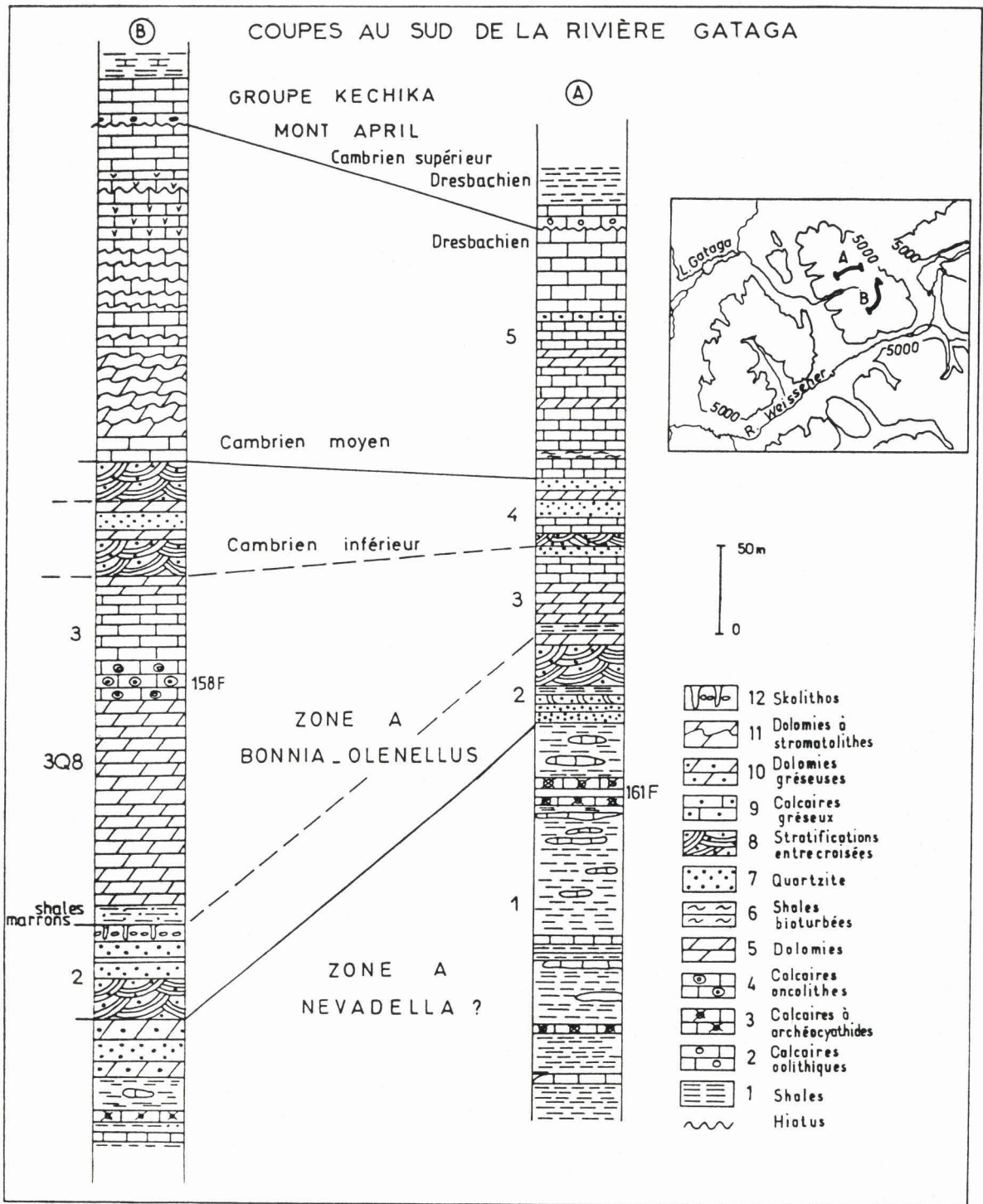


Fig. 64 - Le Cambrien au Sud de la rivière Gataga.

Fig. 64 - Cambrian south of Gataga River.  
1. shales ; 2. oolitic limestones ;  
3. archeocythid limestones oncolitic  
limestones ; 5. dolostones ;

6. bioturbated shales ; 7. quartzites ;  
8. cross beds ; 9. sandy limestones ;  
10. sandy dolostones ; 11. stromato-  
litic dolostones ; 12. skolithos.

*Sekwicyathus nahanniensis* HANDFIELD très nombreux  
*Acanthopyrgus yukonensis* HANDFIELD rare, (forme proche des Archéocyathes)  
*Yukonocyathus francesi* HANDFIELD, assez nombreux  
*Diplocyathellus borealis* (HANDFIELD), nombreux

? *Porocyathellus* sp., rare

*Cordilleracyathus blussoni* HANDFIELD, assez nombreux parmi les Archéocyathes irréguliers

? *Auliscocyathus* sp., très nombreux

*Argentocyathus* cf. *ceratodictyoides* (RAYMOND), rare

et quelques autres groupes, parmi lesquels on note :

*Tabulaconus kordae* HANDFIELD, rare

*Epiphyton* sp., rares, des espèces de *Renalcis*.

De plus, des plaques d'Echinodermes en abondance, des *Chancelloria*, des ~~po~~quilles flottées (*Volborthella* ou *Bernella*) constituent un faciès organique riche se traduisant par des petites bioconstructions, rapidement détruites et cimentées sur place.

Une deuxième coupe est levée plus au Sud (coupe B), j'ai noté, au-dessus du membre (1), de bas en haut :

. le membre (2) qui renferme :

- 57 m de quartzites clairs, parfois microconglomératiques, riches en stratifications entrecroisées qui indiquent des paléocourants issus du SW (230°N), de l'Ouest et du NE (fig. 65).

Les lits sont épais de 40 à 50 cm; la partie sommitale s'enrichit en particules argileuses et dolomitiques. Les clastes sont parfois centimétriques et le granoclassement positif sur les foresets.

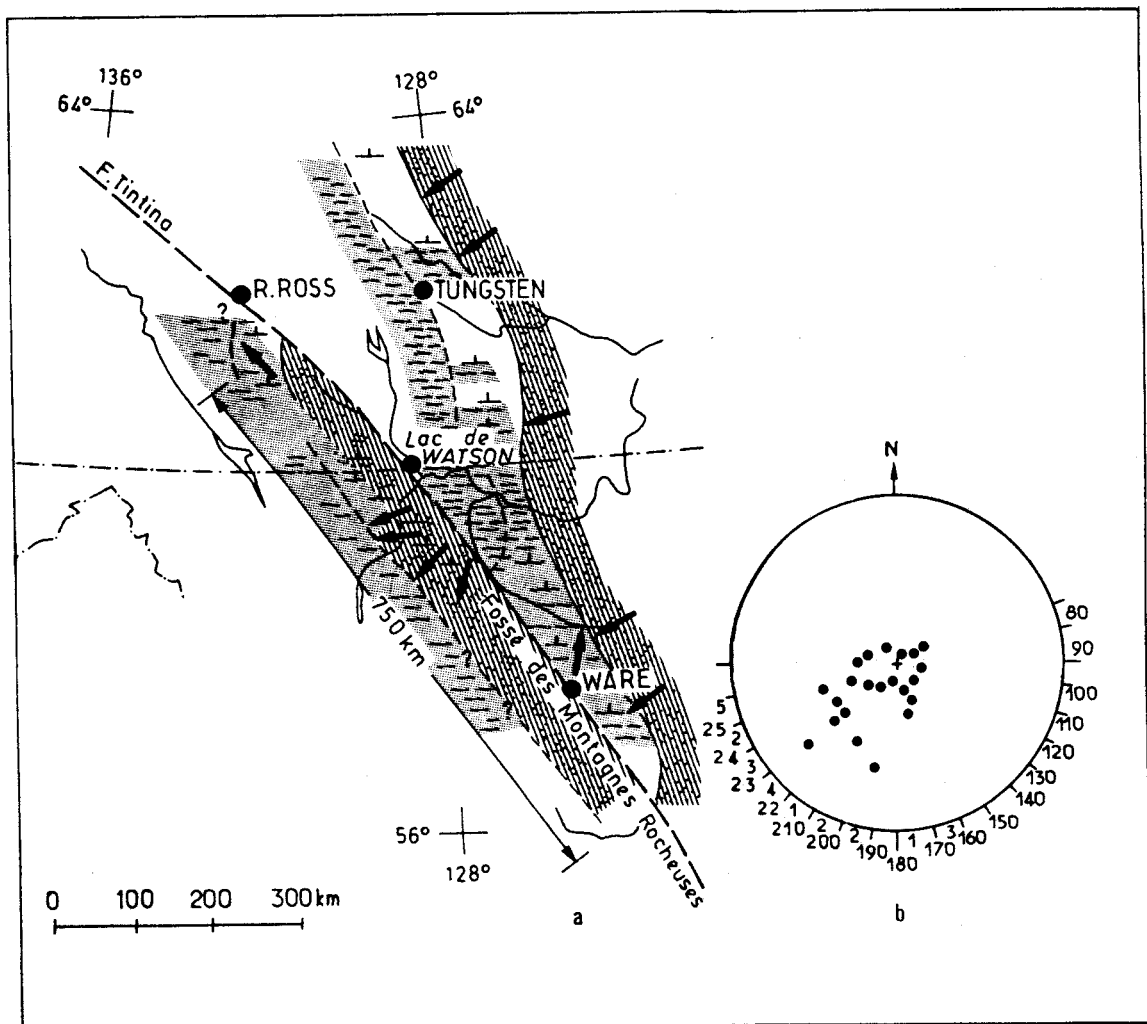


Fig. 65 - a. les stratifications entrecroisées dans la Formation Boya.  
b. Poles des stratifications entrecroisées après rotation.

Fig. 65 - a. Boya Formation Cross-beds.  
b. Poles of Cross beds after tilting.



. Le membre (3) renferme :

- 10 m de shales et quartzites marron; les pistes de vers sont nombreuses ; le passage entre les quartzites et les shales s'effectue par l'intermédiaire d'un microconglomérat qui repose sur une ancienne plage fossile avec ses ripple marks d'axe NW-SE. Le substrat gréseux contient *Skolithos* sp., des débris fossiles, épines de *Trilobites* et *Olenellus* sp.
- 51 m de dolomies grises à lamines fines ;
- 15 m de dolomies gréseuses à altération jaune ;
- 60 m de dolomies grises riches en pisolithes dolomitisés (158F, voir photo 17). Ce sont sûrement d'anciens oncolithes complètement recristallisés ;
- 70 m de calcaires blanc et bleu à litage fin.

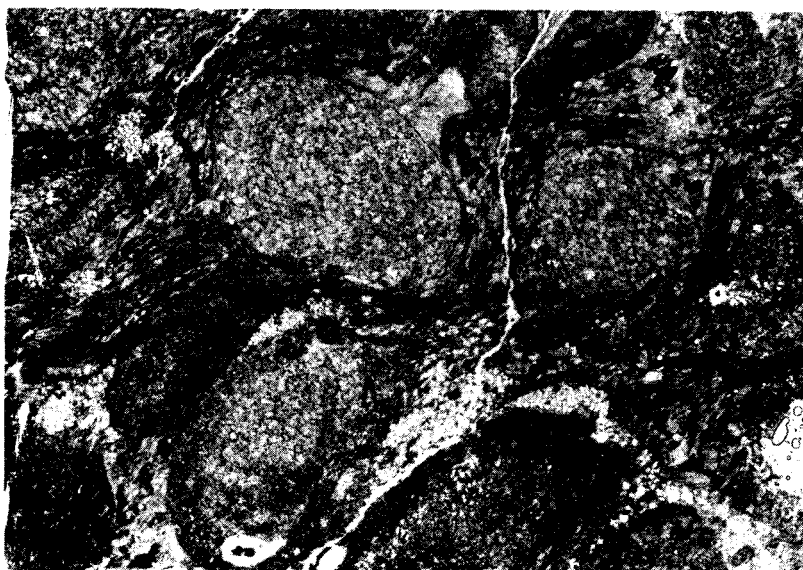


Photo 17 - Pisolithes dolomitisés (x 2).

Photo 17 - Dolomitized pisolites (x 2).

Depuis les shales marron, l'essentiel de ce membre est carbonaté et correspond au membre 308 de Fritz. Le sommet passe à des microconglomérats, puis à des quartzites. Fritz (1980) a trouvé à ce niveau *Proleostracus* sp. qui indique une position moyenne dans la zone à *Bonnia-olenellus*.

. Le membre (4) est quartzitique, deux coupes rapprochées ont été nécessaires pour constituer le profil ici proposé, ceci en raison de petites failles. Ce membre constitue la partie supérieure de la zone à *Bonia-olenellus*, il renferme :

- 75 m de quartzites jaunes et blancs avec quelques calcaires bleus et dolomies gréseuses. Des chenaux et des stratifications entrecroisées sont particulièrement nombreux.

Fritz attribue au membre (5) surincombant un âge allant du Cambrien inférieur sommital au Cambrien supérieur. Aucun fossile n'y a été trouvé et c'est par analogie, avec une coupe septentrionale que ces corrélations sont tentées.

Ce membre comprend :

- 60 m de calcaires bleu gris à lamines dolomitiques jaunâtres (photo. 18 ). Ces lamines sont irrégulières, courbes, sûrement de nature algaire, peut-être stromatolithique de type A ou C selon Black (1933 ;



Photo 18 - Lamines de nature stromatolithique (x 1).

Photo 18 - Stromatolitic lamination (x 1).

- 60 m de calcaires bleus et de calcaires algaires ;
- 80 m de calcaires bleus très finement lités qui renferment au sommet *Acmarrhachis* sp., *Comanchia* ? sp., *Olenaspella* sp. attribués au sommet du Dresbachien.

Le contact avec le Groupe Kechika surincombant semble marqué par niveau d'érosion ; les passées argileuses sont fréquentes. La base du Groupe Kechika renferme des clastes (cherts ?) noirs. Les fossiles observés et déterminés par Fritz sont d'âge cambrien supérieur : *Glyptognostus* ? sp., *Stenambon* ? sp., *Cernuolimbus* ? sp., *Pseudagnostus* ? sp., *Tholifrons* ? sp. Plus particulièrement d'âge Dresbachien, on les trouve dans les vingt premiers mètres du Groupe Kechika. Comme le sommet de l'ensemble sous-jacent est daté du même âge, il y a vraisemblablement une quasi continuité de sédimentation, malgré le niveau d'érosion.

## 2. COUPE PRES DU COL HERMCHER (CARTE DE FORT-GRAHAME).

Cette coupe est levée à l'Ouest de la rivière Ospika près du col Hermcher. Elle caractérise les faciès que nous appellerons "faciès de type Ospika" (fig. 66, profil n° 3. Il est ici simplifié).

Elle commence dans le Cambrien inférieur, par plusieurs centaines de mètres de quartzites qui renferment en de rares endroits des lentilles calcaires à *Archéocyathes*, appartenant encore à la zone à *Nevadella*.

Il ne sera décrit de façon détaillée que les zones à *Bonnia*, *Plagiura* - "*Poliella*" et *Albertella* qui assurent le passage du Cambrien inférieur au Cambrien moyen et permettent les comparaisons avec les coupes situées à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses.

- Quartzites clairs, parfois de type microconglomératique ;
- 20 m de biosparite, dans lesquels des débris de trilobites appartiennent à la partie supérieure de la zone à *Bonnia-Olenellus*. Dans ces mêmes niveaux Fritz (1975) a déterminé entre autres : *Bonnia* sp., *Ogygopsis* sp., *Kootenia* sp.
- 20 m de siltstone jaune et de shales gris et bruns fossilifères ;
- 10 m de quartzites roses et blancs ;

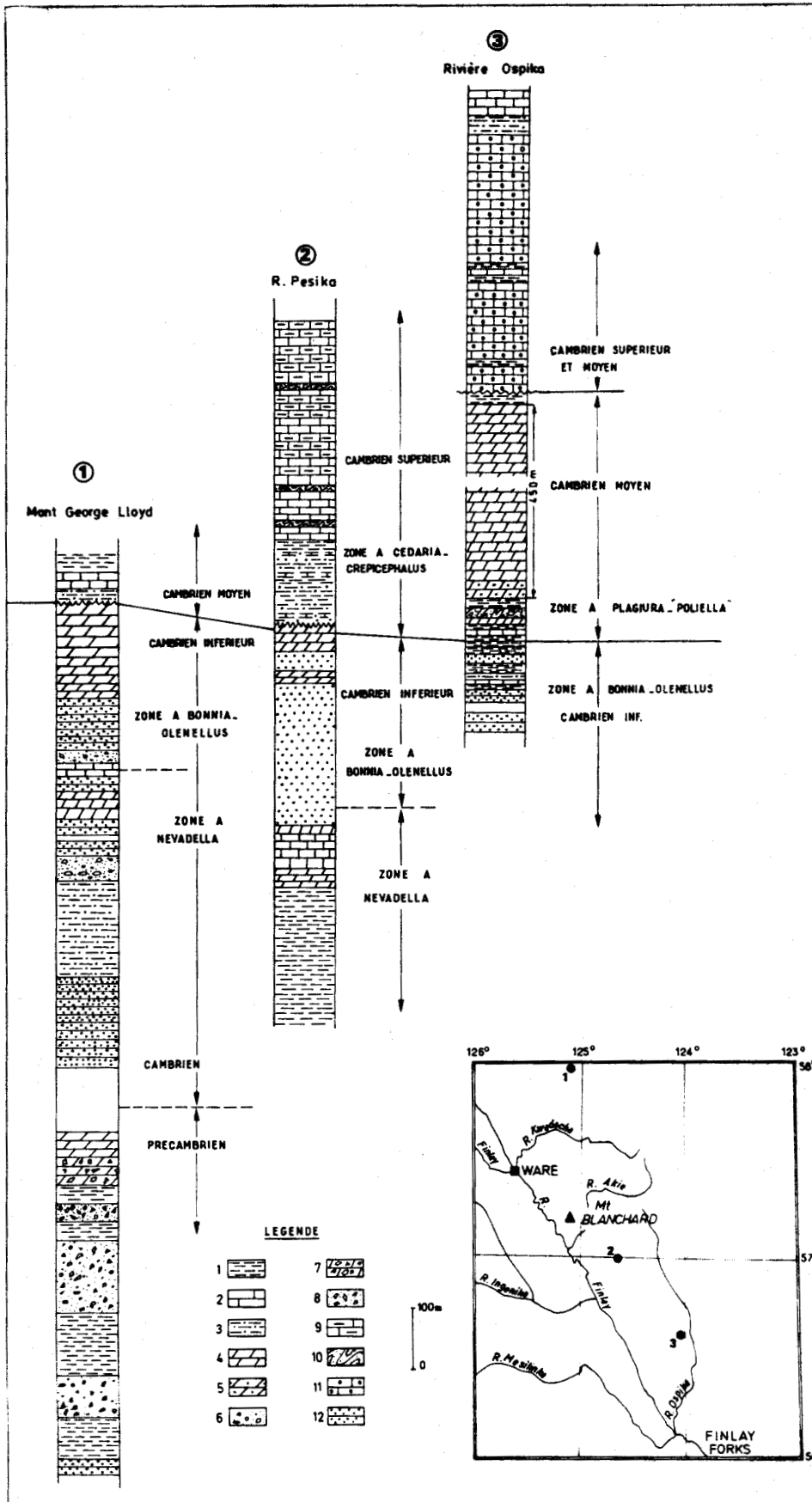


Fig. 66 - Le Cambrien dans les Rocheuses (56°N - 58°N).

Fig. 66 - Cambrian in Rocky Mountains (56°N - 58°N).

1. shales ; 2. limestones ; 3. siltstones ; 4. dolostones ; 5. sandy dolostones ;  
 6. conglomerates ; 7. conglomeratic dolostones ; 8. diamictite ; 9. argillaceous  
 limestones ; 10. slump ; 11. nodulous limestones ; 12. quartzites.

- 30 m de shales, siltstones riches en bioclastes; les fossiles appartiennent toujours à la zone à *Bonnia-Olenellus* ;
- 20 m de calcaires bioclastiques bleus ;
- 20 m de siltstone, quartzite, gris, grès roux ;
- 30 m de quartzites et de brèches parfois dolomitiques. La base renferme des tubes qui rappellent *Skolithos* ;
- 20 m de dolomies quartzieuses ;

Dans ces derniers niveaux, la faune appartient au Cambrien moyen basal et vraisemblablement à la zone à *Plagiura* - "*Poliella*".

La faune décrite par Fritz in Gabrielse (1975) comprend dans ces passées de shales :

*Fieldaspis* ? sp., *Kochaspis* ? sp., *Ogygopsis* sp. et *Syspacephalus* sp.

- Au dessus, j'y ai noté près de 450 m de dolomies, dolomies gréseuses blanches et roses à la base, plus sombres au sommet. Cet ensemble non fossilifère peut correspondre aux dolomies du Cambrien moyen, trouvées dans la coupe de Gataga.
- Le passage à la formation surincombante, appelée Formation du Mont April par Gabrielse (1975), est assez abrupt. On relève :
- 10 m de grès et siltstones ;
- 15 m de shales de teinte foncée ;
- 15 m de dolomie quartzieuse ;
- 10 m de dolomie pure de teinte claire ;

La continuité n'est pas établie avec les siltstones jaunes et les calcaires noduleux de la Formation Mont April. L'allure du litage onduleux, l'alternance jaune et bleue sur plusieurs centaines de mètres confère à cette formation un caractère unique.

Gabrielse (1975) décrit à la base une faune, d'âge cambrien supérieur, qui appartient aux zones à *Conaspis* sur une trentaine de mètres, puis aux zones à *Ptychaspis* - *Prosaukia* et *Saukia*. Cette partie basale épaisse de 60 mètres a une couleur gris vert dans les shales et jaune ocre dans les niveaux silteux. La partie supérieure caractéristique par son faciès noduleux est plus calcaire. J'y ai distingué :

- 250 m de calcaires bleus et de silt jaune parfois noduleux ;
- 250 m de calcaires et de shales gris vert possédant une schistosité souvent réfractée ;
- 150 m de shales avec de rares calcaires interstratifiés ;
- 100 m de calcaires bleus et de siltstone jaune.

Les faciès relevés dans la partie sommitale sont équivalents à ceux de la Formation Kechika qui affleurerent à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses. La Formation Mount April est peu fossilifère, celle de Kechika est quasiment azoïque. Il apparaît cependant que la partie inférieure de la Formation Mount April est d'âge cambrien terminal, la partie supérieure est vraisemblablement d'âge ordovicien inférieur.

Remarques.

Sur la figure 66, deux profils, numérotés 1 et 2, localisés successivement près du mont George Llyod et de la rivière Ospika, méritent quelque attention.

Le profil 1 montre que le Cambrien inférieur repose sur un conglomérat différemment interprété selon les auteurs, glaciaire pour Fritz (1972, 1979a), d'origine inconnue pour d'autres. Son âge varie de Précambrien terminal, s'il s'agit d'une tillite, à Cambrien inférieur selon Taylor et al. (1979). Ce qui est important, c'est que la zone à *Nevadella* est pauvre en carbonates, par contre le sommet de la zone à *Bonnia-Olenellus* est constitué par 100 m de dolomies.

Le profil levé par Fritz près de la rivière Pesika (profil 2) présente des caractères opposés à ceux observés dans le profil précédent.

- une zone à *Nevadella* riche en carbonates (près de 200 m) ;
- une zone à *Bonnia-Olenellus* quartzitique et peu fossilifère ;
- une légère discordance entre le Cambrien inférieur et le Cambrien supérieur, avec une absence du Cambrien moyen érodé.

Une coupe complémentaire située plus à l'Ouest, en bordure du Fossé des Montagnes Rocheuses, permet quelques précisions sur la distribution des faciès au Cambrien inférieur.

### 3. COUPE AU MONT BLANCHARD.

Elle est localisée sur la figure 67, elle est donc plus distale que les coupes 1-2 et 3 portées sur la figure 66. La base du Cambrien n'est pas visible en raison d'une faille, on note au-dessus et à l'Est de celle-ci :

- 10 m de calcaires bleus, silteux ;
- 5 m de quartzites de teinte violette ;
- 5 m de calcaires oolithiques qui alternent avec des passées silteuses. D'anciens petits chenaux apparaissent fréquemment ;
- 10 m de pélites et de calcaires ;
- 10 m d'un édifice subrécifal, en lits de 0,20 m à 0,50 m. Les oolithes et oncolithes sont très nombreux, ces derniers atteignent 3 à 5 cm ;
- 5 m de calcaire à oncolithe ;
- 1 m de quartzite ;
- 1 m de calcaire, raviné en son sommet; les poches ainsi créées sont remplies par un silstone jaune. L'érosion a été suffisamment intense pour déblayer 0,4 m de calcaire ;
- 1 m de calcaire gréseux, riche en stratifications entrecroisées.

- une nouvelle construction s'établit, épaisse de 20 mètres. La base est massive, on y note la présence d'algues; le sommet est riche en oolithes et oncolithes. Sur les photos 19 et 20, les oncolithes présentent un encroûtement ferrifère et sont parfois recristallisés et dolomités, les oolithes sont recristallisés et monocristallins.

Dans ces constructions riches en oncolithes, on distingue des Archéocyathes de taille moyenne : *Archeocyathus aff. atlanticus* BILLINGS.

Il y a aussi des colonies proches des Coelentères qui se présentent en tubes hexagonaux et ont été reconnus à Terre Neuve, au Labrador et en Californie : *Labyrinthus soraufi* KOBLUK.

La coupe se termine par des alternances de fines passées clastiques riches en traces fossiles et en débris de Trilobites, puis par quelques mètres de dolomies.

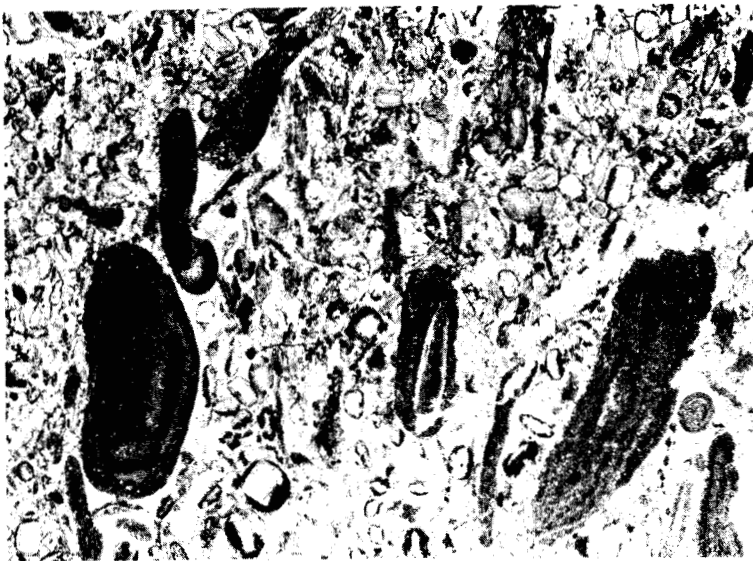


Photo 19 - Oolithes et oncolithes ferrifères (x 2).

Photo 19 - Ferriferous ooids and oncooids (x 2)

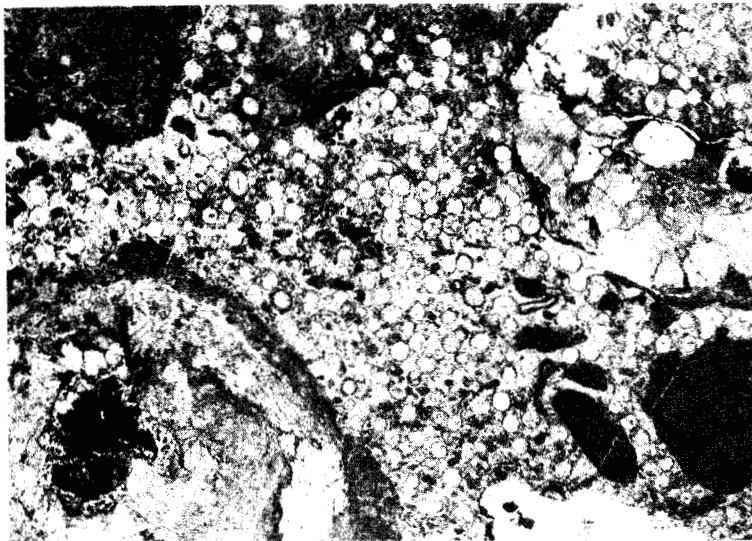


Photo 20 - Oncolites et moules d'oolites ; un spath de calcite remplace le nucleus.

Photo 20 - Oncooids and oomolds (or half moon ooids).

L'écaïlle dans laquelle se situe cette coupe offre des caractères spécifiques :

- elle renferme un socle gneissique affecté par une orogénèse anté Windermere (728 m.a.), sur lequel on observe un conglomérat assimilé à la diamictite (fig. 13) ;
- elle est essentiellement constituée par le Groupe Misinchinka qui possède une lithologie distincte de celle du Groupe Miette ;
- elle occupe une position structurale similaire à celle de l'écaïlle située à l'Est du gneis Malton (741 m.a.) ;
- elle repose sur le bassin distal, cambro-ordovicien.

Il se peut que cette écaïlle soit d'origine plus interne, comme l'est l'Arc de Kootenay plus au Sud.

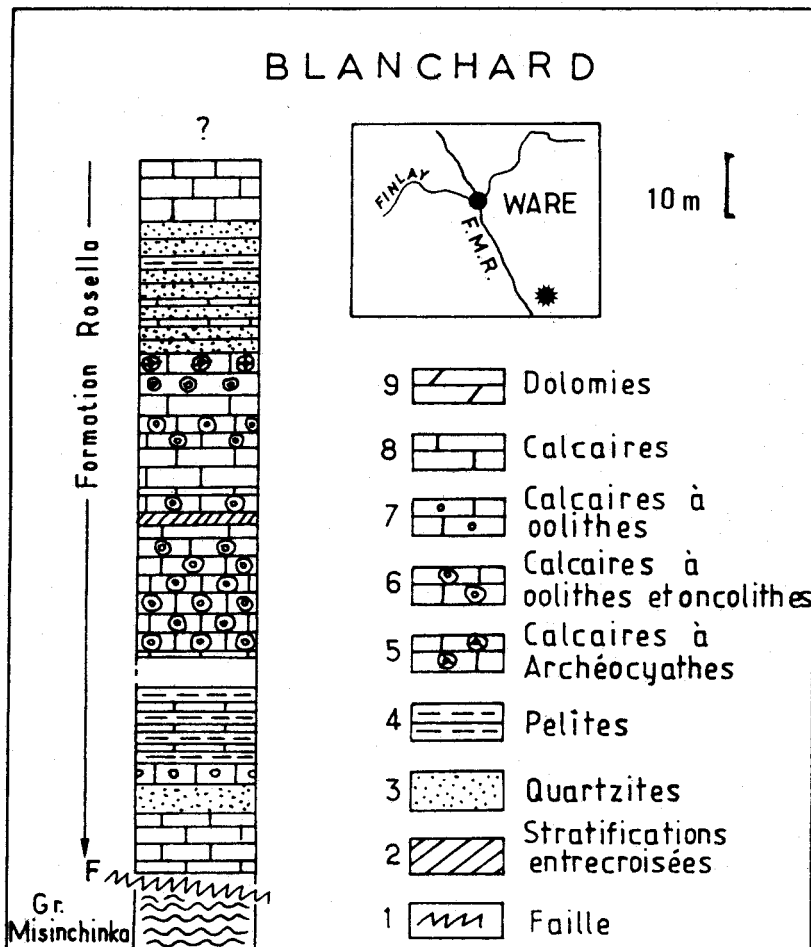


Fig. 67 - Le Cambrien inférieur au Mont Blanchard.

Fig. 67 - Lower Cambrian near Mount Blanchard  
 1. fault ; 2. cross beds ;  
 3. quartzites ; 4. pelites  
 5. archeocyathid limestones ;  
 6. oolitic and oncolitic limestones ;  
 7. oolitic limestones ; 8. limestones ;  
 9. dolostones.



E. CONCLUSIONS SUR LA FORMATION BOYA, SUR LA FORMATION ROSELLA ET LEURS EQUIVALENTS :

Le Cambrien inférieur montre d'importantes variations de faciès; on retrouve les trois ceintures décrites dans l'introduction (fig. 57), la limite de leur extension est parfois rendue délicate en raison des failles et des déplacements horizontaux qui affectent la Cordillère.

Pour les reconstitutions, on utilisera les formations lithostratigraphiques et les zones de Trilobites parfois reconnues dans ce secteur : la zone à *Nevadella* et la zone à *Bonnia-Olenellus*, puis les zones du Cambrien moyen (tabl. 9).

1. LE PASSAGE DE LA ZONE A *FALLOTASPIS* A LA ZONE *NEVADELLA*.

Le passage de la zone à *Fallotaspis* à la zone *Nevadella* intervient dans des faciès variables selon la position du secteur par rapport à la ligne de rivage de l'époque.

Dans les Montagnes Rocheuses, le faciès dominant est détritique, avec des conglomérats qui appartiennent à la partie supérieure de la Formation Mac Naughton. Les caractères sédimentologiques nombreux sont tous indicateurs de dépôts tidaux : stratifications en festons ou planaires, tubes de *Skolithes*, surface d'érosion, ripple-marks. Ce type de faciès est observé près du mont Lloyd George et à l'Est de celui-ci. Il n'y a pas de carbonates. Dans les monts Finlay le passage entre les Formations Boya et Rosella est abrupt. Un hiatus accompagné par une érosion, des microconglomérats, des stratifications entrecroisées (fig. 68) et des lits rouges (sols ?) peut marquer ce passage.

Dans les monts Cassiar et Kechika, un calcaire rosé peu épais entouré de siltstone et de quartzite marque le passage entre les deux zones. Au-dessus c'est le faciès carbonaté qui domine.

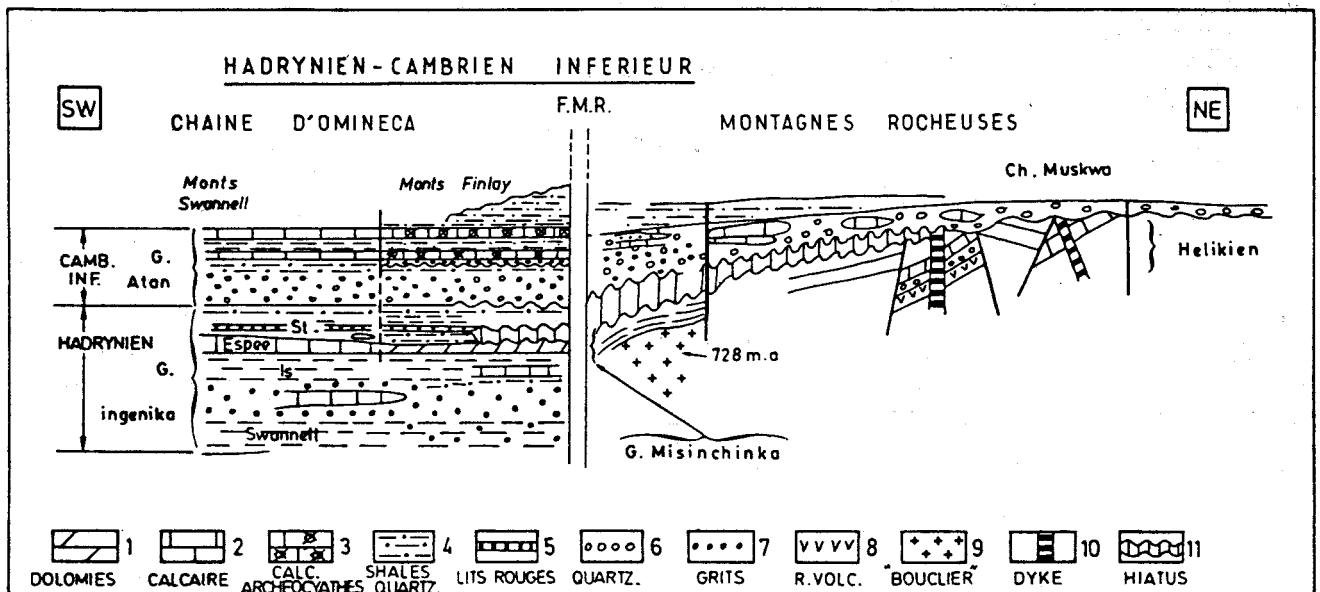


Fig. 68 - Les lithologies du Protérozoïque supérieur - Cambrien.

Fig. 68 - Upper Proterozoic and lower Cambrian lithostratigraphy.

- 1- dolostones ; 2- limestones ; 3- Archeocyathid limestones ; 4- shales, quartzites ; 5- Red beds ; 6- quartzites ; 7- grits ; 8- volcanic rocks ; 9- shield ; 10- dyke ; 11- hiatus.

## 2. LA ZONE A NEVADELLA.

La zone à *Nevadella* a été définie dans tous les secteurs étudiés; les différents faciès sont reportés sur la figure 69.

On reconnaît trois ceintures dans les Montagnes Rocheuses :

- une ceinture externe dans laquelle les faciès détritiques grossiers sont bien développés. Ce sont les faciès trouvés près de la rivière Ospika et aussi à l'Est du mont Lloyd George ;
- Une ceinture carbonatée médiane que l'on peut suivre depuis les montagnes Mackenzie au Nord, jusqu'au mont Robson au Sud. Au centre de la Colombie Britannique, cette ceinture carbonatée est présente près de la rivière Pesika et aussi près du mont Lloyd George ;
- Une ceinture détritique plus ou moins fine (siltstone, quartzite) dans laquelle les Archéocyathes peuvent parfois se développer. Près de la rivière Gataga, des biohermes apparaissent dans un environnement silteux.

Dans les monts Kechika, nous reconnaissons un milieu tidal avec des grès, des quartzites et quelques dépôts calcaires lenticulaires. Ces différents faciès et les caractères sédimentologiques observés rappellent la ceinture détritique externe avec des lentilles carbonatées à Archéocyathes qui reposent dans des quartzites.

Les monts Finlay et Cassiar présentent des faciès assez voisins fortement carbonatés avec des passées de siltstones qui restent mineures dans la zone à *Nevadella*. Nous sommes donc sur une plate-forme carbonatée qui permet le développement de récifs; cette ceinture se poursuit jusque dans les montagnes Pelly au Yukon (Read, 1980).

## 3. LA ZONE A BONNIA-OLENELLUS.

Dans les Montagnes Rocheuses, cette zone est constituée de roches détritiques parfois grossières. Les coupes levées près de la rivière Ospika renferment près de 200 mètres de quartzites. Dans tout ce secteur, seules les coupes levées près du mont Lloyd George contiennent une centaine de mètres de carbonates dans la partie sommitale, ainsi que la coupe la plus proche levée au Sud de la rivière Gataga (fig. 69).

Une plate-forme carbonatée, fortement dolomitisée s'est établie et a persisté. Au voisinage de cette plate-forme, la sédimentation détritique domine.

Des paléocourants variables ont été déterminés, la direction dominante est SW-NE et SE-NW. Tous les caractères sédimentologiques et organiques relevés (ripple marks, granoclasement, tubes de *Skolithes* et la faune associée) indiquent un milieu de type tidal à littoral.

L'apport clastique contraste avec les faciès relevés dans la zone sous-jacente; selon Aitken (1966), ce changement rapide de faciès reflète une transgression de petite envergure, accompagnée par un apport terrigène important.

Dans les zones préservées se développe une sédimentation carbonatée qui a pu à l'origine être plus importante et être érodée postérieurement.

Le secteur Lloyd George, Sud Gataga, Pesika a donc une sédimentation particulière, avec des roches carbonatées et des siltstones, alors que plus à l'Est, les quartzites dominent.

#### 4. LA PARTIE SOMMITALE DE LA ZONE A *BONNIA-OLENELLUS*.

Dans les Montagnes Rocheuses, les faciès observés sont souvent clastiques et indicateurs de milieu peu profond (mont Robson, rivière Ospika).

Plus à l'Ouest, l'installation d'une sédimentation plus carbonatée se décale (Sud Gataga, mont Lloyd George); il est vraisemblable que les failles qui ont commencé à jouer près du craton (Taylor et al., 1979) ont créé des zones de sédimentation autonomes. Certaines auront une tendance émergitive et l'érosion y sera importante (Pesika), d'autres zones verront la création de bassins; ce type de sédimentation se développera particulièrement au Cambrien moyen.

Dans les montagnes Finlay, Cassiar et Kechika, une sédimentation détritique fine s'installe jusqu'aux monts Cariboo (Formation Dome Creek, Mansy, 1970).

La chaîne d'Omineca va connaître une période instable, se concrétisant par une tendance émergitive accompagnée de légères ondulations et par des basculements. Il n'y est pas connu de Cambrien moyen et les dépôts postérieurs, souvent mal datés, reposent en discordance légère.

#### 5. LE CAMBRIEN MOYEN.

Comme nous venons de le voir, le Cambrien moyen n'apparaît aujourd'hui que dans les Montagnes Rocheuses, de façon certaine. Les principaux faciès observés et leurs épaisseurs sont portés sur la figure 71. Durant cette période, on note une ceinture carbonatée souvent dolomitisée, depuis la rivière Gataga au Nord jusqu'à la rivière Ospika au Sud. Les épaisseurs des sédiments varient de 200 m à 600 m.

Cette plate-forme carbonatée, parfois récifale, est souvent entourée par une sédimentation clastique appartenant à la ceinture détritique distale. Fritz (1979, 1980b) suggère que les masses carbonatées isolées et alignées près des monts Spectre et Lavoie représentent d'anciens biohermes ayant une base appartenant à la zone à *Bathyriscus* - *Elrathina* et le sommet à la zone à *Bolaspidella*. Il est possible que certains de ces biohermes se soient développés plus à l'Est près du mont Lloyd George et du mont Smythe.

A l'Ouest de cette ceinture carbonatée parfois récifale, des petits bassins se créent; d'autres zones ont une tendance émergitive, c'est ainsi que, près de la rivière Pesika, il n'y a pas de dépôts du Cambrien moyen. Il en est de même sur la voûte de Peace river (fig. 70).

A l'Est du 125° de longitude Nord, un bassin s'est installé (Taylor et al., 1979; Fritz, 1979; Gabrielse, 1981). Différents faciès sont distingués à l'Est du mont Lloyd George en se dirigeant vers le mont Sylvia; les différences rapides et significatives font penser à de petits bassins linéaires limités par des failles.

- Un bassin qui se remplit de shales, de siltstones et de calcaires en plaquettes (point 2 du Nord). Plus à l'Est au point 4, seule la fraction clastique fine se dépose, indiquant une source lointaine et un milieu calme.
- Au NE de cette carte, on note une zone riche en débris grossiers, olistostromes (point 3, 5 et 6) traduisant une subsidence rapide de bassin linéaire, limité par des failles. Ce réseau de fractures profondes semble avoir été actif dès le Cambrien; il poursuivra son activité pendant l'ordovicien et il sera alors accompagné par de nombreuses émissions volcaniques.

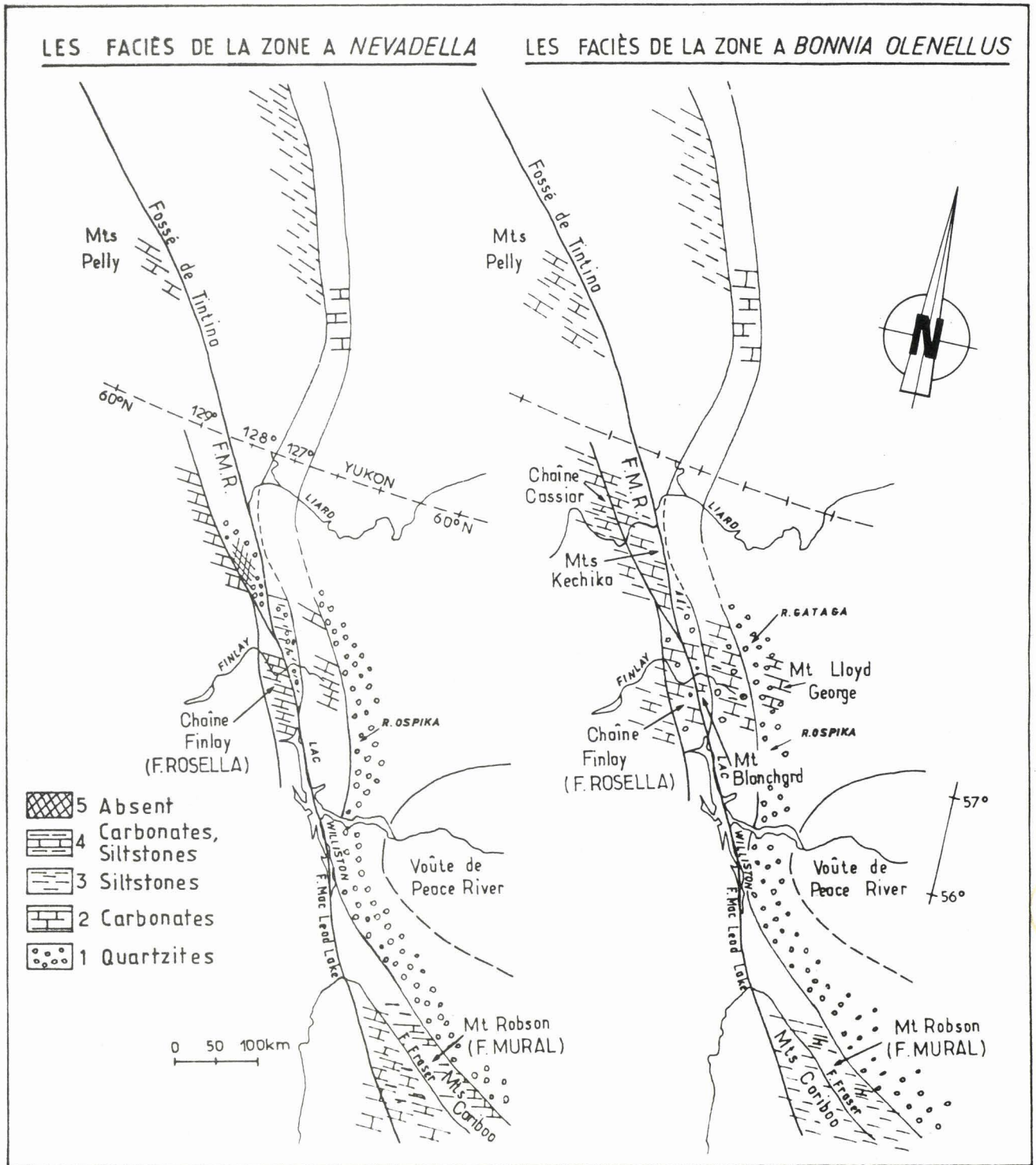


Fig. 69 - Les faciès des zones à *Nevadella* et *Bonnia Olenellus*.

Fig. 69 - *Nevadella* and *Bonnia-Olenellus* facies distribution.

1. quartzites ; 2. carbonates ; 3. siltstones ; 4. carbonates, siltstones ; 5. absent.

Dans les monts Kechika, Cassiar et Finlay, les faciès sont assez ubiquistes, avec à la base de cette zone des siltstones de teinte verte qui recouvrent le membre carbonaté sous-jacent.

Le milieu de dépôt semble calme, malgré l'empilement de certains fossiles, tels *Hyolithes* et *Salterella*, qui indiqueraient des conditions localement agitées. Le milieu est peu profond et propice au développement et à la conservation de la vie, où dominent les Trilobites, les Echinodermes et les algues.

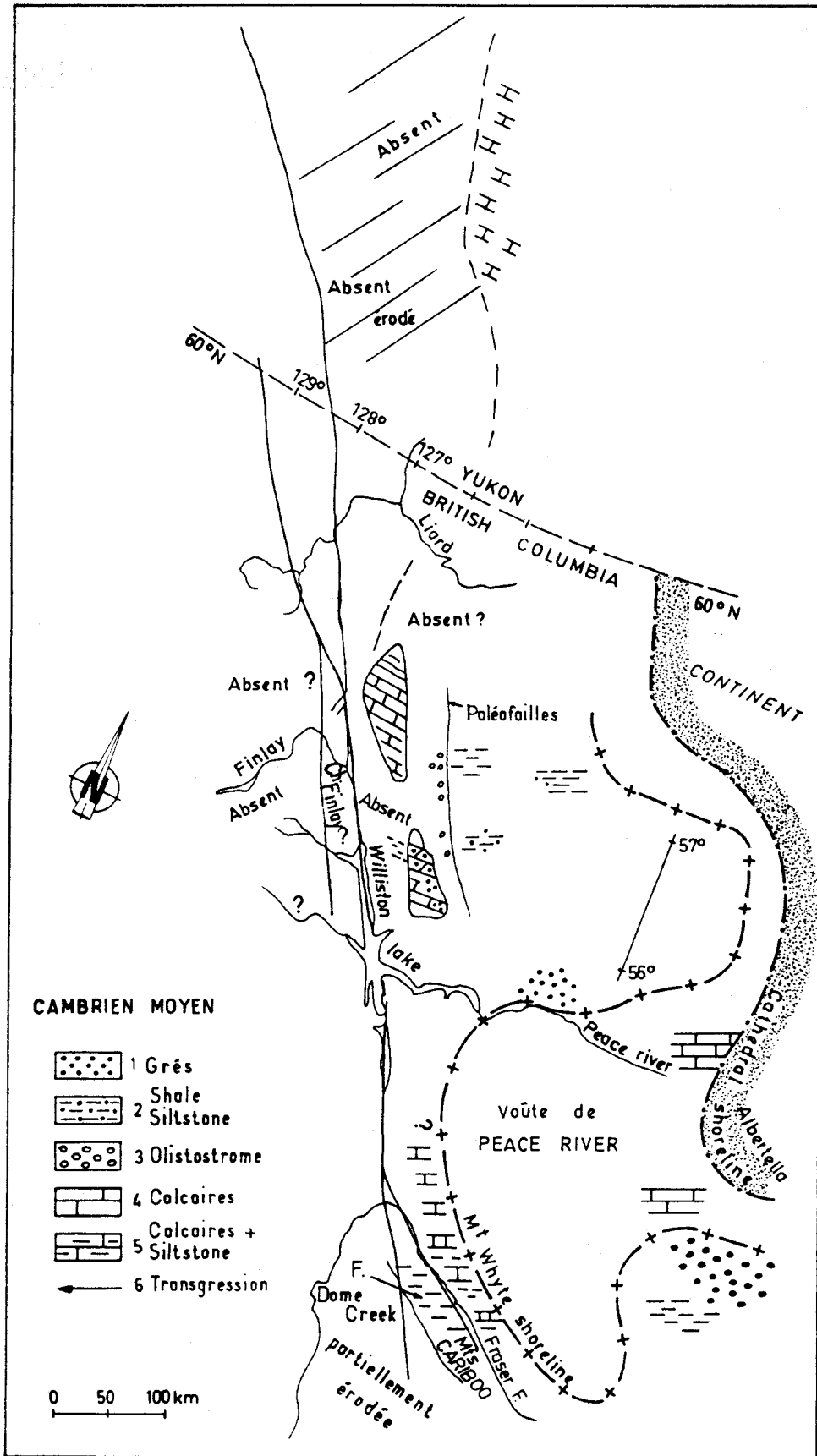


Fig. 70 - Les faciès au Cambrien moyen.

Fig. 70 - Middle Cambrian facies.

1. sandstones ; 2. shales, siltstones ; 3. olistostromes ; 4. limestones ; 5. limestones, siltstones ; 6. transgression.

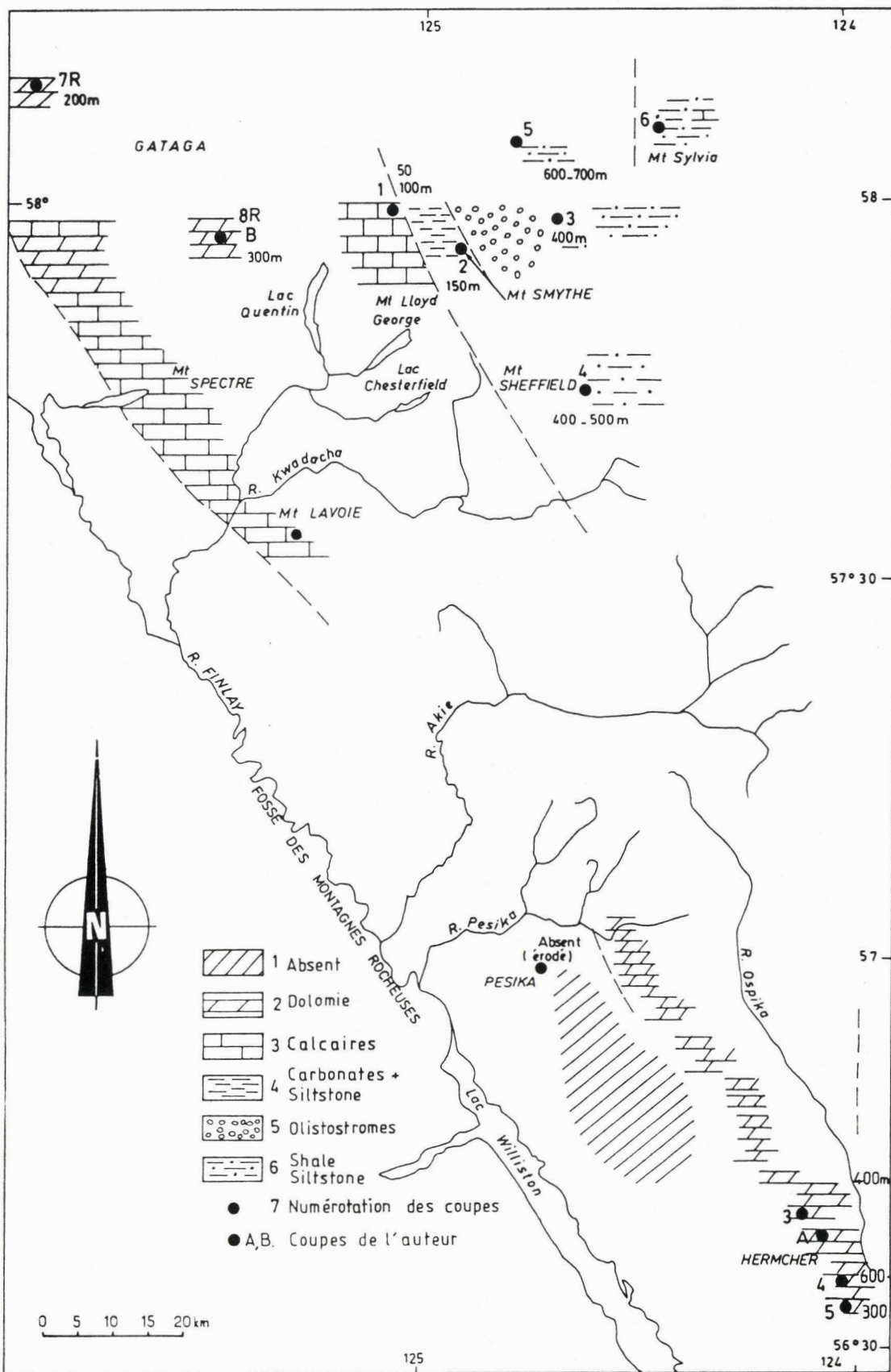


Fig. 71 - Les faciès au Cambrien moyen (56°N - 58°N).

Fig. 71 - Middle Cambrian facies (56°N - 58°N).

1. absent ; 2. dolostones ; 3. limestones ; 4. carbonates, siltstones ; 5. olistostromes ; 6. shales, siltstones ; 7. Fritz's sections ; 8. author's sections.





**TROISIEME CHAPITRE**

**LE CAMBRO-ORDOVICIEN**

I. LE GROUPE KECHIKA A L'OUEST DU FOSSE DES MONTAGNES ROCHEUSES

A. GENERALITES

B. LA CHAÎNE CASSIAR

C. LA CHAÎNE FINLAY

II. LE GROUPE KECHIKA DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES

A. COUPE PRES DU COL HERMCHER

B. COUPE AU SUD DE LA RIVIERE GATAGA

III. CONCLUSIONS SUR LE GROUPE KECHIKA

## I. LE GROUPE KECHIKA A L'OUEST DU FOSSÉ DES MONTAGNES ROCHEUSES

### A. GÉNÉRALITÉS.

Le groupe a été défini par Gabrielse en 1963; il est composé de calcaires, de calcschistes et de schistes, particulièrement incompetents et très déformés. Ce groupe constitue l'essentiel de la partie septentrionale de la chaîne Kechika a qui il a donné son nom.

Aucune coupe complète n'est décrite dans la bibliographie; Gabrielse (1963) en propose trois situées près du lac Deadwood; on y note des calcaires gris bleu, des calcaires dolomitisés roux, des calcschistes finement débités, des conglomérats à clastes calcaires et des ardoises noirâtres pyriteuses et graptolitiques. L'épaisseur varie considérablement; les coupes les plus complètes sont épaisses de 800 mètres.

L'épaisseur augmente fortement à l'Est de la faille Kechika, pour atteindre près de 1500 mètres, ce qui a amené Gabrielse à proposer pour ce secteur, le terme de "Bassin de Kechika" développé aussi à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses. Interstratifiées dans les calcaires et calcschistes, on note des coulées de diabase et de brèche volcanique (Douglas et al., 1970).

L'essentiel de la faune du Groupe Kechika, de la chaîne Cassiar, appartient à l'Ordovicien moyen et supérieur.

Les calcaires du Groupe Kechika sont mal datés. Jusqu'ici seuls les shales noirâtres se sont révélés fossilifères. Les tableaux 4 - 5 indiquent les horizons de shales et leurs âges. De nombreuses lacunes et des discordances apparaissent au sein du bassin de Kechika.

Les coupes que j'ai levées proviennent des chaînes Cassiar et Finlay et des Montagnes Rocheuses.

### B. LA CHAÎNE CASSIAR.

#### 1. COUPE DANS LA CHAÎNE FOUR BROTHERS.

En série inverse, on observe le passage de la Formation Rosella, au Groupe Kechika de bas en haut :

Une première unité :

- 50 m de calcaires bleus et marron ;
- 15 m de dolomies rouges fortement recristallisées.

Une deuxième unité comprend :

- 8 m de siltstone marron interstratifié par des lits de calcaires qui contiennent des pièces de trilobites ;
- 6 m de calcaires bleus ;

- 15 m de calcaires et siltstone marron.

Cette unité est assimilée aux shales et calcaires de la zone à *Bonnfa olenellus* (4R).

La troisième unité contient 120 m de dolomies rougeâtres.

Sur les dolomies, on note la présence de nodules de chert noirâtres dans un ciment de dolomie rouge; ces nodules contiennent des fantôme de radiolaires, ils marquent la base du Groupe Kechika qui se continue par :

- 30 m de calcaires bleus, parfois dolomitisés ;
- 20 m de calcaires rubanés bleus et blancs ;
- 5 m de shales calcaires ;
- 10 m de calcaires bleus et marron, parfois silicifiés ;
- 10 m d'ardoises gris bleu ;
- 50 m (?) de calcaires rubanés bleus et jaunes, caractéristiques du Groupe Kechika ;
- 100 m de shales calcaires gris, interstratifiés par des passées siliceuses noirâtres ;
- 30 m de quartzites noirs.

#### Remarques.

La base du Groupe Kechika est ici très siliceuse; elle est peut être marquée par une lacune importante qui la sépare de la Formation Rosella.

## 2. COUPE SUR LE BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE SYLVESTER.

Cette coupe est décrite par Gabrielse (1963); elle se situe à une vingtaine de kilomètres au Nord de la précédente, au contact de la faille Kechika, au Sud Ouest du lac Dall ; on y observe de bas en haut :

- des calcschistes traversés par des roches volcaniques ;
- 30 m d'ardoises noires qui renferment des lentilles de calcaire ;
- 8 m de quartzites violacés ;
- 30 m d'ardoises bleu-acier parfois légèrement calcaires ;
- 50 m de calcaires et calcschistes gris bleu, bien lités; des nodules silicifiés apparaissent dans des ardoises noires au sommet. On y trouve une faune abondante, datée du tardi-Ordovicien moyen au début de l'Ordovicien supérieur.

A l'Est de la nappe de Sylvester et au Sud de celle-ci, le Groupe Kechika a été cartographié; son épaisseur ne dépasse jamais 150 mètres, les types lithologiques les plus fréquents sont le calcaire et le calcschiste rubané. La déformation de cet horizon est toujours très importante et l'on n'observe que très rarement de bons contacts stratigraphiques.

Plus au Sud, la chaîne Finlay présente d'autres faciès remarquables; le Groupe Kechika est particulièrement bien exprimé à l'Est de la faille Pelly où plusieurs coupes seront décrites.

## C. LA CHAÎNE FINLAY.

### 1. COUPES AU CENTRE DE LA CHAÎNE.

Le Groupe Kechika est composé de trois ensembles que l'on peut suivre depuis la chaîne Ruby au Nord, jusqu'à la rivière Ingenika au Sud. L'ensemble médian affleure largement, il comprend les calcaires rubanés, jaunes et bleus qui donnent une teinte jaune à l'altération; ces calcaires reposent sur des siltstones et des roches volcaniques qui forment l'ensemble inférieur. La partie sommitale comprend des schistes et des shales de teinte sombre, affleurant près du Mont Irish.

Quatre coupes sont levées au Nord de la chaîne Finlay; la description de chacune d'entre elles ne sera pas reprise, seuls les caractères lithologiques sont présentés. De l'Ouest vers l'Est et de haut en bas on observe un premier ensemble (coupe 4, fig. 72) :

- 50 m de schistes verts très clairs et de shales noirâtres ;
- 20 m d'une ancienne roche volcanique à porphyroblastes de feldspath rose, très altérés, la matrice est schistosée et silicifiée ;
- 20 m de siltstone jaune à grains roux ;
- 20 m de calcaires oolithiques jaunes ;
- 30 m de calcaires rubanés bleus et jaunes ;
- 60 m de siltstone vert et jaune ;

Le second ensemble (coupes 1-2-3, fig. 72) :

- 50 m de calcschistes bleus très finement lités et clivés; le clivage est repris par une déformation tardive ;
- 5 m de schiste riche en chloritoïde souvent tardif par rapport à la schistosité (intradolosparite) ;
- 20 m de dolomies rouges et de brèches dolomitiques (intradolosparite) et de passées silicifiées qui semblent renfermer d'anciens radiolaires ;
- 5 à 10 m de schistes gris foncé riches en baguette de chloritoïde ;
- 100 m de calcaires rubanés fortement clivés et recristallisés. Le litage, souligné par une alternance centimétrique à décimétrique jaune et bleue, est caractéristique des calcaires du Groupe Kechika.
- 50 m de schistes noirs et de calcschistes gris très déformés ;

#### Remarques.

Le Groupe Kechika est ici épais d'au moins 300 mètres; de nombreuses failles et replis empêchent une grande précision; la partie médiane est la plus caractéristique du Groupe Kechika.

- Aucun fossile n'y a été observé.
- le Groupe Kechika est très déformé et légèrement métamorphisé. Le chloritoïde et des porphyroblastes décimétriques de muscovite sont fréquents dans ces lithologies; on suit ces "isogrades" depuis le lac Tomias, en passant par Ingenika Crag, le pic Pelly, jusqu'au Nord de la chaîne Ruby. Notons que dans la chaîne Finlay, les formations plus anciennes du Groupe Ingenika sont moins métamorphisées que le Groupe Kechika.





2. COUPE DANS LA CHAINE RUBY (NORD DE LA CHAÎNE FINLAY).

La coupe levée dans cette chaîne a été un peu moins déformée que dans la chaîne Finlay; elle renferme de nombreux crinoïdes et des passées de conglomérats intraformationnels. De bas en haut et d'Ouest en Est on note (fig. 73) :

- 10 m de conglomérat intraformationnel; les clastes de micrite parfois gréseuse sont oblongs, de taille centimétrique. Ils reposent dans un ciment sparitique riche en débris fossilifères (crinoïdes). Des conglomérats similaires sont décrits par Gabrielse (1963) dans le Groupe Kechika; les clastes sont calcaires et reposent dans un ciment carbonaté ou siliceux ;
- 120 m de shales gris, mauves et noirs, avec des passées calcaires riches en crinoïdes ayant une forme étoilée ;
- 250 m de calcaires jaunes et marron, qui forment les sommets; des passées plus schisteuses constituant de petites vallées. La base de cet ensemble a une altération marron, le sommet est gris. Deux lithologies sont spécifiques, des calcaires rubanés finement lités, riches en crinoïdes et des passées de conglomérats intraformationnels à clastes calcaires
- 250 m de calcaires gris finement lités et de calcschistes à lamines rouges et marron.

Les ovoïdes n'ont pas donné un âge précis; Fritz (com. écrite) suggère que dans les coupes qu'il a levées, les crinoïdes sont particulièrement abondants au Cambrien supérieur, depuis la zone à *Elvinia* jusqu'à la zone à *Saukia* (tabl. 8 ).

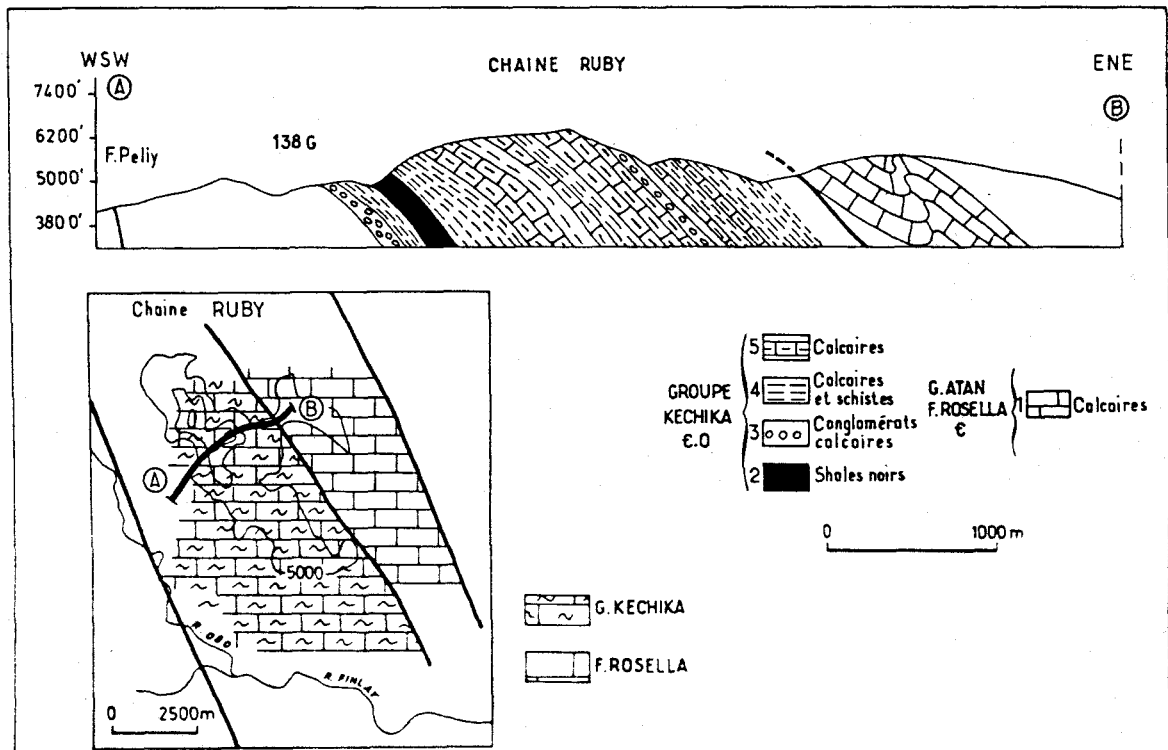


Fig. 73 - Le Groupe Kechika dans la chaîne Ruby.

Fig. 73 - Kechika Group in Ruby Range.

1. limestones ;
2. dark shales ;
3. limestones, conglomérats ;
4. limestones, schists ;
5. limestones.



## II. LE GROUPE KECHIKA DANS LES MONTAGNES ROCHEUSES

Deux coupes ont été levées dans le Groupe Kechika; elles sont à rattacher à la plateforme liée au craton Nord Américain ; elles sont situées à l'Est du bassin de Kechika, décrit dans les coupes précédentes. ( fig. 74 )

### A. COUPE PRÈS DU COL HERMCHER.

Elle est située à l'Ouest de la rivière Ospika (près du col Hermcher), elle est en continuité avec la coupe 3, fig. 66.

Au-dessus de 450 mètres de dolomies gréseuses attribuées au Cambrien moyen, on observe un enrichissement de la fraction détritique; le passage à la formation surincombante est abrupt, il est constitué par :

- 10 m de grès et siltstones, puis une sédimentation calcaire s'installe à nouveau avec :
- 15 m de shales de teinte foncée ;
- 15 m de dolomie quartzeuse ;
- 10 m de dolomie pure de teinte claire.

La continuité n'est pas établie avec les siltstones jaunes et les calcaires noduleux de la Formation Mount April. L'allure du litage onduleux, l'alternance jaune et bleue sur plusieurs centaines de mètres confère à cette formation un caractère unique.

Fritz y décrit, à la base dans une coupe voisine, une faune du Cambrien supérieur qui appartient aux zones à *Conaspis* sur une trentaine de mètres, puis aux zones à *Ptychaspis* - *Prosaukia* et *Saukia*. Cette partie basale épaisse de 60 mètres a une couleur gris vert dans les shales et jaune ocre dans les niveaux silteux. La partie supérieure est plus caractéristique du Groupe Kechika :

- 250 m de calcaires bleus et de siltstones jaunes parfois noduleux. Les alternances entre les siltstones et les calcaires sont décimétriques. Le faciès reste fin et il n'y a pas de structure sédimentaire ;
- 250 m de calcaires bleus et de shales gris vert qui possèdent une schistosité souvent réfractée ;
- 150 m de shales gris ;
- 100 m de calcaires et de shales en alternances centimétriques et décimétriques.

### Interprétation.

Les faciès observés dans ce groupe présentent les caractères suivants :

- la micrite et la microsparite sont les microfaciès les plus courants ;
- une remarquable uniformité de faciès apparaît sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur avec des alternances rythmiques de calcaires bleus micritiques et de siltstones jaunes ;
- des bancs de brèche intraformationnelle apparaissent au sein des calcaires bleus ;
- des lamines millimétriques sont fréquentes ;
- il y a peu ou pas de fossiles.

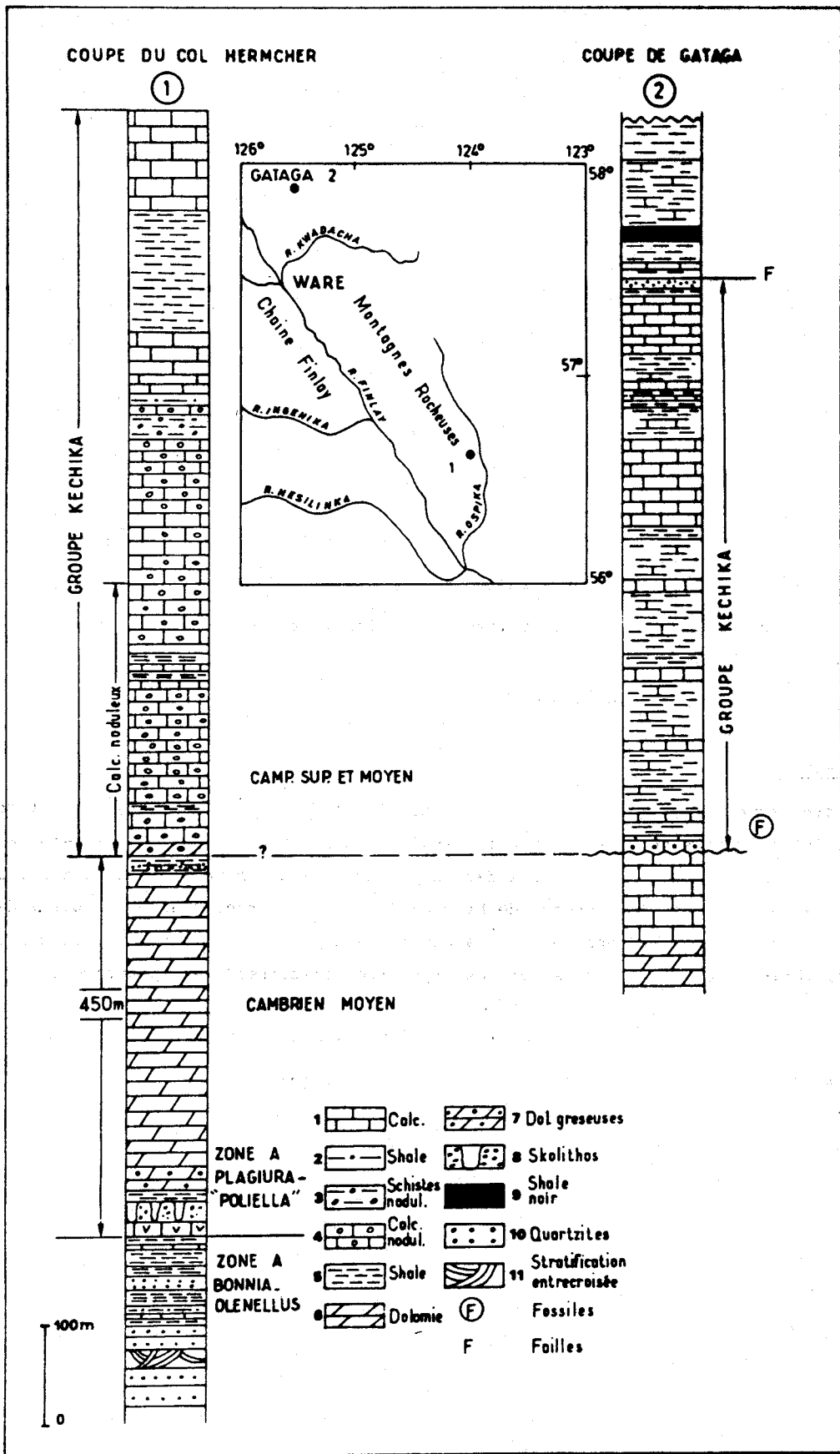


Fig. 74 - Le Cambrien dans les Montagnes Rocheuses.

Fig. 74 - Cambrian in Rocky Mountains.

1. limestones ; 2. shales ; 3. nodulous schists ; 4. nodulous limestones ; 5. shales ;  
 6. dolostones ; 7. sandy dolostones ; 8. skolithos tubes ; 9. dark shales ;  
 10. quartzites ; 11. cross beds.

Les caractères de ces rythmites sont parfois légèrement modifiés par un "boudinage sédimentaire" qui leur confère un aspect noduleux. L'ensemble est interprété par les auteurs comme des dépôts assez profonds qui seraient les ancêtres des véritables carbonates pélagiques. Ces derniers n'apparaissent qu'à partir du Silurien supérieur (Tucker, 1974). Il est possible que ces calcaires se soient déposés sur une légère pente qui expliquerait la présence des brèches intraformationnelles (Wilson, 1969 ; Mac Ilreath, 1977). Ces brèches apparaissent surtout à l'Est (Cecile et Norford, 1979).

#### B. COUPE AU SUD DE LA RIVIÈRE GATAGA.

Sa localisation apparaît sur les figures 64 et 74. Le Groupe Kechika repose sur des calcaires bleus parfois légèrement dolomitisés datés du Dresbachien; il contient :

- 24 m de calcaires bleu foncé, interstratifiés de quelques passées argileuses; la base renferme des nodules de chert noirs, identiques à ceux relevés dans la coupe de Four Brothers. Les fossiles recueillis par Fritz (1980) appartiennent au Dresbachien et au Franconien : *Glyptagnostus* ? sp., *Stenambon* ? sp., *Cernuolimbus* ? sp., *Pseudagnostus* ? sp., *Tholifrons* ? sp., *Brabbia* ? sp., et *Hungaia* ? sp.
- 200 m de shales calcareux à patine gris vert avec quelques rares bancs de calcaires bleus ;
- 230 m de calcaires rubanés bleus et jaunes typiques et de shales gris vert ;
- 200 m de shales calcaires finement lités, certains lits plus gréseux contiennent de nombreuses pistes de vers.

Une petite faille termine cette coupe.

#### Interprétation.

Cette coupe située à l'Ouest de la précédente renferme plus de siltstones et de shales; de plus les calcaires noduleux sont moins épais. Cecile et Norford (1979) décrivent le passage de faciès de "plate-forme" à des faciès de bassin, la limite est indiquée sur la figure 75. Ces auteurs notent la présence de brèches de pente, à larges clastes anguleux dans un ciment carbonaté ; ces brèches se formeraient au début de l'installation du bassin dans lequel les shales, les calcschistes et les "rythmites calcaires" se déposeraient.

### III. CONCLUSIONS SUR LE GROUPE KECHIKA

Les faciès du Groupe Kechika sont portés sur la figure 75 ; les épaisseurs n'ont pas été indiquées en raison de la déformation et des nombreuses failles qui affectent ce groupe.

On remarque à la lecture de cette figure :

- la présence d'une plate-forme sur laquelle s'installe des faciès carbonatés; ce sont les faciès les plus typiques constitués de calcaires noduleux et de "rythmites" bleus et jaunes. Il y a peu de fossiles dans ces lithologies. Des brèches intraformationnelles à clastes anguleux dans un ciment calcaire sont interprétées comme des brèches de pente. Les microfaciès sont analogues à ceux décrits par Wilson (1969), Cook et Enos (1977); ils indiquent des milieux de dépôts plus profonds que ceux décrits au Précambrien et au Cambrien.
- La limite avec le bassin est marquée par les shales et les calcschistes plus nombreux, ainsi que par de nombreuses coulées volcaniques, remarquées de part et d'autre du Fossé des Montagnes Rocheuses. Ces coulées sont très altérées ; une texture porphyrique est commune; les cristaux sont remplacés par de la chlorite et de la calcite. Du pyroxène, du feldspath et de l'actinote sont parfois préservés.

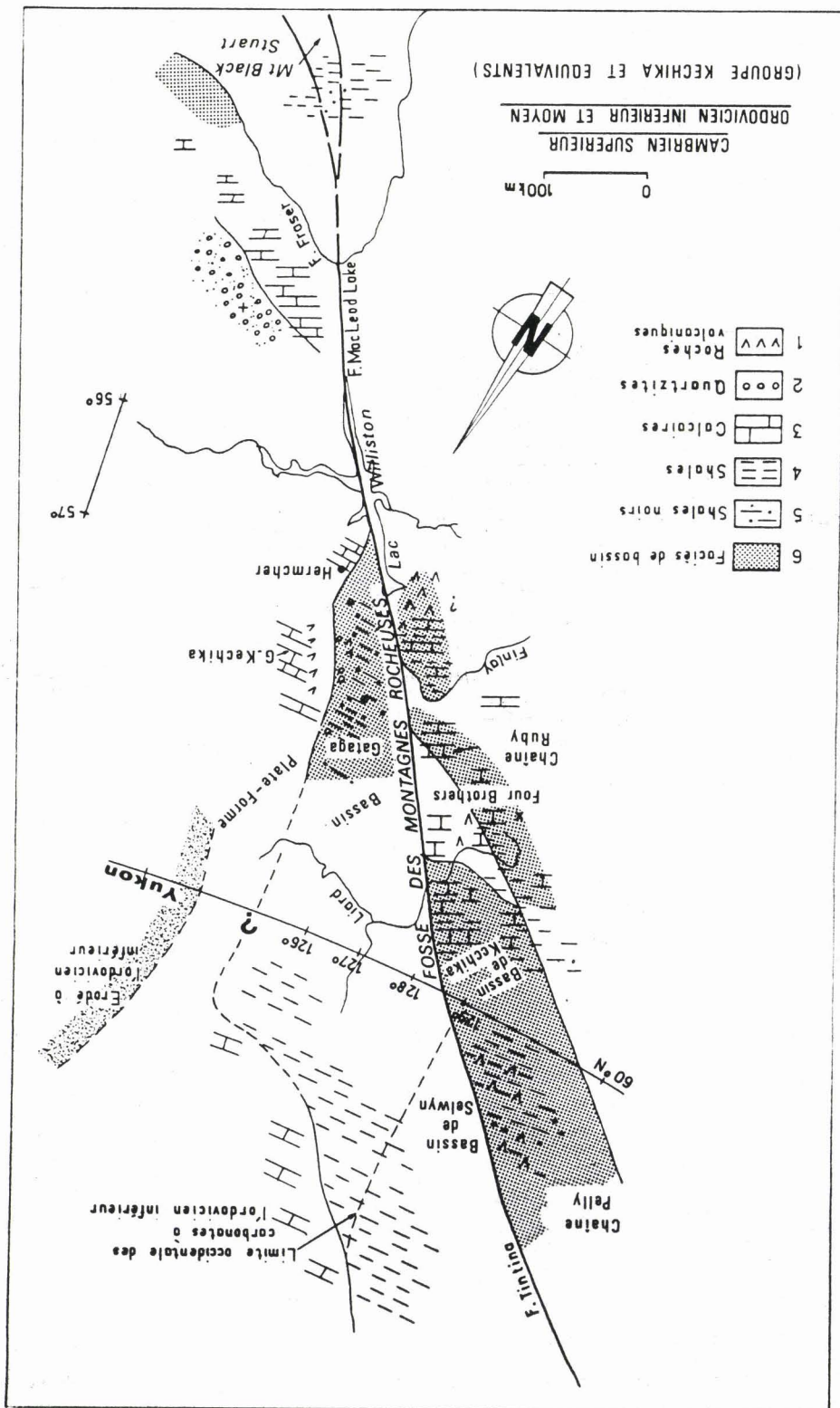


Fig. 75 - Les faciès de l'Ordovicien inférieur et moyen.

Fig. 75 - Lower and Middle Ordovician facies.

1. volcanic rocks ; 2. quartzites ; 3. limestones ; 4. shales ; 5. dark shales ; 6. basin facies.

Dans les chaînes Finlay et Cassiar, les calcaires noduleux n'ont pas été observés, des passées de shales noirs à Graptolithes apparaissent à la partie sommitale de ce groupe. Dans les monts Cariboo, aucune trace de calcaire n'est décelée, au-dessus de la Formation Dome Creek du Cambrien moyen; les premiers niveaux datés sont des shales noirs appartenant à l'Ordovicien. Le groupe Kechika carbonaté est donc absent.

Le Groupe Kechika et les shales noirs sus-jacents de la Formation Road River (fig. 76) constituent le niveau le plus incompetent de la Cordillère centrale. A l'intérieur de celui-ci s'établiront les grands cisaillements mésozoïques. Les shales noirs affleurent à l'Ouest des Montagnes Rocheuses, dans les monts Cariboo, à l'Ouest de la chaîne Cassiar et dans le bassin de Kechika. Sur la figure 75, un figuré spécial a été surimposé sur les faciès de bassin de la Formation Road River. Un coulissage de 500 km permet de replacer le bassin de Kechika-Pelly au niveau de Hermcher.

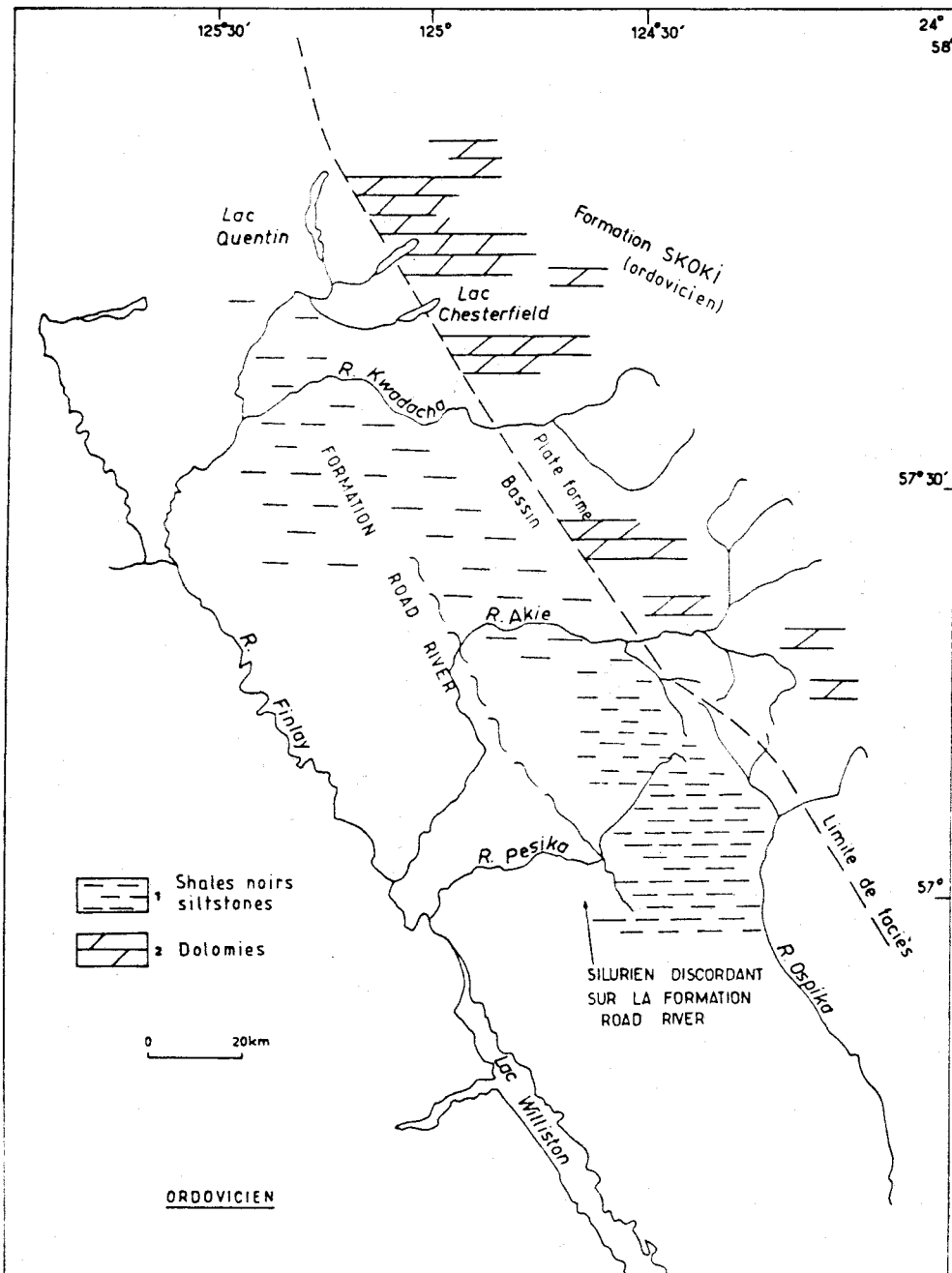


Fig. 76 - Les faciès Ordovicien dans les Montagnes Rocheuses (56°N - 58°N).

Fig. 76 - Ordovician facies in Rocky Mountains (56°N - 58°N).

**QUATRIEME CHAPITRE**

**LE SILURIEN-LE DEVONIEN-LE CARBONIFERE**



## I. LE SILURIEN

- A. INTRODUCTION
- B. LA CHAÎNE CASSIAR
- C. COUPES DANS LES MONTS CARIBOO (SYNCLINORIUM DE BLACK STUART)
- D. CONCLUSIONS SUR LE SILURIEN

## II. LE DEVONIEN

- A. INTRODUCTION
- B. CHAÎNE DE CASSIAR
- C. LES MONTS CARIBOO
- D. LES MONTAGNES ROCHEUSES
- E. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE DEVONIEN

## III. LE CARBONIFÈRE

- A. INTRODUCTION
- B. LA CHAÎNE CASSIAR : LE GROUPE SYLVESTER
- C. LA CHAÎNE D'OMINECA CENTRALE
- D. COUPE DANS LES MONTS CARIBOO
- E. L'ARC DE KOOTENAY
- F. CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFÈRE



## I. LE SILURIEN

### A. INTRODUCTION.

La partie supérieure du Groupe Kechika se termine par des shales noirs à l'Ordovicien ; il n'a pas été possible de les dater dans les chaînes Cassiar et Finlay. Gabrielse (1963) a découvert au-dessus du Groupe Kechika, des dolomies silicifiées datées par des coraux de l'Ashgillien. Ces dolomies sont recouvertes par des shales noirâtres fortement tectonisés qui apparaissent de façon lenticulaire. Ce deuxième horizon de shales est partout daté du Llandoveryen supérieur - Wenlockien inférieur. Il est surmonté par des dolomies souvent gréseuses, parfois silicifiées qui renferment une faune de Brachiopodes assez riche, datée du Silurien (Norford, 1962) ; elles constituent le Groupe Sandpile (tabl. 4).

Au Nord de la chaîne Cassiar, Gordey (1981) décrit près du lac Indigo (Yukon), une succession très voisine de siltstones et dolomies. Le Silurien y repose en discordance sur l'équivalent du Groupe Kechika. La base est composée de siltstone, de dolomies et de quelques intrusions volcaniques; les Graptolites trouvés dans cette unité appartiennent souvent à la zone à *Monograptus spiralis* du Llandoveryen supérieur; la partie inférieure renferme des dolomies gréseuses du Silurien moyen à supérieur (tabl. 4).

A l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses, des siltstones du Silurien inférieur sont recouverts en discordance par des carbonates du Carbonifère inférieur.

La séquence la plus complète affleurant dans le secteur que j'ai étudié, se situe près de la rivière Turnagain, elle est malheureusement très laminée. On peut suivre la bande silurienne autour de la nappe de Sylvester; la coupe type est effectuée sur le bord Est de cette nappe, près du mont Sheep (fig. 77); les deux autres coupes sont levées au Sud de la rivière Turnagain, située au coeur de la chaîne Cassiar.

### B. LA CHAÎNE CASSIAR.

#### 1. COUPE A L'EST DU MONT SHEEP fig. 77).

Cette coupe est partiellement empruntée à Norford (communication écrite) qui a déterminé la faune ; elle n'est pas publiée. Par faille butant contre le Groupe Kechika, on observe la Formation Road River très laminée qui contient :

- 170 m de shales noirs fossilifères; il y a été trouvé *Climacograptus* sp., *Dicellograptus* sp., ? *Diplograptus* sp., ? *Orthograptus* sp. qui appartiennent au Caradocien ou à l'Ashgillien. Ces shales sont assimilés à la Formation Road river, ils étaient considérés jusqu'ici comme la partie sommitale du Groupe Kechika (Gabrielse, 1963).
- 18 m de dolomies gris foncé bien litées ;
- 25 m de shales et de siltstones marron; on trouve à la base *Monograptus* ex gr. *M. priodon* (Bronn) attribué au Llandoveryen supérieur et dans la partie sommitale *Cyrtograptus* sp., *Monograptus* sp., *M. ex gr. M. priodon* (Bronn), *M. aff. M. vomerinus* (Nicholson) attribués au Llandoveryen sommital - Wenlockien basal. Gabrielse (1963) décrit une faune voisine

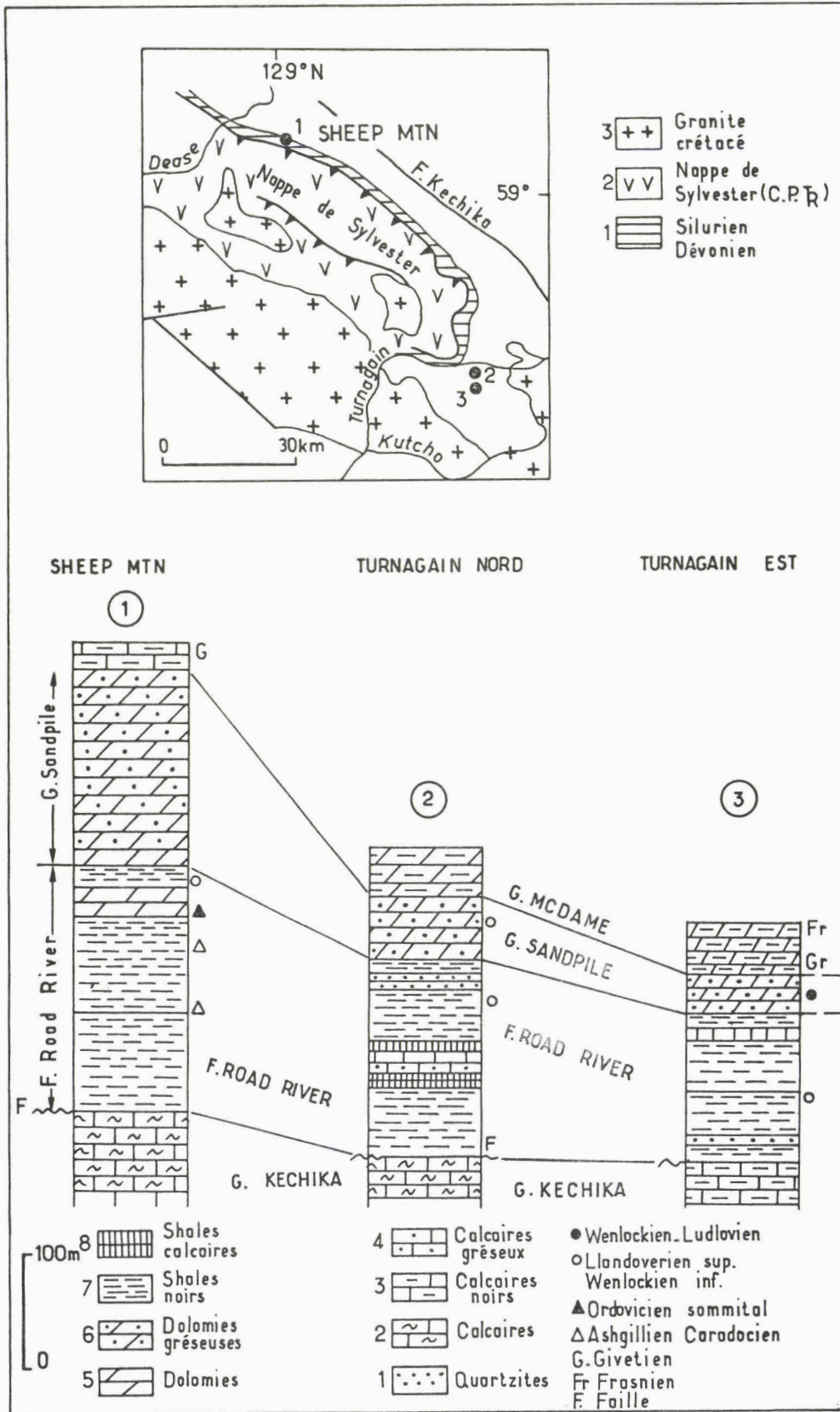


Fig. 77 - Coupes de la Formation Road river et le Groupe Sandpile dans la chaîne Cassiar.

Fig. 77 - Sections of Road river Formation and Sandpile Group in Cassiar Mountains.

1. quartzites ; 2. limestones ; 3. black limestones ; 4. sandy limestones ;  
 5. dolostones ; 6. sandy dolostones ; 7. dark shales ; 8. limy shales.

à laquelle s'ajoute *Monograptus dubius* (Suess) et *Monograptus* sp. cf. *M. riccartonensis* Lapworth. La présence de ce dernier indique que nous sommes dans la zone 27, alors que les autres faunes ont une extension plus large (27-34) ;

Le Groupe Sandpile au sens strict comprend :

- 20 m de dolomie grise, légèrement gréseuse ;
- 170 m de grès, dolomie quartzreuse, de quartzite clair, riche en stratifications entrecroisées. La couleur claire en fait un horizon repère d'autant plus net qu'il se situe au-dessus de shales foncés. Le Groupe Sandpile est recouvert en concordance par le Groupe Mac Dame.

## 2. COUPES AU SUD DE LA RIVIERE TURNAGAIN (fig. 77).

Ces deux coupes permettent de compléter les informations lithologiques et paléontologiques dans la chaîne Cassiar. Là encore les épaisseurs relevées sont réduites en raison des nombreuses déformations qui ont affecté ce secteur.

### a. COUPE SEPTENTRIONALE (point 2, fig. 77).

On observe du Nord au Sud, de bas en haut, en contact faillé sur le Groupe Kechika :

. La Formation Road river plissée et laminée qui renferme :

- 60 m de shales noirâtres à graptolithes déformés ;
- 30 m de shales marron calcaireux ;
- 20 m de calcaires gréseux ;
- 20 m de shales marron ;
- 100 m de shales noirs ;
- 20 m de quartzites blancs ;
- 10 m de shales marron ;
- 100 m de shales noirs à Graptolithes. J.M. Degardin y a déterminé *Monoclimacis crenulata* (Tornquist) et *Pristiograptus dubius* (Suess) le premier est connu dans les zones 26-27, le second s'étend des zones 27 à 34. Ils appartiennent au Wenlockien inférieur. Ces Graptolithes ont un rhabdosome très large et peu de théques par cm; ils sont comparables à la faune de "type Sarde".

. Le Groupe Sandpile renferme :

- 20 m de quartzites blancs ;
- 30 m de dolomies gréseuses, blanches parfois bréchiques ;
- une faille met en contact les groupes Sandpile et Atan.

### b. COUPE ORIENTALE (point 3, fig. 77).

Sur cette coupe on reconnaît au-dessus du Groupe Kechika, la Formation Road river qui contient :

- 20 m de shales noirs ;
- 10 m de quartzites gris ;

- 80 m de shales noirs qui renferment une faune assez abondante. Norford a découvert dans les premiers mètres : *Monograptus* ex gr. *M. spiralis*, *Cyrtograptus* cf. *C. sakmaricus* KOZEN, *Cyrtograptus* cf. *C. laqueus* JACKSON & ETHERINGTON, *Retiolites* sp. . L'ensemble de cette faune appartient au sommet de la zone à *Monograptus spiralis* (zones 22 à 25).
- 20 m de calcaires noirs très laminés ;
- 20 m de shales noirs à Graptolithes, qui marquent le sommet de la Formation Road river; ils sont assimilés au dernier niveau trouvé dans la coupe précédente.

Le Groupe Sandpile recouvre en concordance ces niveaux et renferme :

- 40 m de quartzites clairs et de dolomies gréseuses blanches; il est surmonté par le Groupe Mac Dame, fortement déformé et laminé.

### 3. CONCLUSIONS SUR LE SILURIEN DANS LA CHAÎNE CASSIAR.

Le Silurien est constitué de roches déposées dans des bassins profonds; deux faciès y prédominent : des shales noirs à Graptolithes et des calcaires riches en matière organique. La situation de ce bassin, plus interne, et le caractère incompetent des roches qu'il renferme, se traduisent par une tectonisation intense et des contacts stratigraphiques rares. Les épaisseurs très variables ne sont pas originelles mais dues à cette tectonisation mésozoïque. Si on les compare avec celles observées dans les Montagnes Rocheuses, on peut constater une différence importante.

Dans la chaîne Cassiar, la Formation Road river débute à l'Ordovicien (Llanvirnien - Ashgillien), pour se terminer au sommet du Llandoveryien.

Cette formation est surmontée (en discordance ?) par le Groupe Sandpile qui renferme des dolomies gréseuses blanches et des quartzites riches en stratifications entrecroisées ; les paléocourants ont une direction SE-NW.

A partir du Wenlockien, s'installe une sédimentation de plate-forme peu profonde, à sédimentation condensée; il s'agit de la plate-forme de Pelly-Cassiar; elle s'installe à l'Ouest et sur une partie du bassin de Kechika.

Tous les caractères des carbonates indiquent un milieu restreint, peu profond, en raison de la couleur claire, du manque de matériel argileux, mais aussi par la présence de brèches dolomitiques (Gabrielse, 1963 ; Gordey, 1981). Le quartz abondant dans certaines passées carbonatées aurait une origine éolienne (Gordey, 1981).

La tendance à l'émersion ne s'est pas produite sur toute la plate-forme au même moment. Au Llandoveryien supérieur, des siltstones marron et des dolomies se déposent dans la chaîne de Pelly, prolongement septentrional de la chaîne Cassiar, alors que les shales continuent à se sédimenter dans la chaîne Cassiar.

Il faut attendre le début du Wenlockien pour constater une uniformité qui se continue au delà du Fossé des Montagnes Rocheuses. Le quartz et la muscovite observés dans les shales n'ont pas de source sûre; le craton, source orientale possible, est séparé du bassin de sédimentation par une plate-forme dolomitique.

On remarque que la sédimentation dans le bassin ne s'est pas effectuée de façon continue du Llanvirnien au Wenlockien mais qu'il existe des lacunes reconnues, sous le Llandoveryen moyen et Wenlockien basal. Cecile et Norford (1979) décrivent ces lacunes et parfois même une discordance entre le Silurien moyen (?) et le Caradocien, près du Fossé des Montagnes Rocheuses (fig. 76). Plus à l'Est une série continue est observée; la tectonique de blocs commencée au Cambrien se poursuit pendant l'Ordovicien et le Silurien.

### C. COUPES DANS LES MONTS CARIBOO (SYNCLINORIUM DE BLACK STUART).

Il n'a pas été reconnu de formations d'âge ordovicien ou silurien dans la chaîne Finlay. Il est possible qu'elles ne s'y soient pas déposées ou aient été érodées. Dans le Nord de la Cordillère, une paléogéographie diversifiée s'est installée pendant l'Ordovicien. Dans le bassin occidental des plates-formes s'individualisent. Comment se présentent les monts Cariboo par rapport à ces divers milieux de sédimentation ? Le Silurien n'y est connu qu'à la terminaison du synclinorium de Black Stuart ; trois coupes y sont effectuées. Cette partie des monts Cariboo, située à la terminaison de la nappe d'Antler occupe un emplacement homothétique de celui de Turnagain (fig. 77) localisé au Sud de la nappe de Sylvester. Le Cambrien carbonaté de la Formation Mural est recouvert en discordance par les shales de la Formation Dome Creek du Cambrien inférieur à moyen, puis en discordance par le Groupe Black Stuart qui renferme essentiellement des roches ordoviciennes et siluro-dévonniennes (Mansy, 1970).

#### 1. COUPE A L'EST DU SYNCLINAL (coupe 1, fig.78).

Trois grandes unités lithostratigraphiques ont été reconnues; elles forment ensemble le Groupe Black Stuart : soit de bas en haut une unité dolomitique, bréchique et silicifiée, une unité de shales gréseux ou calcaires de teinte foncée, et une unité de grès et de quartzites (Mansy, 1970 ; Mansy et Campbell, 1970). Ces trois unités sont reconnues plus au Nord à l'Est de Barkerville (Campbell et al., 1973 ; Struik, 1980).

La première coupe s'attache plus particulièrement à la base de l'ensemble, discordant sur les Formations Mural et Dome Creek. On observe du Nord au Sud, contre la Formation Mural:

- 0 à 100 m d'ardoises noires de la Formation Dome Creek, plus ou moins érodée.

Le Groupe Black Stuart discordant contient :

- 100 m de dolomies cristallines, blanches, silicifiées secondairement. La taille du quartz n'excède pas 100  $\mu$ m ;

- 100 m de brèches dolomitisées qui renferment des galets centimétriques à décimétriques de calcaires, dolomies, de cherts rubanés et d'ardoises. L'érosion fait apparaître les galets en relief sur un ciment dolomitisé qui résiste moins bien. Un second type

de brèche est constitué de galets dolomitisés de dolosparite dans un ciment de dolomicrite, leur taille atteint 15 cm. Tout cet ensemble est partiellement silicifié. Lenz (1977) a trouvé des Brachiopodes d'âge llandoveryen ou wenlockien ;

- 300 m (?) de shales gréseux noirs et de quelques passées de calcaires bleu foncé ;
- une faille inverse ;
- 20 m de schistes gréso-calcaires riches en matière organique ;
- 50 m de shales noirs ;
- 20 m de subarkoses claires, mal classées, en voie de silicification ;
- 50 m de shales noirs ;
- 8 m de calcaires gris foncé ;
- 200 m de shales bleutés, à patine rousse ;
- 20 m de chert clair affleurent à la faveur d'un petit anticlinal, puis de nouveau les shales noirs et les brèches décrites au début de la coupe qui reposent ici en discordance sur les Formations Dome Creek puis Mural.

## 2. COUPE MEDIANE (coupe 2, fig. 78).

Elle nous permet de préciser l'âge et la fonction de l'unité gréseuse sommitale qui n'apparaît pas sur la coupe précédente. On distingue du Nord au Sud :

- 100 m de shales noirs siliceux ;
- 50 m de schistes gréseux ;
- 100 m (?) de grès grossièrement lités et de shales noirs ;
- une intrusion de diabase ;
- 50 m de schistes verts traversés par une intrusion de diabases ;
- 20 m de quartzites ;
- 50 m de schistes verts qui renferment des traces fossilifères que T. Bolton décrit ainsi (communication écrite) : "le matériel renferme des tubes ronds à oblongs de 0.1 à 0.4 mm de diamètre, en surface polie, il montre des restes de ce qui apparaît être de petites épines". Ces formes pourraient être assimilées à des Coraux similaires à ceux de l'Ordovicien supérieur ;
- 100 m de shales noirs ;
- 150 m de quartzites roux et gris ;
- 100 m de shales noirs ;
- 30 m d'un dyke de diabase ;
- les shales noirs recouvrent tectoniquement les brèches silicifiées.

## 3. COUPE OCCIDENTALE (coupe 3, fig. 78).

Elle montre l'unité gréseuse qui est particulièrement développée au mont Black Stuart, où 200 m de grès ferrifères, parfois calcaires ont été levés. Sur cette coupe on remarque ainsi l'importance des shales à reflet bleu acier qui sont souvent légèrement calcaires, contrairement aux shales noirs qui ne le sont pas. Au Sud de cette coupe, Struik (1980) a trouvé des Graptolithes : *Climacograptus* ? sp., *Dicellograptus* sp., *Orthograptus* ? sp. qui confèrent un âge caradocien ou ashgillien. Ces Graptolithes se trouvent dans des niveaux proches de ceux qui renferment les Coraux attribués à l'Ordovicien supérieur.



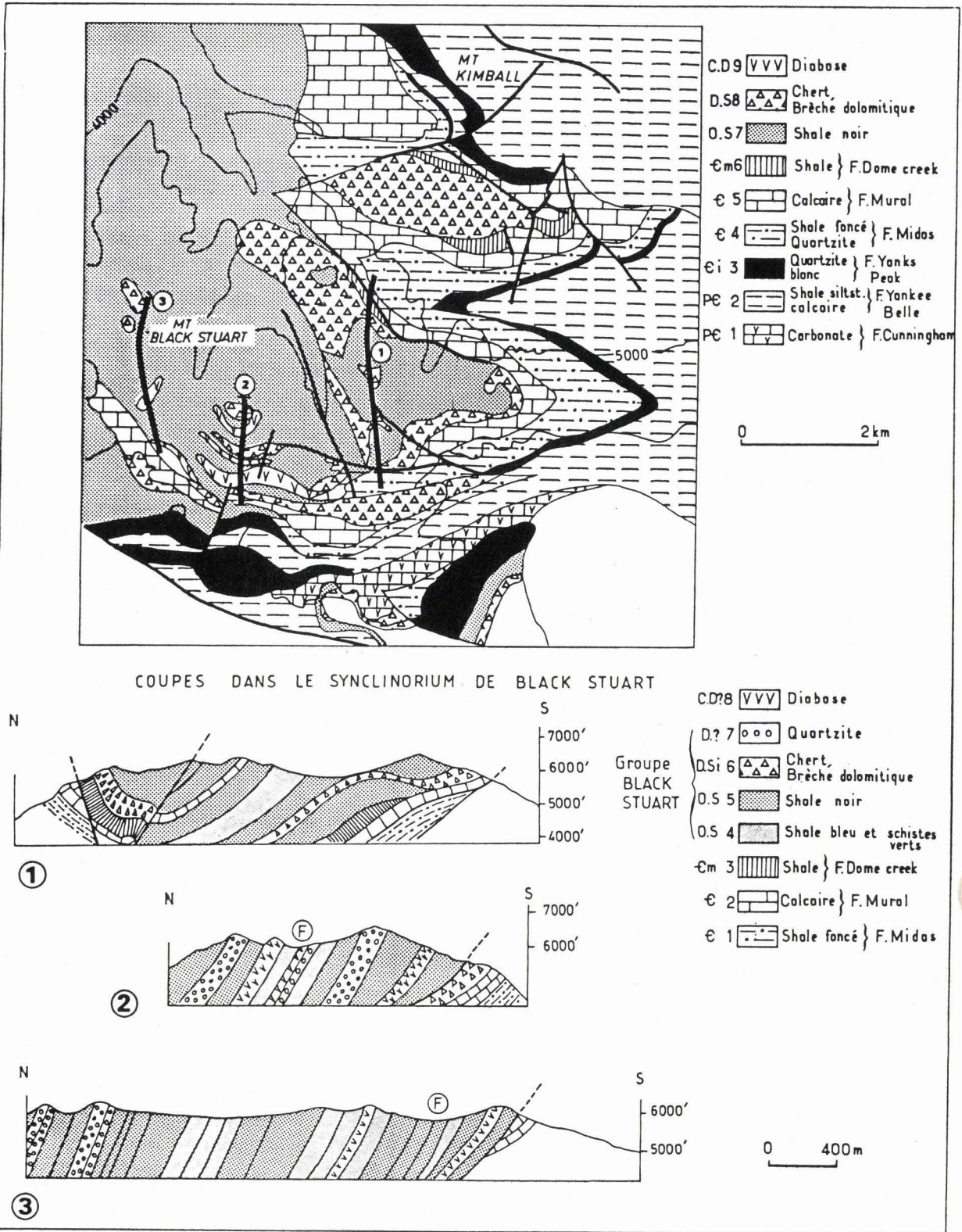


Fig. 78 - Le synclinorium de Black Stuart (Monts Cariboo)

Fig. 78 - Black Stuart synclinorium (Cariboo Mountains).



#### 4. CONCLUSIONS SUR LE GROUPE BLACK STUART DANS LES MONTS CARIBOO.

##### a. SON AGE.

Le Groupe Black Stuart a livré une faune de l'Ordovicien supérieur et du Llandoveryien - Wenlockien dans sa localité type décrite par Lenz (1977). Struik (1980) qui a repris cette coupe n'a pas retrouvé cette localité. Au Nord-Est, dans le prolongement du flanc Nord du synclinal, des calcaires ont livré un Conodonte *Icriodus* cf. *I. woschmidti* ZIEGLER attribué au Silurien sommital ou à la base du Dévonien. Nous retrouvons ici les mêmes grands types lithologiques que dans la chaîne Cassiar avec :

- une unité de black shale de l'Ordovicien supérieur, équivalente à la Formation Road river ;
- une unité de dolomies silicifiées, de brèches dolomitiques et de calcaires du Llandoveryien-Wenlockien équivalente du Groupe Sandpile ;
- une unité de quartzite et de shale non datés (Dévonien ?).

Au-dessus de cette unité repose d'autres quartzites que Struik assimile aux conglomérats de Guyet du Dévonien supérieur, qui donnerait un âge maximal pour le Groupe Black Stuart.

##### b. SA PALEOGEOGRAPHIE.

Remarquons l'importante lacune entre le Cambrien moyen (Formation Dome Creek) et le Caradocien (Groupe Black Stuart); il n'existe pas ici d'équivalent du Groupe Kechika. Celui-ci disparaît et dépasse rarement une centaine de mètres à l'Ouest de la faille Kechika. Je suppose qu'au Cambrien supérieur et à l'Ordovicien, une sédimentation de bassin se soit installée dans les monts Cariboo, et qu'elle ait été plus ou moins érodée avant l'installation d'une plate-forme à partir du Silurien moyen.

#### D. CONCLUSIONS SUR LE SILURIEN.

La sédimentation de bassin qui est apparue à partir de l'Ordovicien, s'est installée sur la partie Nord occidentale de la Cordillère (chaînes Cassiar et Pelly). Dans les monts Cariboo qui forment le prolongement de la croûte de Peace river (fig. 70), une tendance précoce à l'émergence se marque par une lacune du Cambrien moyen et de rares dépôts durant l'Ordovicien. La tendance à l'émergence, comme dans la chaîne de Pelly-Cassiar commence au Llandoveryien. Les nombreuses brèches intraformationnelles suggèrent la présence d'une pente ou de forts courants. Coincées dans ces brèches, des dolodismicrites rubanées sont fréquentes et interprétées par Black (1933), puis par Ginsburg et al. (1954) comme d'anciens tapis algaires. On les observe à la terminaison perisynclinale du synclinorium de Black Stuart, sur les dolomies gréseuses (wenlockiennes). L'installation de la plate-forme Pelly-Cassiar-Cariboo se fait à la faveur de nombreuses fractures qui laissent le passage aux intrusions de diabases. L'ancien bassin est alors fortement réduit (fig. 79). Il faut attendre le début du Wenlockien pour constater une uniformité qui progresse au delà du Fossé des Montagnes Rocheuses. Le quartz et la muscovite observés dans les shales n'ont pas de source sûre, mais ils ont une origine cratonique (orientale ?).

Dans les Montagnes Rocheuses, la sédimentation dans le bassin ne s'est pas effectuée de façon continue du Llanvirnien au Wenlockien mais il existe des lacunes reconnues sous le Llandoveryien moyen et Wenlockien basal. Cecile et Norford (1979) décrivent ces lacunes et parfois même une discordance entre le Silurien moyen (?) et le Caradocien, près du Fossé des Montagnes Rocheuses (fig. 79). Plus à l'Est, une série continue est observée; la tectonique de blocs commencée au Cambrien se poursuit pendant l'Ordovicien et le Silurien.

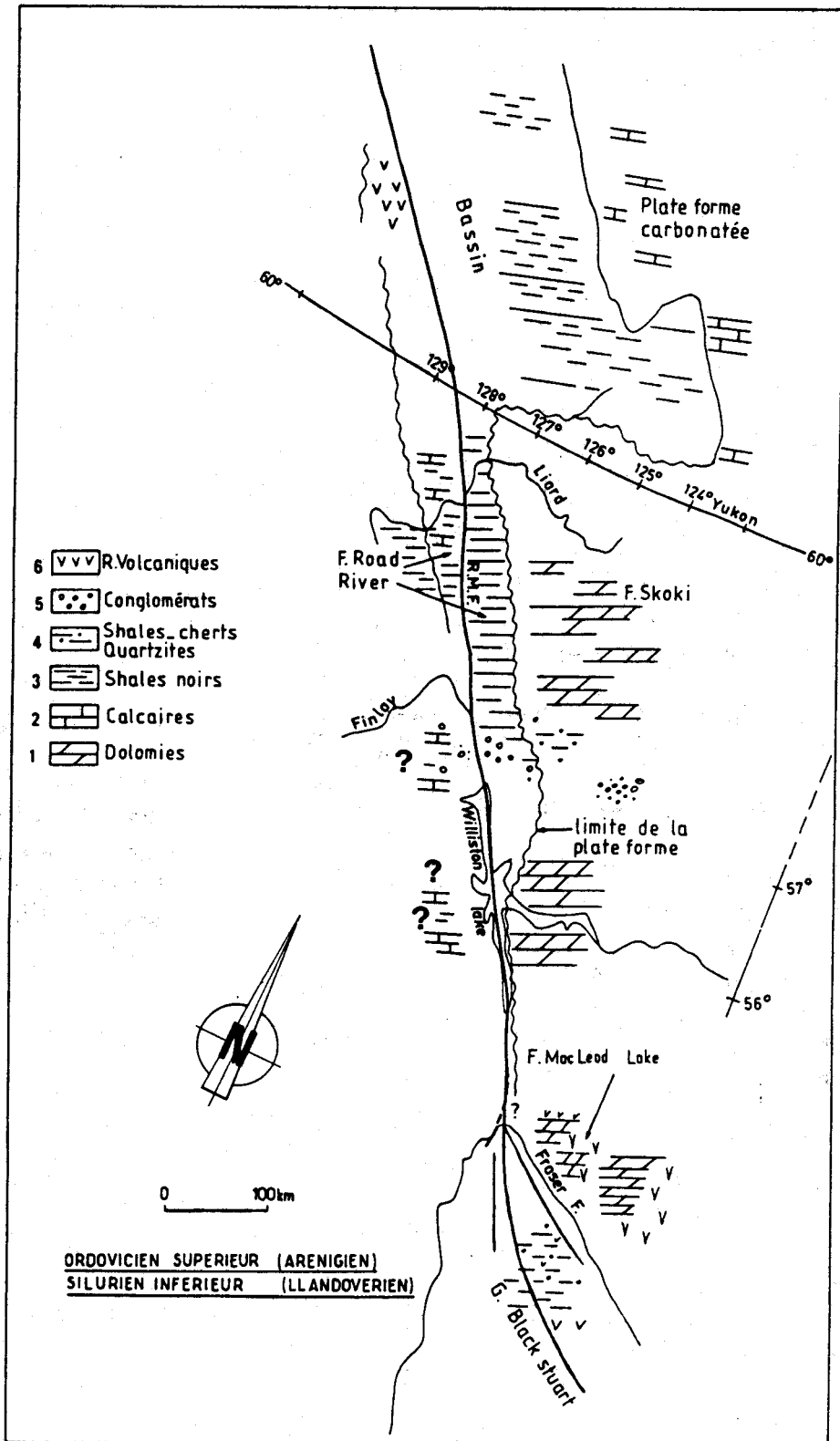


Fig. 79 - Les faciès à l'Ordovicien supérieur et le silurien inférieur.

Fig. 79 - Upper Ordovician and Lower Silurian facies.  
 1. dolostones ;  
 2. limestones ; 3. dark, shales ; 4. shales-cherts quartzites ; 5. conglomerates ; 6. volcanic rocks.

## II. LE DÉVONIEN

### A. INTRODUCTION.

Dans la chaîne Cassiar de nombreuses lacunes marquent le Silurien; les derniers niveaux reconnus sont des carbonates et des brèches dolomitiques du Groupe Sandpile. Au-dessus, repose le Groupe Mac Dame défini par Gabrielse (1963). Ce groupe est bien exprimé autour du synclinoorium ayant en son coeur la nappe de Sylvester. Il est constitué par des séries condensées peu profondes qui caractérisent la plate-forme de Pelly-Cassiar *s.s.* (Gabrielse, 1963).

Gabrielse (1963) a reconnu deux unités dans la coupe type du Groupe Mac Dame :

- une unité de base dolomitique (100 m), noire, fétide, parfois bréchique très riche en fossiles. La couleur noire en fait un excellent marqueur; au sommet de cette unité, des organismes apparaissent sous la forme de baguettes remplies de calcite claire, ce qui a valu à cet horizon le nom de *Spaghetti stone*. Ces fossiles sont des *Amphipora* sp. et *Thamnopora* sp.
- une unité sommitale (50 m) de calcaires gris clair bien lités, qui contiennent parfois des lits de cherts et quelques sections de *Stringocephalus* ? sp.

Cet ensemble est surmonté par des shales noirâtres, un conglomérat et des grès, d'âge dévonien supérieur - tournaisien, qui seront appelés dans ce mémoire unité *Black clastic*.

Le Dévonien marque une époque clef dans l'évolution de la Cordillère. La marge occidentale du craton va ressentir les premiers effets de l'orogénèse Antler, fini-dévonienne. Elle se marque sur la plateforme américaine :

- par l'arrivée de clastes, de cherts d'origine occidentale ;
- par des variations brusques de faune (Crasquin, Lethiers et Mansy, 1985).

### B. CHAÎNE DE CASSIAR.

#### 1. COUPE AU SUD DE LA NAPPE DE SYLVESTER.

La coupe la plus complexe est levée à la terminaison méridionale du synclinoorium (fig. 80, coupe n° 4).

D'Est en Ouest et de haut en bas on distingue dans le Groupe Mac Dame (1) qui repose sur le Groupe Sandpile :

- 80 m de dolomies noires et de calcaires organiques noirs qui sont fossilifères dans la partie sommitale. Les échantillons sont très recristallisés. On y distingue cependant des "Stringocephalidés" et des "Favositidés" ;

- 20 m de calcaires plus clairs qui ont livré une faune abondante d'Ostracodes (détermination F. Lethiers): *Aparchites brauni* LETHIERS, 1981 ?, *Eukloedenella* sp. 20 BRAUN, 1967 ?, *Hypotetragona media* LORANGER, 1963, *Geisina* sp. 262 BRAUN, 1967 ?, *Kloedenellid* sp. 263 BRAUN, 1967, *Buregia* ? sp. indét., *Cavellina* cf. sp. 282 BRAUN, 1967, *Coelonella* sp. 220 BRAUN, 1967, *Coelonella* ? sp. 26 BRAUN, 1967 ?, *Healdianella* cf. *alba* LETHIERS, 1981, *Cytherellina* sp. 238 BRAUN, 1967, *Macrocypris* cf. *albertaensis* LORANGER, 1954, *Praepilatina* ? sp. indét., *Bairdiohealdites* cf. *gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972, *Microcheilinella* cf. *affinis* POLENOVA, 1955, *Microcheilinella* sp. indét., *Acratia* cf. *matura* (LORANGER, 1963), *Acratia* cf. sp. 32 BRAUN, 1967, *Acratia* sp. 272 BRAUN, 1967, *Acratia* sp. indet., *Rectobairdia* sp. 54 BRAUN, 1967, *Bairdia* sp. 266 BRAUN, 1967.

D'après F. Lethiers, ces espèces ont un cachet nettement frasnien. Elles ressemblent aux faunes décrites par Loranger (1954, 1963) et Braun (1967) dans l'étage frasnien de la plate-forme interne canadienne (Alberta du Centre et du Nord; district du Mackenzie; territoire du NW).

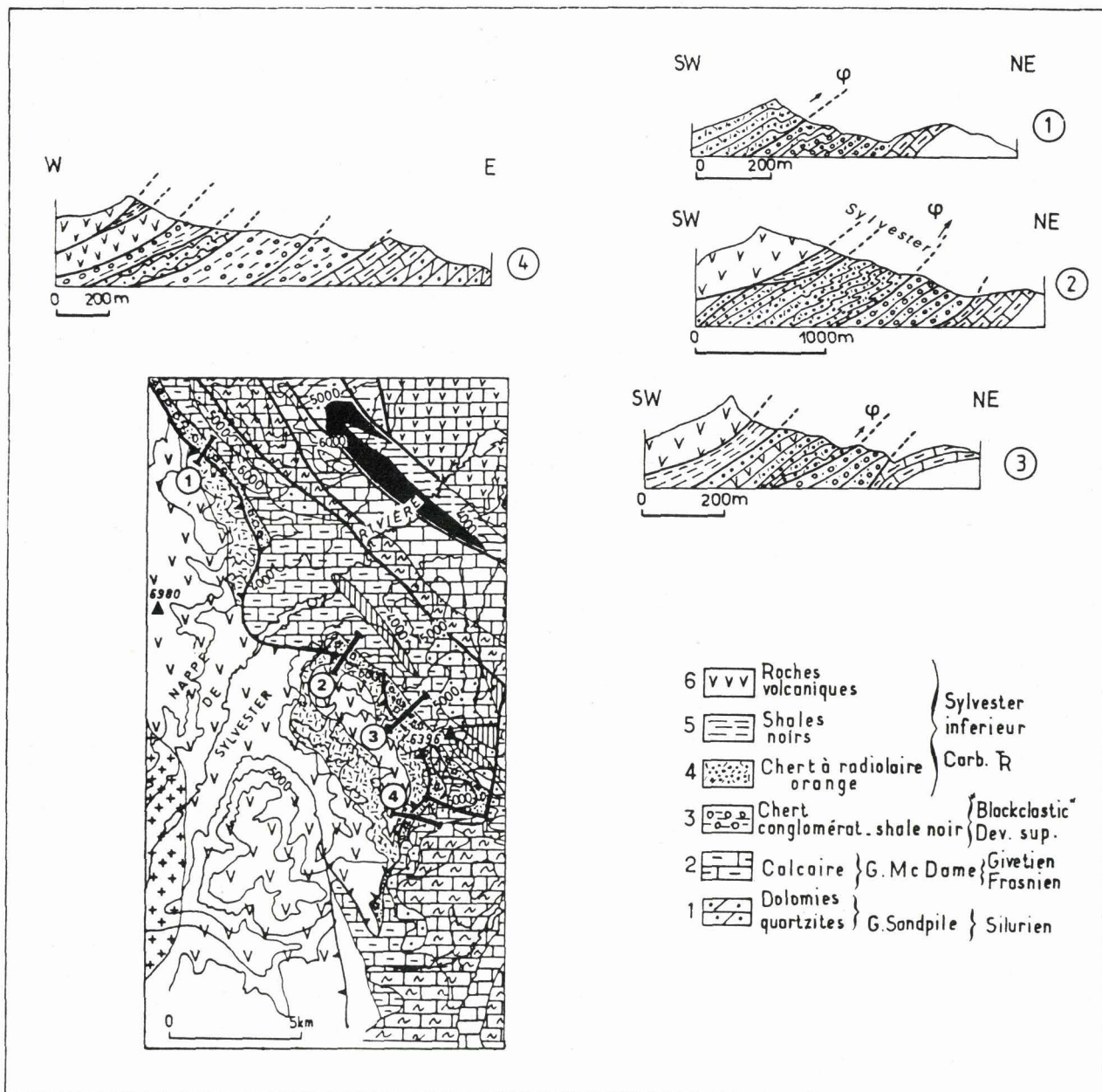


Fig. 80 - Le Sud de la nappe de Sylvester.

Fig. 80 - South side of Sylvester nappe.

1. dolostones, quartzites ; 2. limestones ; 3. chert, conglomerates ; 4. orange weathering chert ; 5. dark shales ; 6. volcanic rocks.

L'unité *Black clastic* (2) la recouvre en concordance (?) elle contient :

- 100 à 400 m de shales, d'ardoises gris clair, de chert noir et d'un conglomérat mal classé, constitué de galets centimétriques de chert à radiolaires. Ce conglomérat affleure sur toute la chaîne d'Omineca, son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres à quelques mètres.

L'unité surincombante (3) est constituée par des cherts à radiolaires, à patine orange, extrêmement déformés ; ils constituent l'échelle de base de la nappe de Sylvester (Gabrielse et Mansy, 1980).

Trois coupes complémentaires ceinturent la terminaison perisynclinale; elles montrent les variations d'épaisseur et le style en échelle à la base de la nappe de Sylvester.

A vingt kilomètres au Nord de la terminaison du synclinal de la nappe, une faune de Conodontes a été récoltée dans l'unité *Black clastic*. M. Orchard y a déterminé : *Panderodella truncanata* BASSLER, *Palmatolepis*, *Ozarkodina* sp., qu'il attribue au Frasnien tardif ou au Famennien.

## 2. COUPE AU SUD DE LA RIVIERE TURNAGAIN.

Dans le substratum de la nappe, le Groupe Mac Dame repose en concordance sur le Groupe Sandpile (fig. 77, coupe 3). On y distingue :

- 20 m de calcaires noirs, fétides, très déformés ;
- 30 m de calcaires noirs qui renferment des Coraux (détermination B. Mistiaen): *Syringopora* sp. cf. *S. crispera*, *Amphipora* sp., *Stachyodes* sp., *Favosites* sp.

## 3. COUPE AU NORD DE LA RIVIERE TURNAGAIN

Au Sud du point coté 6868, une petite klippe repose sur les calcaires de la Formation Rosella. Elle renferme des shales et des conglomérats silicifiés, assimilés à l'unité *Black clastic*. On y reconnaît des shales gris bleu à nodules noirs de barite (?) entourés par du quartz fibroradié. Un horizon similaire est décrit par Gordey (1981) dans la chaîne Pelly, au dessus de l'unité *Black clastic*. La barite est fréquente dans ces faciès siliceux, elle est due à une chimie spécifique de l'eau de mer, mais aussi à une tectonique de blocs qui aurait guidé les dépôts hydrothermaux.

## 4. CONCLUSIONS SUR LE DEVONIEN DE LA CHAÎNE PELLY CASSIAR.

La tendance à l'émersion qui s'est dessinée au Silurien, continue durant le Dévonien, représenté par le Groupe Mac Dame carbonaté et la Formation *Black clastic* détritique. Après une lacune du Dévonien inférieur, se déposent des dolomies noires d'âge givétien. La série est condensée et continue jusqu'au Carbonifère. A la limite des deux systèmes, apparaît un niveau conglomératique contenant des galets de cherts à radiolaires. L'origine de ces galets reste incertaine, Gabrielse (1967, 1976), Mansy (1980) suggèrent une origine occidentale, car les cherts à radiolaires ne sont pas connus dans le bassin de Road River et surtout la granulométrie diminue vers l'Est. D'autres indices suggèrent un soulèvement et une déformation d'une partie de la Cordillère occidentale, à partir du Dévonien supérieur (Gabrielse et al., 1982 ; Okulitch et al., 1975).

A l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses (carte de Ware), Gabrielse et al. (1977) décrivent un niveau gréseux et conglomératique riche en cherts, provenant du Sud-Ouest (fig. 82). En prenant en compte un déplacement de 450 km le long du Fossé, l'ensemble décrit à l'Est de Ware se retrouve en face de la chaîne Pelly, alors que le bassin de Selwyn qui est une autre source possible (Tempelman-Kluit et Blusson, 1977) s'éloigne fortement.

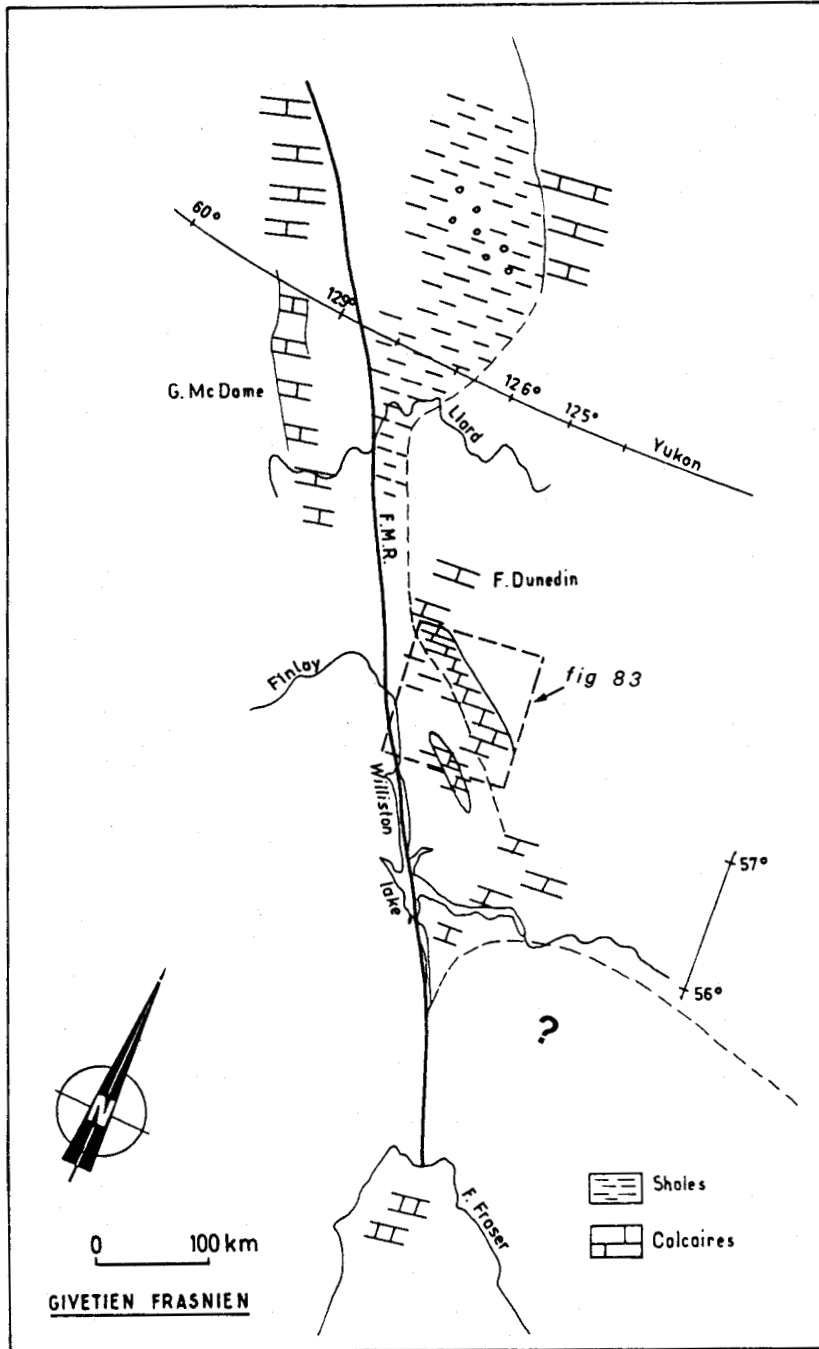


Fig. 81 - Les faciès au Givetien et au Frasnien.

Fig. 81 - Givetian and Frasnian facies.

### C. LES MONTS CARIBOO.

Les quelques rares niveaux datés sont issus de Limestone creek, 10 km au NW du mont Kimball, dans le prolongement du synclinorium de Black Stuart. Les calcaires micritiques renferment des Coraux et des Conodontes qui indiquent un âge gédinnien. Ces calcaires reposeraient sur les brèches dolomitiques siluriennes du Groupe Black Stuart; ils sont surmontés par des calcaires et des ardoises à la fin du Dévonien moyen (Struik, 1980). Sur cet ensemble repose la Formation Guyet qui comprend trois membres :

- un membre basal volcanique (2 à 40 m)
- un conglomérat médian (30 - 70 m)
- un membre sommital, carbonaté, appelé Membre de Greenberry.

Le membre basal renferme des roches basaltiques qui présentent parfois des structures en pillows. Le membre conglomératique a deux faciès, le premier est pélitique, le second est gréseux. Les clastes sont variés : pélite, basalte, grès, calcaire et chert à radiolaire. Ce conglomérat ne possède pas de clastes dérivés des Groupes Kaza et Cariboo sous-jacents (Struik, 1981). Le membre sommital carbonaté est daté du Dinantien; il sera étudié ultérieurement.

Les faciès rencontrés dans les monts Cariboo sont voisins de ceux décrits plus au Nord, car les membres de base et médian, sont interstratifiés dans des shales noirs identiques à la Formation *Black clastic*.

### D. LES MONTAGNES ROCHEUSES.

On y distingue à l'Est des faciès carbonatés de plate-forme; ce sont les Formations Muncho-Mc Connell, Stone et Dunedin. De nombreuses variations de faciès sont décrites sur cette plate-forme (Taylor et al., 1979). Les faciès de bassin comprennent des quartzites calcaires et des shales graptolithiques (Norford, 1979). (fig. 81 et 82).

Sur la carte de Ware, des calcaires épais d'une centaine de mètres affleurent dans deux ceintures larges de 5 à 10 km (Gabrielse et al., 1977 ; Gabrielse, 1981). Les calcaires sont assez bien lités, fétides; ils se sont déposés dans des milieux peu profonds; ils peuvent être assimilés à d'anciens récifs, datés de l'Emsien au Dévonien moyen. Le Dévonien se termine par des shales noirs, localement conglomératiques (chert) et riches en barytine. Le conglomérat à clastes de chert repose parfois directement sur les carbonates du Dévonien moyen, parfois il se situe très haut dans la séquence clastique, suggérant des discordances locales à l'intérieur de la Formation *Black clastic* (Gabrielse, 1981). ( Voir fig. 83 )

### E. CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LE DÉVONIEN.

- . Le Dévonien inférieur affleure peu ou mal au Nord de la Cordillère.
- . Au Givétien-Frasnien, les carbonates sont ubiquistes et caractérisés par des milieux peu profonds restreints (fig. 81).
- . Le Famennien est partout détritique; il est parfois discordant sur les terrains qu'il traverse.
- . Le conglomérat à clastes de chert (fig. 82) est présent partout, il marque les premières orogéniques d'un domaine occidental, marqué par des déformations, un métamorphisme et une granitisation.
- . La plate-forme Nord Américaine est quasiment holocarbonatée durant le Dévonien, seul le Famennien est marqué par un épisode détritique avec les Formations Besa river et Exshaw.



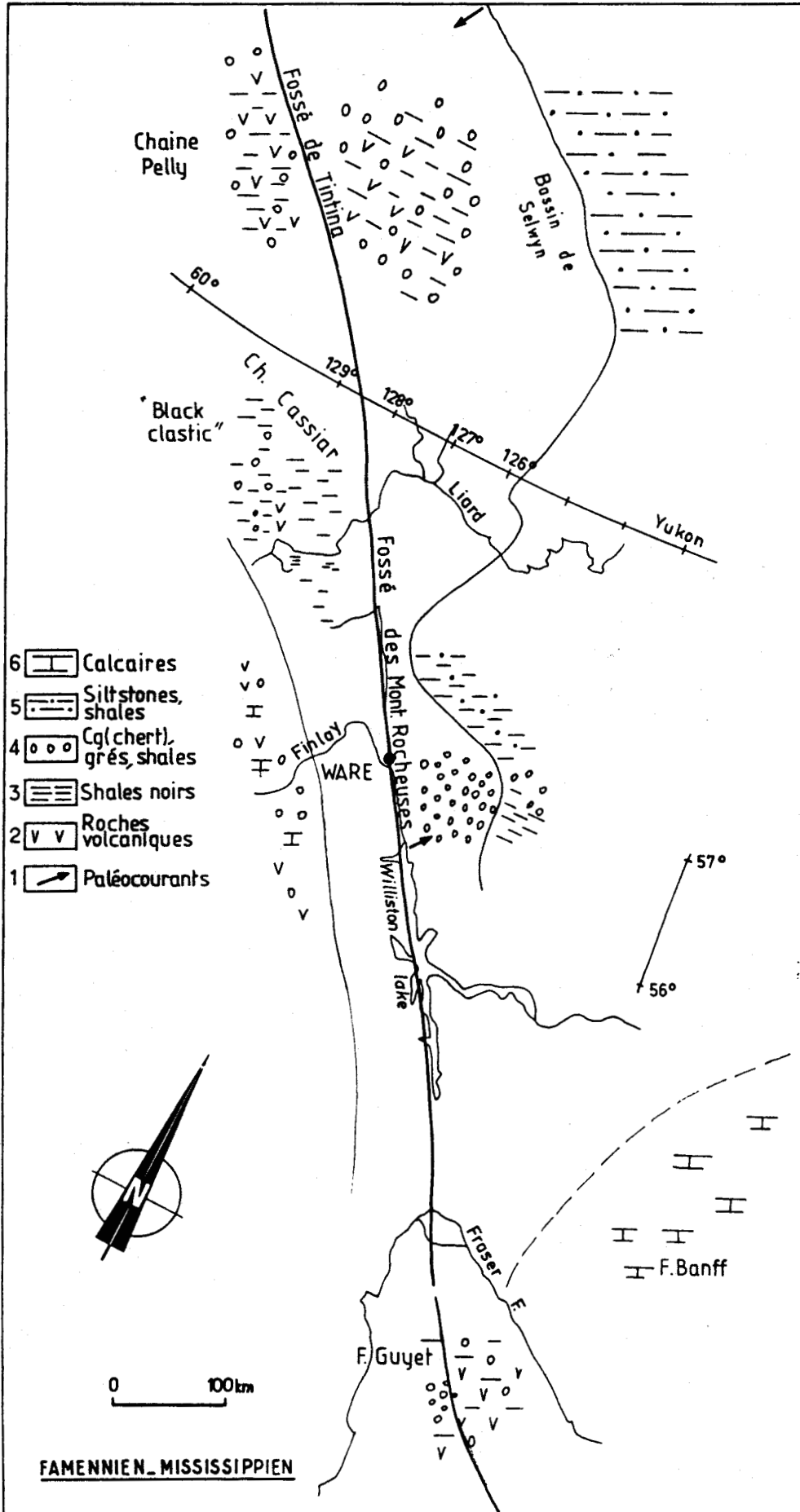


Fig. 82 -  
Les faciès au Famennien  
et au Mississippien.

Fig. 82 -  
Famennian and Mississippian  
facies.  
1. paleocurrents ;  
2. volcanic rocks ;  
3. dark shales ;  
4. conglomerates,  
sandstones, shales ;  
5. siltstones, shales ;  
6. limestones.

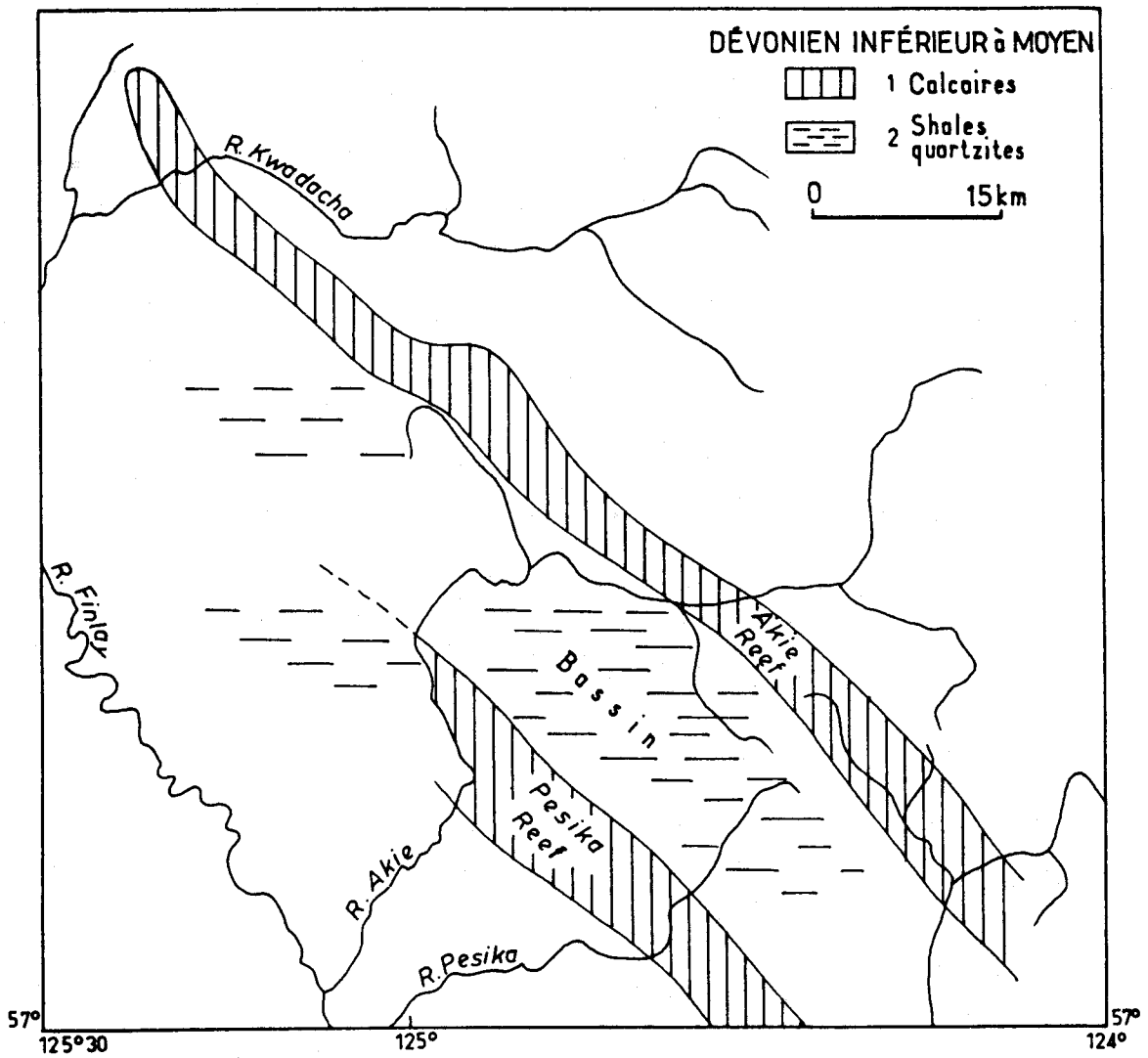


Fig. 83 - Les faciès au Devonien inférieur et moyen dans les Montagnes Rocheuses (Est de Ware).

Fig. 83 - Lower and Middle Devonian facies in Rocky Mountains (East of Ware).

### III LE CARBONIFÈRE

#### A. INTRODUCTION.

C'est une époque de grands changements paléogéographiques; seule la plate-forme Nord Américaine ne subira pas de modifications. Sur l'ancienne plate-forme de Pelly-Cassiar, le Carbonifère est constitué par des ensembles volcano-sédimentaires: les uns autochtones, les autres allochtones. Dans la chaîne Cassiar, le Groupe Sylvester (Carbonifère à Trias) est allochtone (Gabrielse et Mansy, 1980 ; Harms, 1984). Dans la chaîne Pelly, le Groupe Anvil (Carbonifère à Trias) est à la fois autochtone et allochtone (Tempelman Kluit, 1979).

Tous ces groupes sont lithologiquement et chronologiquement équivalents (fig. 86), ils reposent aujourd'hui sur les terrains du Paléozoïque moyen et supérieur légèrement déformés avant l'arrivée des nappes (Gabrielse et Mansy, 1980). Les nappes sont fortement écaillées; l'étude en cours met en évidence des différences dans les faciès d'une écaille à l'autre (Gordey et al., 1982 ; Harms, 1984).

A l'Ouest de ces nappes, des indices d'une orogénèse sont décrits depuis le Mexique jusqu'au Yukon. Cette orogénèse fini-dévonienne à mississippienne apparaît dans des domaines restreints; c'est l'orogénèse Cariboo au Sud du Canada (White, 1959) ou l'orogénèse Antler aux U.S.A. (Roberts, 1964 ; Gilluly et Gates, 1965). De nombreux modèles ont été proposés pour rendre compte de cette orogénèse ; ils seront discutés dans la partie tectonique. Retenons que la mise en place de la nappe d'Antler et le conglomérat du Guyet sont deux événements d'âge différent.

L'orogénèse Cariboo est marquée dans l'Arc de Kootenay, au Sud de la Cordillère, par une discordance entre le Groupe Lardeau attribué au Cambro-Silurien et le Groupe Milford daté à sa base du Mississippien. Le Groupe Milford comprend un conglomérat à clastes de quartzite, de chert gris, d'argilite et de grit (Fyles et Eastwood, 1962), surmonté par des calcaires datés du Viséen au Pennsylvanien (Wheeler, 1968) et des quartzites, des argilites et des cherts. Le Groupe Milford est affecté par une phase de déformation alors que le Groupe Lardeau et les clastes trouvés dans le conglomérat de base sont affectés par deux déformations et un métamorphisme (Fyles et Read, 1981 ; Price, 1981).

La partie occidentale de la chaîne d'Omineca est affectée par une déformation dont on trouve des indices près du lac Quesnel où se mettent en place des granites du Paléozoïque supérieur (?) dans le Groupe Snowshoe (Struik, 1983) et plus au Nord, à l'Ouest de la chaîne Swannell où une activité magmatique a été mise en évidence et datée du Paléozoïque supérieur (Mansy et Dodds, 1976 ; Gabrielse et al., 1982).

La mise en place tectonique des nappes de Sylvester et d'Antler lamine le sommet de l'autochtone dans la chaîne Cassiar; il est un peu mieux conservé dans les Monts Cariboo et dans l'Arc de Kootenay.

## B. LA CHAÎNE CASSIAR : LE GROUPE SYLVESTER.

### 1. GENERALITES :

Ce groupe a été défini par Gabrielse (1963), dans le synclinorium de Mac Dame, où il décrit plus de 5000 mètres de roches volcanosédimentaires concordantes sur le Dévonien.

Les principaux types de roches sédimentaires sont les suivants :

- des cherts gris, noirs et orange souvent très déformés ;
- des brèches silicifiées à clastes de quartzite et de chert ;
- des ardoises gris foncé, noires, vertes ;
- des quartzites noirs et gris, légèrement carbonatés ;
- des calcaires lenticulaires fossilifères.

Les principaux types de roches éruptives décrits sont :

- des "roches vertes", anciens basaltes transformés qui possèdent une texture ophitique ou subophitique ;
- des gabbros et des diorites ;  
ces roches sont métamorphosées jusqu'au faciès amphibolite.
- des roches ultrabasiques, serpentinisées, lenticulaires discontinues, le long de lignes qui matérialisent vraisemblablement d'anciennes failles. On distingue au sein des ultrabasites : des harzburgites, des lherzolites, des dunités et des pyroxénolites.

Le groupe Sylvester est aujourd'hui considéré comme allochtone (Gabrielse et Mansy, 1978, 1980). Il repose sur différentes séries d'âge paléozoïque. Le substrat de la nappe est très laminé; les séries y sont peu épaisses, avec des caractères spécifiques (voir le Silurien et le Dévonien de la chaîne Cassiar).

Gordey et al. (1982) décrivent trois unités à l'intérieur de l'allochtone de Sylvester (fig. 84). L'écaïlle de base (1) est composée de cherts, de shales, de roches vertes et de serpentinites du Mississippien (?) au Permien ; l'écaïlle supérieure (2) renferme des basaltes porphyriques à augite, des shales, des cherts, des grès et des calcaires datés du Pennsylvanien au Permien. Un troisième ensemble (3) est en contact par faille verticale avec les deux précédents; il est composé de tuffs, de diorites, de grès et de shales non datés.

Une étude actuellement en cours (Harms 1984) suggère l'existence d'autres écaïlles. Le contact de base peu déformé (Gabrielse et Mansy, 1980) tronque un autochtone qui possède déjà une histoire structurale.

L'analyse chimique globale de quelques laves typiques et d'amphibolites du Groupe Sylvester sera abordée dans le chapitre consacré au métamorphisme.

### 2. COUPES A LA TERMINAISON MERIDIONALE DE LA NAPPE DE SYLVESTER.

L'unité informelle *Black clastic* a une épaisseur variable (100 - 400 m); elle se termine souvent par un conglomérat à galets de cherts à radiolaires, de roches volcaniques et de calcaires. La partie sommitale de l'unité *Black clastic* est mylonitisée ; un contact anormal la sépare de l'écaïlle inférieure de la nappe de Sylvester qui comprend à sa base des cherts à radiolaires, à patine orange. L'état de recristallisation de la roche est très important;

il n'a pas permis l'extraction de radiolaires. La répétition des lithologies à l'intérieur d'une écaille est l'origine tectonique. Harms (1984) qui a repris cette coupe, a suivi la bande de cherts épaisse de 50 à 150 m sur 15 km. Une bande de cherts trouvée 4 km au SW du Mont Pendleton (fig. 84) a livré un âge permien inférieur (Gordey et al., 1982) ; des shales noirs, des grès et un petit niveau calcaire d'âge mississippien constituent le reste de la fraction sédimentaire. L'écaille supérieure n'affleure pas au SE du synclinorium de Sylvester.

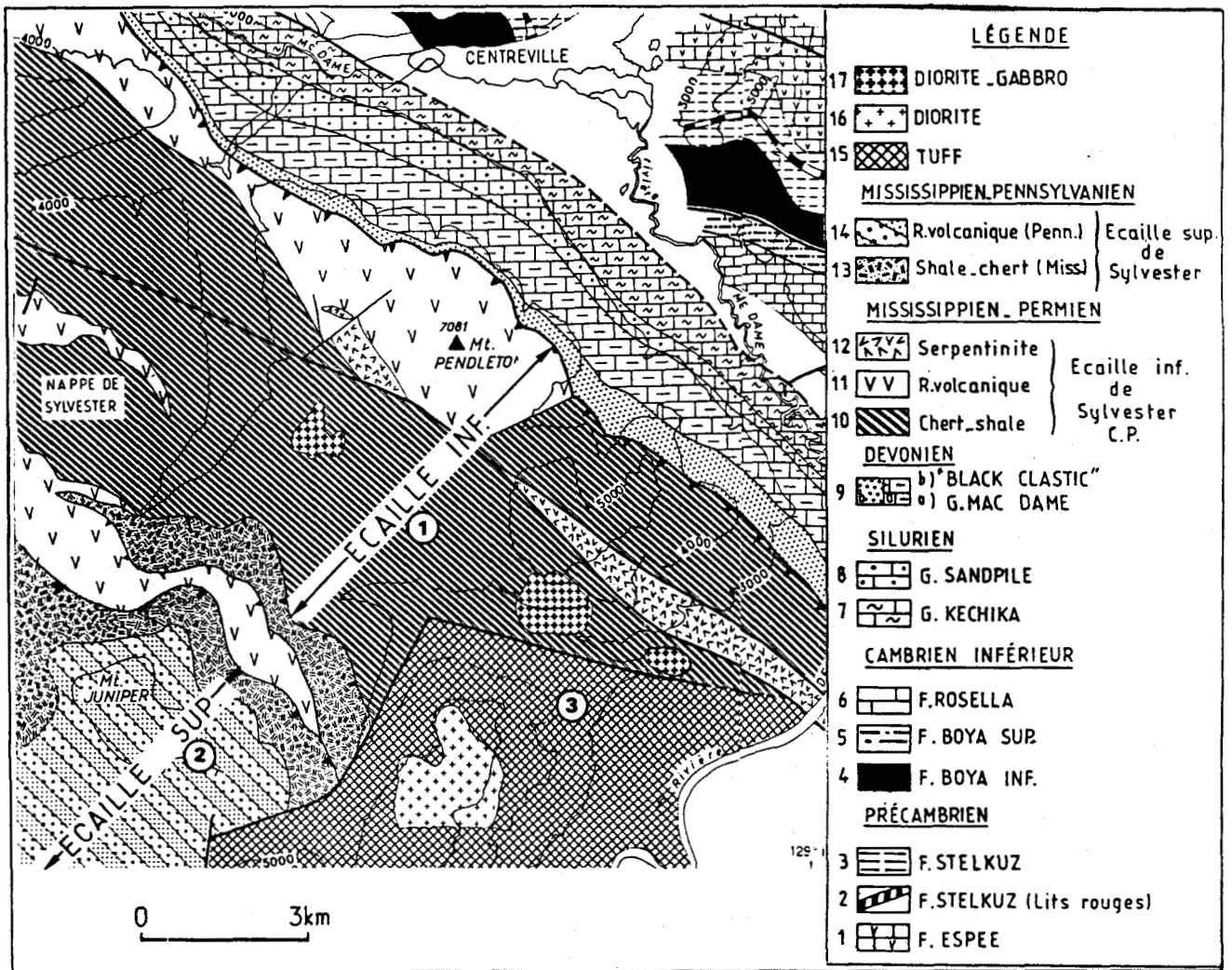


Fig. 84 - La nappe de Sylvester à son front.

Fig. 84 - Frontal part of Sylvester nappe.

### C. LA CHAÎNE D'OMINECA CENTRALE :

La chaîne de Lay se situe à l'Ouest de la chaîne Swannell; elle a été étudiée par Roots (1954), puis par Monger (1977). Quelques coupes précisent le style et le contenu de cette chaîne qui s'étend sur une centaine de kilomètres (fig. 85).

Cette chaîne est débitée en de nombreuses écailles à vergence Nord. Elle est encadrée par deux failles majeures : au Nord, la faille Swannell la met en contact avec les faciès occidentaux (Précambrien à Paléozoïque (?)) de la chaîne d'Omineca, au Sud elle est chevauchée par un ensemble allochtone dit *bloc de Stikine* constitué de roches volcaniques du Groupe Takla (du Trias supérieur).

Quatre unités lithostratigraphiques sont distinguées (figure 85). Du NE au SW on distingue :

- un ensemble de calcaires lenticulaires, de greywackes, de tuffs rouges et de roches volcaniques ; (figuré 4 sur la figure 85).
- un ensemble de greywackes, de calcaires et de roches conglomératiques ; (figuré 5).
- un ensemble de roches volcaniques vertes et de tuffs bien lités ; (figuré 2).
- un ensemble d'argillites, de shales noirs et de calcaires ; (figuré 3).

La coupe 3 sera commentée car elle s'est révélée fossilifère, du SW vers le NE : c'est à dire en descendant la série stratigraphique :

- des calcaires crème, à nodules de cherts, des greywackes et un lit riche en macrofossiles.

P. Semenoff-Tian-Chansky a déterminé : *Diphyphyllum* cf. *venosum* ARMSTRONG 1970, *Koninkophyllum* ? sp., *Dibunophyllum* sp., *Siphonodendron* cf. *geneviensis* EASTON 1957. Cette dernière espèce a été maintes fois décrite ou citée sous le nom de *Lithostrotion harmonites*.

Pour P. Semenoff-Tian-Chansky, l'ensemble de cette faune est attribué au Méramécien supérieur ou au Chestérien ; un âge plus récent ne peut être exclu, car *Koninkophyllum* et *Dibunophyllum* présentent des affinités avec des espèces moscoviennes du bassin du Donetz.

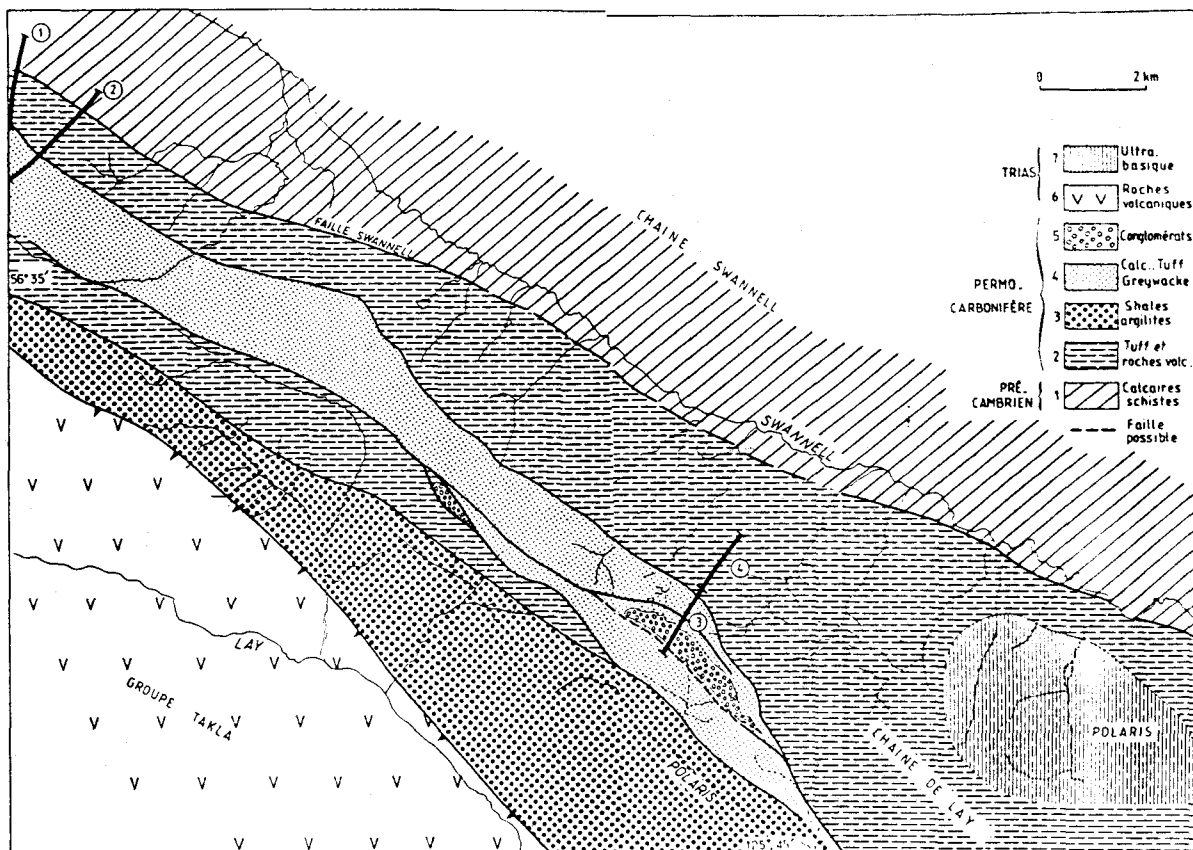


Fig. 85 - Le Carbonifère dans la chaîne de Lay.

Fig. 85 - Lay Range Carboniferous rocks.

Ces calcaires ont livré les Ostracodes suivants déterminés par S. Crasquin : *Acratia gr. magna* DELO, 1930, *Bairdia cf. curta* var. *heblatus* POSNER, 1951, *Bairdia (C) hoffmanae* KELLETT, 1934, *Cavellina cf. benniei* var. *intermedia* (JONES, KIRBY & BRADY, 1884). L'ensemble évoque le Pennsylvanien.

- 20 m de shales, de microconglomérats et de calcaires qui ont livré : *Bairdiacypris cf. virga* BUSCHMINA, 1969, *Proparaparchites cf. fabulus* COOPER, 1941, *Baskirina cf. carbonica* BUSCHMINA, 1970, *Fabalicypsis cf. warthini* BRADFIELD, 1935, *Paraparchites aff. ardmorensis* BRADFIELD, 1955, *Saumella cf. cadominensis* CRASQUIN, 1985. L'ensemble évoque le Mississippien moyen à supérieur.

- 50 à 100 m de conglomérats à débris de granodiorite, de gneiss, de micaschistes, de quartzite, de cherts et de roches volcaniques. Les clasts ont une taille comprise entre 2 cm et 30 cm. Une datation effectuée sur des galets de micaschistes donne  $246 \pm 8$  m.a. (Wanless et al., 1978). Monger qui a interprété cette analyse, pense que cet âge correspond à l'âge stratigraphique du conglomérat; il remarque que les clastes ressemblent aux roches du complexe de Wolverine et il évoque un métamorphisme paléozoïque. La présence de fossiles du Carbonifère moyen de part et d'autre du conglomérat pose un problème; l'existence de failles l'encadrant est postulée.

- 200 à 300 m de calcaires marron, de microconglomérats, de tuffs rouges et de greywackes apparaissent dans un petit synclinal qui termine la coupe. Les calcaires renferment des Ostracodes : *Glyptopleuridae* sp. ; des Fusulinoïdes déterminés par D. Vachard : *Fusulinella* sp., *Wedekindellina* sp., *Staffella* sp. ; des Foraminifères : *Bradyna* sp., *Eolasiodiscus* sp., *Climacannina* sp. ; des pseudo-algues : *Koria*. L'ensemble confère un âge desmoinesien.

La présence de *Fusulinella* caractérise le Podolskien. Ross et Monger (1978) décrivent une faune qui s'étend sur tout le Moscovien.

#### Remarques.

La chaîne de Lay a livré une faune qui s'étend du Mississippien supérieur au Pennsylvanien moyen; la sédimentation est alors de type volcanosédimentaire. La chaîne de Nina Creek, située à 75 km au SE a une histoire très proche; on y reconnaît en plus une base datée du Dévonien (fig. 86) et un puissant ensemble de roches volcaniques permienes (Gabrielse, 1975). Les contacts entre ces trois ensembles sont souvent tectoniques.

Le conglomérat est mal daté; il indique l'existence d'un événement métamorphique au Paléozoïque supérieur dans une chaîne très proche, suivi d'un soulèvement et d'un démantèlement rapide. Au Sud de la Cordillère, Wanless et Reesor (1975), Okulitch et al. (1981) indiquent un événement métamorphique accompagné de granite au Paléozoïque supérieur, au cœur et à l'Ouest du Shuswap dans un contexte structural identique.



#### D. COUPE DANS LES MONTS CARIBOO.

Dans cette chaîne la séquence sédimentaire associée à la plate-forme de Pelly-Cassiar se poursuit jusqu'au Paléozoïque terminal. Au-dessus du Groupe Black Stuart repose la Formation Guyet, dont la base a été décrite précédemment (Membre volcanique de Waverly et conglomérat de Guyet), le sommet est constitué par le membre calcaire de Greenberry.

On y distingue trois faciès carbonatés :

- le plus ancien est riche en crinoïdes, en débris de Brachiopodes, d'Echinodermes et de Coraux. Johnston et Uglow (1926), Campbell et al. (1973) et Struik (1980) attribuent un âge mississippien. La présence d'Ostracodes dans les échantillons prélevés en 1983, a permis à S. Crasquin d'affiner cette attribution. On y trouve : *Bairdia* (R.) *buschminae* Crasquin 1985, *Bairdia* (B.) *quasikuzencovae* BUSCHMINA, 1968. Ces deux espèces permettent de dater la Formation Greenberry du Tournaisien moyen - Viséen inférieur basal (Crasquin, 1984). Les associations de Conodontes trouvés dans cette formation seraient différentes de celles du Groupe Rundle de même âge (M. Orchard, communication orale) ;
- le faciès intermédiaire contient des shales noirs et de la micrite foncée, il est daté du Pennsylvanien inférieur ;
- le faciès sommital est constitué de calcaires crinoïdiques à Fusulines qui confèrent un âge pennsylvanien inférieur ;
- la Formation Guyet est chevauchée par la nappe d'Antler volcanosédimentaire, de nature et d'âge comparables au Groupe Sylvester.

#### E. L'ARC DE KOOTENAY.

Situé à l'Est du Shuswap, cet arc possède une histoire spécifique. Le Carbonifère y est constitué par les Groupes Milford et Kaslo (Read et Wheeler, 1976 ; Monger, 1977 ; Klepacki, 1983). Le contact de base du Groupe Milford reste énigmatique, une discordance y est généralement décrite, au-dessus de celle-ci on trouve :

- un conglomérat à galets de cherts d'épaisseur variable, puis des lentilles calcaires de 100 à 200 m d'épaisseur qui ont livré une faune chestérienne (Klepacki, 1983) ;
- 100 à 300 m de grès rose et d'ardoise grise ;
- des tuffs qui possèdent des Conodontes chestériens ;
- des roches volcaniques attribuées au Groupe Milford et au Groupe Kaslo inférieur.

Sur cet ensemble repose en contact anormal, la partie supérieure du Groupe Kaslo et le Groupe Slokan du Trias (Carnien - Norien).

#### F. CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFÈRE.

La figure 86 permet de comparer les groupes d'âge carbonifère ; on doit y distinguer la plate-forme de Pelly-Cassiar et son équivalent méridional qui constituent un autochtone relatif et l'ensemble allochtone surincombant.

L'autochtone essentiellement sédimentaire s'enrichit en passées volcaniques dans ses termes les plus jeunes. Ces derniers sont plus fréquents au Sud de la Cordillère où l'on observe des âges pennsylvaniens et permien, dans la chaîne de Pelly-Cassiar, l'autochtone ne dépasse pas le Mississippien.

L'allochtone est constitué de roches volcaniques (basaltes, gabbros, diabases, tuffs, serpentinites) et sédimentaires (cherts, shales noirs, grès, calcaires) qui caractérisent une ancienne croûte océanique (Tempelman-Kluit, 1979 ; Monger et Price, 1979 ; Mansy, 1980). Les datations s'étendent du Mississippien au Permo-Trias, selon l'échelle considérée.

La série de la chaîne de Lay présente des faciès spécifiques; il est possible qu'elle soit à rattacher *pro parte* à l'autochtone. A cette latitude des granitofides (Gabrielse et al, 1982) et un métamorphisme plus récent (Wanless et al., 1977) sont datés du Paléozoïque supérieur. Les produits de chevauchement se retrouvent dans les conglomérats. Une partie de ces manifestations est à rattacher aux orogénèses Cariboo et Antler, mieux préservées dans le Sud de la Cordillère et aux Etats-Unis (voir le chapitre tectonique).

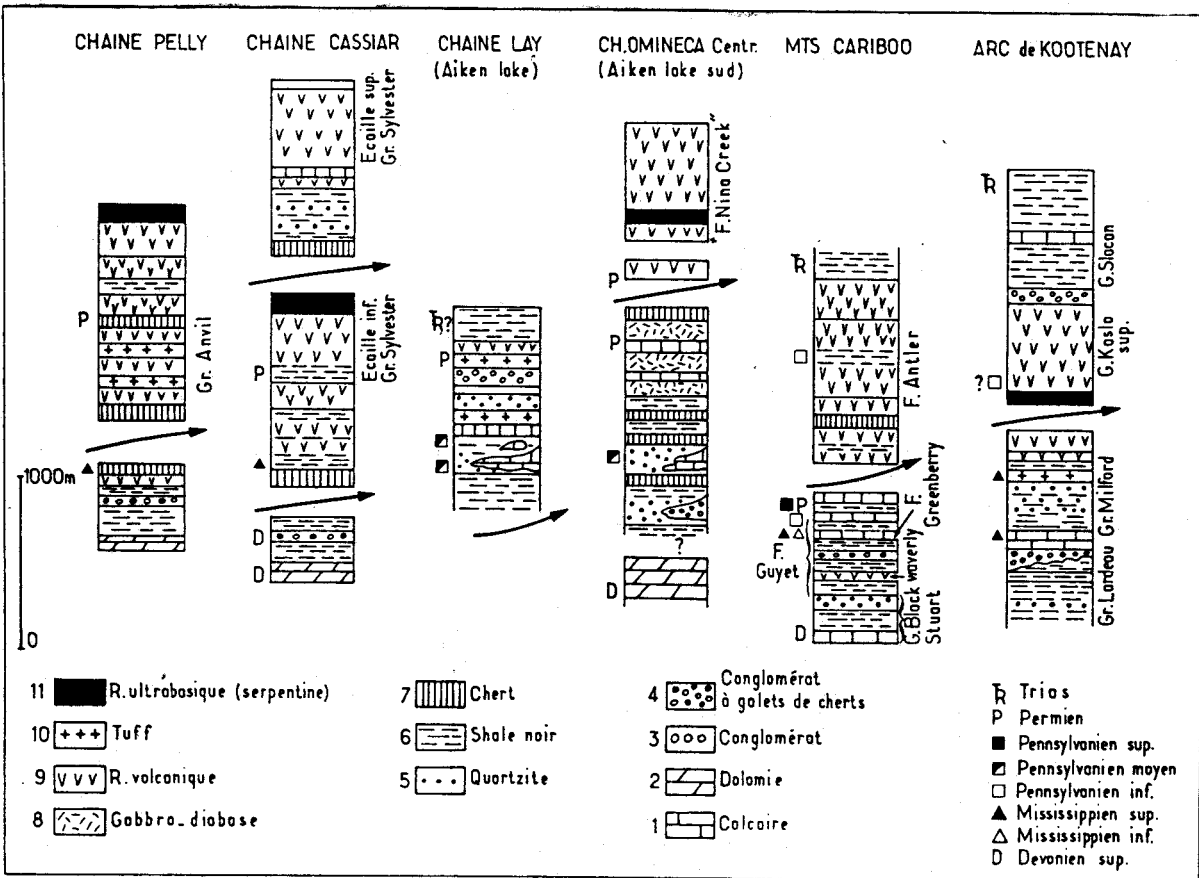


Fig. 86 - Les principaux Groupes du Paleozoïque supérieur.

Fig. 86 - Major upper Paleozoic Groups.

1. limestones ; 2. dolostones ; 3. conglomerates ; 4. chert conglomerates ; 5. quartzites ;
6. dark shales ; 7. cherts ; 8. gabbro-diabase ; 9. volcanic rock ; 10. tuff ; 11. ultra-
- basic rock.



**TROISIEME PARTIE**

**ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES BLOCS DE STIKINE,  
DE CACHE CREEK ET DES FACIES DE TRANSITION**

- I. LA STRATIGRAPHIE DES BLOCS DE STIKINE ET DE CACHE CREEK
  - A. INTRODUCTION
  - B. LES GRANDS TRAITS STRATIGRAPHIQUES
  - C. LE BUT DE L'ETUDE DU BLOC DE STIKINE
  
- II. LES SERIES DU PALEOZOÏQUE SUPERIEUR AU TRIAS DANS LE BLOC DE STIKINE
  - A. LES CARACTERISTIQUES DES LAVES DU TRIAS SUPERIEUR
  
- III. TRIAS-JURASSIQUE INFERIEUR DANS LE SILLON DE WHITEHORSE ET LE BLOC DE CACHE CREEK
  - A. GENERALITES
  - B. COUPES AU TRAVERS DU SILLON DE WHITEHORSE : LA FORMATION INKLIN
  - C. COUPE AU TRAVERS DU SILLON DE WHITEHORSE : LA FORMATION TAKWAHONI
  - D. CONCLUSIONS SUR LES BLOCS DU PALEOZOÏQUE SUPERIEUR AU JURASSIQUE INFERIEUR : LA SOUDURE DES BLOCS DE STIKINE ET DE CACHE CREEK
  
- IV. LES MOLASSES JURASSIQUES ET CRETACEES DU BASSIN DE BOWSER
  - A. GENERALITES
  - B. LA SEDIMENTATION AU SUD DU BASSIN DE BOWSER
  - C. LA SEDIMENTATION DANS LE BASSIN DE SIFTON
  
- V. LES FACIES DE TRANSITION
  - A. GENERALITES
  - B. COUPES A L'OUEST DU BATHOLITE DE CASSIAR
  - C. CONCLUSIONS

## I. LA STRATIGRAPHIE DES BLOCS DE STIKINE ET DE CACHE CREEK.

### A. INTRODUCTION.

Le concept de terranes a d'abord été introduit dans la Cordillère (Berg et al., 1972) pour désigner une région identifiable par une succession stratigraphique similaire. Plus de 200 furent mis en évidence de l'Alaska jusqu'au Mexique. Les discontinuités latérales qui apparaissent à leur limite, sont dues à des variations de faciès ou à des relations inconnues ou "suspectes" (Coney et al., 1981). La relation entre les blocs et leur liaison est prouvée lorsqu'ils sont recouverts et scellés par un même ensemble lithostratigraphique. Monger (1984) donne quelques exemples de liaisons possibles : au Sud de la Cordillère, le Groupe Nicola volcanique passe latéralement à des phyllites du Trias supérieur, cet ensemble repose à la fois sur le bloc de Quesnel et sur celui de Slide Mountain (Nappe d'Antler *pro-parte*). De la même façon, au Yukon, des faciès graywackeux du Norien reposent à la fois sur le bloc de Stikine et sur le bloc de Cache Creek, suggérant une liaison à partir du Trias supérieur. Remarquons que dans des exemples cités par Monger, le cachetage des blocs par une formation lithologiquement continue n'est pas observé.

Le bloc de Stikine et l'appendice de Quesnel renferment des roches volcanosédimentaires à partir du Dévonien supérieur. Les grands types lithologiques observés au Nord du bloc de Stikine sont reportés sur la figure 87. Les colonnes sont composites, elles reflètent la stratigraphie d'un secteur localisé sur la figure 88.

### B. LES GRANDS TRAITs STRATIGRAPHIQUES.

Au Paléozoïque supérieur, les ensembles stratigraphiques sont contrastés; à partir du Trias une certaine homogénéité s'instaure. Des lacunes et des discordances sont généralisées :

- Au Trias moyen, l'orogénèse tahlitanienne affecte le centre du bloc de Stikine au niveau de la voûte de Stikine. Elle s'y caractérise par une discordance du Trias supérieur et un plutonisme important (batholite d'Hotailuh et ses satellites datés de 227 m.a. à 217 m.a.). La déformation pénétrative d'orientation Nord est accompagnée par un métamorphisme léger à moyen. Cette orogénèse affecte aussi le Sud de la Cordillère où près de Greenwood un conglomérat du Trias moyen repose en discordance sur les roches du Paléozoïque supérieur (Douglas et al., 1970).

- Au Jurassique inférieur, l'orogénèse Inklin est caractérisée par une légère discordance du flysch du Jurassique inférieur et un plutonisme bien développé. Elle est mieux marquée dans le sillon de Whitehorse et sur la voûte de Stikine où les premiers niveaux discordants sont d'âge hettangien ou sinémurien. De nature volcanique sur la voûte de Stikine et à l'Est du bassin de Sustut, ils sont plus clastiques près du sillon de Whitehorse. Dans ce dernier, le Groupe Laberge flyschofide repose en discordance d'autant plus accentuée qu'on se rapproche de la voûte de Stikine.



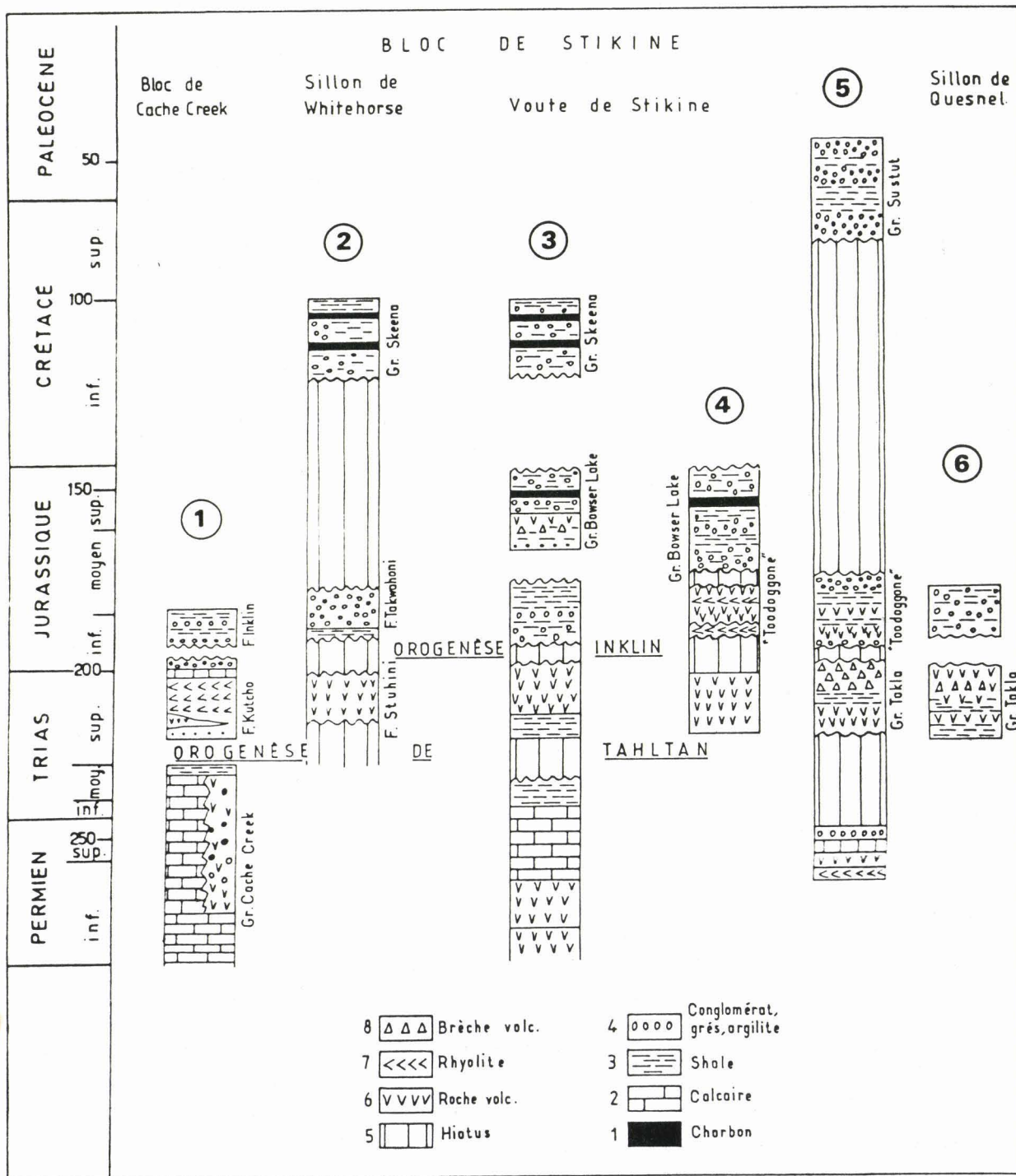


Fig. 87 - Les grands groupes dans le Bloc de Stikine (situés sur la figure 88).

Fig. 87 - Major Groups in Stikine Block (sections shown on fig. 88).

1- coal ; 2- limestones ; 3- shales ; 4- conglomerates, argillites, sandstones ; 5- hiatus ; 6- volcanic rocks ; 7- rhyolites ; 8- volcanic breccia.





Le Groupe Laberge comprend trois faciès :

- la Formation Takwahoni clastique au Sud du sillon de Whitehorse ;
- la Formation Inklin turbiditique dans le bloc de Cache Creek ;
- un faciès conglomératique au Yukon.

Le passage entre les faciès clastiques et volcaniques se fait graduellement, sur la marge Nord du bassin de Bowser et à l'Est du bassin de Sustut les roches volcaniques dominent. L'ensemble volcanique de Toodoggonne (Groupe Hazelton *pro-parte*) est souvent discordant. Le Groupe Hazelton occupe le coeur des Plateaux Intérieurs; sa base (hettangienne - sinémurienne) est volcanique, alors que le sommet (Bajocien) est détritique.

- Au Jurassique moyen, l'orogénèse de Nass se caractérise au centre du bloc de Stikine par une discordance des molasses du Groupe de Bowser Lake entre le Bajocien et le Bathonien (Smith et al., 1984). A l'Est du bassin de Bowser, le Jurassique supérieur est mal connu; on le retrouve au delà de la chaîne d'Omineca, dans l'avant pays. Une ceinture de granites syn-orogéniques, riches en hornblende, se développe sur la marge orientale du bloc de Stikine (batholites de Hogem et de Pitman).
- Au Crétacé, la sédimentation continue au Sud du bloc de Stikine. Les produits du démantèlement de la chaîne d'Omineca en voie de constitution se déposent dans le Bassin de Sustut à partir du Crétacé supérieur, ou dans de petits bassins intramontagneux (bassin de Sifton).
- Au Tertiaire, de vastes épanchements volcaniques recouvrent le bloc de Stikine (montagne Level, région de Quesnel et Kamloops).

## C. LE BUT DE L'ÉTUDE DU BLOC DE STIKINE.

Quelques coupes ponctuelles permettent d'éclairer le lecteur sur les grands groupes évoqués dans le paragraphe précédent. Elles sont situées sur la voûte de Stikine, le sillon de Whitehorse et le bloc de Cache Creek.

Ces coupes permettent d'établir les relations stratigraphiques et structurales entre ces blocs qui ont une évolution propre jusqu'au Trias supérieur, puis semblent cacheter par le flysch. On verra le flysch jurassique inférieur du sillon de Whitehorse. Enfin, l'intérêt se portera sur le vaste bassin mollassique de Bowser, au coeur du bloc de Stikine.

## II. LES SÉRIES DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR AU TRIAS DANS LE BLOC DE STIKINE

### A. LES CARACTÉRISTIQUES DES LAVES DU TRIAS SUPÉRIEUR.

Le bloc de Stikine est caractérisé par un volcanisme d'arc du Trias supérieur au Jurassique inférieur. Ce volcanisme est bien exprimé à la périphérie du bassin de Bowser, dans la voûte de Stikine et dans les "sillons" de Quesnel et d'Hazelton. Deux grands groupes y affleurent, appelés Groupe Takla (Trias supérieur), Groupe Hazelton (Jurassique inférieur) dans le sillon de Quesnel et Groupe Stuhini (Trias supérieur), unité de Toodoggonne (Jurassique inférieur) sur la voûte de Stikine.





Monger (1977) distingue trois formations à l'intérieur de Groupe Takla, volcanosédimentaire, souvent marin, parfois continental. A la base, la Formation Dewar épaisse de 1500 mètres comprend des tuffs et des grès; elle passe latéralement à la Formation Savage Mountain, plus distale. Celle-ci renferme 3000 mètres de basaltes en coussins, de basaltes massifs, de brèches et de coulées de laves subaériennes. Les basaltes ont des affinités alcalines et souvent une texture porphyroïde caractéristique, ce sont les *Augite porphyry*. Les deux formations sont recouvertes par la Formation Moosevale qui renferme 1800 mètres de roches volcanoclastiques rouges et vertes marines et continentales.

Anderson (1980) a étudié, sur la voûte de Stikine, l'encaissant du batholite d'Hotailuh. Il a reconnu la Formation Stuhini, composée à la base, de brèches et conglomérats volcaniques interstratifiés de quelques passées gréseuses. Les coulées basaltiques à texture porphyroïde (augite, plagioclase) constituent le type lithologique dominant.

#### 1. LA VOUTE DE STIKINE : COUPES A LA MARGE DU BATHOLITE D'HOTAILUH.

Le batholite d'Hotailuh occupe plus de 1000 km<sup>2</sup>; il est hétérogène (Anderson, 1978, 1980). Les intrusions s'y succèdent de 227 m.a. à 150 m.a.; la plus ancienne, le pluton de Cake hill, renferme des granodiorites et des syénites à hornblende. Le pluton de Beggerlay gabbroïque est peut être synchrone. Il est suivi par le pluton granodioritique de Mac Bride (190 m.a.) puis par les intrusions dioritiques et syénodioritiques de Three sisters (150 - 180 m.a.). (fig. 89).

##### a. COUPE AU NORD DU BATHOLITE D'HOTAILUH.

Le batholite d'Hotailuh est chevauché par les roches volcaniques de la Formation Stuhini (Trias supérieur); une première coupe au Nord du batholite permet de préciser le contexte structural (Fig. 90). La coupe est située au Nord du pluton de Cake Hill et au Sud de la rivière Tanzilla; du Sud au Nord on distingue :

- Le pluton de Cake Hill recouvert en discordance par un calcaire gréseux parfois conglomératique qui renferme *Harporceras exaratum* YOUNG & BIRD du Toarcien.
- Au dessus d'un contact chevauchant à vergence Sud, affleure le Groupe Stuhini qui est ici de plus de 1000 mètres, il comprend de bas en haut :
  - 150 m de brèche volcanique massive, très fragmentée;
  - 200 m de shales, de siltstones et de quelques passées de graywackes; des Ammonites ont été trouvées dans les siltstones. H. Tipper (comm. perso.) a déterminé *Mojsisovicsites kerri* qui d'après Tozer (1967) se situerait à la base du Norien;
  - 600 - 800 m de brèches volcaniques et de basaltes porphyriques; les brèches renferment des clastes volcaniques décimétriques, de basalte et de rhyolites;
  - 100 m de tuff gris à grain fin qui forment une dépression;
  - 200 m de basaltes verts massifs à texture porphyrique; les cristaux d'augite atteignent 5 à 7 cm, ils sont parfois légèrement altérés.

Un contact anormal fait reposer le Groupe Stuhini sur des calcaires gréseux à *Harporceras exaratum* YOUNG & BIRD, du Toarcien.



- un deuxième ensemble constitué par des tuffs gris et des shales qui affleurent mal ;
- un troisième ensemble constitué par des basaltes porphyriques du Groupe Stuhini; ils sont massifs et peu déformés. (Les deux derniers ensembles sont assimilés au Trias supérieur, discordant sur le Permien très déformé).

b<sub>2</sub>. Coupe du mont Thatue.

De l'Est vers l'Ouest on distingue :

- un premier ensemble de roches volcaniques rouges caractéristiques du Rhétien ;
- un second ensemble riche en tuffs verts, en shales, en schistes chloriteux et en brèches volcaniques ;
- un troisième ensemble volcanique bréchique assimilé au Jurassique inférieur, chevauchant sur le précédent.
- un quatrième ensemble granodioritique, intrusif, qui métamorphise l'encaissant sur une dizaine de mètres. Ce stock renferme des enclaves à sa périphérie; il est débité par des plans de fractures sur lesquels les stries de glissement sont fréquentes.

Remarques.

L'orogénèse de Tahltan affecte le Nord de Stikine; elle se caractérise par plusieurs phases de déformations, accompagnées par un léger métamorphisme, et un magmatisme important.

Le Groupe Stuhini volcanique repose en discordance sur le Permien; il est surmonté par un ensemble volcanosédimentaire jurassique inférieur, dit unité de Toodoggonne traversée par des plutons datés de 150 m.a.

La voûte de Stikine est affectée par de grandes ondulations; elle est d'autant plus déformée que l'on se rapproche de la chaîne côtière située à une soixantaine de kilomètres à l'Ouest.

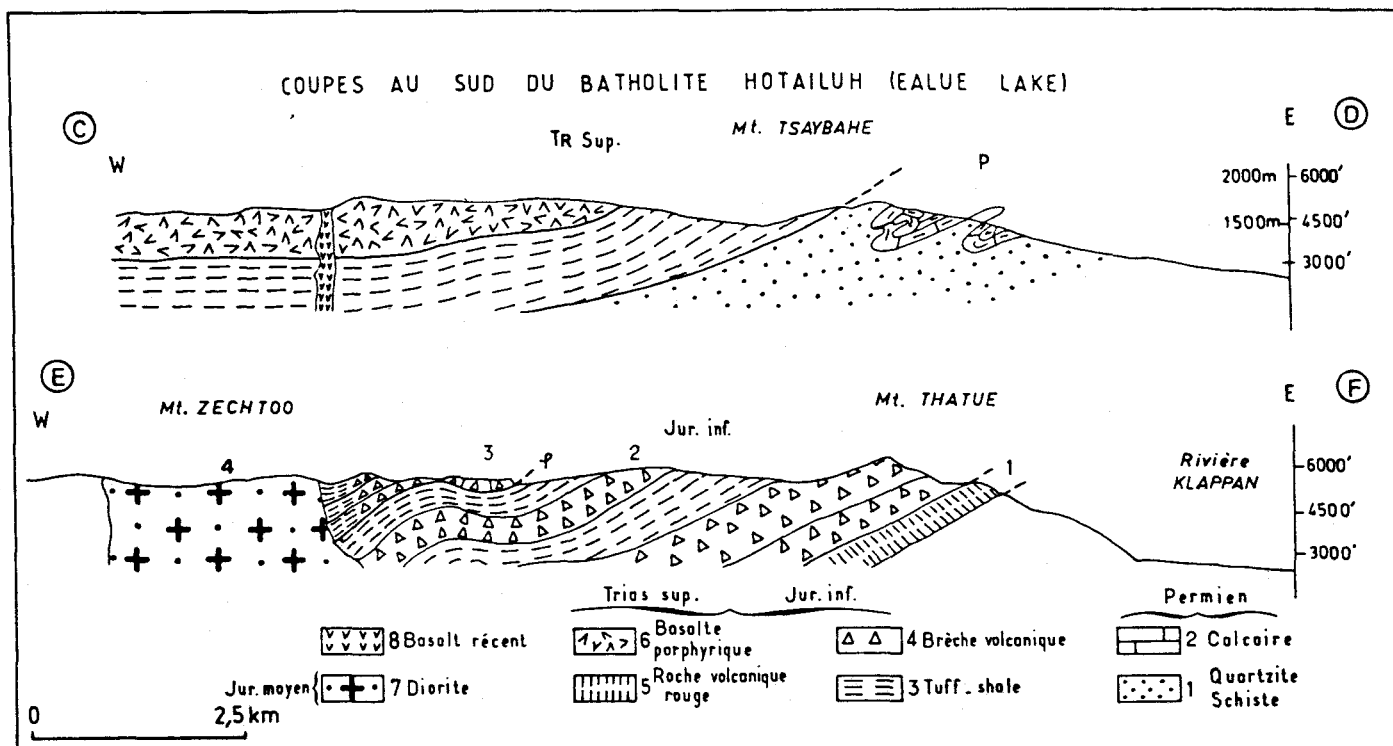


Fig. 91 - Coupes au Sud du batholite Hotailuh.

Fig. 91 - Cross sections South of Hotailuh batholith.

1. quartzites, schists ; 2. limestones ; 3. tuff shales ; 4. volcanic breccias ; 5. red porphyric volcanic rocks ; 6. porphyric basalts ; 7. diorite ; 8. recent basalts.

## 2. COUPE AU NORD DU BATHOLITE STIKINE (CARTE DE TOODOGGONNE).

Ce batholite, décrit par Anderson (1984), est comparable au batholite d'Hotailuh situé 125 km à l'Ouest. On y reconnaît des intrusions du Trias supérieur et du Jurassique. La marge du batholite, plus ancienne (222 ± 10 m.a.), est constituée de monzodiorites quartzitiques et de diorites à hornblende ; le coeur renferme des monzonites quartzitiques attribuées au Jurassique moyen par Anderson. Ces plutons traversent et métamorphisent l'encaissant permocarbonifère (Gabrielse, Dodds et Mansy, 1977).

Une coupe au travers de l'encaissant situé au Nord du batholite permet de distinguer plusieurs unités qui sont du NE au SW : (fig. 92).

- une première unité de schistes verts chloritisés, affectés par un clivage de type *strain-slip*, surmontés par d'anciennes coulées porphyroïdes vertes, altérées par de l'épidote et de la chlorite. Des porphyroblastes de feldspath et d'anciens clastes de roches volcaniques subsistent dans une matrice foliée. Le sommet de cette unité est constitué par des tuffs acides blancs et des cherts dont la foliation est transposée ;
- la deuxième unité renferme des schistes chloriteux, des tuffs violets et des coulées acides de type rhyolitiques, chargées en hématite ;
- la troisième unité affleure sur une falaise au Sud-Est de la coupe et est limitée à son pied par une faille; la base rhyolitique est recouverte de calcaires parfois dolomités ou silicifiés. Un âge viséen leur est attribué au vu des Conodontes (Thorstad, 1980). Au-dessus des carbonates, affleurent des tuffs et des schistes métamorphisés au contact de l'intrusion dioritique datée du Trias.

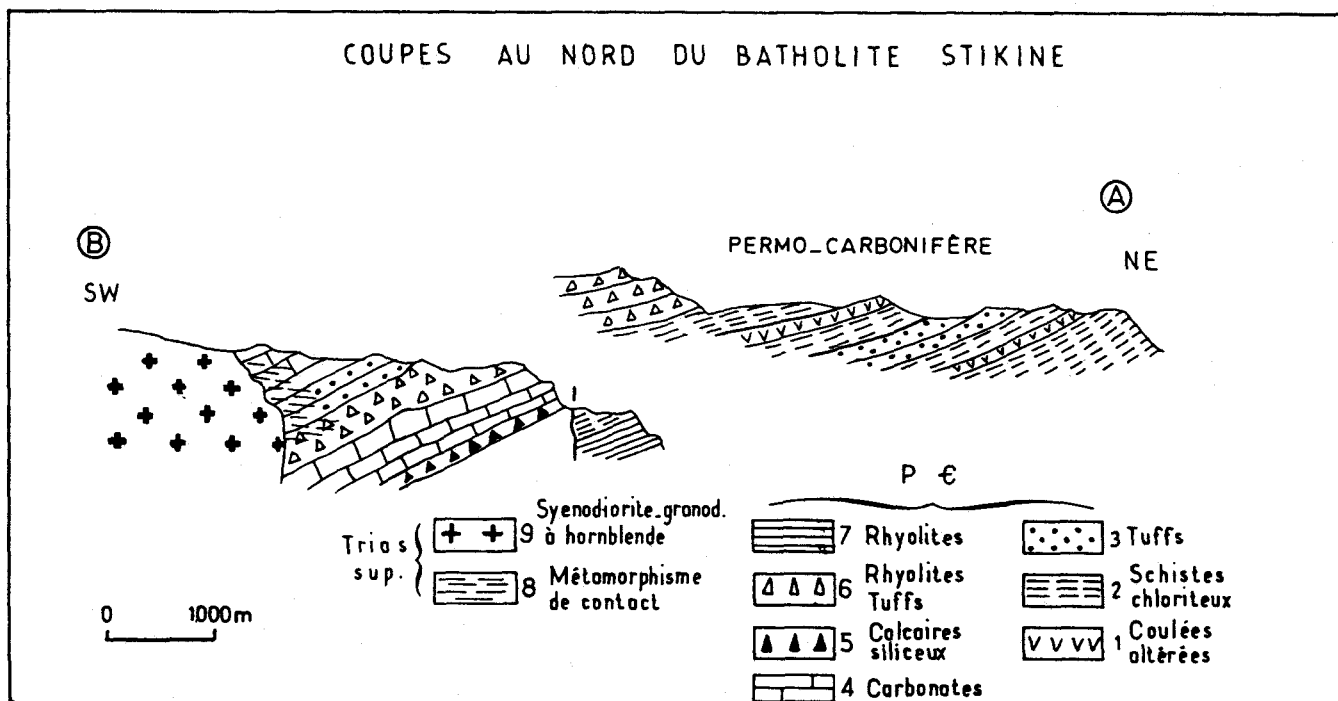


Fig. 92 - Coupes au Nord du batholite Stikine. (localisation sur la fig. 359)

Fig. 92 - Cross sections North of Stikine batholith. (localization fig. 359)

1. altered flows ; 2. chloritic schists ; 3. tuffs ; 4. limestones ; 5. siliceous limestones ;  
6. rhyolites, tuffs ; 7. rhyolites ; 8. contact metamorphism ; 9. syenodiorite, granodiorite.



Remarques.

La séquence la plus ancienne connue dans ce secteur du bloc de Stikine est d'âge viséen. On y distingue surtout des roches volcaniques acides.

Les structures, par leur style et l'orientation, sont identiques à celles décrites dans le Permien au Sud du batholite d'Hotailuh.

Deux phases de métamorphisme sont décelées, la foliation la plus pénétrative entoure de la hornblende précoce, des grenats sont postérieurs à cette foliation, elle-même déformée. Le premier métamorphisme est associé à une phase précoce de l'orogénèse tahltanienne. Le second métamorphisme est synchrone du métamorphisme de contact, il est marqué par le développement de biotite, de grenat et de staurotide.

### 3. LE SILLON DE QUESNEL : COUPES A L'OUEST DE LA CHAÎNE SWANNELL.

La Quesnellia est considérée par Monger (1981) comme l'équivalent méridional du bloc de Stikine, sa position à l'Est du Groupe de Cache Creek lui confère une "nature suspecte" (fig. 88). La base de la Quesnellia est constituée par le Groupe Harper Ranch qui affleure près de Kamloops. Il comprend des grès, des argilites, des roches volcaniques et des lentilles calcaires, datés du Dévonien supérieur au Trias. L'essentiel des lentilles calcaires situées à la base, a un âge mississippien (Crasquin, 1984). Au-dessus du Groupe Harper Ranch repose le Groupe Nicola lithologiquement et chronologiquement similaire au Groupe Takla du Trias supérieur.

Au Sud du 58°N, le bord oriental du bloc de Stikine est constitué par le Groupe Asitka et l'assemblage de Lay Range, du Paléozoïque supérieur, qui affleurent le long d'une étroite zone écaillée encore mal connue. Au-dessus, le Groupe Takla repose en discordance (?).

#### a. COUPE AU SUD DU PIC GIEGERICH. (fig. 93).

De l'Est vers l'Ouest, on reconnaît à l'Ouest de la chaîne Swannell :

- une première unité faillée, avec des tuffs verts chloritisés, des shales noirs, des cherts, des calcaires silicifiés et quelques coulées de basaltes vésiculaires. Quelques Coraux recristallisés, et des Conodontes permettent d'attribuer un âge pennsylvanien-permien ; (Monger, 1977).

- une deuxième unité, chevauchée par la précédente, renferme des tuffs et des basaltes porphyriques à augite. Plusieurs réseaux de diaclases l'affectent. La coupe se termine par une intrusion de granodiorite à hornblende d'âge jurassique.

#### b. COUPE DANS LA CHAÎNE DE WREDE. (fig. 93).

Cette coupe se situe à l'Ouest de celle relative aux faciès occidentaux du craton Nord-américain décrits dans la chaîne de Wrede. (fig. 16). On y distingue les deux unités observées près du Pic Giegerich :

1. - une unité de shales noirs très déformée est attribuée à l'assemblage de Lay Range d'âge permien.

2. - une unité de roches volcaniques bréchiques et porphyriques attribuée au Groupe Takla. Ces roches sont fracturées et traversées de filons d'épidote et de dépôts métallifères (cuivre, molybdène). Le sommet de l'unité est basaltique; il est traversé par le stock granitique du pic Fleet.

Remarques.

Le Groupe Takla possède une lithologie ubiquiste depuis le Yukon, jusqu'au Sud de la Cordillère. Le volcanisme est accompagné et suivi par des intrusions magmatiques, plus récentes vers l'Est du bloc de Stikine ;

- le Groupe Takla repose vraisemblablement en discordance sur le Permien (Monger, 1977).

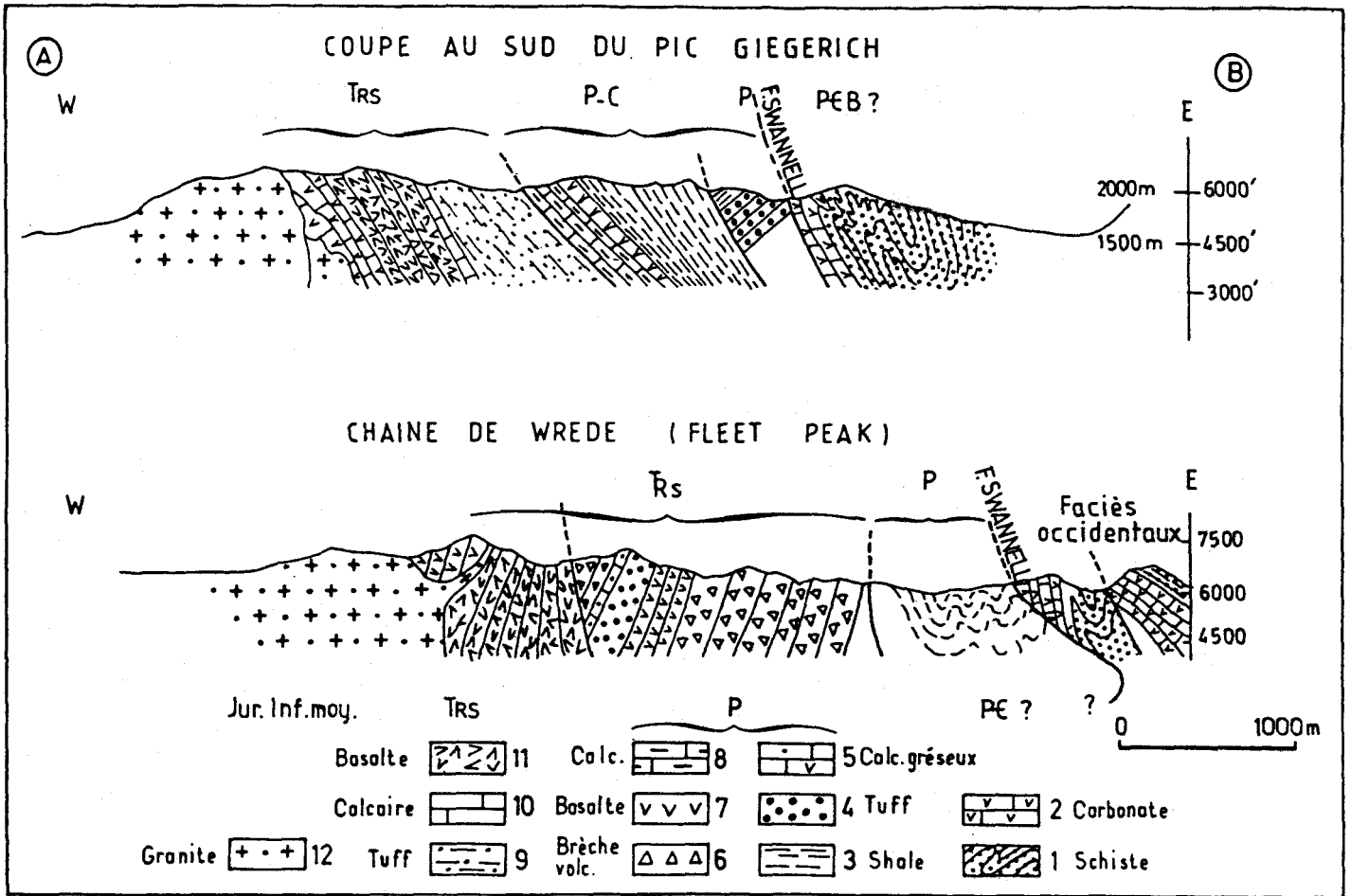


Fig. 93 - Coupes à l'Ouest de la chaîne Swannell.

Fig. 93 - Cross sections West of Swannell Range.

1. schist ; 2. carbonate rocks ; 3. shales ; 4. tuffs ; 5. sandy limestones ; 6. volcanic breccias ; 7. basalts ; 8. limestones ; 9. tuffs ; 10. limestones ; 11 basalts ; 12. granites.

### III. TRIAS-JURASSIQUE INFÉRIEUR DANS LE SILLON DE WHITEHORSE ET LE BLOC DE CACHE CREEK

#### A. GÉNÉRALITÉS.

Le bloc de Cache Creek, encore appelé *Hinterland belt*, est limité au Nord par les failles de Kutcho et Thibert, au Sud, par la faille King Salmon. On distingue dans ce bloc, le Groupe Cache Creek (Mississippien à Trias moyen) recouvert en discordance par les Formations Kutcho et Sinwa (Trias supérieur), puis par le Groupe Lagerge (Jurassique inférieur et moyen). Seul le Groupe Laberge détritique sera décrit dans ce mémoire; il a été défini par Wheeler (1961) dans la région de Whitehorse, et étendu au Sud par Souther (1971) qui distingue deux faciès : le faciès Takwahoni au Sud de la faille King Salmon, le faciès Inklin au Nord de celle-ci.

Monger (1980, 1984) montre que le socle des roches triasiques est différent lithologiquement et paléontologiquement, alors qu'au Trias supérieur une grande similitude apparaît en particulier entre le Sud de l'*Hinterland belt* et le bloc de Stikine, suggérant leur liaison. De plus, à l'Est de la carte de Dease Lake, Monger (1980) montre que le Groupe Laberge scelle l'*Hinterland belt* et le sillon de Whitehorse, minimisant le rôle de la faille Nahlin, de grande importance plus au Nord (Terry, 1977).

#### B. COUPES AU TRAVERS DU SILLON DE WHITEHORSE : LA FORMATION INKLIN.

Ces coupes ont été levées sur la carte de Cry Lake; elles traversent le sillon de Whitehorse dans son intégralité. La faille de Nahlin marque la limite méridionale du Groupe Cache Creek; la faille King Salmon marque la limite entre les Formations Inklin et Takwahoni. A cette limite faciologique, se superpose une limite structurale; les roches jurassiques situées dans l'*Hinterland belt* sont intensément clivées, celles du bloc de Stikine ne le sont pas. La Formation Inklin repose sur la Formation Sinwa carbonatée, attribuée au Norien par Souther (1971). (fig.94)

La base renferme des calcaires gris, des shales, des greywackes et des conglomérats intraformationnels. Les clastes décimétriques sont calcaires ou grauwaqueux, quelques débris de granite et de roches volcaniques pouvant provenir de la Formation Kutcho ont été observés. L'aplatissement et la réorientation des clastes est plus intense près de la faille King Salmon.

La partie supérieure de cette formation, d'abord pélito-calcaire, devient nettement turbiditique; des blocs métriques anguleux de calcaires gris vert ou d'argilite reposent dans une matrice greywackeuse. Ces blocs coupent à l'emporte pièce les shales sur lesquels ils reposent. Les slumps, les lits en convolutes, les stratifications granuloclassées sont fréquents dans la Formation Inklin.

L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 3000 mètres. Son âge n'est connu que par une Ammonite sinémurienne (Souther, 1971).

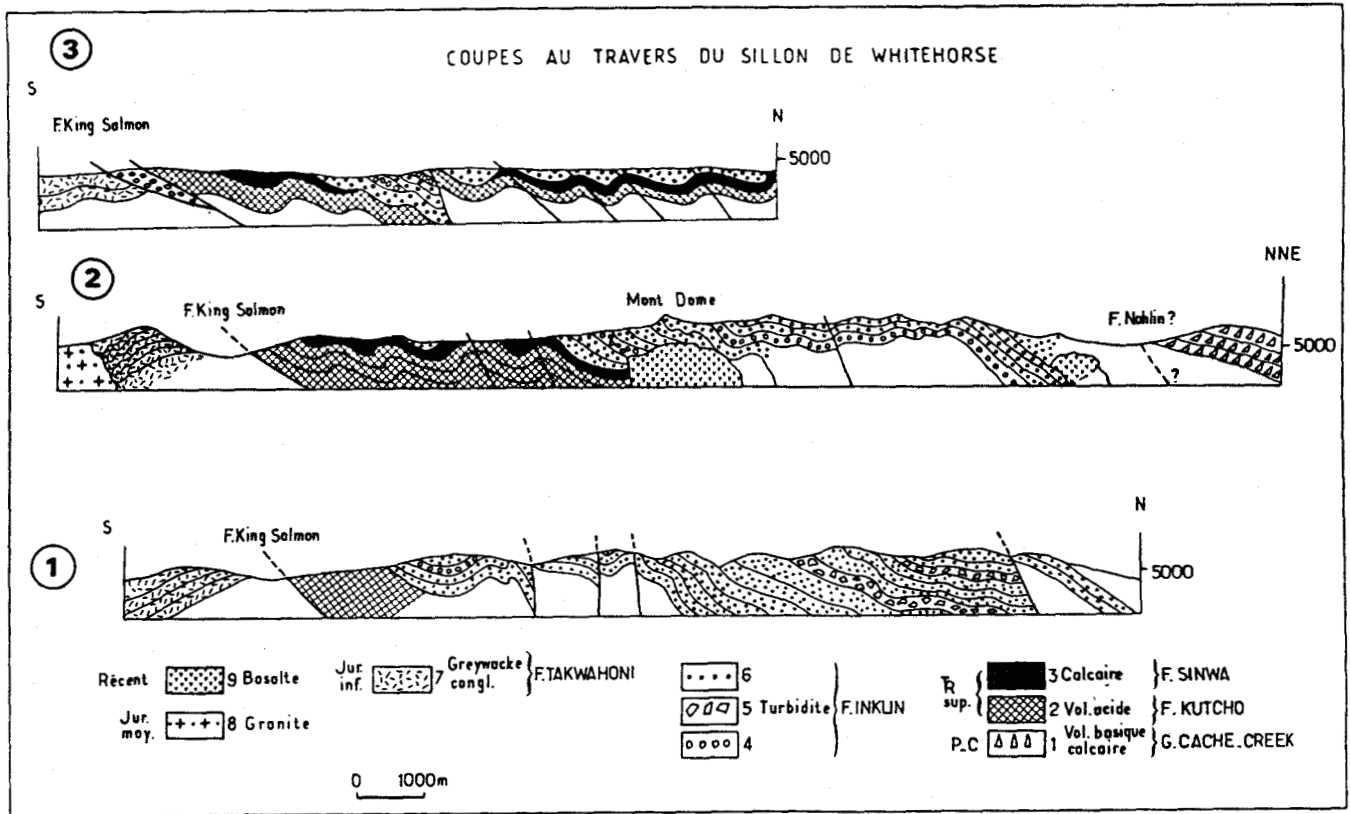


Fig. 94 - Coupes au travers du sillon de Whitehorse.

Fig. 94 - Cross sections through Whitehorse trough.

1. basic volcanic rocks, limestones ; 2. acid volcanic rocks ; 3. limestones ;  
 4,5,6. turbidites ; 7. greywacke, conglomerates ; 8. granites ; 9. basaltes.

Remarques.

L'essentiel des galets (calcaire, argilite, greywacke) a une origine autochtone.

La nature turbiditique semble plus nette lorsque l'on se rapproche de l'*Hinterland belt*.

La présence simultanée de galets de granite qui ne peuvent provenir que du bloc Stikine et de galets de la Formation Kutcho conforte l'idée de la liaison de ces blocs, issus du bloc Cache Creek, à partir du Trias supérieur.

La déformation pénétrative qui affecte la Formation Inklin est antérieure au chevauchement de King Salmon.

C. COUPE AU TRAVERS DU SILLON DE WHITEHORSE : LA FORMATION TAKWAHONI.

Elle est décrite par Souther (*ibid* 1971), au coeur du sillon de Whitehorse. Les roches sont caractérisées par des variations de faciès rapides, des petites discordances et une source proximale. Une coupe levée au Sud du Mont Dome (carte de Cry Lake) indique que la Formation Takwahoni est constituée, à la base de greywacke, de grès fins et de shales noirs riches en débris végétaux. La présence de stratifications entrecroisées, de ripples marks, de petits chenaux et de débris végétaux indique des dépôts peu profonds.

La base de cette formation est ici masquée; Souther y décrit, plus au Nord, des conglomérats constitués pour l'essentiel de clastes de granodiorite, de diorite quartzique et de roches volcaniques; les clastes de calcaire, de shale et de greywacke sont quasiment absents. Ces deux observations impliquent une série méridionale pour la Formation Takwahoni et un développement de la Formation Sinwa plus important dans la partie Nord du sillon de Whitehorse.

La Formation Takwahoni est caractérisée par une granulométrie plus fine et une alimentation différente de celle observée dans la Formation Inklin. Son épaisseur peut atteindre 3000 mètres; des fossiles du Pliensbachien, du Toarcien et du Bajocien y ont été déterminés (Souther, 1971).

#### D. CONCLUSION SUR LES BLOCS DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR AU JURASSIQUE INFÉRIEUR : LA SOUDURE DES BLOCS DE STIKINE ET DE CACHE CREEK.

Du Paléozoïque supérieur au Trias inférieur :

Le Nord du bloc de Stikine est recouvert par des épanchements volcaniques acides, des sédiments détritiques et par quelques passées carbonatées. L'orogénèse dite tahltanienne (Trias moyen) affecte ce secteur, elle s'y caractérise par des déformations synschisteuses, un léger métamorphisme et un magmatisme important (210 -220 m.a.).

L'*Hinterland belt* a un caractère océanique franc. Le Groupe Cache Creek renferme des radiolarites et des séries ophiolitiques typiques (Terry, 1977). La base de ce groupe est constituée par des cumulats de péridotites foliées, des niveaux de trondhjemite et des roches ultrabasiques. Le contact avec les niveaux surincombants est toujours faillé; Monger (1975, 1977) y décrit par ordre d'abondance, des cherts, des carbonates, des roches basiques et ultrabasiques, très déformés et métamorphisés dans le faciès schistes bleus (220 m.a.) au Nord, près de la faille Kutcho (Monger, 1969), plus au Sud près de la faille Pinchi (Paterson, 1977).

L'âge du Groupe Cache Creek s'étend du Tournaisien au Trias moyen; il affleure de façon discontinue du Nord de la Colombie Britannique jusqu'aux Etats Unis, où Roure (1984) décrit des séries lithologiquement et structuralement similaires dans les Blue Mountains et dans les Klamath.

Du Trias supérieur au Jurassique inférieur:

Le bloc de Stikine est caractérisé dans sa partie centrale (sillon d'Hazelton) par un volcanisme d'arc du Trias supérieur au Jurassique inférieur. Tipper et Richards (1976) montrent qu'il est alcalin au Trias, puis durant le Jurassique inférieur alcalin au NE et calco-alcalin au SE. Dans sa partie septentrionale, s'accumule le flysch jurassique du Groupe Laberge qui cache l'*Hinterland belt* et le bloc de Stikine. Au Sud, le bloc de Quesnel et la nappe d'Antler sont scellés par les dépôts volcanosédimentaires du Trias supérieur; le vaste domaine alors constitué est comparable au bloc américano-mexicain de Blanchet et al. (1980, 1983). Le bloc de Stikine entre en collision avec la marge américaine qu'il vient chevaucher à partir du Jurassique moyen. La chaîne d'Omineca se constitue, puis se démantèle; elle fournit la sédimentation à caractère molassique du bassin de Bowser.

#### IV. LES MOLASSES JURASSIQUES ET CRETACÉES DU BASSIN DE BOWSER

##### A. GÉNÉRALITÉS.

La sédimentation molassique a été étudiée par Eisbacher (1974, 1977) et par Tipper et Richards (1976). On distingue plusieurs étapes :

- du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, une sédimentation à la fois marine et semi-continentale (Groupe Bowser Lake et Skeena) reflète la déformation et le démantèlement du bloc de Cache Creek au Nord et la structuration de la chaîne d'Omineca à l'Est ;
- au Crétacé supérieur - Paléocène, une sédimentation continentale s'accumule dans des bassins intramontagneux (bassin de Sifton) ou dans des aires plus subsidentes (bassin de Sustut).

##### B. LA SÉDIMENTATION AU SUD DU BASSIN DE BOWSER.

La cartographie effectuée avec T. Richards (1974) près d'Hazelton (fig. 96) permet de distinguer les Groupes de Bowser et de Skeena (fig. 95).

Le Groupe de Bowser Lake contient à sa base des grès, des siltstones, des conglomérats ayant des clastes décimétriques de granite et de roches volcaniques.

Le sommet du Groupe de Bowser Lake possède une granulométrie plus fine ; les passées charbonneuses sont fréquentes. Des analyses palynologiques se sont révélées infructueuses, mais des plantes ont été déterminées. Paule Corsin a identifié *Cladophebis virginienensis*, *Cladophebis impressa*, cf. *Gleichenites*, cf. *Gingko*, *Ptilophyllum montanense*. Ces plantes caractérisent le Jurassique terminal - Crétacé basal. Les paléocourants étudiés dans ce secteur indiquent des directions du Sud vers le Nord (fig. 97). A l'Est du bassin, les paléocourants très nombreux ont une origine orientale; au Nord les clastes de cherts sont communs, ils proviennent de l'*Hinterland belt* soumise à une intense déformation. La destruction de la chaîne d'Omineca métamorphisée et granitisée se traduit par un important apport de muscovite datée de 154 et 166 m.a. (Pigage, 1977 ; Parrish, 1979). Le Groupe Skeena affleure au Sud du Bassin de Bowser, il est riche en quartz et en muscovite, ce qui le différencie du Groupe de Bowser Lake. Il est daté de l'Hauterivien (?) à l'Albien (Tipper et Richards, 1976).

##### C. LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE SIFTON.

Le Groupe Sifton apparaît dans des bassins de type "pull-apart" (Reading, 1980). Ces bassins, situés le long de grands chevauchements, sont petits par rapport à la dimension du décrochement. Ils s'installent préférentiellement soit dans une zone de changement de direction d'un décrochement, soit dans une zone relais de deux décrochements (Failles Kechika, Pelly et Fossé des Montagnes Rocheuses) (fig. 98).

Le Groupe Sifton qui se dépose dans ces bassins est gréseux et conglomératique. Dans la chaîne Cormier, les clastes de granite métriques proviennent du massif de Thudaka à peine consolidé. Les âges obtenus par K-Ar sur la muscovite des blocs granitiques sont de 107 et 97 m.a. (Wanless et al., 1974), l'âge du Groupe Sifton s'étend du Crétacé supérieur au Paléocène. P. Corsin a déterminé les plantes suivantes : *Metasequoia* sp., *Corylites forsteri*, *Platanus cf. raynoldsii*.

Le Groupe Sifton est traversé par des intrusions volcaniques et des dykes de lamprophyres orientés N-S et datés de 60 à 49 m.a. Ce sont les dernières manifestations connues dans ce secteur de la chaîne d'Omineca.

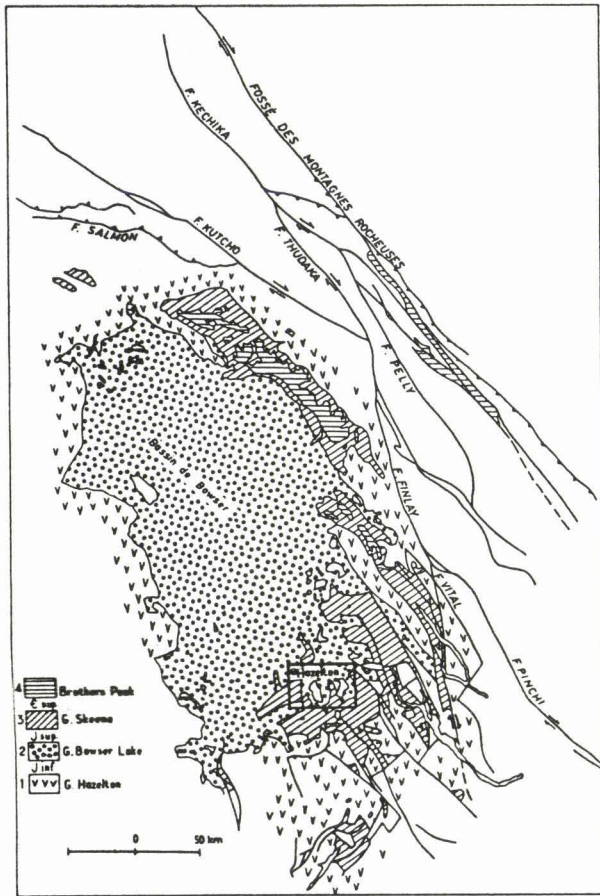


Fig. 95 - L'environnement du Bassin de Bowser.

Fig. 95 - Bowser basin situation.

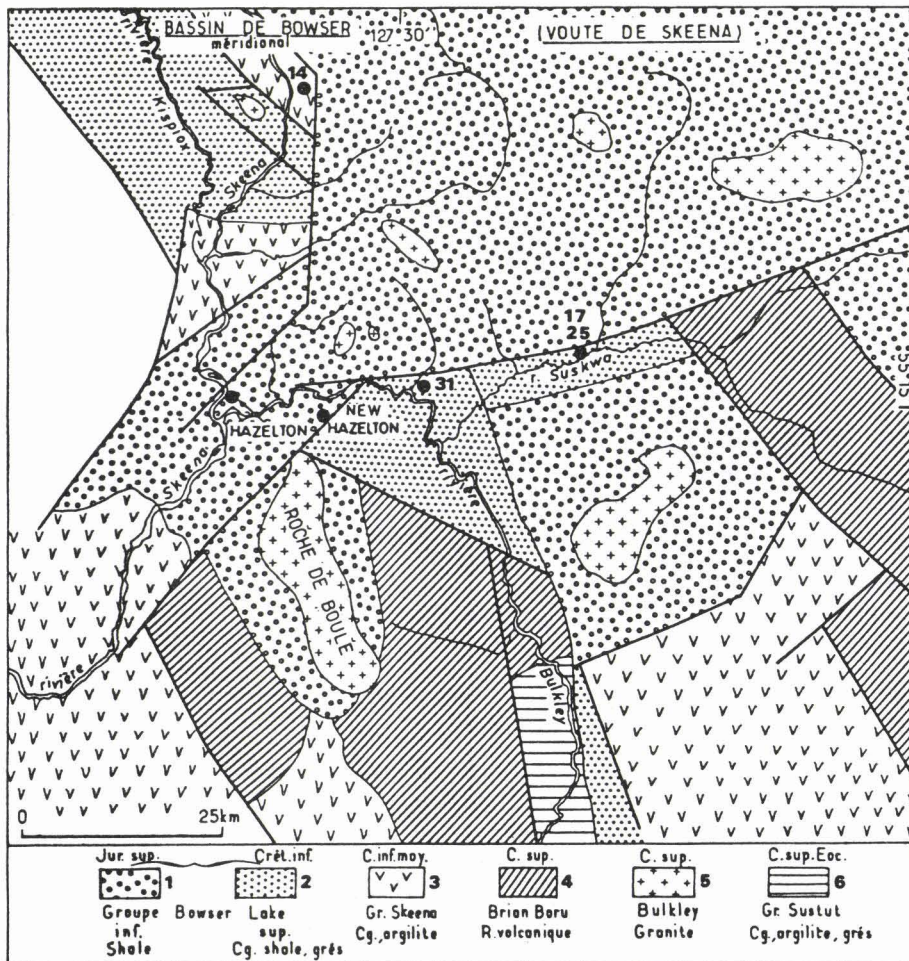


Fig. 96 - Détail au Sud du bassin de Bowser.

Fig. 96 - Detail south of Bowser basin.





V. LES FACIÈS DE TRANSITION

A. GÉNÉRALITÉS.

A l'Ouest de la plate-forme de Pelly Cassiar et de la nappe de Sylvester, affleure une série spécifique, assimilée à des faciès distaux du craton Nord-Américain (Mansy, 1980).

Au Yukon, Tempelman Kluit (1979) décrit des faciès de transition épais de 700 m et constitués par des siltstones, des shales et des quartzites graphiteux qu'il appelle faciès Nasina.

A l'Ouest des monts Cariboo, Struik (1982) différencie le Groupe Cariboo (décrit dans la première partie de ce mémoire) et le Groupe Snowshoe (fig. 99).

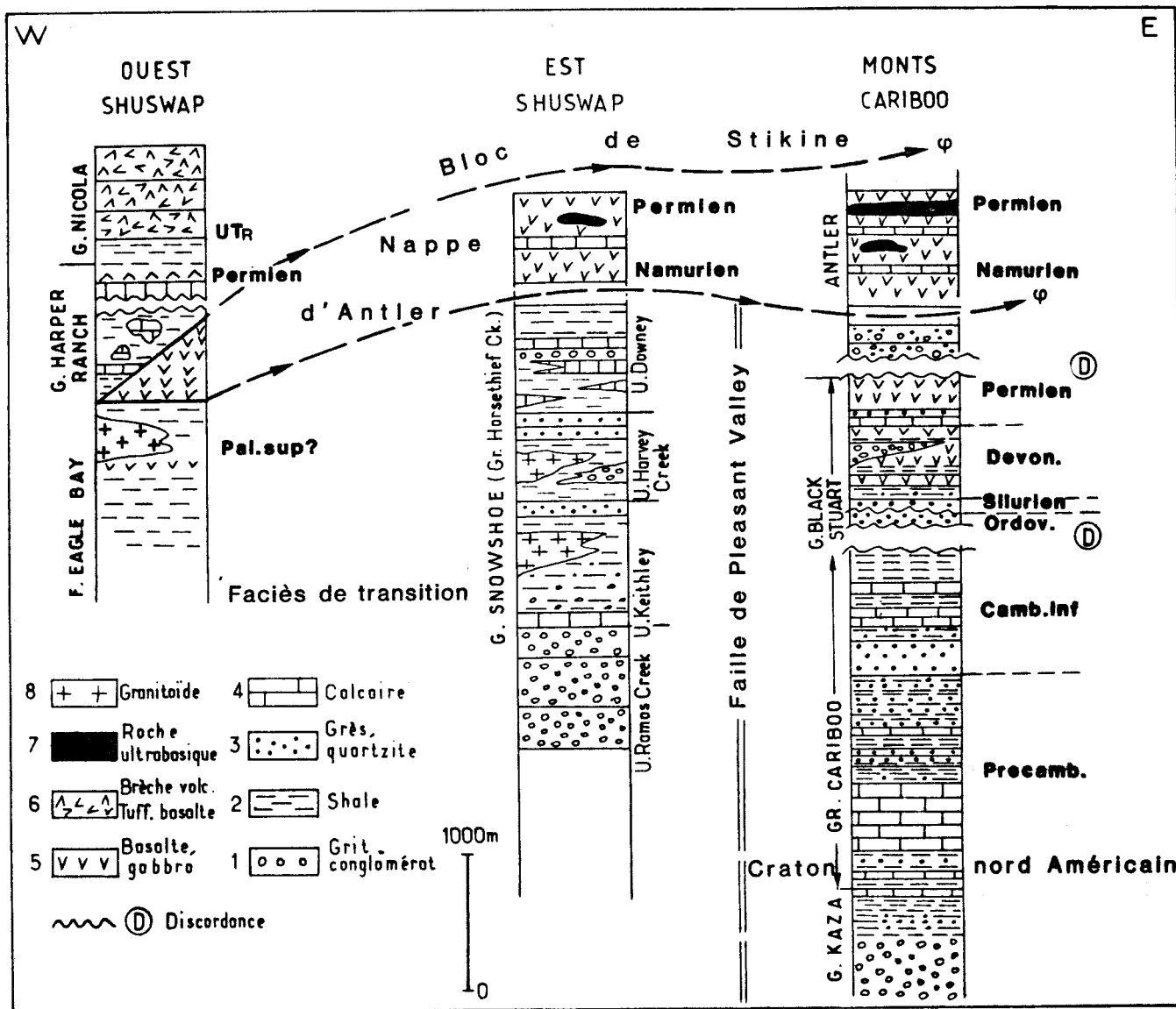


Fig. 99 - Les principaux Groupes, et les relations structurales entre les blocs au Sud de la Cordillère.

Fig. 99 - Major Groups, and structural relationships between the blocks in southern Cordillera.

1. grits, conglomerates ;
2. shales ;
3. sandstones, quartzites ;
4. limestones ;
5. basalts, gabbros ;
6. volcanic breccias, tuffs, basalts ;
7. ultrabasic rocks ;
8. granites.

Il distingue de bas en haut :

- l'unité de Ramos Creek riche en grits feldspathiques, épaisse de 300 m ;
- l'unité de Keithley à quartzites et schistes ;
- l'unité de Harvey Creek renferme des quartzites micacés gris foncé, des schistes, des quartzites et des calcaires micritiques noirs et un niveau de mica vert ;
- l'unité de Pine Creek conglomératique et l'unité de Goose Peak feldspathique sont épaisses de 200 m ;
- l'unité de Downey riche en grits et en pélite est caractérisée par la présence de marbre et de roches volcaniques pyroclastiques. Cette unité repose souvent directement sur l'unité de Harvey ;
- l'unité de Bralco est constituée de carbonates gris et blancs.

Le Groupe Snowshoe est traversé par des granites attribués au Paléozoïque supérieur (?).

A l'Ouest du Shuswap, Okulitch et Cameron (1976) décrivent des unités similaires regroupées sous le nom de Formation Eagle Bay. Elle est traversée par des intrusions de granites, aujourd'hui gneissifiées, datées de 372 m.a. (Okulitch et al., 1975).

Ces unités sont recouvertes par les nappes du Paléozoïque supérieur (Antler, Sylvester, Anvil); elles sont très déformées et métamorphisées.

## B. COUPES A L' OUEST DU BATHOLITE DE CASSIAR.

Les faciès de transition affleurent à l'Ouest du batholite de Cassiar; le contact avec le Groupe Sylvester n'a pas été observé mais, sur la carte de Mac Dame, Gabrielse (1963) montre que ces unités sont recouvertes sur leur bord oriental par la nappe de Sylvester

A l'Ouest, près de la rivière Four Mile, elles sont chevauchées par le bloc de Stikine (voir le chapitre tectonique). (fig. 360).

Trois unités affleurent au contact occidental du batholite (fig. 100). Du Nord au Sud on distingue :

- l'unité 1, constituée par des quartzites gris et des micaschistes à biotite et grenat. Une phase de pli isoclinale, à plan axial peu penté est reprise par des plis ouverts et droits ;
- l'unité 2, caractérisée par sa teinte noire; on y observe des passées de grits, des calcaires micritiques noirs, des quartzites et des shales noirs. Des calcaires marron et un calcaire gréseux riche en fuchsite épais de 5 m constituent le sommet de l'unité 2 (coupe n° 2) ;
- l'unité 3 renferme des tuffs gris clair, des schistes chloriteux verts, des calcaires gréseux marron, affectés par une première phase de plissement isoclinale, reprise par des plis droits synschisteux. Cette unité est attribuée au bloc Stikine.

Des corrélations peuvent être tentées; l'unité 1 correspondrait à l'unité Keithley de Struik, l'unité 2 à Harvey Creek (caractérisée par sa couleur noire et un niveau riche en fuchsite),

Aucun fossile n'a été trouvé dans ces unités; Struik assimile l'unité de Harvey Creek au Groupe Black Stuart et le "Groupe de Downey" au Carbonifère. On retrouve ces trois unités sous la forme de reliques, au coeur du batholite de Cassiar, elles sont fortement métamorphisées dans des conditions catazonales (sillimanite, feldspath potassique). (fig. 102).

Remarques.

Ces faciès de transition sont caractérisés par :

- une granulométrie assez fine dans l'unité 1 ;
- des calcaires, des quartzites, des shales et des microconglomérats de couleur foncée dans l'unité 2 ;

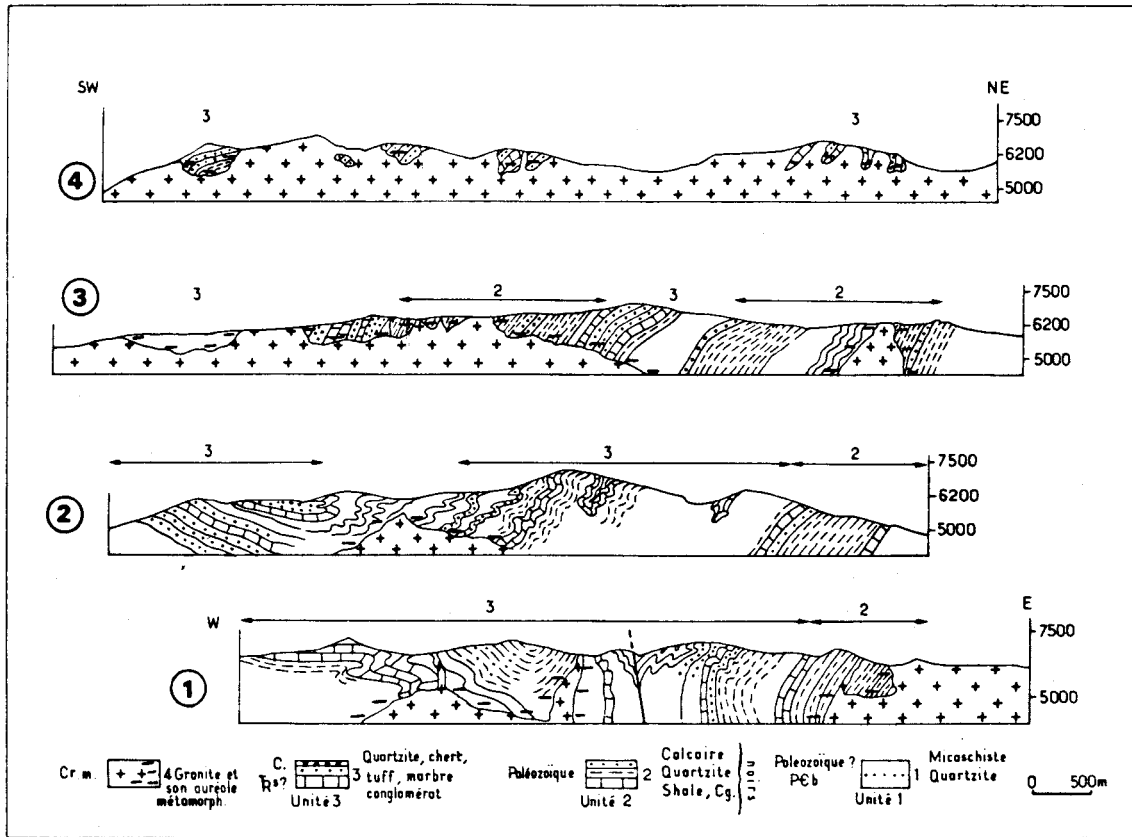


Fig. 102 - Coupes au travers des faciès de transition au coeur du batholite Cassiar.

Fig. 102 - Sections through transitional facies, in the middle of Cassiar batholith.

1. unit 1 : micaschists, quartzites ;
2. unit 2 : black limestones, black shales, conglomerates ;
3. unit 3 : quartzites, cherts, tuffs, marbles ; 4. granites.

Fig. 103 - Localisation des coupes de la figure 102.

Fig. 103 - Localization of cross-sections shown figure 102.





### C. CONCLUSIONS.

Les faciès de transition présentent des caractères structuraux spécifiques :

- une déformation qui transpose le litage originel ;
- un clivage tardif, pénétratif, à fort pendage ;
- ils sont affectés par un métamorphisme épi-à mésozonal ;
- ils sont recouverts soit par le bloc de Stikine, soit par les nappes du Paléozoïque supérieur ;
- ils sont traversés par des intrusions granitiques au Paléozoïque moyen et supérieur ;
- ils reposent sur un socle dont l'âge est voisin de 2000 m.a.

On peut suivre ces faciès depuis l'Alaska jusqu'aux USA, où on les trouve toujours dans la même position structurale. En Alaska, on peut y attribuer les terrains de l'unité Yukon Tanana traversés par des intrusions datées de 345 m.a. (Aleinikoff et al., 1981). Au Yukon, le complexe cristallin de Big Salmon traversé par des monzonites quartzitiques datés de 375 m.a. (Tempelman Kluit et al., 1980) peut être assimilé aux faciès de transition. Au Sud de la Cordillère, les Groupes Eagle Bay et Snowshoe sont traversés par des granites, datés de 449 m.a. et 372 m.a. (Okulitch et al., 1975). Au Nevada, les faciès de la "Beltia" décrits par Roure (1984), coïncés entre les chevauchements de Roberts Mountain et de Golconda sont équivalents sans qu'y soient connues des manifestations magmatiques.

Les "faciès occidentaux" dans la chaîne Swannell (p. 52 à 59) offrent des caractères lithologiques et structuraux tout à fait comparables à ceux rencontrés dans les faciès de transition. L'essentiel de la sédimentation est de nature détritique, avec un seul horizon calcaire qui renferme des Archéocyathes trouvés par Roots (1954) près de la rivière Osilinka (p. 59), cet horizon semble se poursuivre plus au Nord près de la rivière Wrede (Gabrielse, communication orale). Les faciès occidentaux constitueraient la base des faciès de transition, ils sont traversés par des intrusions granitiques d'âge paléozoïque inférieur qui affleurent au coeur de la chaîne Swannell (p. 53). La partie sommitale de cette zone pourrait affleurer dans les chaînons de Lay et de Nina creek (p. 221), chevauchés par le bloc de Stikine.

A l'Ouest des monts Cariboo, près de la ville de Quesnel (fig. 10b, p. 30), Struik (1984) décrit des calcaires cambriens qui semblent affleurer en fenêtre au milieu du bloc de Quesnel, qui impliquerait un chevauchement minimal de 30 km vers l'Est du bloc de Quesnel, appendice oriental du bloc Stikine

**QUATRIEME PARTIE**

**Analyse qualitative et quantitative  
des roches et des minéraux**

**PREMIER CHAPITRE**

**Les minéraux argileux**



## PREMIER CHAPITRE - LES MINERAUX ARGILEUX

### I. LES MINERAUX ARGILEUX

A. LES METHODES EMPLOYEES

B. LES RESULTATS

C. L'INTERPRETATION : DIAGENESE OU METAMORPHISME ?

## I. LES MINÉRAUX ARGILEUX

Les montagnes Omineca sont affectées par un métamorphisme plus ou moins élevé selon les secteurs. L'étude des minéraux argileux et leur évolution dans l'espace et dans le temps permet :

- d'établir une zonation au travers des secteurs peu touchés par le métamorphisme ;
- de tenter une reconstitution du paléoenvironnement à l'aide des niveaux argileux dans les secteurs les plus touchés ;
- de reconstituer l'histoire diagénétique.

Trois secteurs furent privilégiés au cours de cette étude, ils sont peu ou pas métamorphiques et se situent pour l'essentiel à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses.

### A. LES MÉTHODES EMPLOYÉES.

#### 1. LEUR BUT.

Les transformations des minéraux argileux ne sont pas distinguables optiquement, l'étude aux rayons X s'avère nécessaire. Elle fut entreprise qualitativement et quantitativement au laboratoire de minéralogie de Strasbourg dirigé alors par le Professeur G. Dunoyer de Segonzac, il y fut spécifiquement étudié la cristallinité de l'illite. Les premiers résultats indiquent le passage d'une zone à bonne cristallinité de l'illite vers une zone de moindre cristallinité non affectée par le métamorphisme ; dans celle-ci l'étude des minéraux argileux fut entreprise à l'Université de Lille dans le laboratoire du Professeur H. Chamley.

Les Formations Swannell, Tsaydiz et Espee renferment de la chlorite et parfois de la biotite, elles ont été exclues ; je me suis intéressé à la zone de transition qui prend des noms variés selon les auteurs : très faible métamorphisme, métagenèse, anchimétamorphisme.

Le caractère qui est apparu objectif et facilement discernable par les premiers auteurs intéressés par ce problème fut la mesure de la cristallinité de l'illite.

En effet au fur et à mesure de la diagenèse, on observe à la fois un changement de composition chimique mais aussi un changement de l'indice de cristallinité de l'illite. Ce dernier traduit la mise en oeuvre de processus variés :

- évacuation de l'eau interfolaire ;
- fixation du potassium entre les feuillets ;
- réarrangement des ions à l'intérieur des feuillets.

Il se concrétise par un "degré de cristallinité" défini par la largeur en millimètres du pic de l'illite à 10 Å, tel que Weaver (1961) l'a indiqué. En 1964, Kubler étudie l'évolution de l'illite en fonction de la profondeur à laquelle il l'a trouvée et il adopte la largeur du pic (001) mesurée à mi-hauteur comme indice de cristallinité. Cette technique apparaît plus sûre et les erreurs expérimentales diminuent avec l'accroissement du degré de cristallinité.

## 2. LES PROBLEMES INHERENTS AUX CONDITIONS DE MESURES.

L'intérêt de la mesure de la cristallinité de l'illite est sa répétitivité permettant ainsi les comparaisons. Il est rapidement apparu que les indices varient en fonction de l'appareillage utilisé, et que le même appareillage utilisé avec les mêmes techniques de préparation ne permettait pas toujours une reproduction parfaite. Elle s'est cependant avérée suffisante pour le type d'examen entrepris dans cette étude.

L'appareillage utilisé pour les diffractogrammes enregistrés à Strasbourg est décrit par Dunoyer de Segonzac (1969), celui utilisé à Lille est décrit par Holtzapfel (1981).

La cristallinité de l'illite dépend de plusieurs paramètres : la paléogéographie du milieu de dépôt, la lithologie de la roche - hôte, l'enfouissement et le degré du métamorphisme. Dunoyer de Segonzac (1969) constate qu'elle varie aussi avec la granulométrie et la porosité de la roche, et qu'elle augmente si les circulations de fluides sont facilitées. Pour éluder ce problème, l'essentiel des mesures a été effectué sur des calcaires et des argiles prélevés dans la Formation Stelkuz, les grès en ont été exclus. Quelques précautions supplémentaires doivent être prises en raison des propriétés intrinsèques de la roche, elles sont résumées par Dunoyer de Segonzac (1970) et reprises in Larsen et Chilingar (1983). On doit tenir compte de :

- l'importance de la fraction détritique micacée.

Car il n'y a pas de distinction entre les micas détritiques et les illites authigènes. Les niveaux hérités du bouclier métamorphique (chlorite, illite ...) ne sont pas distingués de ceux issus de la diagenèse profonde.

- L'effet de la composition chimique de la roche.

Les illites authigènes formées dans les roches poreuses telles que les grès ont une meilleure cristallinité que celles formées dans les shales. Inversement les illites issues de calcaires fins et de dolomies ont des cristallinités moindres que celles rencontrées dans les roches voisines. Il n'y a pas eu de mesures sur les grès, ce qui laisse espérer une plus grande cohérence.

- La présence de phyllosilicates riches en Na.

Il est possible qu'une relation existe entre la cristallinité de l'illite et la composition chimique de celle-ci. Esquevin (1969) montre que le rapport (002)/(001) permet en première approximation de distinguer les illites alumineuses et les illites magnésiennes. Il apporte une précision supplémentaire : la largeur du pic des illites alumineuses indique le degré d'évolution du sédiment, il semble moins net pour les illites magnésiennes. De plus Esquevin montre que pour une cristallinité croissante des illites, le rapport (002)/(001) décroît. Dunoyer de Segonzac et Heddebaut (1971) montrent que cette relation n'est pas évidente et Piqué (1979) montre que la substitution de l'aluminium croît avec le métamorphisme.

Le diagramme d'Esquevin (1969) est couramment utilisé malgré les réserves émises ci-dessus, d'autres sont venues se greffer. Les mesures effectuées au laboratoire de sédimentologie de Lille l'ont été au cours de périodes échelonnées sur plusieurs mois ; il est alors apparu une dérive du rapport (002)/(001), qui pouvait varier du quart de sa valeur sans qu'une explication simple ne soit apparue, par contre la valeur de la cristallinité de l'illite est restée relativement stable. Le diagramme d'Esquevin sera présenté ici sur deux figures pour lesquelles les mesures ont été effectuées sur un même appareil, en même temps, et sans dérive notable.

### 3. L'APPAREILLAGE UTILISE.

Comme on l'a vu précédemment un des inconvénients majeurs de la mesure de la cristallinité de l'illite réside dans le fait qu'elle dépend des conditions d'enregistrement. En particulier comme l'ont noté Weber et al. (1976) la vitesse de rotation de goniométrie, l'étalement du diffractogramme, les différents réglages (fentes ...) sont des paramètres importants qu'il convient de connaître avant toute comparaison.

Les études ont été effectuées avec un appareillage Philips :

- un générateur de haute tension stabilisée PW 1730 (tension 40 KV, intensité 25 mA) ;
- un diffractomètre à rayons X automatique PW 1390 et PW 1394, la vitesse de rotation est  $2^\circ, 2 / \text{Mm}$  ;
- filtres Ni ;
- un enregistreur PW 8203 et une table traçante S.E.F.R.A.M., T.G.M. 164 ;
- un changeur automatique d'échantillons PW 1170 ;
- fente de divergence  $1^\circ$ , fente de réception  $0,1^\circ$ , fente de dispersion  $1^\circ$ .

### B. LES RÉSULTATS.

#### 1. L'ILLITE. SA CRISTALLINITE.

Les mesures de cristallinité de l'illite sont reportées sur deux diagrammes selon la méthode d'Esquevin. Le rapport (002)/(001) ne sera utilisé qu'en valeur relative entre les différentes séries.

Le premier diagramme ne comprend que des mesures effectuées à l'Université de Strasbourg, avec un appareillage similaire, il sera donc immédiatement comparable.

La cristallinité de l'illite augmente en fonction de trois paramètres :

- en descendant dans le groupe Ingenika (les illites de la Formation Tsaydiz sont en règle générale mieux cristallisées que celles rencontrées dans la Formation Stelkuz) (fig. 104) ;
- les illites situées à l'Est de l'axe de l'antiforme des monts Finlay sont mieux cristallisées que celles provenant des mêmes formations situées à l'Ouest ;
- les illites provenant de l'Ouest des monts Swannell (faciès occidentaux) sont moins bien cristallisées.

Les valeurs de toutes les mesures se situent à la limite anchizone - épizone (0.35) ou franchement dans l'épizone.

Les secteurs les "plus métamorphisés" se rencontrent près du Fossé des Montagnes Rocheuses (61 E 73) et à l'Est des monts Swannell, ce qui est logique mais aussi, et cela est plus surprenant, les illites provenant du Groupe Kechika (Cambro-Ordovicien) situé dans les Montagnes Rocheuses (fig. 105) montrent une cristallinité de l'illite toujours élevée et voisine de 0.2. Ce qui indiquerait, soit un métamorphisme épizonal de ce secteur qui assurerait la continuité avec le métamorphisme mésozonal rencontré sur le bord oriental du fossé (chaîne Deserters), soit une arrivée importante d'illite issue du bouclier



Le nombre de mesures n'est pas assez important pour qu'il soit possible de trouver une zonation dans les secteurs étudiés. On peut remarquer que l'éloignement des masses granitiques et le passage à des couches plus récentes se traduit par une cristallinité plus médiocre.

Les mesures ont été effectuées en deux périodes distinctes, à l'Université de Lille ; elles se traduisent par deux concentrations sur le diagramme d'Esquevin. Il ne sera donc pas tenu compte de ce rapport qui ne semble pas répétitif.

## 2. LES MINÉRAUX ARGILEUX.

La variation qualitative et quantitative de ces minéraux est reportée sur les figures 106 à 109.

La présence en grande quantité de l'illite et de la chlorite bien cristallisées dans tous les échantillons, semble indiquer que les roches ont subi des conditions de température et de pression voisines de l'épizone. Cette constatation laissait peu d'espoir quant à la présence de minéraux argileux comme les interstratifiés ou la smectite, qui ont disparu dans ces conditions.

L'étude des fractions argileuses a été effectuée sur des pâtes orientées qui ont subi trois opérations différentes :

- un essai de gonflement à l'éthylène - glycol ;
- un chauffage ;
- un traitement à l'hydrazine (qui permet de différencier la kaolinite en présence de chlorite) (ces traitements peuvent modifier légèrement la cristallinité de l'illite).

### . L'illite.

Elle est présente dans quasiment tous les échantillons étudiés de la Formation Stelkuz et du groupe Kechika. Elle constitue généralement l'essentiel de la fraction argileuse, en moyenne de 50% à 80%.

### . La chlorite.

Elle apparaît en moins grande quantité que l'illite dans la plupart des échantillons sauf dans les lits "rouges et verts" de la Formation Stelkuz qui peuvent renfermer jusqu'à 100% de chlorite. Ces lits marqueurs affleurent sur toute la Cordillère Canadienne à la limite du Protérozoïque supérieur - Cambrien inférieur (Mansy, 1976 ; Chandler, 1980). Leur origine et leur importance sera discutée à la fin de ce chapitre.

### . La kaolinite.

Elle est présente dans deux échantillons, le premier (162A) est un shale vert du Groupe Kechika, il provient des Montagnes Rocheuses. Le second (19E) est issu des Montagnes Cassiar et il provient de la Formation Stelkuz.

La présence de la kaolinite peut s'interpréter de deux façons :

- elle persiste anormalement dans des conditions de métamorphisme, en particulier en présence de quartz libre ;
- elle est secondaire et tardive.

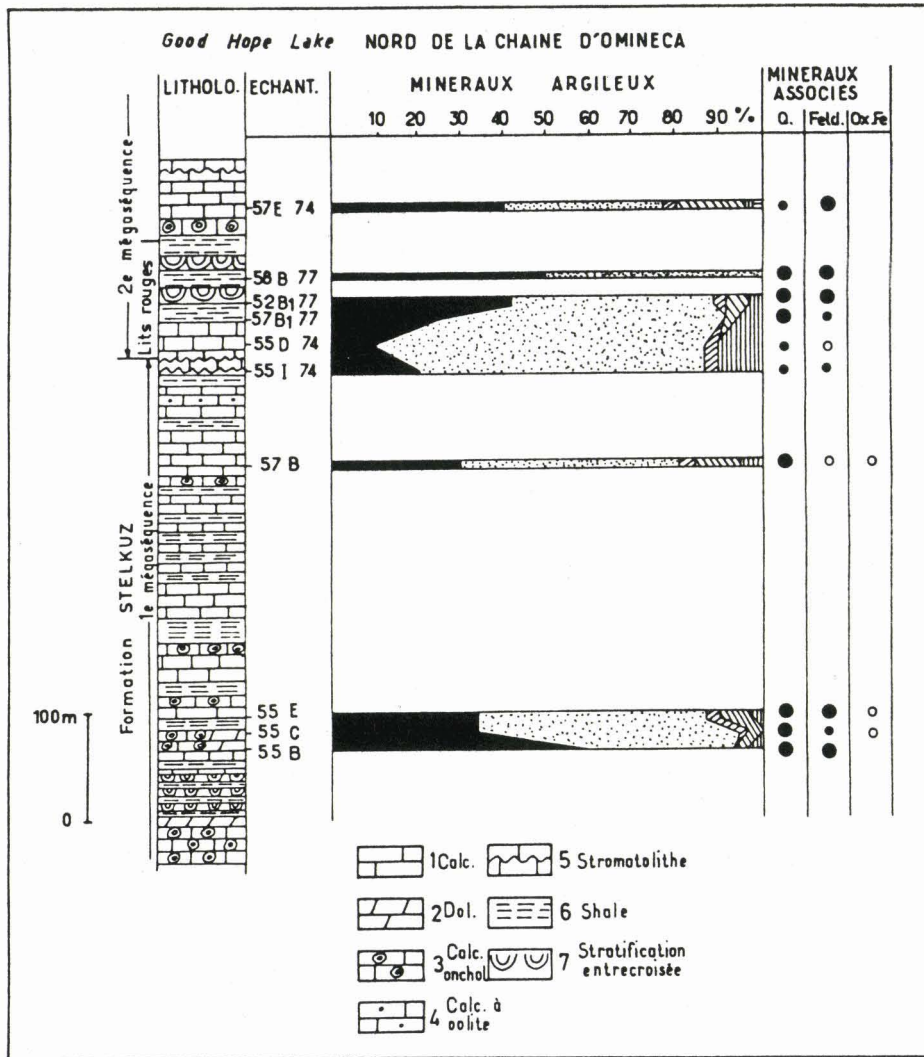


Fig. 106a - Minéralogie de la fraction argileuse dans la chaîne Cassiar, la légende est sur la figure 106b.

Fig. 106a - Mineralogy of the clay fraction Cassiar Mountains. See legend fig. 106b.

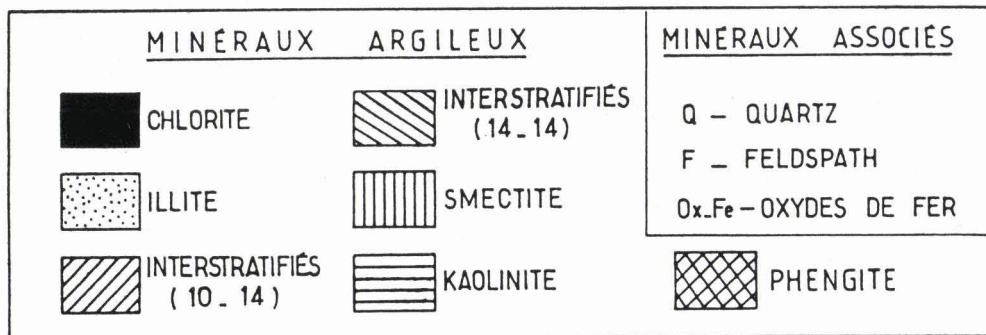


Fig. 106b - Légende des minéraux argileux pour les figures 106 à 109.

Fig. 106b - Symbols used for clay minerals on figures 106 to 109.

Fig. 107 - Minéralogie de la fraction argileuse dans la chaîne Kechika.

Fig. 107 - Mineralogy of the clay fraction in Kechika Range.

Fig. 108 - Minéralogie de la fraction argileuse dans les Montagnes Rocheuses.

Fig. 108 - Mineralogy of the clay fraction in Rocky Mountains.



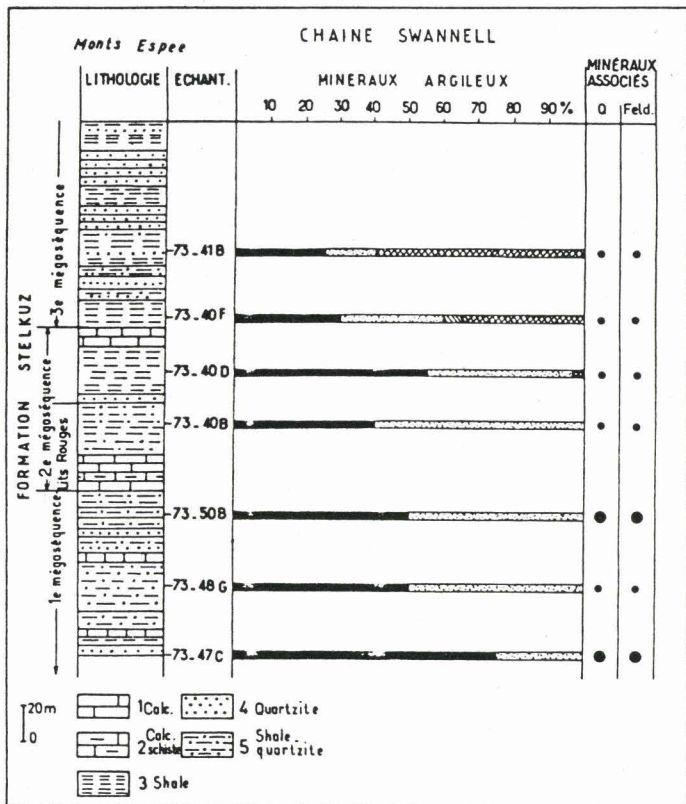
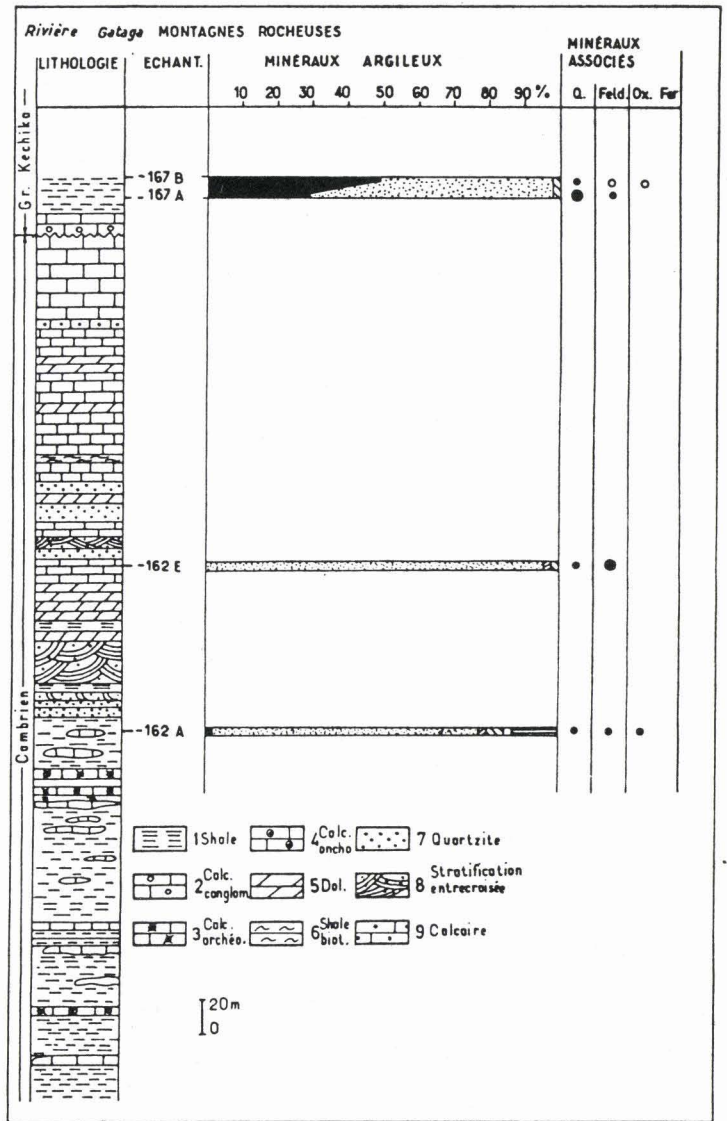
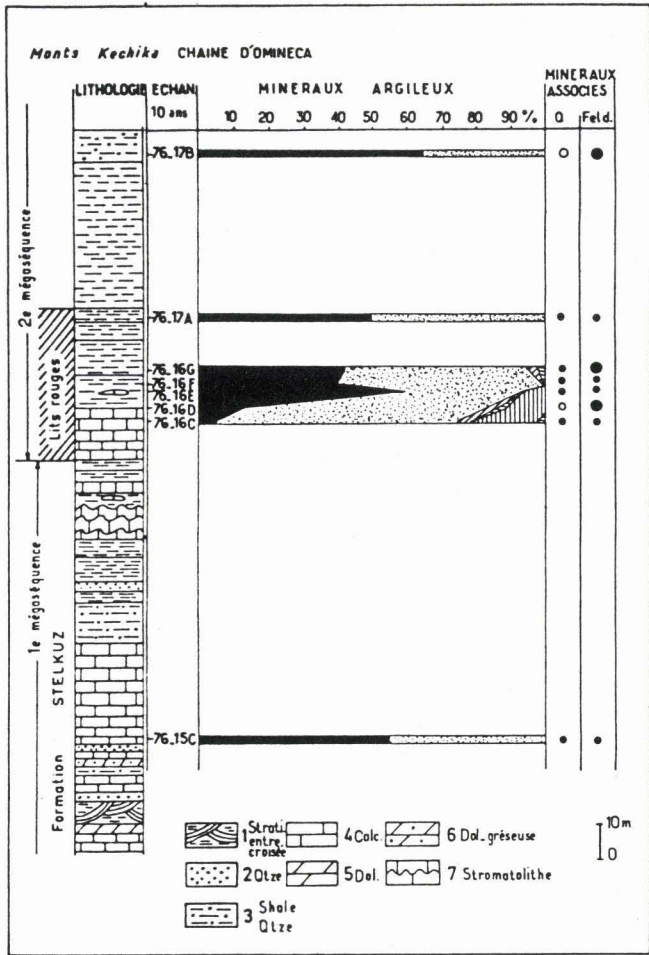


Fig. 109 - Minéralogie de la fraction argileuse dans la chaîne Swannell.

Fig. 109 - Mineralogy of the clay fraction in Swannell Ranges.



. La smectite.

Minéral rare, il est rencontré dans 17 échantillons, parfois en simples traces, et dans 11 échantillons, il constitue de 5 à 30% de la fraction argileuse.

La smectite est systématiquement présente dans les échantillons de la Formation Stelkuz issus de la région du lac Good Hope. Elle est souvent présente dans les échantillons de la Formation Stelkuz provenant des Montagnes Kechika (Ouest du F.M.R.).

Elle est toujours absente dans la Formation Stelkuz qui affleure dans les Monts Swannell.

Elle apparaît dans les monts Finlay.

Les mêmes niveaux lithologiques prélevés dans les "formations rouges" de la Formation Stelkuz montrent de la smectite dans certains secteurs et pas dans d'autres.

L'indice de cristallinité de ces smectites est élevé, il indiquerait une origine métamorphique et non pas sédimentaire.

Or la présence de smectite dans les roches métamorphiques est rare, voire exceptionnelle, elle répond à des caractères spécifiques (lithologie spécifique de l'environnement, ou encore un caractère hydrothermal du métamorphisme ...).

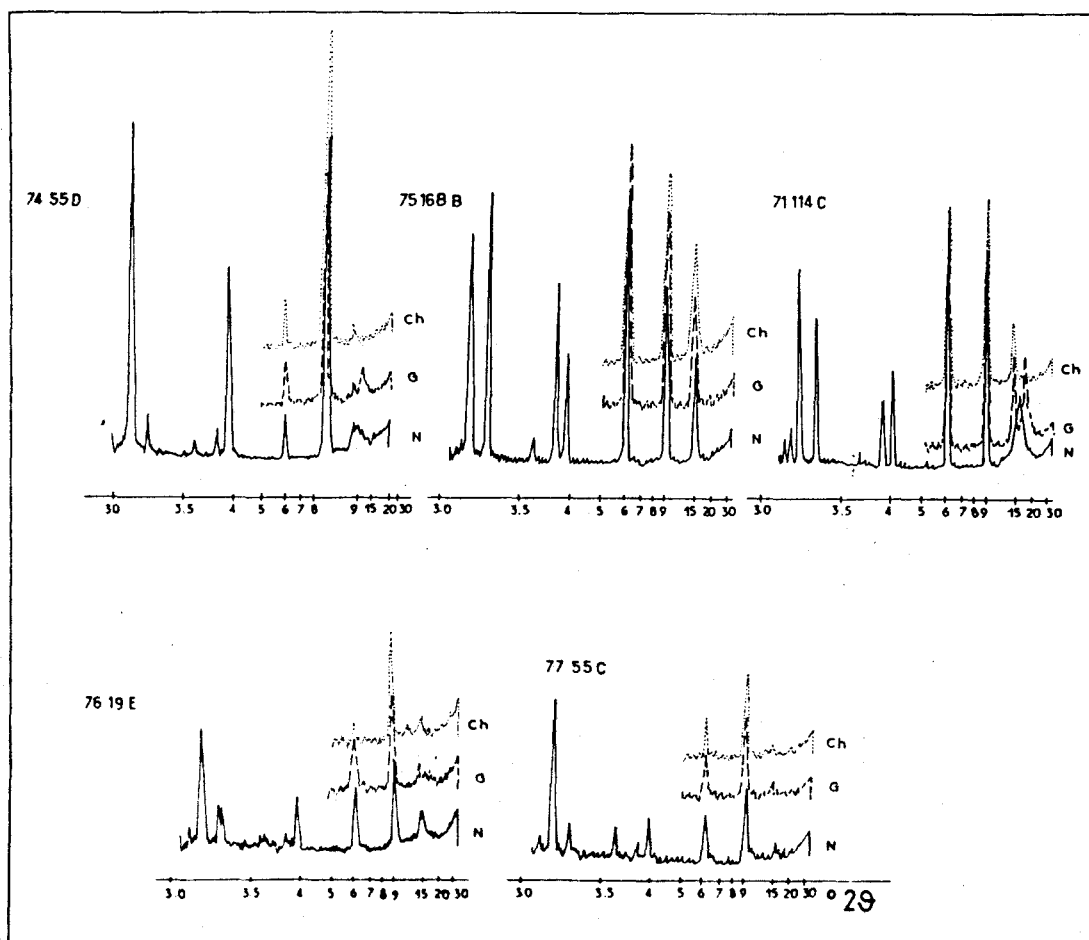


Fig. 110 Diagrammes de rayons X représentatifs (voir texte).

Fig. 110. Representative X-Ray diffractograms (see texte).

. Les minéraux interstratifiés (10-14<sub>v</sub>) illite-vermiculite et (10-14<sub>s</sub>) illite-smectite. Ces minéraux n'apparaissent qu'en trace dans les échantillons étudiés, les plus fréquents appartenant au groupe illite-smectite.

. Les minéraux interstratifiés (14<sub>c</sub>-14<sub>v</sub>) chlorite vermiculite, (14<sub>c</sub>-14<sub>s</sub>) chlorite-smectite. Le premier groupe atteint 5% dans deux échantillons, il est assez peu signalé dans la littérature. Cependant il a été décrit par Dunoyer de Segonzac (1969) et par Piqué (1979) dans des conditions métamorphiques voisines à celles rencontrées ici, pour disparaître lorsque le métamorphisme devient trop fort.

Le groupe (14<sub>c</sub>-14<sub>s</sub>) est plus fréquent; on le trouve en traces dans la moitié des échantillons analysés. Il est plus abondant et peut atteindre 15% dans les échantillons prélevés près du lac Good Hope.

. La phengite.

Elle apparaît dans les échantillons qui proviennent de l'Est des monts Swannell, dans les schistes verts typiques de la Formation Stelkuz (35 à 60% de la fraction argileuse). Elle apparaît aussi dans les calcschistes du Groupe Kechika (20% de la fraction argileuse).

## C. L'INTERPRÉTATION : DIAGENÈSE OU MÉTAMORPHISME ?

### 1. LES FAITS.

Les associations des minéraux argileux sont la conséquence de deux mécanismes opposés : l'héritage et l'évolution chimique et minéralogique qui constitue le passage de la diagenèse au métamorphisme. Cette évolution est fonction de la profondeur de l'enfouissement, de l'accroissement de la température et de la pression, mais aussi de la durée de l'enfouissement.

La smectite bien cristallisée apparaît dans les niveaux renfermant de l'illite qui présente un très bon indice de cristallinité (entre 0,1 et 0,2).

La phengite n'apparaît jamais en même temps que la smectite, elle se trouve dans les niveaux qui présentent un fort indice de cristallinité (entre 0,1 et 0,25).

Les indices de cristallinité mesurés à Strasbourg et à Lille sont caractéristiques de l'épizone (inférieur à 0,35 selon l'indice de Dunoyer de Segonzac).

La kaolinite est quasiment absente.

La chlorite est toujours présente.

### 2. L'ÉTAT DES CONNAISSANCES.

Le passage de la diagenèse au métamorphisme fait actuellement l'objet d'une littérature volumineuse. Une terminologie variée est apparue lors des trente dernières années, dans les littératures de langue allemande, anglaise, russe et française. Quelques points essentiels seront repris ici, car le secteur étudié se trouve pour une bonne partie à la frontière entre la diagenèse et le métamorphisme.

Dunoyer de Segonzac (1969) a résumé les idées sur la diagenèse et l'évolution de celles-ci.

### 3. L'EVOLUTION MINERALOGIQUE.

Les réactions qui se produisent dans les roches argileuses ont été décrites par Dunoyer de Segonzac (1970), Hoffman et Hower (1979), Kisch (1983).

On peut constater successivement :

- le remplacement de la smectite (potassique ?) par de l'illite et de la chlorite, après un passage graduel aux interstratifiés (illite, smectite).

La réaction classique qui s'opère lors de l'enfouissement est : smectite + feldspath potassique → illite + quartz ± chlorite. Il est capital de noter la relation négative qui existe entre le pourcentage de chlorite et d'illite par rapport à celui de la smectite. L'exemple le plus net se situe dans les monts Kechika avec les échantillons 16C à 17A (fig.107), on observe une diminution de la smectite au fur et à mesure que le pourcentage de chlorite augmente. La smectite origielle se transformerait et pourrait se substituer dans les conditions métamorphiques voisines de l'épizone ; les échantillons issus de cette région ont tous un indice de cristallinité inférieur à 0.3 qui les place dans l'épizone (fig.105). C'est vraisemblablement en raison de ces conditions spécifiques que la cristallinité de la smectite est bien affirmée.

La smectite (s.l.) n'avait jamais été décrite dans les roches métamorphiques, mais depuis quelques années, leur présence est constatée. Dunoyer de Segonzac et Abbas (1976) remarquent la présence de smectite en domaine briançonnais ; ils signalent dans cet article deux autres cas, l'un en U.R.S.S. (Yashkin, 1967), l'autre en Ecosse (Wilson et al., 1968). Enfin dans un contexte canadien similaire, Blaise (1983) observe dans des formations dolomitiques du Protérozoïque supérieur, une smectite magnésienne de type saponite associée à du talc, qui aurait persisté jusqu'à l'anchizone ou se serait formée secondairement.

La présence de cette smectite bien cristallisée (fig. 110) permet d'envisager différentes origines.

- elle représente un constituant originel et persiste dans l'anchizone en raison de conditions spécifiques qui développent un bon indice de cristallinité ;
- les minéraux observés (illite, chlorite, phengite) sont hérités, leur indice de cristallinité ne reflète que les conditions originelles et la smectite se forme au cours d'un processus diagénétique banal ;
- la smectite est secondaire (?).

Les caractéristiques de cristallinité des minéraux argileux et leurs associations ainsi que la bonne cristallinité de la smectite traduisent vraisemblablement un milieu anchizonal. C'est donc l'hypothèse d'une smectite qui persiste dans des conditions de températures élevées qui est retenue, corroborée par le passage progressif à la biotite qui apparaît dans la Formation Swannell, par une intensité de la formation croissante et par l'acquisition d'une nouvelle fabrique (schistosité de type strain slip).

Cette smectite est observée essentiellement dans un processus voisin de celui décrit par Dunoyer de Segonzac et Abbas (1976). Il faut admettre que le métamorphisme s'est développé dans un contexte de forte pression de vapeur d'eau, permettant aussi la perennité des minéraux hydroxylés. Il est donc tout à fait possible que la smectite ait une nature chimique spécifique et que seul ce type soit préservé dans des conditions nettement plus drastiques que celles de Perry et Hower (1970) ou Boles et Franks (1979) qui décrivent la disparition totale de la smectite entre 60°C et 100°C.

- La diagenèse de la littérature allemande.

On doit les travaux essentiels à Walther (1903), à Andrée (1909), puis à Harrassowitz (1927) qui introduit un terme nouveau qui sera utilisé dans cette thèse : l'anchimétamorphisme. Ce terme a été ainsi défini : "Dans des conditions de pression et de température qui se situent entre celles de la surface et celles du véritable métamorphisme, s'accomplissent des transformations dans la constitution minéralogique des roches qui les acheminent vers le métamorphisme. Je les nomme "anchimétamorphisme". Ce terme sera repris par Kubler (1964), il désignera les zones de passage qui ne renferment pas de zéolites.

Deux autres auteurs ont fait progresser la connaissance de la diagenèse : Correns, tout d'abord, qui précise les limites entre anchimétamorphisme, altération et diagenèse, Winkler ensuite, qui s'intéresse au très faible métamorphisme.

- Les auteurs de langue russe.

Ils introduisent une terminologie spécifique, ainsi Teodorovich (1961), Strakhov (1953-1958) utilisent un vocabulaire nouveau : protodiagenèse, mésodiagenèse, apodiagenèse, cata-genèse et métagenèse pour une transformation du sédiment de plus en plus élaboré. Les transformations post-diagénétiques surviennent dans les deux derniers stades, mais la multiplicité des termes et leurs limites floues font qu'ils sont rarement utilisés.

- Les auteurs de langue anglaise.

Aujourd'hui plus nombreuse et plus accessible, cette littérature domine largement à la fois par le vocabulaire et le nombre de publications. Il apparaît que la notion de diagenèse est apparue tardivement sous l'impulsion de Twenhofel (1926) puis développée par Krumbein (1942), Pettijohn (1957).

Le domaine qui nous préoccupe davantage au cours de cette étude concerne l'évolution du sédiment au travers de la diagenèse et de son passage au domaine métamorphique franc. L'étude des minéraux argileux constitue une approche particulièrement intéressante pour cerner ce passage.

Sans s'attarder sur les difficultés de langage apparues aux Etats Unis à propos du terme diagenèse, considéré par beaucoup "comme l'ensemble des transformations subies par un sédiment après son dépôt à l'exclusion des phénomènes de métamorphisme et d'altération superficielle" alors que ce terme devrait être réservé aux modifications postsédimentaires, il convient de revenir aux modifications subies par les roches sédimentaires au cours de ce processus. Elles sont résumées dans un volume récemment paru intitulé : "Diagenesis in sediments and sedimentary Rocks, 2" (1983) édité par Larsen et Chilingar. Il est particulièrement consacré à la minéralogie et à la pétrologie des roches clastiques au cours de leur enfouissement (Kisch, 1983).

Les critères retenus sont à la fois texturaux et minéralogiques; nous le verrons dans les paragraphes suivants, l'évolution de la texture et de la minéralogie peuvent se produire en totale indépendance. Ainsi, il est possible de suivre les transformations minéralogiques d'une roche jusque dans le domaine du faciès zéolitique, sans qu'une déformation ou une fabrique nouvelle n'apparaissent. Packam et Crook (1960) utilisent l'apparition d'une nouvelle fabrique pour limiter les domaines diagénétiques et métamorphiques.

Cette étude montre l'évolution simultanée de la fabrique avec l'apparition de quartz interstitiel, puis d'un ciment chloriteux qui confère une allure "en épines" à la roche, enfin le réarrangement se traduit par une schistosité.

#### 4. CONCLUSIONS.

L'étude des minéraux argileux a été entreprise pour tenter la reconstitution de paléo-environnements. La présence de smectite et de kaolinite ont laissé croire primitivement que le milieu n'avait subi qu'une diagenèse poussée indemne de tout métamorphisme. On observe cependant :

- l'association de minéraux argileux avec en particulier l'illite et la chlorite bien cristallisées ;
- une illite qui possède toujours un indice de cristallinité inférieur à 0.3, selon l'échelle de Dunoyer de Segonzac, ce qui la place au minimum dans l'anchizone ;
- la présence de phengite ;
- une déformation importante, la création d'une nouvelle fabrique, qui caractérise un milieu profond où régnaient des températures au moins supérieures à 200°C (avec un gradient géothermique banal).

Il faudrait donc reconsidérer le domaine de stabilité de certaines smectites et envisager que certaines d'entre elles peuvent apparaître ou persister dans un milieu anchizone à épizone. La Formation Stelkuz se situe dans ce contexte épimétamorphique, il en est de même pour les roches du Groupe Kechika provenant des Montagnes Rocheuses.

L'observation d'une corrélation négative entre le pourcentage de chlorite à illite et celui de la smectite, confirme la transformation partielle de celle-ci, dans des conditions thermiques plus élevées que celles décrites habituellement.

## DEUXIEME CHAPITRE

Analyse des roches et des minéraux métamorphiques



I. ANALYSE DES ROCHES

A. GENERALITES

B. LES RESULTATS

II. ANALYSE DES MINERAUX

A. LES ANALYSES

B. LES RELATIONS CHIMIQUES ENTRE LES MINERAUX

## I. ANALYSE DES ROCHES.

### A. GÉNÉRALITÉS.

#### 1. LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES.

Les prélèvements d'échantillons en vue d'une analyse à la microsonde proviennent de cinq ensembles différents, deux d'entre eux font l'objet de plus de détails : la chaîne Swannell et la chaîne Sifton, les trois autres ensembles, les chaînes de Wolverine, de Deserters et de Cassiar n'étant que des références ponctuelles. Sur la figure 111 ont été reportés les numéros d'échantillons et parfois pour les différencier l'année de prélèvement.

- Dans la chaîne Swannell, tous les échantillons sont situés entre l'isograde du grenat almandin et celui du disthène, avec plus ou moins de la staurotide (96A - 16A).
- Dans la chaîne Sifton tous les échantillons proviennent au moins de la zone à grenat almandin (faciès amphibolite), souvent de la zone à grenat, staurotide et disthène, et parfois de la zone à sillimanite (31-76, 68B76).
- Dans la chaîne de Wolverine et de Deserters, grenat, staurotide et disthène sont fréquents, on y retrouve une zonation similaire à celle rencontrée dans la chaîne Sifton.
- Dans la chaîne Cassiar, des échantillons ont été prélevés dans des panneaux reliques de plusieurs km<sup>2</sup> situés dans le batholite de Cassiar; on y relève des paragenèses à grenat, cordiérite, sillimanite et spinelle.

#### 2. LES METHODES D'ETUDES ET LEUR BUT.

. Les analyses chimiques globales.

Elles ont été effectuées au C.R.P.G. de Nancy, et au laboratoire de la Commission géologique du Canada à Ottawa. L'origine de ces analyses sera indiquée sur les tableaux qui les présenteront.

Les calculs de norme ont été effectués par l'auteur à l'Université de Louvain La Neuve (Belgique), avec l'aide du programme établi par Kummert *et al.* (1970), adapté et modifié par Urbani en 1971, pour l'utilisation sur I.B.M. 360/65, puis modifié par Blackburn en 1973.

. Les analyses à la microsonde.

Deux types d'études ont été effectuées : des profils dans divers minéraux (staurotide, micas, disthène, et surtout grenats) pour étudier leur homogénéité et faire apparaître les diverses substitutions (Fe-Mg, Mn-Ca), et des analyses ponctuelles qui permettent de connaître la constitution exacte des minéraux. L'ensemble de ces analyses a été effectué à l'aide de la microsonde ARL, puis de la CAMEBAX de Louvain La Neuve entre 1977 et 1981. Les analyses et les profils ont été effectués par Jacques Wautier, Willy Lecoq et l'auteur.

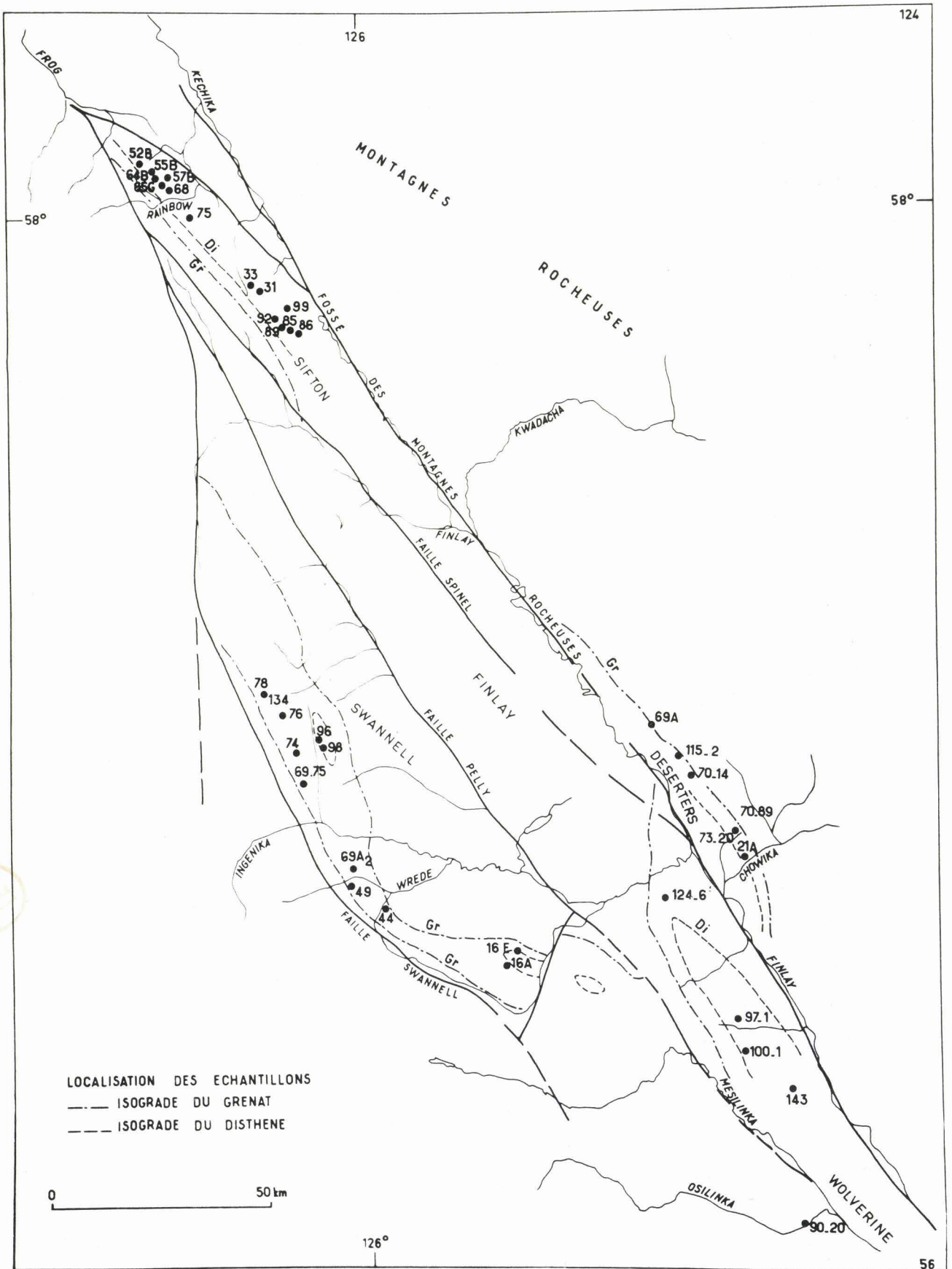


Fig. 111 - Localisation des échantillons.

Fig. 111 - Localization of the samples.

### 3. LES ASSOCIATIONS MINÉRALES ET LES DIAGRAMMES DE PHASES.

L'essentiel des roches rencontrées est de composition pélitique et psammo-pélitique ; on peut les représenter graphiquement sur un diagramme AFM de Thompson (1957). En effet, la muscovite est ubiquiste dans la plupart des échantillons analysés, on utilisera la projection AFM, à partir de la muscovite. Les associations minérales reportées sur ces diagrammes permettent de présenter les principaux constituants relevés dans les roches pélitiques.

Quelques roches contiennent de la paragonite,  $\text{Na}_2\text{O}$  prend alors deux expressions : l'albite et la paragonite. En 1960, Laduron et Martin introduisent un nouveau paramètre pour tenir compte de la présence de cette dernière.

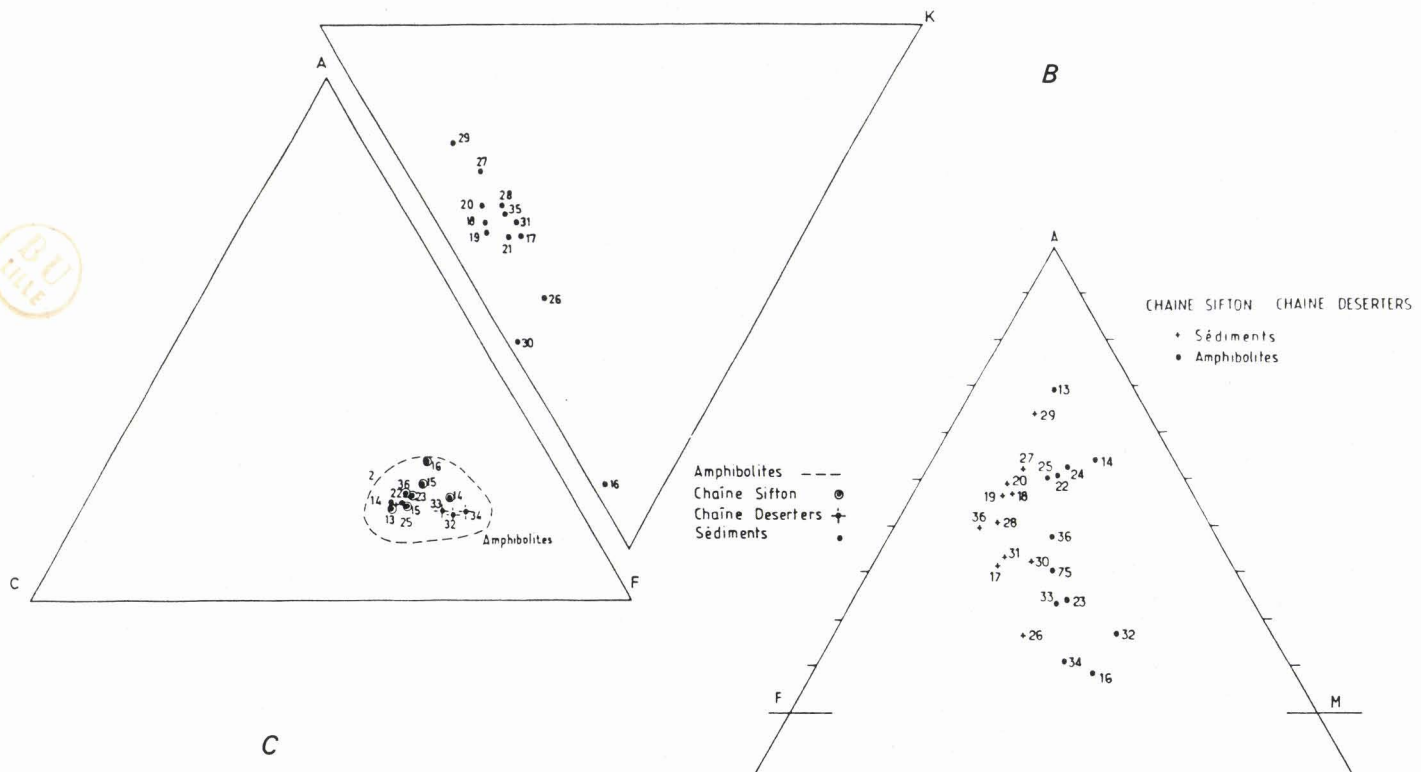
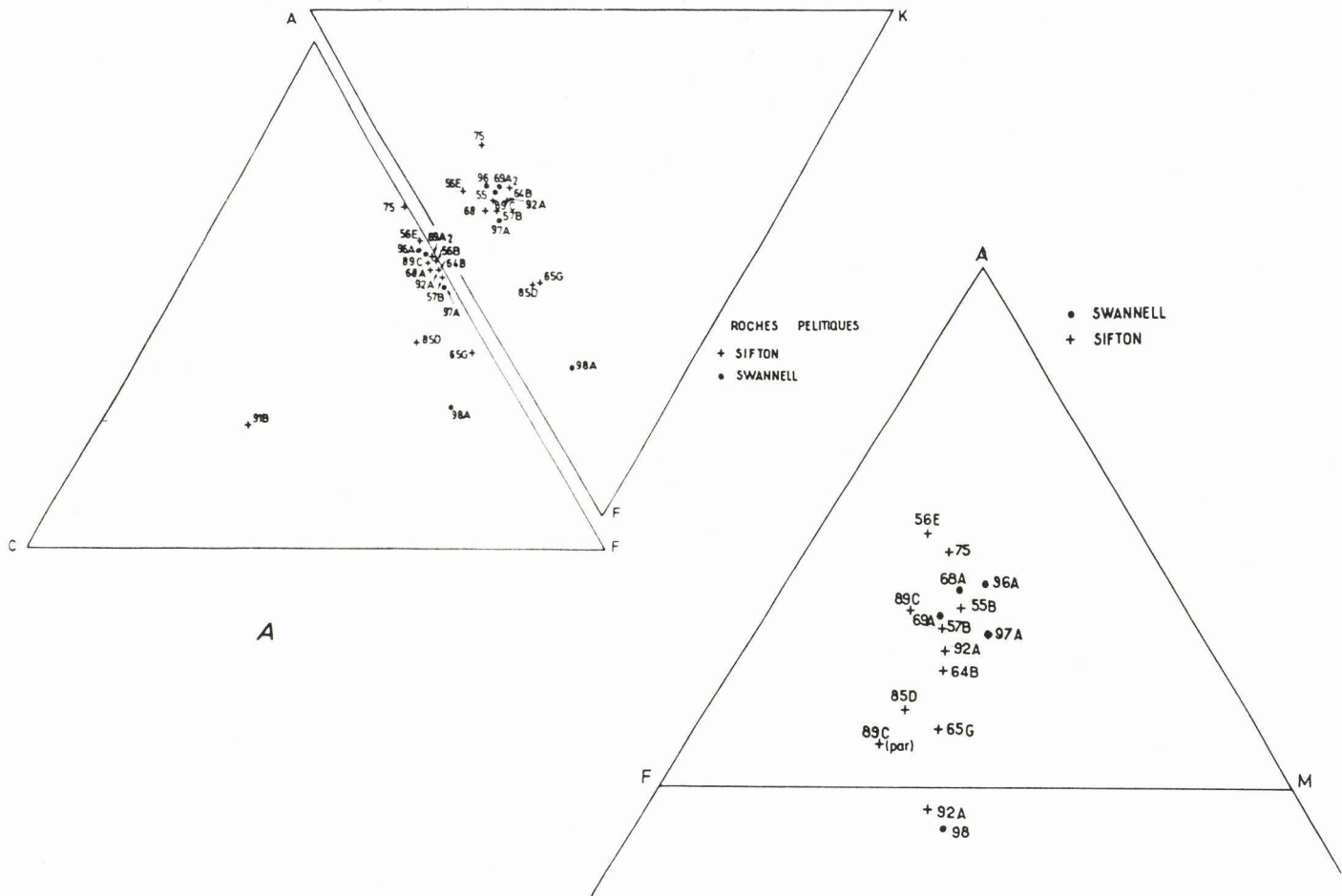
$$A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O} - 3\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O} - 3\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}^1 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2}$$

Pour les roches prélevées dans les chaînes Swannell et Sifton, la mésonorme ou l'épinorme sera présentée, malgré son imperfection, elle permet de mieux saisir certains points en particulier l'abondance des micas.

Les diagrammes ACF et A'KF sont complémentaires des précédents, ils seront employés pour les roches riches en Ca. Tous les diagrammes ACF, A'KF et AFM sont regroupés sur la figure 112.

| Echantillons de la chaîne Swannell |            | Echantillons de la chaîne Sifton |            |
|------------------------------------|------------|----------------------------------|------------|
| N° Echantillon                     | N° analyse | N° échantillon                   | N° analyse |
| 16E 75                             |            | 57B 76                           | 607        |
| 16A 75                             | 543        | 55B 76                           | 653        |
| 69A <sub>2</sub> 73                | 544        | 65G 76                           | 654        |
| 69A 75                             | 545        | 68A 76                           | 655        |
| 96A 75                             | 546        | 75 - 76                          | 656        |
| 96A 76                             | 603        | 89C 76                           | 608        |
| 97A 75                             | 604        | 64B 76                           | 721        |
| 44B <sub>2</sub> 75                | 794        | 85B 76                           | 722        |
| 98A 75                             | 605        | 91B 76                           | 723        |
| 76B 75                             |            | 92A 76                           | 724        |
| 134 76                             |            | 56E 76                           | 725        |
| 44B <sub>3</sub> 75                |            | 86C 76                           | 791        |
| 78B 75                             |            | 89D 76                           | 793        |
| 74B <sub>2</sub> 75                |            | 52B 76                           | 826        |
| 49A 75                             | 792        | 31 - 76                          |            |
|                                    |            | 33D 76                           |            |
|                                    |            | 96 <sub>2</sub> 79               | 820        |

Les roches provenant des chaînes Wolverine et Deserters portent leur numéro d'échantillon





#### 4. PRESENTATION DES DIFFERENTES ANALYSES.

##### - Les analyses brutes.

Les analyses brutes présentées sur les différents tableaux proviennent de la Commission Géologique du Canada et du C.R.P.G., pour ces derniers des corrections ont été effectuées pour le calcul de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Le fer ferreux a été dosé par voie chimique au C.R.P.G., la correction pour obtenir le fer ferrique s'établit comme suit :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (fer ferrique) :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total x 1.1113 FeO (fer ferreux).

La disposition habituelle des résultats analytiques bruts est présentée sur différents tableaux, les valeurs de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et de FeO sont mises entre crochets pour montrer qu'elles sont exclues du total.

Certaines roches riches en CaO ont été dosées pour le  $\text{CO}_2$ , et corrigées en conséquence. Enfin toutes les analyses de laves ont été recalculées en fonction de leur perte au feu.

##### - Les paramètres de Niggli.

Ils ont été calculés selon les méthodes classiques (Niggli, 1924), et sont présentés sur des diagrammes où figurent les différents oxydes en fonction de la silice.

##### - La minéralogie normative.

Elle a été calculée, à la fois pour les laves pour lesquelles la norme C.I.P.W. a été calculée mais aussi pour les sédiments pour lesquels l'épinorme ou la mésonorme a été calculée.

##### - L'indice de différenciation de Thornton et Tuttle (Th sur les tableaux).

Cet indice est calculé à partir des minéraux normatifs (  $\text{Di} = \text{Q} + \text{Ne} + \text{Lc} + \text{Ab} + \text{Or}$  ). Cet indice est intéressant car il est peu sensible aux altérations.

##### - L'indice de Chinner (Ch.).

Il correspond au rapport d'oxydation 
$$\frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3}{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \times 100$$

##### - La teneur en anorthite (An) est indiquée sur les différents tableaux.

Elle est calculée à partir de la norme C.I.P.W.



## B. LES RÉSULTATS.

### 1. ETUDE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES ROCHES TYPES ISSUES DES FORMATIONS SITUÉES DANS LA CHAÎNE SWANNELL ET LA CHAÎNE SIFTON.

Comme nous l'avons vu, cette chaîne renferme essentiellement les Formations Swannell et Tsaydiz, considérées comme étant les formations les plus anciennes du Groupe Ingenika, qui sont constituées de grès, de quartzites, de grès feldspathiques parfois grossiers (grits), de phyllites et de rares récurrences calcaires (Mansy (1975), Mansy et Gabrielse (1978)). Ces formations souvent très monotones sont affectées par un métamorphisme de type barrovien; les isogradés de la chlorite, de la biotite, du grenat almandin, de la staurotide et du disthène apparaissent successivement. L'étude structurale a mis en évidence plusieurs phases de déformation et de cristallisation de minéraux. L'antiforme de la chaîne Swannell est en fait le résultat de ces multiples déformations et de la superposition de diverses unités; la complexité s'accroissant au fur et à mesure que l'on s'approche de l'axe du dôme orienté NW-SE. Les échantillons qui font l'objet d'une analyse détaillée sont pour la plupart assez proches de l'axe de l'antiforme, ce sont essentiellement des micaschistes et des gneiss qui possèdent des paragenèses de degré élevé. L'origine et la caractérisation des roches originelles peut être précisée à l'aide des analyses chimiques globales, des normes, de l'étude des paramètres de Niggli et du rapport de divers paramètres sur les diagrammes généraux.

#### a. LES CHIMISMES DES ROCHES PELITIQUES.

L'analyse des échantillons correspondant aux Formations Swannell et Tsaydiz est reportée sur les tableaux 10 et 11, elle montre que ces roches sont de type pélitique ( $42 < \text{SiO}_2 < 65$ ) et dérivent de schistes argileux. Les paramètres de Niggli ont été indiqués en particulier *al*, *fm*, *c*, *alk*, *si*, *ti*, *h*,  $100 \times k$ ,  $100 \times mg$ . Certaines de ces valeurs sont reportées sur la figure 113. On remarque que tous les échantillons de la Formation Tsaydiz ont une valeur *si* plus élevée que ceux de la Formation Swannell, que les variations de *fm* et *al* sont à peu près complémentaires, que *c* est souvent faible et même très faible pour les roches de la Formation Tsaydiz. Des diagrammes ayant pour coordonnées les paramètres de Niggli ont été proposés par divers auteurs; ainsi Leake (1964) et Guitard (1970) les ont utilisés pour différencier les pelites, des amphibolites; sur la figure 114 les valeurs de *mg* et de *c* ont été reportées, les pelites typiques tombent dans le cadre entouré, ce qui est le cas de la majorité des roches analysées des Formations Swannell, Sifton et Tsaydiz, seuls les échantillons 134, 98 et 85 D sont intermédiaires entre les pelites et les amphibolites typiques.

La hornblende et l'épidote sont des minéraux fréquents dans ces roches, et la majorité des amphiboles et des laves sont regroupées dans la zone de différenciation intermédiaire qui correspond dans l'exemple pris par Leake au point d'inflexion de la courbe de *c*.

Les schistes et micaschistes des Formations Tsaydiz et Swannell reportés sur le diagramme  $\frac{[al + fm - (alk + c)]}{[si]}$  sont très constants et comparables aux analyses effectuées par Guitard (1970) dans les micaschistes du Canigou, seuls les échantillons 98 et 134 sortent un peu du groupement général et se rapprochent encore des amphibolites. (fig. 115).

L'ensemble des roches pélitiques et détritiques a été porté sur un diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ , le rapport en poids est compris entre 0.10 et 0.50. Fonteilles (1976) a montré que, dans les roches gréseuses, le rôle du feldspath potassique et celui du plagioclase sont très différents ainsi que le montre le contraste entre les arkoses et les grauwackes, du point de vue de leur milieu de dépôt et de leurs associations.

| Echantillons<br>Lame                 | 69A273 | 96A75  | 97A75  | 98A75  | 55B76  | 56E76  | 57B76  | 64B76  | 65G76  | 68A76  | 75.76  | 85D76  | 83C76  | 91B76  | 92A76  |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 42.12  | 50.60  | 54.91  | 50.77  | 54.93  | 50.88  | 54.49  | 66.97  | 71.29  | 57.19  | 46.90  | 52.71  | 61.11  | 66.55  | 65.41  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 30.44  | 28.02  | 22.46  | 19.54  | 24.73  | 27.52  | 23.88  | 16.93  | 12.66  | 22.71  | 31.18  | 21.80  | 19.20  | 11.12  | 17.79  |
| TiO <sub>2</sub>                     | 2.91   | 1.09   | 0.99   | 1.13   | 0.81   | 0.16   | 1.01   | 0.71   | 0.56   | 0.92   | 1.31   | 1.34   | 0.85   | 0.62   | 0.79   |
| [Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ]    | 1.30   | 1.51   | 2.39   | 2.18   | 1.12   | 2.94   | 2.16   | 1.58   | 0.63   | 2.11   | 1.54   | 1.25   | 1.95   | 0.49   | 1.53   |
| [FeO]                                | 6.30   | 4.79   | 5.33   | 8.54   | 5.29   | 7.00   | 6.55   | 3.55   | 4.60   | 5.35   | 4.52   | 8.65   | 5.02   | 3.83   | 4.12   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Total | 8.30   | 6.83   | 8.31   | 11.67  | 7.00   | 10.72  | 9.44   | 5.53   | 5.74   | 8.06   | 6.56   | 10.86  | 7.53   | 4.75   | 6.11   |
| MnO                                  | 0.09   | 0.06   | 0.09   | 0.21   | 0.09   |        |        | 0.07   | 0.06   | 0.07   | 0.12   | 0.10   | 0.12   | 0.08   | 0.07   |
| MgO                                  | 2.54   | 2.90   | 3.29   | 4.03   | 2.50   | 2.09   | 2.55   | 1.53   | 2.03   | 2.51   | 1.82   | 2.73   | 1.46   | 1.05   | 1.74   |
| CaO                                  | 0.39   | 0.36   | 0.18   | 2.51   |        | 0.27   | 0.16   | 0.05   | 0.26   | 0.49   |        | 2.63   | 0.29   | 8.74   | 0.23   |
| Na <sub>2</sub> O                    | 1.39   | 1.22   | 0.92   | 4.37   | 0.62   | 1.03   | 0.79   | 0.89   | 1.57   | 1.19   | 0.96   | 1.13   | 1.35   | 1.26   | 1.18   |
| K <sub>2</sub> O                     | 6.45   | 5.09   | 4.37   | 2.95   | 5.20   | 3.53   | 4.68   | 4.01   | 2.55   | 3.60   | 6.37   | 3.81   | 3.44   | 1.41   | 3.82   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0.19   | 0.03   | 0.05   | 0.11   | 0.09   | 0.07   | 0.12   | 0.08   | 0.01   | 0.13   |        | 0.18   | 0.08   |        | 0.20   |
| H <sub>2</sub> O +                   | 4.25   | 3.90   | 3.23   | 2.14   | 3.16   | 3.78   | 2.88   | 2.90   | 2.23   | 2.96   | 4.93   | 1.73   | 3.45   | 7.91   | 3.08   |
| TOTAL                                | 98.37  | 99.57  | 98.21  | 98.48  | 98.54  | 99.27  | 99.27  | 99.27  | 98.45  | 99.23  | 99.65  | 98.06  | 98.32  | 103.06 | 99.96  |
| ELEMENTS TRACES                      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| BA                                   | 1403   | 1098   | 828    | 503    | 719    | 690    | 918    | 709    | 261    | 625    | 1235   | 336    | 622    | 208    | 915    |
| CO                                   | 18     | 40     | 29     | 27     | 98     | 51     | 46     | 76     | 128    | 85     | 64     | 87     | 66     | 268    | 40     |
| CR                                   | 392    | 160    | 137    | 129    | 109    | 146    | 130    | 70     | 71     | 104    | 182    | 146    | 98     | 85     | 73     |
| CU                                   | 10     | 10     | 10     | 50     | 10     | 10     | 10     | 10     | 34     | 11     | 113    | 42     | 13     | 19     | 10     |
| NI                                   | 38     | 33     | 13     | 29     | 32     | 23     | 28     | 10     | 71     | 41     | 55     | 56     | 36     | 163    | 21     |
| SR                                   | 99     | 188    | 156    | 362    | 67     | 96     | 72     | 10     | 155    | 70     | 218    | 49     | 146    | 227    | 232    |
| V                                    | 244    | 197    | 163    | 228    | 127    | 147    | 121    | 84     | 118    | 104    | 202    | 200    | 117    | 143    | 111    |
| RB                                   | 251    | 215    | 190    | 186    | 214    | 153    | 233    | 180    | 124    | 144    | 299    | 133    | 129    | 55     | 144    |
| ZN                                   | 100    | 186    | 86     | 95     | 73     | 178    | 158    | 86     | 88     | 108    | 85     | 62     | 73     | 96     | 73     |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Al                                   | 53.00  | 54.00  | 47.00  | 33.00  | 53.00  | 52.00  | 49.00  | 50.00  | 41.00  | 49.00  | 59.00  | 41.00  | 49.00  | 28.00  | 49.00  |
| FM                                   | 30.00  | 31.00  | 40.00  | 42.00  | 33.00  | 36.00  | 38.00  | 33.00  | 40.00  | 36.00  | 25.00  | 39.00  | 34.00  | 22.00  | 34.00  |
| C                                    | 1.00   | 1.00   | 1.00   | 8.00   |        | 1.00   | 1.00   |        | 2.00   | 2.00   |        | 9.00   | 1.00   | 40.00  | 1.00   |
| ATK                                  | 16.00  | 14.00  | 13.00  | 17.00  | 14.00  | 11.00  | 13.00  | 17.00  | 17.00  | 13.00  | 16.00  | 11.00  | 15.00  | 9.00   | 17.00  |
| Si                                   | 124.00 | 164.00 | 194.00 | 144.00 | 199.00 | 164.00 | 189.00 | 336.00 | 390.00 | 210.00 | 151.00 | 167.00 | 265.00 | 286.00 | 303.00 |
| Ti                                   | 6.00   | 3.00   | 3.00   | 2.00   | 2.00   |        | 3.00   | 3.00   | 2.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 2.00   | 3.00   |
| P                                    |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| H                                    | 42.00  | 42.00  | 38.00  | 20.00  | 38.00  | 41.00  | 33.00  | 48.00  | 41.00  | 36.00  | 53.00  | 18.00  | 50.00  | 113.00 | 48.00  |
| CO <sub>2</sub>                      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| 100 X K                              | 75.00  | 73.00  | 76.00  | 31.00  | 85.00  | 69.00  | 80.00  | 75.00  | 52.00  | 67.00  | 81.00  | 69.00  | 63.00  | 42.00  | 68.00  |
| 100 X Mg                             | 37.00  | 45.00  | 44.00  | 40.00  | 41.00  | 28.00  | 35.00  | 35.00  | 41.00  | 38.00  | 35.00  | 33.00  | 27.00  | 30.00  | 36.00  |
| MESONORME                            |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Q                                    | 2.08   | 15.01  | 25.65  | 4.14   | 24.39  | 19.83  | 24.30  | 43.04  | 48.55  | 27.77  | 11.78  | 20.57  | 34.67  | 44.97  | 39.34  |
| Or                                   |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Albite                               | 13.23  | 11.46  | 8.83   | 40.48  | 5.91   | 9.84   | 7.50   | 8.55   | 15.13  | 11.3   | 8.86   | 10.76  | 13.12  | 12.35  | 11.23  |
| An                                   |        |        |        |        |        | 0.27   |        |        |        |        |        | 7.44   |        | 22.40  |        |
| Mu                                   | 36.76  | 26.37  | 18.91  |        | 27.75  | 12.98  | 21.58  | 24.58  | 7.12   | 14.39  | 40.78  | 8.4    | 17.37  |        | 20.84  |
| Bi                                   | 22.63  | 20.18  | 22.56  | 28.77  | 20.47  | 20.67  | 22.12  | 12.46  | 17.72  | 19.55  | 15.27  | 28.61  | 15.36  | 12.54  | 14.47  |
| Cor.                                 |        |        |        | 6.40   |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Si                                   | 21.01  | 23.81  | 20.29  | 7.22   | 19.54  | 32.62  | 21.08  | 8.95   | 9.8    | 23.03  | 20.73  | 19.41  | 16.06  |        | 11.41  |
| Sp.                                  | 0.31   | 0.98   | 0.33   | 2.44   |        | 0.36   |        |        | 0.78   | 0.92   |        | 2.97   | 0.54   | 1.41   |        |
| Ru                                   | 2.05   | 0.47   | 0.63   |        | 0.60   |        | 0.74   | 0.53   | 0.16   | 0.37   | 0.94   |        | 0.46   |        | 0.58   |
| Ma                                   | 1.44   | 1.65   | 2.67   | 2.35   | 1.24   | 3.26   | 2.38   | 1.76   | 0.71   | 2.33   | 1.65   | 1.38   | 2.20   | 0.56   | 1.69   |
| Ap.                                  | 0.49   | 0.08   | 0.13   | 0.28   |        | 0.18   | 0.27   | 0.08   | 0.03   | 0.33   |        | 0.46   | 0.21   |        | 0.39   |
| Ca                                   |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 9.03   |        |

Tableau 10 - Analyses chimiques des roches totales.

Table 10 - Chemical analyses.



| Echantillons<br>Lame                 | 40A    | 42S71  | 93C75  | 95B79  | 134.76 | 116B71 | 96279  |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 64,9   | 57,96  | 56,18  | 72,68  | 60,52  | 58,08  | 56,73  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 14,82  | 20,15  | 23,11  | 12,68  | 17,92  | 18,83  | 22,34  |
| TiO <sub>2</sub>                     | 0,79   | 0,92   | 0,67   | 0,8    | 0,83   | 0,88   | 0,98   |
| [Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ]    | 2,29   | 2,07   | 2,22   | 0,56   | 1,51   | 5,70   | 2,28   |
| [FeO]                                | 6,08   | 4,27   | 3,70   | 4,06   | 4,55   | 2,05   | 5,61   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total | 9,04   | 6,81   | 6,33   | 5,07   | 6,56   | 7,97   | 8,51   |
| MnO                                  | 0,12   | Trace  | 0,04   | 0,14   | 0,19   | 0,1    | 0,1    |
| MgO                                  | 2,82   | 3,00   | 2,11   | Trace  | 3,43   | 2,34   | 2,58   |
| CaO                                  | Trace  | Trace  | Trace  | 0,49   | 2,54   | 0,46   | 0,83   |
| Na <sub>2</sub> O                    | 1,08   | 1,32   | 0,85   | 3,13   | 1,39   | 1,91   | 1,51   |
| K <sub>2</sub> O                     | 2,68   | 5,13   | 5,73   | 4,3    | 4,54   | 3,88   | 3,58   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,06   | 0,03   | Trace  | 0,14   | 0,01   | 0,12   | 0,27   |
| H <sub>2</sub> O+                    | 3,27   | 4,16   | 4,4    | 0,39   | 2,22   | 4,02   | 2,35   |
| Total                                | 99,58  | 99,48  | 99,42  | 99,82  | 100,15 | 98,59  | 99,79  |
| BA                                   | 462    | 517    | 1061   | 832    | 917    | 573    | 545    |
| CO                                   | 45     | 22     | 14     | 58     | 46     | 33     | 60     |
| CR                                   | 87     | 110    | 97     | < 10   | 108    | 101    | 107    |
| CU                                   | < 10   | 30     | < 10   | < 10   | < 10   | 18     | 12     |
| Ni                                   | 74     | 55     | 54     | 14     | 54     | 48     | 40     |
| SR                                   | 84     | 46     | 144    | 183    | 280    | 150    | 232    |
| V                                    | 114    | 141    | 152    | 48     | 139    | 126    | 131    |
| RB                                   | 100    | 201    | 233    | 171    | 193    | 158    | 140    |
| ZN                                   | 122    | 88     | 79     | 54     | 95     | 88     | 109    |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |
| al                                   | 39,00  | 46,00  | 52,00  | 42,00  | 38,00  | 44,00  | 47,00  |
| fm                                   | 49,00  | 37,00  | 30,00  | 22,00  | 37,00  | 38,00  | 37,00  |
| c                                    |        |        |        | 3,00   | 10,00  | 2,00   | 3,00   |
| alk                                  | 12,00  | 17,00  | 17,00  | 33,00  | 15,00  | 17,00  | 13,00  |
| Si                                   | 287,00 | 223,00 | 216,00 | 410,00 | 218,00 | 228,00 | 202,00 |
| Ti                                   | 3,00   | 3,00   | 2,00   | 3,00   | 2,00   | 3,00   | 3,00   |
| P                                    |        |        |        |        |        |        |        |
| H                                    | 48,00  | 53,00  | 56,00  | 7,00   | 27,00  | 53,00  | 28,00  |
| CO <sub>2</sub>                      |        |        |        |        |        |        |        |
| 100 X K                              | 62,00  | 72,00  | 82,00  | 47,00  | 68,00  | 57,00  | 61,00  |
| 100 X Mg                             | 38,00  | 47,00  | 40,00  |        | 50,00  | 36,00  | 37,00  |
| EPINORME - MESONORME                 |        |        |        |        |        |        |        |
| Q                                    | 41.34  | 21.15  | 13.37  | 36.14  | 27.96  | 15.95  | 25.64  |
| Or                                   |        |        |        | 12.88  |        |        |        |
| Ab                                   | 10.51  | 12.65  | 8.17   | 29.07  | 13.    | 18.56  | 14.24  |
| An                                   |        |        |        |        | 10.03  |        |        |
| Mu                                   | 24.02  | 45.3   | 50.75  | 11.37  | 19.94  | 34.73  | 13.45  |
| Bi                                   |        |        |        | 8.44   | 21.89  |        | 20.17  |
| Si                                   |        |        |        |        | 3.71   |        | 21.72  |
| Sp                                   |        |        |        | 0.85   | 1.81   |        | 1.3    |
| Ru                                   | 0.6    | 0.68   | 0.5    | 0.29   |        | 0.66   | 0.28   |
| Ma                                   |        |        |        | 0.6    | 1.64   |        | 2.5    |
| Ca                                   |        |        |        |        |        |        |        |
| Am                                   | 23.56  | 19.88  | 15.56  |        |        | 13.25  |        |
| Cl                                   |        |        |        |        |        | 1.19   |        |
| Py                                   | 3.73   | 7.77   | 18.88  |        |        | 19.74  |        |
| He                                   | 1.73   | 1.54   | 1.65   |        |        | 4.29   |        |
| Ap.                                  |        |        |        | 0.35   | 0.03   | 0.32   | 0.69   |

Tableau 11 - Analyses chimiques des roches totales.

Table 11 - Chemical analyses.

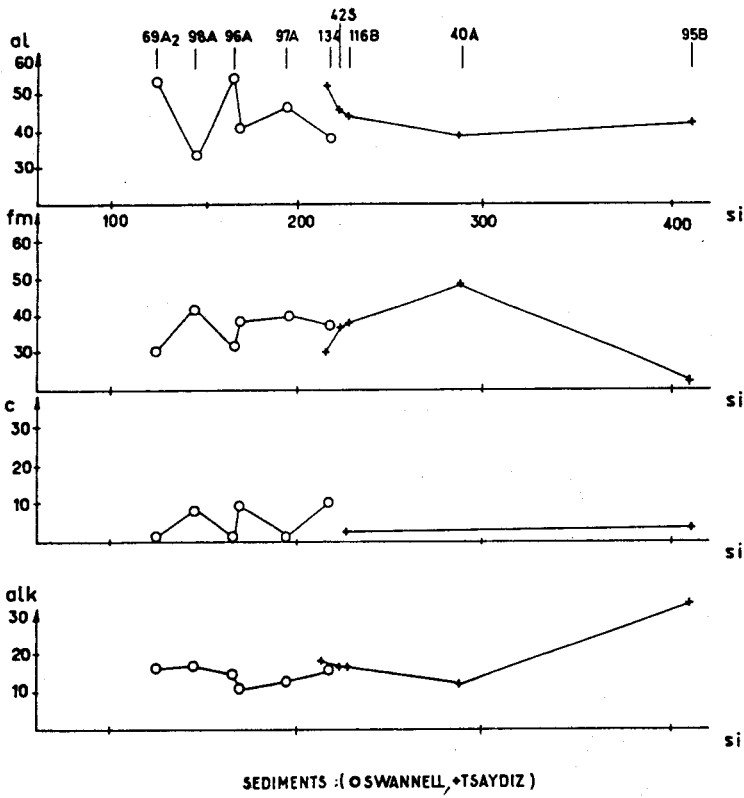


Fig. 113 - Les paramètres de Niggli (Formation Swannell - Formation Tsaydiz).

Fig. 113 - Niggli's parameters (Swannell Formation - Tsaydiz Formation).

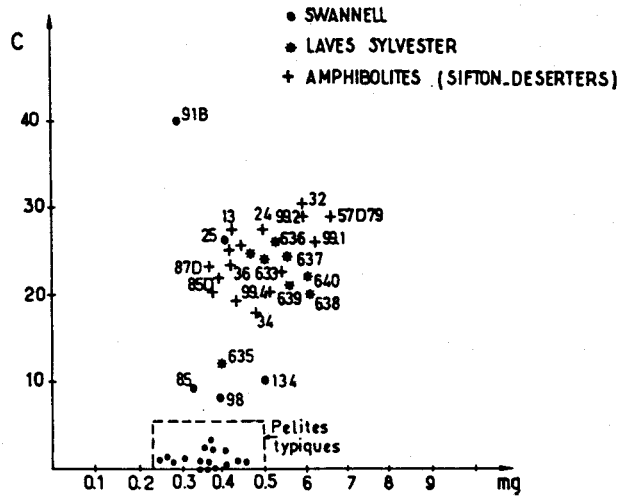


Fig. 114 - Diagramme mg/c.

Fig. 114 - mg/c diagram.

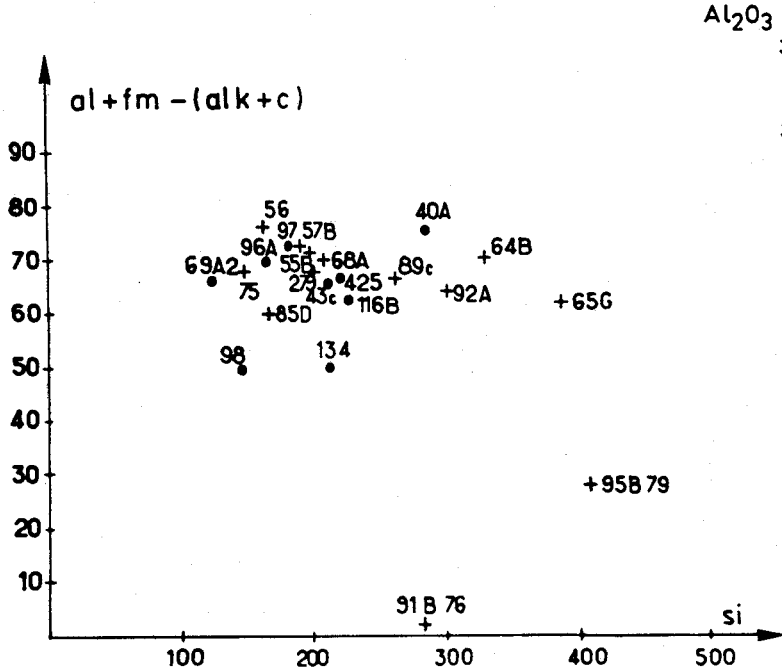
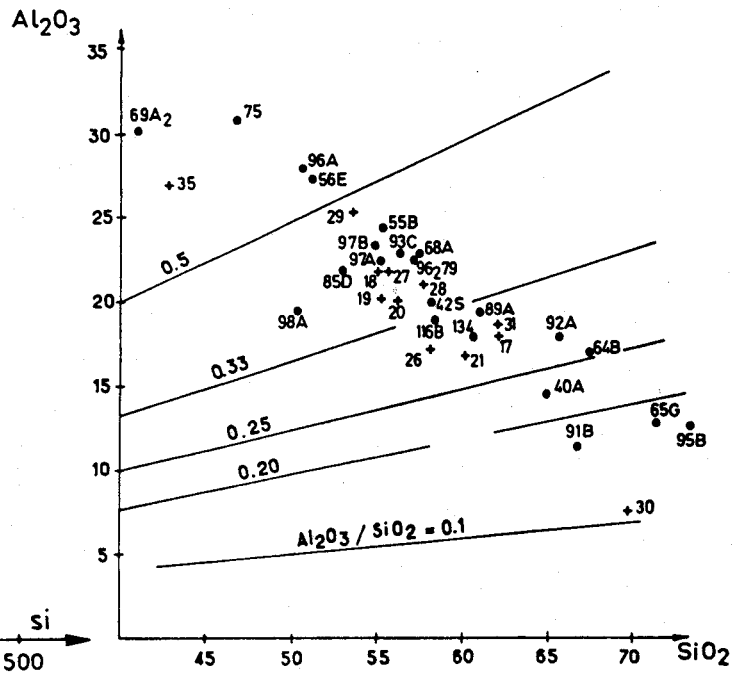


Fig. 115 - Diagramme  $al + fm - (alk + c) / si$

Fig. 115 -  $al + fm - (alk + c) / si$  diagram.



• ANALYSE CRPG

+ ANALYSE COMMISSION GEOLOGIQUE DU CANADA

Fig. 116 - Diagramme  $Al_2O_3/SiO_2$

Fig. 116 -  $Al_2O_3/SiO_2$  diagram.

Leake (1958) admet que le terme de pélites doit être réservé aux shales et micaschistes dans lesquels on trouve  $SiO_2 < 50\%$ , les autres sont appelés des semi-pélites. Toutes les roches analysées dans les Formations Sifton et Tsaydiz ont une teneur en  $SiO_2 > 50\%$ , exception faite de trois échantillons, (voir fig.116). En comparant les analyses, on constate qu'il existe une variation régulière en fonction de différents éléments et que cette variation peut être linéaire.

En ce qui concerne  $Al_2O_3$ , le groupement autour d'une droite  $Al_2O_3 + 0.5 SiO_2 = 50$  est extrêmement net, il est très voisin de celui décrit par Fonteilles pour la série micaschisteuse du col de la Bataille (Massif de l'Agly, Pyrénées). Cette constatation est interprétée par Fonteilles comme le résultat d'un mélange en proportion variable de deux termes extrêmes.

Par rapport aux argiles, l'abondance des feldspaths peut être précisée, par un diagramme

$\left[ Na_2O + \frac{31}{47} K_2O \right] f. \left[ Al_2O_3 \right]$  (voir fig.117). Le facteur  $\frac{31}{47}$  utilisé correspond aux masses molaires de  $Na_2O$  et  $K_2O$ , et il permet de convertir fictivement la potasse en soude avec conservation du nombre d'atomes. Si toute l'alumine utilisable est dans les feldspaths, la saturation est de 100 %, si elle se retrouve dans les phyllites et particulièrement dans la muscovite la saturation est de 33%, ce qui semble être le cas de la plupart des échantillons situés entre 25% et 35%, seuls 98A et 95B sortent de ce groupement, ils correspondent à des roches arkosiques(grits).

Le diagramme du fer total ( $FeO + Fe_2O_3$ ) par rapport à  $MgO$  permet de préciser la qualité des roches primaires, pour la plupart des échantillons ce rapport est  $> 3$ . Ce qui est caractéristique des shales et de certaines roches éruptives. Les roches qui révèlent un rapport nettement inférieur ont un chimisme proche des arkoses et grauwackes. (fig. 118)

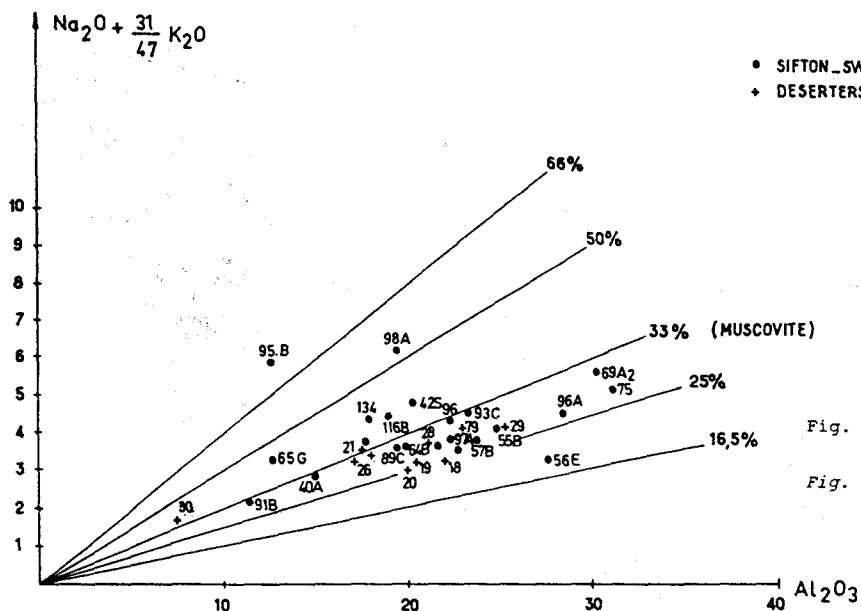


Fig. 117 - Diagramme  $Na_2O + \frac{31}{47} K_2O / Al_2O_3$

Fig. 117 -  $Na_2O + \frac{31}{47} K_2O / Al_2O_3$  diagram.

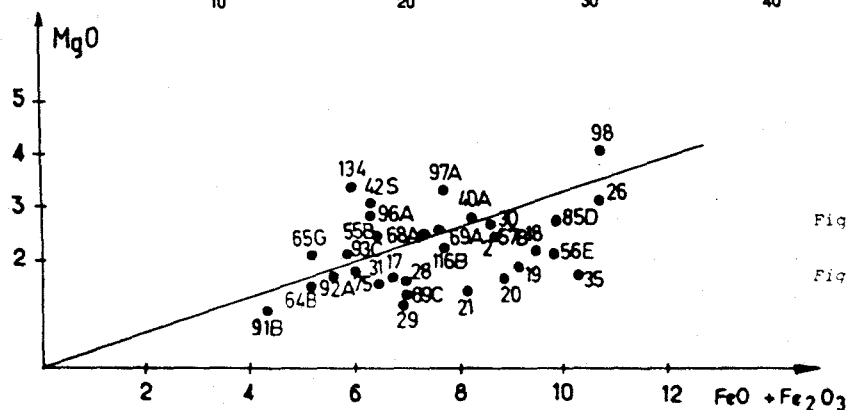


Fig. 118 - Diagramme  $MgO / FeO + Fe_2O_3$

Fig. 118 -  $MgO / FeO + Fe_2O_3$  diagram.

De La Roche (1972) a montré l'opposition géochimique qui existe entre les formations magmatiques et les formations sédimentaires, dans le premier cas les alcalins Na et K ont un comportement voisin, dans le second cas le sodium Na est lié aux eaux marines, alors que le potassium reste lié à l'aluminium.

Cette opposition a été mise en évidence par un diagramme utilisant  $\frac{Al}{3} - Na$ , en abscisse et  $\frac{Al}{3} - K$  en ordonnée, calculé en millièmes grammes pour 100 grammes de roche totale. Les roches ainsi analysées se retrouvent bien groupées dans le domaine des shales, là encore, (fig. 119) se distinguent légèrement 98A, 91B et 65G plus proches des grauwackes et arkoses. La teneur moyenne  $K_2O$  et  $Na_2O$  est respectivement de 4.41% et 1.76%; en comparant ces données avec la littérature il semble que ces roches rentrent bien dans le cadre défini par Pettijohn (1957). Ces "shales" sont moyennement alumineux (18%), ils proviennent sûrement de la décomposition du bouclier en argiles résiduelles et en silt quartzeux. En comparant ces analyses avec celles reportées par Moine (1974) sur un diagramme similaire, on constate une grande analogie.

Certaines roches, on l'a vu, se situent à la limite des grauwackes et amphibolites, l'adjonction du diagramme  $(\frac{Al + Fe + Ti}{3}) - K$  en fonction de  $(\frac{Al + Fe + Ti}{3}) - Na$  peut permettre une meilleure séparation des roches basiques par rapport aux grauwackes. Quatre sous groupes apparaissent sur la figure 120. Deux d'entre eux, les plus importants restent dans le domaine des shales et des roches argilo-carbonatées, deux échantillons sont à la limite des grauwackes (91B et 65G) un échantillon est à la limite des grauwackes et des amphibolites.

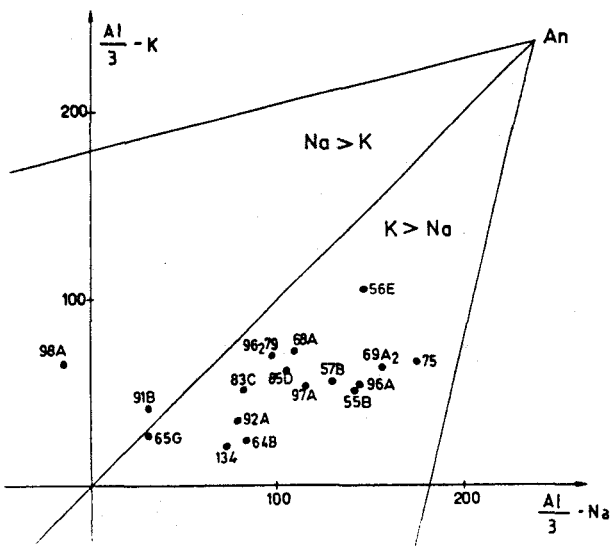


Fig. 119 - Diagramme  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$

Fig. 119 -  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$  diagram.

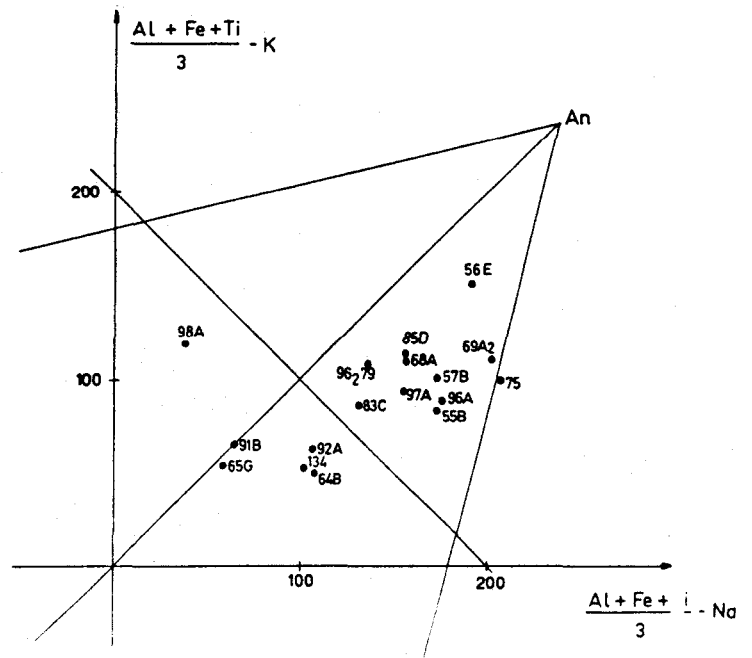


Fig. 120 - Diagramme  $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - K / \frac{Al + Fe + Ti}{3} - Na$

Fig. 120 -  $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - K / \frac{Al + Fe + Ti}{3} - Na$  diagram.

b. L'ORIGINE DE ROCHES ANALYSEES ISSUES DES CHAINES SWANNELL ET SIFTON.

L'étude faciologique de ces formations et les conditions de dépôt indiquent une parenté avec les séries de type flysch. Sur tous les tableaux, ont été reportés les valeurs du degré d'oxydation du fer de différents échantillons. Selon Chinner (1960), il est défini par le rapport  $\left[ \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \right] \times 100$ . Il est compris entre 20 et 40, la moyenne se situant à 30. Selon Chinner, le degré d'oxydation de ces "shales" est dépendant du milieu de sédimentation et serait donc originel (il est indiqué par Ch).

Ce degré d'oxydation est important car il détermine l'apparition de certaines paragenèses (Miyashiro, 1964 ; Kramm, 1973). La présence de grenats dans certains micaschistes et l'absence dans d'autres peut être due à un faible degré d'oxydation qui ne favorise pas l'apparition des grenats.

c. LES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA CHAINE DESERTERS.

La localisation des échantillons récoltés est indiquée sur la figure 111. Ces échantillons se situent dans la chaîne Sifton s.s., mais aussi tout au long du fossé des Montagnes Rocheuses jusqu'au Sud de Ware et dans la chaîne de Deserters (les analyses de ces derniers ont été effectuées par la Commission géologique du Canada (voir le tableau 12)).

| Echantillons<br>Lame                 | 17     | 18     | 19     | 20     | 21     | 26     | 27     | 28     | 29     | 30     | 31     |        |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 62,5   | 55,0   | 55,5   | 56,1   | 60,3   | 57,8   | 55,3   | 57,5   | 53,4   | 68,8   | 62,0   | 43,0   |
| TiO <sub>2</sub>                     | 1,02   | 1,07   | 1,24   | 1,04   | 1,11   | 1,55   | 1,05   | 1,16   | 1,21   | 1,82   | 0,99   | 1,06   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 18,0   | 22,1   | 20,5   | 20,1   | 17,6   | 17,1   | 22,3   | 21,1   | 25,2   | 7,4    | 18,2   | 27,7   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 1,4    | 2,6    | 2,0    | 3,0    | 2,1    | 3,3    | 2,5    | 2,0    | 3,5    | 2,3    | 1,6    | 2,0    |
| FeO                                  | 5,4    | 6,9    | 7,2    | 5,9    | 6,1    | 7,4    | 4,5    | 5,8    | 3,5    | 6,3    | 4,9    | 8,3    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Total |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| MnO                                  | 0,07   | 0,05   | 0,04   | 0,04   | 0,13   | 0,09   | 0,04   | 0,04   | 0,02   | 0,12   | 0,06   | 0,11   |
| MgO                                  | 1,66   | 2,14   | 1,97   | 1,67   | 1,48   | 3,16   | 1,58   | 1,58   | 1,30   | 2,76   | 1,57   | 1,74   |
| CaO                                  | 0,11   | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 0,15   | 0,74   | 0,07   | 0,15   | 0,03   | 1,84   | 0,10   | 1,52   |
| Na <sub>2</sub> O                    | 1,1    | 1,4    | 1,4    | 1,0    | 1,6    | 1,0    | 1,0    | 1,0    | 1,7    | 1,2    | 1,3    | 0,8    |
| K <sub>2</sub> O                     | 3,53   | 2,98   | 2,76   | 3,14   | 3,12   | 3,46   | 4,25   | 4,09   | 3,52   | 0,53   | 3,69   | 5,29   |
| H <sub>2</sub> O                     | 4,1    | 5,0    | 4,6    | 5,3    | 4,1    | 4,1    | 5,5    | 5,0    | 5,5    | 3,0    | 5,5    | 5,5    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,11   | 0,16   | 0,17   | 0,15   | 0,12   | 0,15   | 0,17   | 0,19   | 0,15   | 0,16   | 0,11   | 1,19   |
| CO <sub>2</sub>                      | 0,3    | 1,3    | 1,6    | 1,4    | 0,9    | 0,2    | 1,8    | 0,8    | 1,4    | 2,9    | 0,5    | 0,6    |
| S                                    | 0,04   | 0,06   | 0,04   | 0,08   | 0,10   | 0,04   | 0,04   | 0,07   | 0,07   | 0,03   | 0,03   | 0,09   |
| TOTAL                                | 99,5   | 100,9  | 99,3   | 99,1   | 99,0   | 100,3  | 100,2  | 100,8  | 100,7  | 99,3   | 100,6  | 99,1   |
| BA                                   | 52     | 65     | 58     | 68     | 67     | 41     | 73     | 91     | 74     | 16     | 56     | 118    |
| RB                                   | 16     | 15     | 14     | 15     | 15     | 12     | 18     | 17     | 16     | 07     | 15     | 25     |
| ZN                                   | 13     | 13     | 14     | 15     | 12     | 11     | 11     | 11     | 10     | 12     | 15     | 18     |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| a1                                   | 48,00  | 48,00  | 47,00  | 48,00  | 45,00  | 37,00  | 53,00  | 50,00  | 56,00  | 23,00  | 48,00  | 49,00  |
| fm                                   | 37,00  | 40,00  | 41,00  | 40,00  | 39,00  | 49,00  | 32,00  | 35,00  | 29,00  | 59,00  | 35,00  | 33,00  |
| c                                    | 1,00   |        |        |        | 1,00   | 3,00   |        | 1,00   |        | 10,00  |        | 5,00   |
| alk                                  | 15,00  | 12,00  | 12,00  | 12,00  | 15,00  | 12,00  | 15,00  | 14,00  | 15,00  | 8,00   | 16,00  | 12,00  |
| Si                                   | 282,00 | 202,00 | 216,00 | 229,00 | 261,00 | 210,00 | 222,00 | 231,00 | 203,00 | 361,00 | 280,00 | 129,00 |
| Ti                                   | 3,00   | 3,00   | 4,00   | 3,00   | 4,00   | 4,00   | 3,00   | 4,00   | 3,00   | 7,00   | 3,00   | 2,00   |
| P                                    |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 2,00   |
| H                                    | 62,00  | 61,00  | 60,00  | 72,00  | 59,00  | 50,00  | 74,00  | 67,00  | 70,00  | 53,00  | 83,00  | 55,00  |
| CO <sub>2</sub>                      | 2,00   | 7,00   | 9,00   | 8,00   | 5,00   | 1,00   | 10,00  | 4,00   | 7,00   | 21,00  | 3,00   | 2,00   |
| 100 X K                              | 68,00  | 58,00  | 56,00  | 67,00  | 56,00  | 69,00  | 74,00  | 73,00  | 58,00  | 23,00  | 65,00  | 81,00  |
| 100 X Mg                             | 31,00  | 29,00  | 28,00  | 26,00  | 25,00  | 35,00  | 29,00  | 27,00  | 26,00  | 37,00  | 30,00  | 21,00  |

Tableau 12 - Analyse des roches sédimentaires de la chaîne Deserters (Commission Géologique du Canada).

Table 12 - Chemical analysis of sedimentary rocks of Deserters Range (Geological Survey of Canada).



Conclusions sur l'analyse de quelques roches totales.

L'analyse des roches totales amène un certain nombre de constatations.

- Les roches sédimentaires détritiques fines qui ont été analysées se situent dans leur majorité dans le champ des shales moyennement alumineux.
- Les roches plus grossières de type arkosique (grit) n'ont été que rarement analysées, elles constituent cependant une fraction importante de la Formation Swannell ; les shales interstratifiés sont probablement constitués pour l'essentiel d'argiles résiduelles moyennement alumineuses interstratifiées dans des passées grossières, probablement dans un environnement deltaïque.

## 2. ETUDE PRELIMINAIRE DES LAVES DE LA NAPPE DE SYLVESTER ET DES AMPHIBOLITES DE LA CHAÎNE SIFTON.

Des coupes effectuées dans la Nappe de Sylvester permettent une étude géochimique préliminaire qui jusqu'alors n'a pas été entreprise. Il ne sera pas question ici de faire une analyse approfondie du volcanisme, mais seulement d'en donner une signification générale en vue d'une reconstitution géodynamique et dans le but de comparaisons avec les ensembles métamorphiques voisins.

L'étude de la chaîne Sifton a montré l'abondance des amphibolites, il a semblé utile de déterminer leur origine. Précisons d'abord la situation géologique de cette chaîne.

On distingue dans la chaîne Sifton deux grands ensembles :

- un ensemble oriental constitué par des quartzites, des marbres et des amphibolites (figurés 1 et 2 de la figure 121). Il est souvent mylonitisé et affecté par un métamorphisme à disthène, staurotide et sillimanite. Evenchick et al. (1984) ont montré que les orthogneiss contenus dans cet ensemble ont un âge de 1.85 milliard d'années, ce qui le rapproche des âges obtenus dans le dôme de Thor-Odin dans le complexe du Shuswap (Wanless et Reesor, 1975) ;
- un ensemble occidental (figurés 3 à 10) constitué par une succession de grits, de quartzites, de marbres, de shales, de calcschistes, similaire à celle que l'on peut observer au Sud de la rivière Turnagain. Cet ensemble est très dilacéré, métamorphisé et polydéformé (Gabrielse et al., 1977 ; Mansy, 1980) ; on lui attribue un âge protérozoïque supérieur à paléozoïque moyen.

Si l'ensemble occidental présente des analogies de faciès assez claires avec les roches qui affleurent dans les chaînes Finlay et Kechika, il n'en est pas de même pour l'ensemble oriental qui apparaît unique sur la Cordillère.

Des analyses chimiques ont été effectuées sur les amphibolites pour préciser leur origine (ortho ou para) et le contexte de leur sédimentation.



a. LES ANALYSES BRUTES.

Les analyses de laves du Groupe Sylvester sont portées sur le tableau 14, elles ont été effectuées par la Commission géologique et portent leur numéro de référence. Quelques amphibolites issues de ce groupe figurent sur le tableau 13 (analyses 99<sub>1</sub>, 99<sub>2</sub>, 99<sub>4</sub>, 87<sub>A1</sub>, 87<sub>D</sub>, 95<sub>A</sub> et 144<sub>A</sub>).

| Echantillons<br>Lave                 | 87D71  | 102A71 | 133C71 | 84-76  | 85D76  | 99,77  | 99,77  | 99,77  | 87A,79 | 87D79  | 95A79  | 144A79 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 48,17  | 47,97  | 50,09  | 45,59  | 51,63  | 53,15  | 48,68  | 48,27  | 49,24  | 47,85  | 48,5   | 47,02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 12,3   | 13,83  | 13,89  | 14,21  | 12,75  | 15,63  | 15,76  | 15,81  | 16,11  | 16,14  | 14,5   | 16,78  |
| TiO <sub>2</sub>                     | 2,7    | 1,71   | 2,18   | 2,52   | 2,59   | 1,07   | 1,2    | 3,17   | 2,72   | 1,08   | 1,96   | 1,35   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 3,58   | 3,11   | 1,93   | 3,13   | 3,46   | 0,30   | 2,47   | 1,42   | 3,09   | 2,63   | 2,63   | 3,62   |
| FeO                                  | 11,45  | 8,62   | 9,38   | 11,22  | 11,01  | 6,85   | 5,68   | 8,28   | 8,92   | 4,69   | 9,34   | 6,12   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total | 16,3   | 12,68  | 12,35  | 15,59  | 15,69  | 7,91   | 8,78   | 10,62  | 13,00  | 7,84   | 13,00  | 10,42  |
| MnO                                  | 0,23   | 0,21   | 0,11   | 0,23   | 0,24   | 0,16   | 0,12   | 0,38   | 0,21   | 0,11   | 0,21   | 0,21   |
| MgO                                  | 4,92   | 7,14   | 5,17   | 7,17   | 5,38   | 6,9    | 6,74   | 6,07   | 4,16   | 8,17   | 6,54   | 6,66   |
| CaO                                  | 8,36   | 9,66   | 9,37   | 10,2   | 7,9    | 9,53   | 11,75  | 7,36   | 6,88   | 11,99  | 10,98  | 10,85  |
| Na <sub>2</sub> O                    | 2,51   | 2,81   | 2,93   | 1,69   | 2,51   | 3,13   | 3,03   | 3,57   | 4,54   | 3,06   | 2,33   | 1,92   |
| K <sub>2</sub> O                     | 1,17   | 0,54   | 1,2    | 1,26   | 0,64   | 0,84   | 0,19   | 0,95   | 0,27   | 0,33   | 0,45   | 0,15   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,42   | 0,18   | 0,09   | 0,22   | 0,32   | 0,04   | 0,11   | 0,47   | 0,32   | 0,13   | 0,17   | 0,09   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>        | 1,96   | 2,07   | 1,99   | 1,32   | 0,55   | 1,15   | 2,3    | 2,38   | 2,37   | 2,74   | 1,09   | 4,88   |
| TOTAL                                | 99,04  | 98,8   | 99,37  | 100    | 100,2  | 99,51  | 98,66  | 99,05  | 99,82  | 99,44  | 99,73  | 100,33 |
| BA                                   | 184    | 102    | 218    | 95     | 133    | 47     | 43     | 625    | 540    | 625    | 124    | 113    |
| CO                                   | 81     | 69     | 46     | 72     | 92     | 69     | 67     | 61     | 45     | 53     | 105    | 77     |
| CR                                   | 35     | 167    | 133    | 109    | 114    | 347    | 353    | 89     | 13     | 150    | 183    | 71     |
| CU                                   | 287    | 103    | 92     | 50     | 227    | 141    | 11     | 54     | < 10   | < 10   | 74     | 51     |
| Ni                                   | 68     | 114    | 85     | 92     | 62     | 155    | 130    | 253    | 22     | 127    | 112    | 82     |
| SR                                   | 212    | 269    | 250    | 204    | 239    | 167    | 181    | 398    | 294    | 207    | 225    | 320    |
| V                                    | 340    | 305    | 303    | 352    | 334    | 219    | 240    | 274    | 254    | 245    | 285    | 278    |
| RB                                   | 20     | 13     | 28     | 24     | 12     | < 10   | 10     | 41     | < 10   | < 10   | 14     | < 10   |
| ZN                                   | 138    | 78     | 31     | 115    | 100    | 36     | 31     | 104    | 95     | 61     | 67     | 76     |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| al                                   | 19,00  | 19,00  | 21,00  | 19,00  | 19,00  | 23,00  | 23,00  | 24,00  | 25,00  | 22,00  | 20,00  | 24,00  |
| fm                                   | 51,00  | 49,00  | 44,00  | 51,00  | 52,00  | 42,00  | 41,00  | 45,00  | 43,00  | 42,00  | 46,00  | 43,00  |
| c                                    | 23,00  | 25,00  | 26,00  | 25,00  | 22,00  | 26,00  | 29,00  | 20,00  | 20,00  | 29,00  | 28,00  | 28,00  |
| alk                                  | 8,00   | 7,00   | 9,00   | 6,00   | 7,00   | 9,00   | 7,00   | 11,00  | 12,00  | 7,00   | 6,00   | 5,00   |
| Si                                   | 123,00 | 114,00 | 129,00 | 103,00 | 133,00 | 135,00 | 118,00 | 125,00 | 131,00 | 109,00 | 114,00 | 114,00 |
| Ti                                   | 5,00   | 3,00   | 4,00   | 4,00   | 5,00   | 2,00   | 2,00   | 6,00   | 5,00   | 2,00   | 3,00   | 2,00   |
| P                                    |        |        |        |        |        |        |        | 1,00   |        |        |        |        |
| H                                    | 17,00  | 16,00  | 17,00  | 10,00  | 5,00   | 10,00  | 19,00  | 21,00  | 21,00  | 21,00  | 9,00   | 39,00  |
| CO <sub>2</sub>                      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| 100 X K                              | 23,00  | 11,00  | 21,00  | 33,00  | 14,00  | 15,00  | 4,00   | 15,00  | 4,00   | 7,00   | 11,00  | 5,00   |
| 100 X Mg                             | 37,00  | 52,00  | 45,00  | 47,00  | 40,00  | 63,00  | 60,00  | 52,00  | 38,00  | 67,00  | 49,00  | 55,00  |
| NORME C.I.P.W.                       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Q                                    | 3.09   |        | 0.72   |        | 7.83   | 0.72   |        |        |        |        | 0.47   | 3.18   |
| Or                                   | 7.06   | 3.26   | 7.24   | 7.55   | 3.8    | 5.02   | 1.15   | 5.75   | 1.63   | 2.01   | 2.69   | 0.93   |
| Al                                   | 21.67  | 24.29  | 25.30  | 14.49  | 21.36  | 26.8   | 26.25  | 30.96  | 39.36  | 25.45  | 19.94  | 17.08  |
| An                                   | 19.22  | 24.04  | 21.64  | 27.84  | 21.75  | 26.43  | 29.53  | 24.91  | 23.34  | 30.16  | 28.09  | 38.62  |
| Ne                                   |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 0.64   |        |        |
| Di                                   | 8.25   | 12.51  | 11.34  | 10.52  | 6.69   | 11.09  | 17.53  | 4.66   | 4.15   | 19.75  | 12.76  | 10.38  |
| He                                   | 8.24   | 6.64   | 9.4    | 7.34   | 5.89   | 6.11   | 6.04   | 2.55   | 3.4    | 4.12   | 8.29   | 3.5    |
| En                                   | 8.68   | 9.68   | 7.89   | 7.42   | 10.37  | 12.25  | 5.44   | 9.     | 7.5    |        | 10.55  | 12.63  |
| Fer                                  | 9.95   | 5.89   | 7.49   | 5.94   | 10.47  | 7.74   | 2.15   | 5.66   | 7.04   |        | 7.86   | 4.88   |
| Fo                                   |        | 1.88   |        | 4.07   |        |        | 2.54   | 3.04   | 0.84   | 8.25   |        |        |
| Fa                                   |        | 1.26   |        | 3.58   |        |        | 1.11   | 2.10   | 0.87   | 2.17   |        |        |
| Il                                   | 5.23   | 3.32   | 4.23   | 4.85   | 4.95   | 2.06   | 2.33   | 6.17   | 5.29   | 2.11   | 3.76   | 2.7    |
| Ma                                   | 5.29   | 4.6    | 2.85   | 4.6    | 5.04   | 0.44   | 3.67   | 2.11   | 4.59   | 3.92   | 3.85   | 5.52   |
| Ap                                   | 1.09   | 0.47   | 0.23   | 0.57   | 0.82   | 0.10   | 0.29   | 1.22   | 0.83   | 0.34   | 0.44   | 0.24   |
| An                                   | 47.    | 49.7   | 46.1   | 65.8   | 50.5   | 49.7   | 52.9   | 44.6   | 37.2   | 54.2   | 58.5   | 69.3   |
| Th                                   | 31.82  | 27.55  | 33.26  | 22.04  | 32.99  | 32.54  | 27.4   | 36.71  | 40.99  | 28.10  | 23.1   | 21.19  |
| Ch                                   | 21.96  | 24.51  | 15.62  | 20.07  | 22.04  | 3.79   | 28.12  | 13.37  | 23.76  | 33.54  | 20.22  | 34.74  |

Tableau 13 - Analyses chimiques globales.

Table 13 - Global chemical analysis.

Les autres analyses de ce tableau sont celles des amphibolites de la chaîne Sifton. D'autres amphibolites de cette chaîne apparaissent sur le tableau 15 et portent les numéros 13, 14, 15, 22, 23, 24 et 36. Toutes proviennent de l'ensemble oriental. Les analyses 25, 32, 33, et 34 reportées sur le tableau 14 sont voisines de la chaîne Deserters. La norme et les différents paramètres énoncés précédemment apparaissent sur tous les tableaux.

| Echantillons<br>Lame                 | 633    | 634    | 635    | 636    | 637    | 638    | 639    | 640   | 641    |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 49,3   | 49,3   | 54,1   | 47,3   | 54,9   | 50,8   | 46,5   | 43,3  | 49,4   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 14,1   | 17,4   | 17,9   | 14,3   | 14,1   | 16,6   | 16,8   | 13,3  | 14,3   |
| TiO <sub>2</sub>                     | 1,72   | 1,77   | 1,22   | 2,63   | 0,94   | 0,92   | 1,95   | 2,05  | 2,19   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -     | 1,0    | 0,7    | 1,3    | 0,7    | 1,3    | 1,9    | 1,6    | 3,3   | 3,3    |
| FeO -                                | 9,5    | 10,2   | 7,6    | 10,9   | 6,8    | 6,5    | 9,6    | 10,0  | 9,9    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| MnO                                  | 0,20   | 0,21   | 0,16   | 0,20   | 0,18   | 0,16   | 0,14   | 0,21  | 0,21   |
| MgO                                  | 7,3    | 6,4    | 3,3    | 7,3    | 5,9    | 7,3    | 8,2    | 11,7  | 6,5    |
| CaO                                  | 8,7    | 9,7    | 3,5    | 10,5   | 8,4    | 7,4    | 8,5    | 9,9   | 9,8    |
| Na <sub>2</sub> O                    | 3,6    | 3,9    | 4,3    | 2,5    | 3,0    | 4,9    | 3,2    | 1,5   | 2,5    |
| K <sub>2</sub> O                     | 0,6    | 0,2    | 1,4    | 0,6    | 1,8    | 0,1    | 0,6    | 0,6   | 0,2    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,15   | 0,17   | 0,25   | 0,21   | 0,23   | 0,05   | 0,13   | 0,24  | 0,18   |
| H <sub>2</sub> O+                    | 2,2    | 1,6    | 4,20   | 2,30   | 2,10   | 3,10   | 1,40   | 3,10  | 2,00   |
| TOTAL                                | 98,8   | 101,6  | 99,2   | 99,4   | 99,7   | 99,8   | 98,6   | 99,2  | 100,5  |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| al                                   | 20,00  | 24,00  | 33,00  | 20,00  | 22,00  | 24,00  | 22,00  | 16,00 | 20,00  |
| fm                                   | 48,00  | 43,00  | 39,00  | 48,00  | 42,00  | 44,00  | 49,00  | 58,00 | 49,00  |
| c                                    | 23,00  | 24,00  | 12,00  | 26,00  | 24,00  | 20,00  | 21,00  | 22,00 | 25,00  |
| alk                                  | 9,00   | 9,00   | 16,00  | 6,00   | 11,00  | 12,00  | 8,00   | 4,00  | 6,00   |
| Si                                   | 120,00 | 114,00 | 170,00 | 110,00 | 148,00 | 126,00 | 106,00 | 89,00 | 117,00 |
| Ti                                   | 3,00   | 3,00   | 3,00   | 5,00   | 2,00   | 2,00   | 3,00   | 3,00  | 4,00   |
| P                                    |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| H                                    | 18,00  | 12,00  | 44,00  | 18,00  | 19,00  | 26,00  | 11,00  | 21,00 | 16,00  |
| CO <sub>2</sub>                      |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| 100 x K                              | 10,00  | 3,00   | 18,00  | 14,00  | 28,00  | 1,00   | 11,00  | 21,00 | 5,00   |
| 100 x Mg                             | 55,00  | 51,00  | 40,00  | 53,00  | 56,00  | 61,00  | 57,00  | 61,00 | 47,00  |
| NORME C.I.P.W.                       |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| Q                                    |        |        | 7.36   |        | 4.34   |        |        |       | 2.81   |
| Or                                   | 3.63   | 1.2    | 8.64   | 3.63   | 10.87  | 0.61   | 3.6    | 3.66  | 1.21   |
| Ab                                   | 31.16  | 31.71  | 37.79  | 21.65  | 25.93  | 42.79  | 27.23  | 13.1  | 21.58  |
| An                                   | 21.01  | 29.85  | 16.15  | 26.64  | 20.11  | 23.74  | 30.13  | 28.68 | 27.76  |
| Ne                                   |        | 0.98   |        |        |        |        | 0.13   |       |        |
| Di                                   | 10.74  | 7.9    |        | 11.83  | 10.53  | 7.74   | 6.05   | 11.78 | 10.11  |
| He                                   | 7.29   | 6.75   |        | 8.78   | 6.37   | 3.40   | 3.45   | 4.46  | 6.66   |
| Co                                   |        |        | 3.81   |        |        |        |        |       |        |
| En                                   | 3.37   |        | 8.58   |        | 10.13  | 0.35   |        | 6.12  | 11.83  |
| Fer                                  | 2.62   |        | 11.66  | 4.12   | 7.03   | 0.17   |        | 2.66  | 8.94   |
| For                                  | 7.18   | 8.78   |        | 5.8    |        | 10.39  | 12.55  | 12.96 |        |
| Fa                                   | 6.16   | 9.48   |        | 5.44   |        | 5.76   | 9.04   | 6.2   |        |
| Il                                   | 3.34   | 3.41   | 2.42   | 5.11   | 1.82   | 1.8    | 3.76   | 4.02  | 4.24   |
| Ma                                   | 1.48   | 1.03   | 1.97   | 1.04   | 1.92   | 2.84   | 2.35   | 4.94  | 4.88   |
| Ca                                   |        |        |        |        |        |        |        |       |        |
| Ap                                   | 0.39   | 0.44   | 0.66   | 0.55   | 0.6    | 0.13   | 0.33   | 0.63  | 0.47   |
| An                                   | 4.03   | 48.5   | 29.8   | 55.2   | 43.7   | 35.7   | 52.5   | 68.6  | 56.3   |
| Th                                   | 34.79  | 33.9   | 53.99  | 25.28  | 41.14  | 43.4   | 30.95  | 16.76 | 25.6   |
| Ch                                   | 8.65   | 5.82   | 13.34  | 5.46   | 14.68  | 20.82  | 13.04  | 22.9  | 23.07  |

Tableau 14 - Analyses chimiques globales.

Table 14 - Global chemical analysis.

| Echantillons<br>Lame                 | 13     | 14     | 15     | 16     | 22     | 23     | 24     | 25     | 36     | 32    | 33     | 34    |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 46,6   | 49,9   | 50,8   | 49,2   | 48,3   | 49,8   | 48,6   | 47,9   | 50,7   | 43,4  | 49,8   | 43,6  |
| TiO <sub>2</sub>                     | 3,21   | 1,66   | 2,81   | 2,36   | 2,50   | 1,61   | 1,89   | 2,91   | 2,45   | 2,94  | 3,36   | 3,43  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 12,8   | 15,6   | 13,8   | 13,4   | 12,8   | 13,9   | 14,0   | 12,8   | 13,2   | 12,7  | 12,9   | 13,9  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 3,8    | 2,6    | 4,5    | 5,3    | 4,3    | 2,2    | 2,8    | 3,5    | 3,4    | 1,7   | 3,5    | 1,9   |
| FeO                                  | 10,6   | 5,8    | 9,1    | 7,2    | 10,8   | 10,9   | 9,5    | 10,8   | 9,8    | 8,0   | 10,9   | 14,0  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Total |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |
| InO                                  | 0,28   | 0,16   | 0,22   | 0,23   | 0,25   | 0,21   | 0,20   | 0,23   | 0,24   | 0,18  | 0,22   | 0,25  |
| H <sub>2</sub> O                     | 5,97   | 6,64   | 5,00   | 5,58   | 6,01   | 6,91   | 6,70   | 5,53   | 5,42   | 8,01  | 6,22   | 8,49  |
| CaO                                  | 10,65  | 7,16   | 7,25   | 9,44   | 9,83   | 9,82   | 10,84  | 9,77   | 8,67   | 12,35 | 7,31   | 7,66  |
| Na <sub>2</sub> O                    | 2,1    | 3,4    | 3,0    | 2,2    | 2,3    | 1,4    | 2,3    | 2,3    | 2,2    | 3,0   | 3,6    | 1,9   |
| K <sub>2</sub> O                     | 0,98   | 3,11   | 1,04   | 0,60   | 0,67   | 0,31   | 0,58   | 0,78   | 0,74   | 0,32  | 0,29   | 0,67  |
| H <sub>2</sub> O                     | 1,4    | 2,3    | 1,6    | 1,9    | 1,5    | 1,6    | 1,3    | 2,4    | 1,7    | 2,3   | 2,0    | 2,5   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,37   | 0,74   | 0,54   | 0,32   | 0,23   | 0,19   | 0,20   | 0,32   | 0,27   | 0,44  | 0,49   | 0,40  |
| CO <sub>2</sub>                      |        | 1,1    | 0,2    | 2,9    | 0,1    | 0,2    | 0,2    | 0,3    | 0,2    | 4,4   | 0,1    | 0,2   |
| S                                    | 0,7    | 0,4    | 0,05   | 0,17   | 0,04   | 0,05   | 0,04   | 0,24   | 0,06   | 0,02  | 0,08   | 0,04  |
| TOTAL                                | 99,0   | 100,6  | 100,1  | 100,8  | 99,7   | 99,3   | 99,3   | 99,9   | 99,2   | 99,9  | 100,9  | 99,0  |
| BA                                   | 19     | 138    | 18     | 14     | 13     | 05     | 14     | 16     | 11     | 23    | 12     | 28    |
| RB                                   | 09     | 12     | 07     | 06     | 03     | 05     | 02     | 04     | 01     | 04    | 01     | 05    |
| ZN                                   | 15     | 11     | 15     | 14     | 15     | 13     | 14     | 12     | 10     | 12    | 17     | 15    |
| PARAMETRES DE NIGGLI                 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |
| a1                                   | 18.00  | 24.00  | 21.00  | 20.00  | 18.00  | 20.00  | 19.00  | 18.00  | 20.00  | 17.00 | 19.00  | 18.00 |
| fm                                   | 49.00  | 43.00  | 49.00  | 47.00  | 51.00  | 51.00  | 47.00  | 49.00  | 49.00  | 46.00 | 53.00  | 58.00 |
| c                                    | 27.00  | 20.00  | 20.00  | 26.00  | 25.00  | 25.00  | 27.00  | 26.00  | 24.00  | 30.00 | 19.00  | 18.00 |
| alk                                  | 6.00   | 14.00  | 9.00   | 6.00   | 6.00   | 4.00   | 6.00   | 7.00   | 7.00   | 7.00  | 9.00   | 5.00  |
| Si                                   | 110.00 | 128.00 | 133.00 | 126.00 | 115.00 | 120.00 | 114.00 | 117.00 | 131.00 | 99.00 | 124.00 | 98.00 |
| Ti                                   | 6.00   | 3.00   | 6.00   | 5.00   | 4.00   | 3.00   | 3.00   | 5.00   | 5.00   | 5.00  | 6.00   | 6.00  |
| P                                    |        | 1.00   | 1.00   |        |        |        |        |        |        |       | 1.00   |       |
| H                                    | 11.00  | 20.00  | 14.00  | 16.00  | 12.00  | 13.00  | 10.00  | 20.00  | 15.00  | 17.00 | 17.00  | 19.00 |
| CO <sub>2</sub>                      |        | 4.00   | 1.00   | 10.00  |        | 1.00   | 1.00   | 1.00   | 1.00   | 14.00 |        | 1.00  |
| 100 X K                              | 23.00  | 38.00  | 19.00  | 15.00  | 16.00  | 13.00  | 14.00  | 18.00  | 18.00  | 7.00  | 5.00   | 19.00 |
| 100 X Mg                             | 43.00  | 59.00  | 40.00  | 45.00  | 42.00  | 48.00  | 49.00  | 41.00  | 42.00  | 60.00 | 44.00  | 49.00 |
| NORME C.I.P.W.                       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |
| Q                                    | 0.8    |        | 6.86   | 12.56  | 2.79   | 6.45   | 0.72   | 3.3    | 8.11   |       | 2.25   |       |
| Or                                   | 5.87   |        | 6.25   | 3.61   | 4.02   | 1.86   | 3.47   | 4.72   | 4.45   | 1.94  | 1.75   | 4.06  |
| Ab                                   | 18.02  |        | 25.8   | 18.97  | 19.76  | 12.04  | 19.72  | 19.94  | 18.94  | 25.98 | 31.08  | 16.49 |
| An                                   | 22.93  |        | 21.46  | 25.4   | 22.97  | 31.23  | 26.51  | 22.85  | 24.37  | 20.72 | 18.55  | 28.13 |
| Di                                   | 13.6   |        | 4.88   | 0.73   | 11.44  | 7.09   | 12.52  | 10.28  | 7.54   | 5.92  | 6.86   | 2.98  |
| He                                   | 9.21   |        | 3.     | 0.25   | 8.41   | 5.72   | 8.10   | 8.18   | 5.64   | 2.27  | 4.63   | 2.33  |
| En                                   | 8.78   |        | 10.39  | 13.83  | 9.89   | 14.2   | 11.11  | 9.35   | 10.24  | 12.31 | 12.62  | 11.14 |
| Fer                                  | 6.82   |        | 7.32   | 5.35   | 8.34   | 13.15  | 8.24   | 8.53   | 8.79   | 5.41  | 9.77   | 9.98  |
| For                                  |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 3.76  |        | 6.42  |
| Fa                                   |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 1.82  |        | 6.34  |
| Il                                   | 6.18   |        | 5.42   | 4.57   | 4.82   | 3.11   | 3.64   | 5.66   | 4.73   | 5.71  | 6.51   | 6.68  |
| Ma                                   | 5.59   |        | 6.63   | 7.83   | 6.33   | 3.24   | 4.11   | 5.2    | 5.01   | 2.52  | 5.17   | 2.82  |
| Ca                                   |        |        | 0.46   | 6.71   | 0.23   | 0.46   | 0.46   | 0.7    | 0.46   | 10.23 | 0.23   | 0.47  |
| Ap                                   | 0.95   |        | 1.39   | 0.83   | 0.59   | 0.49   | 0.51   | 0.83   | 0.70   | 1.14  | 1.27   | 1.04  |
| An                                   | 56.    |        | 45.4   | 57.2   | 53.8   | 72.2   | 57.3   | 53.4   | 56.3   | 44.4  | 37.4   | 63.   |
| Th                                   | 24.7   |        | 38.91  | 35.15  | 26.57  | 20.35  | 23.91  | 27.97  | 31.5   | 27.92 | 35.07  | 20.56 |
| Ch                                   | 24.39  |        | 30.79  | 39.84  | 26.38  | 15.37  | 20.96  | 22.58  | 23.79  | 16.05 | 22.42  | 10.88 |

Tableau 15 - Analyses chimiques globales.

Table 15 - Global chemical analysis.

b. CARACTERISATION DES LAVES ET DES AMPHIBOLITES.

- Le diagramme  $\left[ \frac{Al}{3} - K \right] f. \left[ \frac{Al}{3} - Na \right]$

Ce diagramme proposé par De La Roche et al. (1974) met en évidence le comportement des ions Al, K et Na. L'essentiel des laves du Groupe Sylvester tombe dans le domaine des basaltes intermédiaires et des basaltes s.s. (fig.122). Les amphibolites qui proviennent du Groupe Sylvester et de la Chaîne Sifton apparaissent dans les mêmes domaines (fig.123).

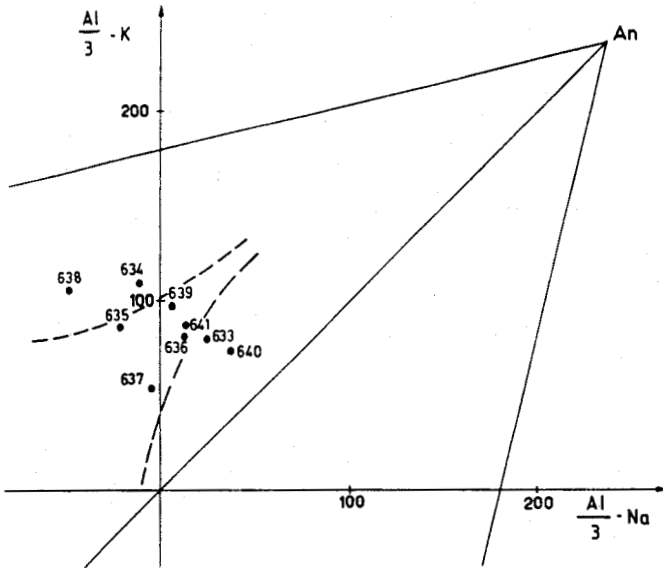


Fig. 122 - Les laves du Groupe Sylvester sur un diagramme  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$

Fig. 122 - Sylvester lavas on  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$  diagram.

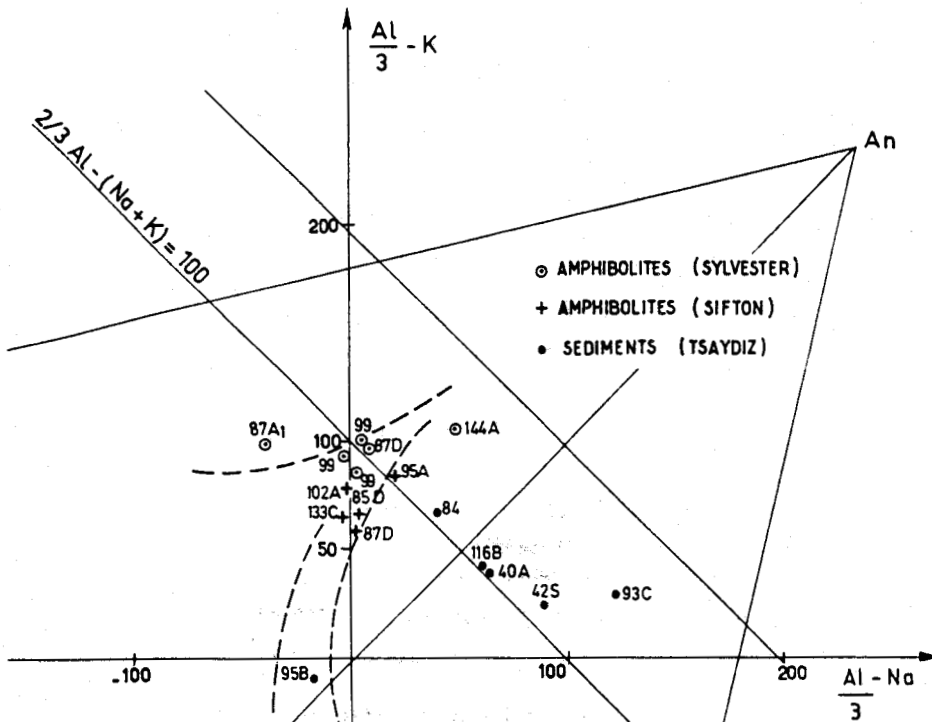


Fig. 123 - Les amphibolites sur un diagramme  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$

Fig. 123 - Amphibolites on  $\frac{Al}{3} - K / \frac{Al}{3} - Na$  diagram.

- Le diagramme  $\left[ \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{K} \right]$  f.  $\left[ \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{Na} \right]$

Ce diagramme proposé par Moine (1969) tente d'apporter des éléments de réponse à la question de l'origine des amphibolites. Les calculs sont effectués à partir du nombre de millièmes contenus dans 100 grammes de roche ou de minéral.

Ces diagrammes présentent la position des amphibolites qui doivent se situer dans le domaine où  $\text{Na} > \text{K}$ , au-dessus de la bissectrice issue de An et passant par l'origine.

Les laves du Groupe Sylvester sont également réparties dans le champ des basaltes alcalins et dans celui des basaltes tholéitiques, et ils se situent évidemment hors du champ des paraamphibolites (fig. 124). Les amphibolites issues du Groupe Sylvester se situent dans le champ de basaltes alcalins (fig. 125) alors que celles prélevées dans la chaîne Sifton sont dans le champ tholéitique (fig. 125 et 126). Des sédiments du Groupe Ingenika (Formation Tsaydiz) et des métasédiments provenant de la chaîne Sifton ont été portés sur ces mêmes diagrammes pour permettre une comparaison.

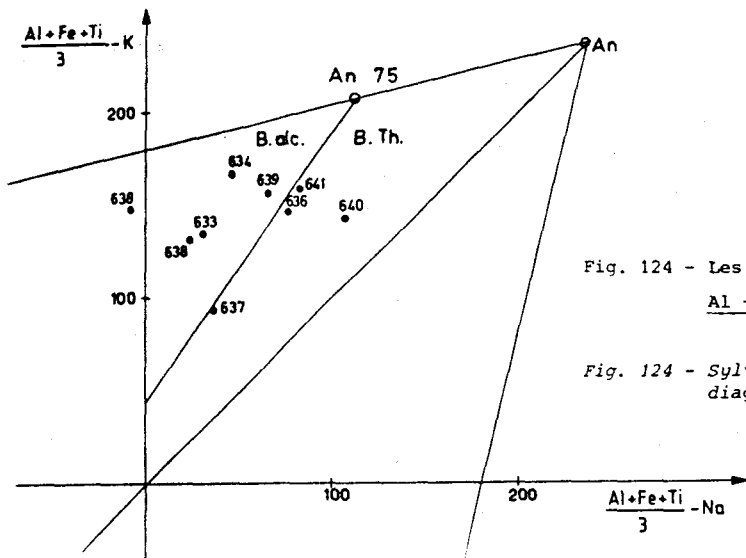
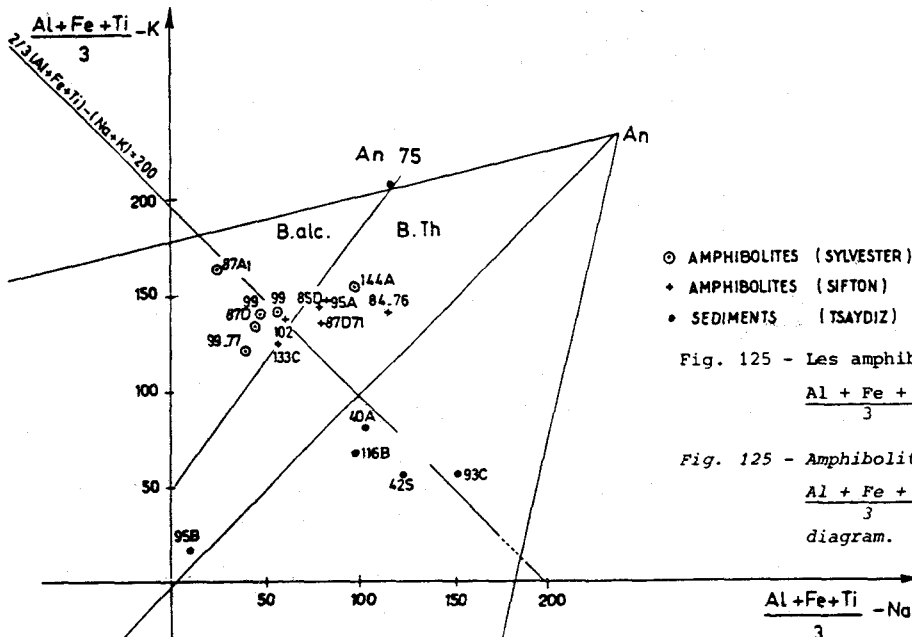


Fig. 124 - Les laves du Groupe Sylvester sur un diagramme

$$\frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{K} / \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{Na}$$

Fig. 124 - Sylvester lavas on  $\frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{K} / \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{Na}$  diagram.



○ AMPHIBOLITES (SYLVESTER)

+ AMPHIBOLITES (SIFTON)

• SEDIMENTS (TSAYDIZ)

Fig. 125 - Les amphibolites sur un diagramme

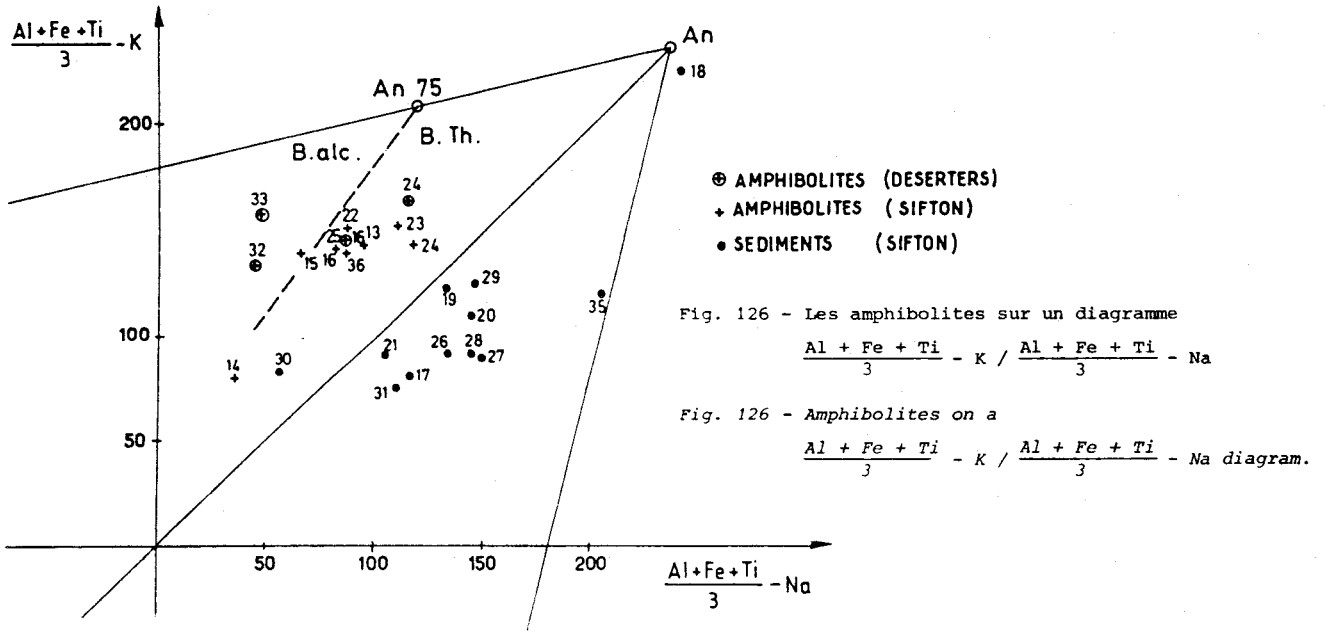
$$\frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{K} / \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{Na}$$

Fig. 125 - Amphibolites on a

$$\frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{K} / \frac{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}}{3} - \text{Na}$$

diagram.





- Les diagrammes de Miyashiro et de Kuno.

Ces diagrammes permettent la distinction entre les lignées tholeitiques et les lignées calco-alcalines, ils utilisent les variations de  $SiO_2$  et  $TiO_2$  en fonction du rapport de  $FeO^*$  (fer total exprimé en  $FeO$ ) sur  $MgO$ . (Miyashiro 1973, 1975).

Sur le premier diagramme (fig.127) la plupart des laves du Groupe Sylvester apparaissent dans le domaine tholeitique et plus précisément dans le domaine des tholeïtes abyssales. Dans ce domaine on retrouve la plupart des analyses portées sur la figure 128, mais une plus grande dispersion apparaît ; elle se marque aussi sur les diagrammes de Kuno (1968) qui utilisent le pourcentage pondéral de  $Na_2O + K_2O$  en fonction de  $SiO_2$  (fig. 129).

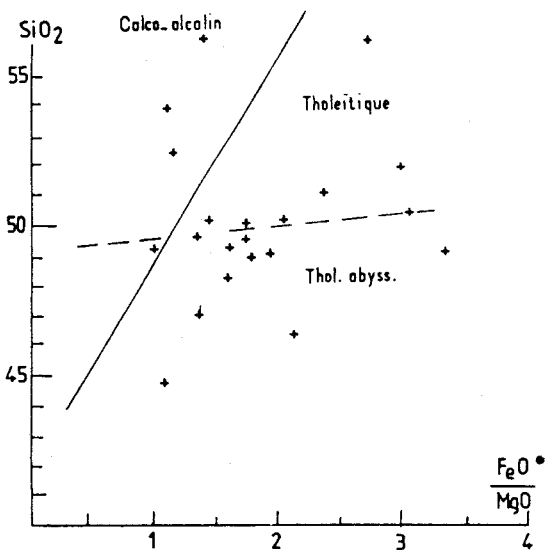


Fig. 127 - Diagramme de Miyashiro.

Fig. 127 - Miyashiro's diagram.

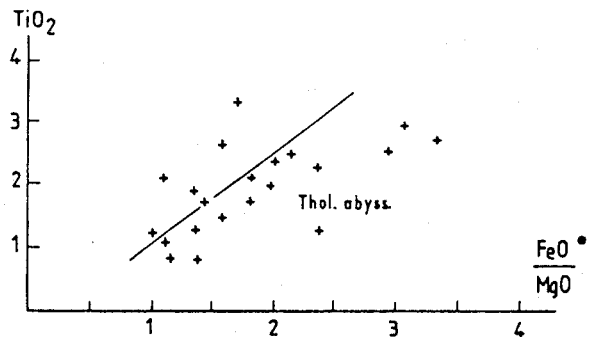


Fig. 128 - Diagramme de Miyashiro.

Fig. 128 - Miyashiro's diagram.

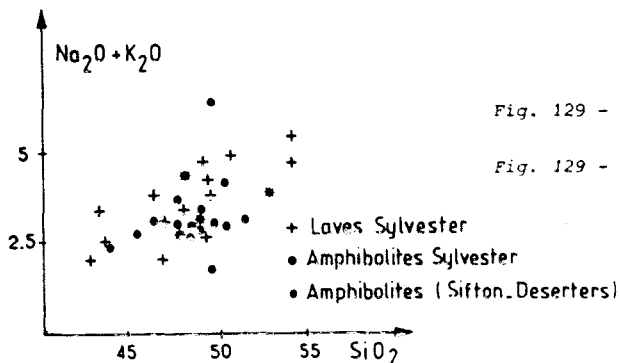
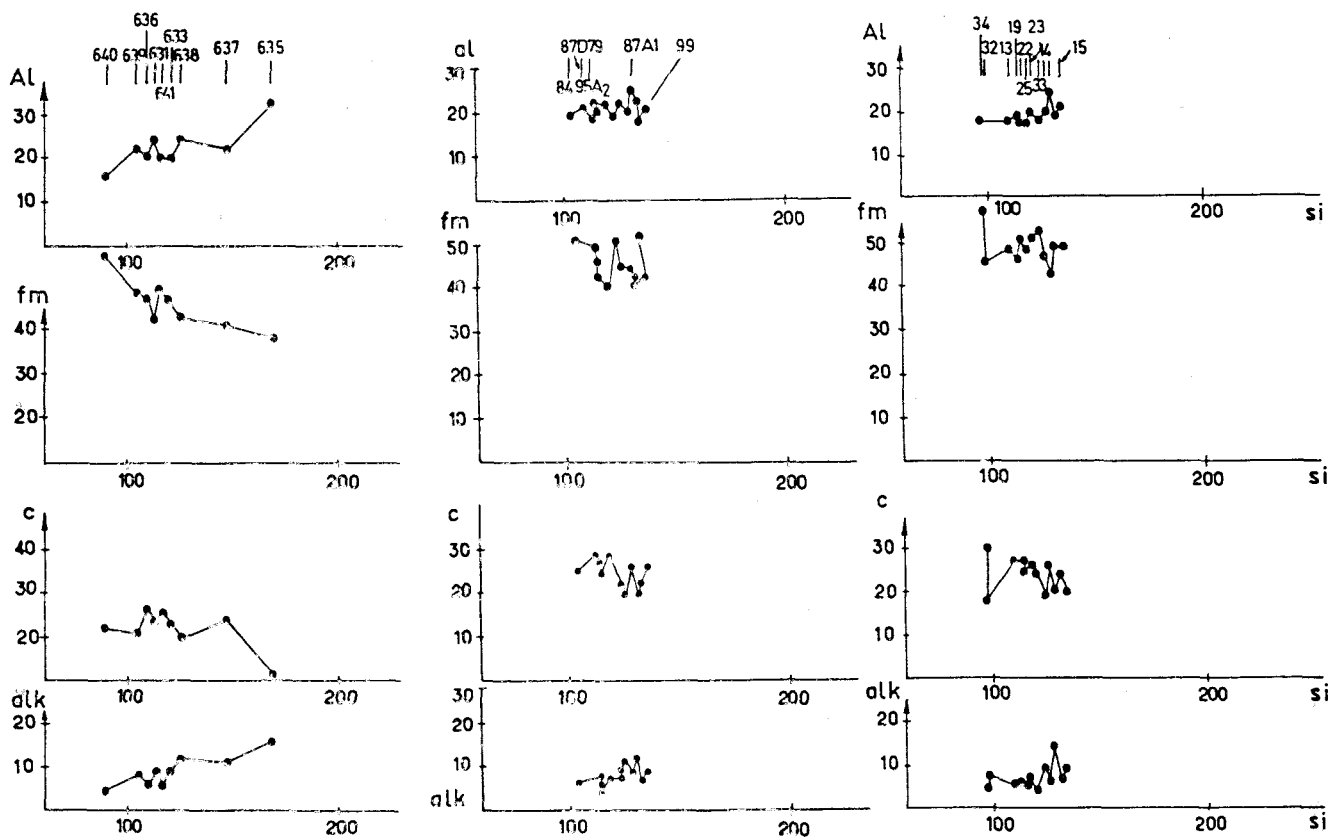


Fig. 129 - Diagramme de Kuno  $(Na_2O + K_2O) / SiO_2$ .

Fig. 129 - Kuno's diagram  $(Na_2O + K_2O) / SiO_2$ .

- Les paramètres de Niggli.

On distingue immédiatement sur ces diagrammes une faible variation de Si dans les amphibolites, alors que les laves en montrent une plus importante. Les laves du Groupe Sylvester ont des propriétés chimiques voisines à l'exception des échantillons 635 et 637. Une même orientation apparaît sur les diagrammes de Niggli,  $[ti]$  f. de  $[si]$   $[al + fm - (alk + c)]$  f.  $[si]$  Toutes les laves et les amphiboles se situent dans un champ bien circonscrit (fig.130). Les amphibolites ont donc bien une origine orthodérivée.



LAVES (SYLVESTER)

AMPHIBOLITES (SIFTON-SYLVESTER)

AMPHIBOLITES (SIFTON-DESERTERS)

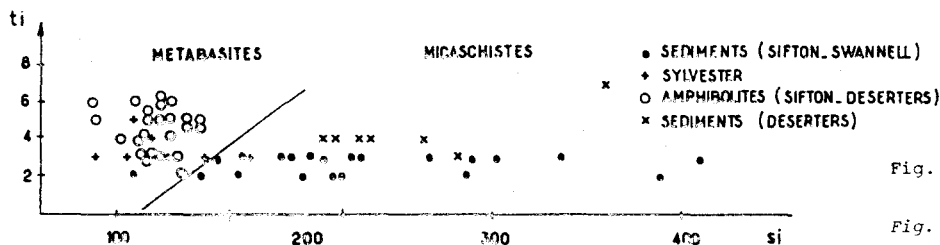


Fig. 130- Les différents paramètres de Niggli.

Fig. 130- Niggli's parameters

. Un contraste entre les différents ensembles apparaît, on constate un important groupement des valeurs de *si*, *al*, *fm*, *c* et *alk*, ces valeurs ne semblent pas appropriées pour distinguer les différentes formations. Par contre le diagramme *ti/si* permet de différencier les métabasites des micaschistes, de plus il semble que *ti* soit plus élevé dans les amphibolites que dans les laves de Sylvester (fig. 130). Les diagrammes  $al + fm - (alk + c)$  sont assez similaires pour les amphibolites issues du Groupe Sylvester, et les amphibolites orientales de la chaîne Sifton et de la chaîne Deserters (fig. 131).

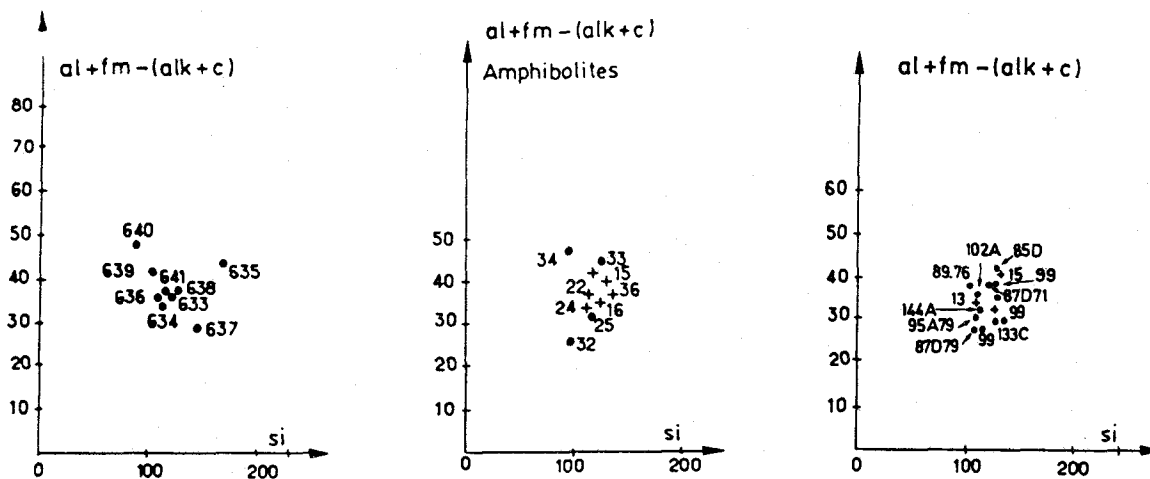


Fig. 131 - Caractérisation des laves et des amphibolites par des diagrammes  $al + fm - (alk + c)/si$   
 a - Les laves du Groupe Sylvester  
 b-c - Les amphibolites.

Fig. 131 -  $al + fm - (alk + c)/si$  diagram.  
 a - Sylvester lavas  
 b-c - Amphibolites.

- Variation des éléments majeurs.

$SiO_2$  varie très peu en fonction de  $Al_2O_3$  (fig. 132), il n'en est pas de même pour la variation de MgO en fonction de  $FeO + Fe_2O_3$  (fig. 133). L'oxydation a pu être importante et variable selon les échantillons.

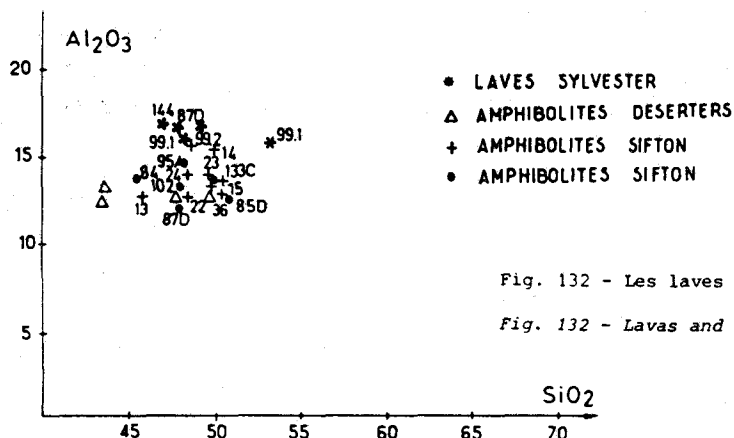


Fig. 132 - Les laves et les amphibolites sur un diagramme  $SiO_2/Al_2O_3$

Fig. 132 - Lavas and amphibolites on  $SiO_2/Al_2O_3$  diagram.



## II. ANALYSE DES MINÉRAUX.

### A. LES ANALYSES.

Les paragenèses observées dans les roches les plus fréquentes ont été décrites précédemment, il est indispensable de connaître la composition chimique de ces minéraux pour connaître les éventuelles substitutions, les zonations et les équilibres chimiques les plus courants. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Pétrographie de Louvain La Neuve, sur microsonde ARL, puis sur une microsonde CAMEBAX. Les formules structurales ont été calculées pour les différents minéraux, pour certains d'entre eux (amphibole, pyroxène) la répartition  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  est recalculée.

#### 1. ETUDE CHIMIQUE DES AMPHIBOLES.

Les amphiboles analysées proviennent de la Formation Swannell et des roches situées dans les monts Deserters et Sifton. Leurs analyses chimiques sont reportées dans les tableaux 16 et 17. La répartition  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  est calculée sur une base de 23 oxygènes à partir des travaux de Papike (1974) et Papike et al. (1974). L'analyse brute est d'abord indiquée sur les différents tableaux, puis figure l'analyse calculée.

AMPHIBOLES

| Echantillons<br>Lame           | 86B76<br>823-8 | 86B76<br>823-8 | 86B76<br>823-9 | 86B76<br>823-9 | 99Pe76<br>825-1 | 99Pe76<br>825-1 | 99Pe76<br>825-2 | 99Pe76<br>825-2 | 74B <sub>2</sub> 75<br>15 | 74B <sub>2</sub> 75<br>15 | 74B <sub>2</sub> 75<br>17 | 74B <sub>2</sub> 75<br>17 | 83B75<br>8 |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 41.4           | 41.4           | 42.2           | 42.2           | 42.2            | 42.2            | 42.9            | 42.9            | 40.44                     | 40.44                     | 41.20                     | 41.20                     | 42.14      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.6            | 0.6            | 0.5            | 0.5            | 0.7             | 0.7             | 0.6             | 0.6             | 0.43                      | 0.43                      | 0.37                      | 0.37                      | 0.35       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.6           | 16.6           | 16.4           | 16.4           | 14.5            | 14.5            | 13.9            | 13.9            | 18.20                     | 18.20                     | 18.33                     | 18.33                     | 16.27      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                | 8.1            |                | 8.9            |                 | 10.0            |                 | 9.9             |                           | 3.69                      |                           | 6.77                      |            |
| FeO                            | 16.4           | 9.1            | 16.7           | 8.7            | 17.1            | 8.1             | 17.3            | 8.4             | 15.93                     | 12.61                     | 15.70                     | 9.61                      | 14.10      |
| MnO                            | 0.3            | 0.3            |                |                | 0.4             | 0.4             | 0.5             | 0.5             |                           |                           | 0.64                      | 0.64                      | 0.94       |
| MgO                            | 8.4            | 8.4            | 8.8            | 8.8            | 9.9             | 9.9             | 10.0            | 10.0            | 6.53                      | 6.53                      | 7.85                      | 7.85                      | 9.13       |
| CaO                            | 10.5           | 10.5           | 10.3           | 10.3           | 10.9            | 10.9            | 10.9            | 10.9            | 10.01                     | 10.01                     | 10.50                     | 10.50                     | 11.04      |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.5            | 1.5            | 1.5            | 1.5            | 1.7             | 1.7             | 1.6             | 1.6             | 1.78                      | 1.78                      | 1.77                      | 1.77                      | 1.26       |
| K <sub>2</sub> O               | 0.3            | 0.3            | 0.4            | 0.4            | 0.5             | 0.5             | 0.5             | 0.5             | 0.41                      | 0.41                      | 0.39                      | 0.39                      | 0.46       |
| H <sub>2</sub> O               | 2.0            | 2.0            | 2.0            | 2.1            | 2.0             | 2.1             | 2.0             | 2.1             | 1.95                      | 1.97                      | 2.01                      | 2.04                      | 2.00       |
| TOTAL                          | 97.9           | 98.8           | 98.9           | 99.8           | 99.8            | 100.9           | 100.1           | 101.1           | 95.68                     | 96.07                     | 98.76                     | 99.47                     | 97.74      |
| Si                             | 6.25           | 6.13           | 6.31           | 6.17           | 6.03            | 6.15            | 6.39            | 6.24            | 6.22                      | 6.16                      | 6.15                      | 6.05                      | 6.32       |
| Al                             | 1.75           | 1.87           | 1.69           | 1.83           | 1.70            | 1.85            | 1.61            | 1.76            | 1.77                      | 1.83                      | 1.84                      | 1.94                      | 1.67       |
| Al                             | 1.20           | 1.02           | 1.19           | 0.99           | 0.86            | 0.64            | 0.82            | 0.61            | 1.52                      | 1.43                      | 1.38                      | 1.23                      | 1.20       |
| Ti                             | 0.06           | 0.06           | 0.06           | 0.06           | 0.07            | 0.07            | 0.07            | 0.07            | 0.05                      | 0.04                      | 0.04                      | 0.04                      | 0.04       |
| Fe <sub>3</sub>                |                | 0.90           |                | 0.98           |                 | 1.10            |                 | 1.08            |                           | 0.42                      |                           | 0.74                      |            |
| Fe <sub>2</sub>                | 2.07           | 1.12           | 2.08           | 1.06           | 2.14            | 0.99            | 2.15            | 1.02            | 2.05                      | 1.60                      | 1.96                      | 1.18                      | 1.77       |
| Mn                             | 0.04           | 0.04           |                |                | 0.05            | 0.05            | 0.06            | 0.06            |                           |                           | 0.08                      | 0.08                      | 0.12       |
| Mg                             | 1.88           | 1.85           | 1.96           | 1.91           | 2.20            | 2.15            | 2.21            | 2.16            | 1.50                      | 1.48                      | 1.74                      | 1.72                      | 2.04       |
| Ca                             | 1.70           | 1.67           | 1.65           | 1.62           | 1.74            | 1.70            | 1.73            | 1.69            | 1.65                      | 1.63                      | 1.68                      | 1.65                      | 1.77       |
| Na                             | 0.44           | 0.43           | 0.45           | 0.44           | 0.49            | 0.48            | 0.47            | 0.46            | 0.53                      | 0.52                      | 0.51                      | 0.50                      | 0.36       |
| K                              | 0.06           | 0.06           | 0.07           | 0.07           | 0.09            | 0.09            | 0.09            | 0.08            | 0.08                      | 0.08                      | 0.07                      | 0.07                      | 0.08       |
| OH                             | 2.00           | 2.00           | 2.00           | 2.00           | 2.00            | 2.00            | 2.00            | 2.00            | 2.00                      | 2.00                      | 2.00                      | 2.00                      | 2.00       |

Tableau 16 - Analyses chimiques des amphiboles.

Table 16 - Analyses of amphiboles.

AMPHIBOLES

| Echantillons<br>Lame           | 83B75<br>8 | 98A75<br>43 | 98A75<br>43 | 98A75<br>44 | 98A75<br>44 | 52B76<br>826-4 | 52B76<br>826-4 | 143-4<br>31 | 143-4<br>31 | 70-14A<br>23 | 70-14A<br>23 |
|--------------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 42.14      | 41.44       | 41.44       | 41.96       | 41.96       | 41.60          | 41.60          | 39.47       | 39.47       | 39.56        | 39.56        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.35       | 0.54        | 0.54        | 0.56        | 0.56        | 0.75           | 0.75           | 1.13        | 1.13        | 0.24         | 0.24         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.27      | 17.13       | 17.13       | 16.30       | 16.30       | 14.20          | 14.20          | 14.83       | 14.83       | 19.40        | 19.40        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.92       |             | 7.34        |             | 6.27        |                | 0.71           |             | 7.44        |              | 9.82         |
| FeO                            | 8.77       | 18.33       | 11.72       | 18.13       | 12.49       | 16.45          | 15.81          | 21.12       | 14.42       | 19.20        | 10.36        |
| MnO                            | 0.94       | 0.02        | 0.02        | 0.06        | 0.06        | 0.39           | 0.39           | 0.64        | 0.64        | 0.58         | 0.58         |
| MgO                            | 9.13       | 7.25        | 7.25        | 7.60        | 7.60        | 8.47           | 8.47           | 5.92        | 5.92        | 5.85         | 5.85         |
| CaO                            | 11.04      | 10.24       | 10.24       | 10.64       | 10.64       | 12.10          | 12.10          | 11.01       | 11.01       | 10.07        | 10.07        |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.26       | 1.84        | 1.84        | 1.77        | 1.77        | 0.88           | 0.88           | 1.09        | 1.09        | 1.26         | 1.26         |
| K <sub>2</sub> O               | 0.46       | 0.59        | 0.59        | 0.52        | 0.52        | 1.94           | 1.94           | 0.97        | 0.97        | 0.43         | 0.43         |
| H <sub>2</sub> O               | 2.03       | 2.00        | 2.03        | 2.00        | 2.03        | 1.97           | 1.98           | 1.92        | 1.96        | 1.97         | 2.02         |
| TOTAL                          | 98.36      | 99.38       | 100.15      | 99.54       | 100.20      | 98.75          | 98.83          | 98.19       | 98.98       | 98.56        | 99.60        |
| Si                             | 6.23       | 6.21        | 6.10        | 6.28        | 6.19        | 6.32           | 6.31           | 6.15        | 6.04        | 6.01         | 5.87         |
| Al                             | 1.76       | 1.78        | 1.89        | 1.71        | 1.81        | 1.67           | 1.68           | 1.84        | 1.95        | 1.98         | 2.13         |
| Al                             | 1.07       | 1.24        | 1.08        | 1.16        | 1.02        | 0.87           | 0.85           | 0.88        | 0.71        | 1.48         | 1.26         |
| Ti                             | 0.03       | 0.06        | 0.06        | 0.06        | 0.06        | 0.08           | 0.08           | 0.13        | 0.13        | 0.02         | 0.02         |
| Fe <sub>3</sub>                | 0.65       |             | 0.81        |             | 0.69        |                | 0.08           |             | 0.85        |              | 1.09         |
| Fe <sub>2</sub>                | 1.08       | 2.30        | 1.44        | 2.27        | 1.54        | 2.09           | 2.00           | 2.75        | 1.84        | 2.44         | 1.28         |
| Mn                             | 0.11       |             |             |             |             | 0.05           | 0.05           | 0.08        | 0.08        | 0.07         | 0.07         |
| Mg                             | 2.01       | 1.62        | 1.59        | 1.69        | 1.67        | 1.92           | 1.91           | 1.37        | 1.35        | 1.32         | 1.29         |
| Ca                             | 1.75       | 1.64        | 1.61        | 1.70        | 1.68        | 1.97           | 1.96           | 1.84        | 1.80        | 1.64         | 1.60         |
| Na                             | 0.36       | 0.53        | 0.52        | 0.51        | 0.50        | 0.26           | 0.25           | 0.33        | 0.32        | 0.37         | 0.36         |
| K                              | 0.08       | 0.11        | 0.11        | 0.09        | 0.09        | 0.37           | 0.37           | 0.19        | 0.18        | 0.08         | 0.08         |
| OH                             | 2.00       | 2.00        | 2.00        | 2.00        | 2.00        | 2.00           | 2.00           | 2.00        | 2.00        | 2.00         | 2.00         |

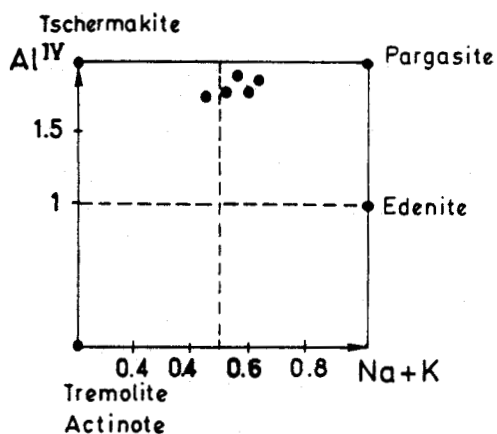
Tableau 17 - Analyses chimiques des amphiboles.

Table 17 - Analyses of amphiboles.

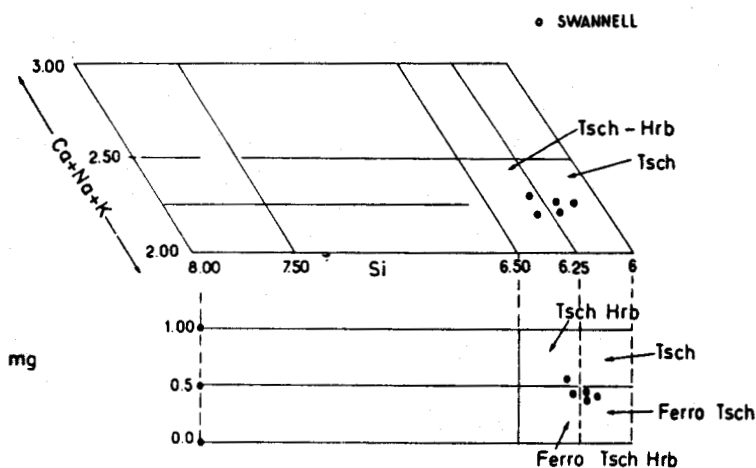
a. NATURE DES AMPHIBOLES ANALYSEES.

Elle est précisée à l'aide des diagrammes, élaborés par Leake (1968) qui prennent en compte  $[Al^{IV}]f. [(Na + K)]$ ,  $[Si]f. [\frac{Mg}{Mg + Fe + mn}]$ , enfin  $[Si]f. [Ca + Na + K]$  permettent de classer les amphiboles.

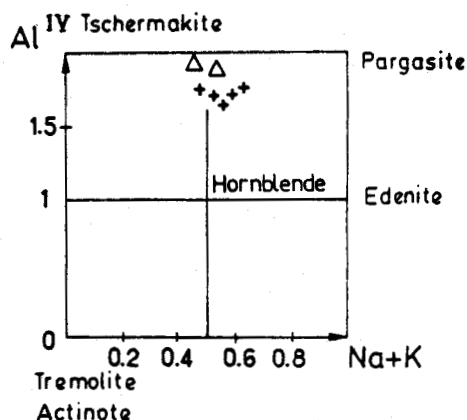
On constate sur les diagrammes de la figure 134 que les amphiboles sont des tschermakites, des hornblendes tschermakitiques et des ferro-tschermakites. Les analyses effectuées dans toutes les formations sont assez voisines. Il est à remarquer que la plupart des amphiboles cloturent assez bas. L'analyse de certaines d'entre elles recommencées plusieurs fois, n'a pas amélioré sensiblement le résultat, elles ont cependant été reportées. Enfin plusieurs analyses ont été effectuées à l'intérieur d'une même amphibole et il ne semble pas y avoir de zonation chimique.



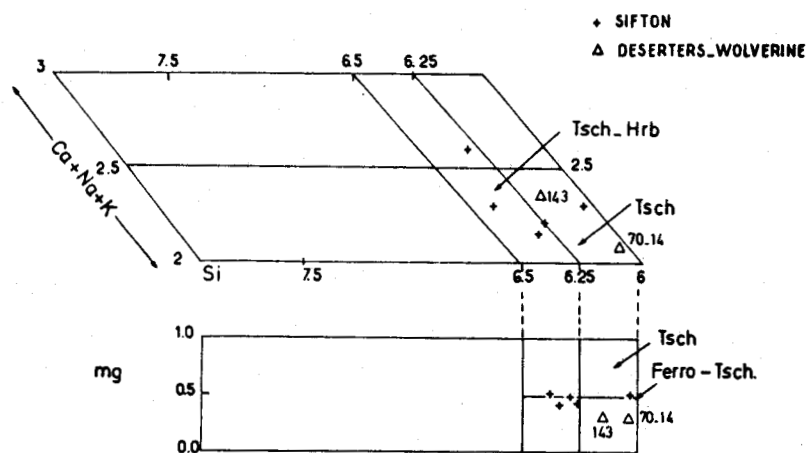
A



B



C



D

Fig. 134 - La nomenclature des amphiboles (Leake, 1968).

Fig. 134 - Amphiboles terminology (Leake, 1968).

b. LES SUBSTITUTIONS.

Les possibilités de substitutions sont très variées dans le groupes des amphiboles, quatre diagrammes sont présentés sur la figure 135. On y distingue tous les types reconnus, soit un groupement quasi parfait pour le diagramme  $R^{2+} - Al^{IV}$ , soit une grande dispersion pour les diagrammes  $R^{2+} - Fe^{2+}$ , et  $R^{2+} - Fe^{3+}$ , soit encore une très bonne substitution pour  $R^{2+} - Ca$  pour lesquels tous les points sont quasiment alignés. Il en est de même pour le diagramme  $Mg - Fe^{2+}$  (fig. 136) qui présente une pente inverse à celle observée sur le diagramme précédent.





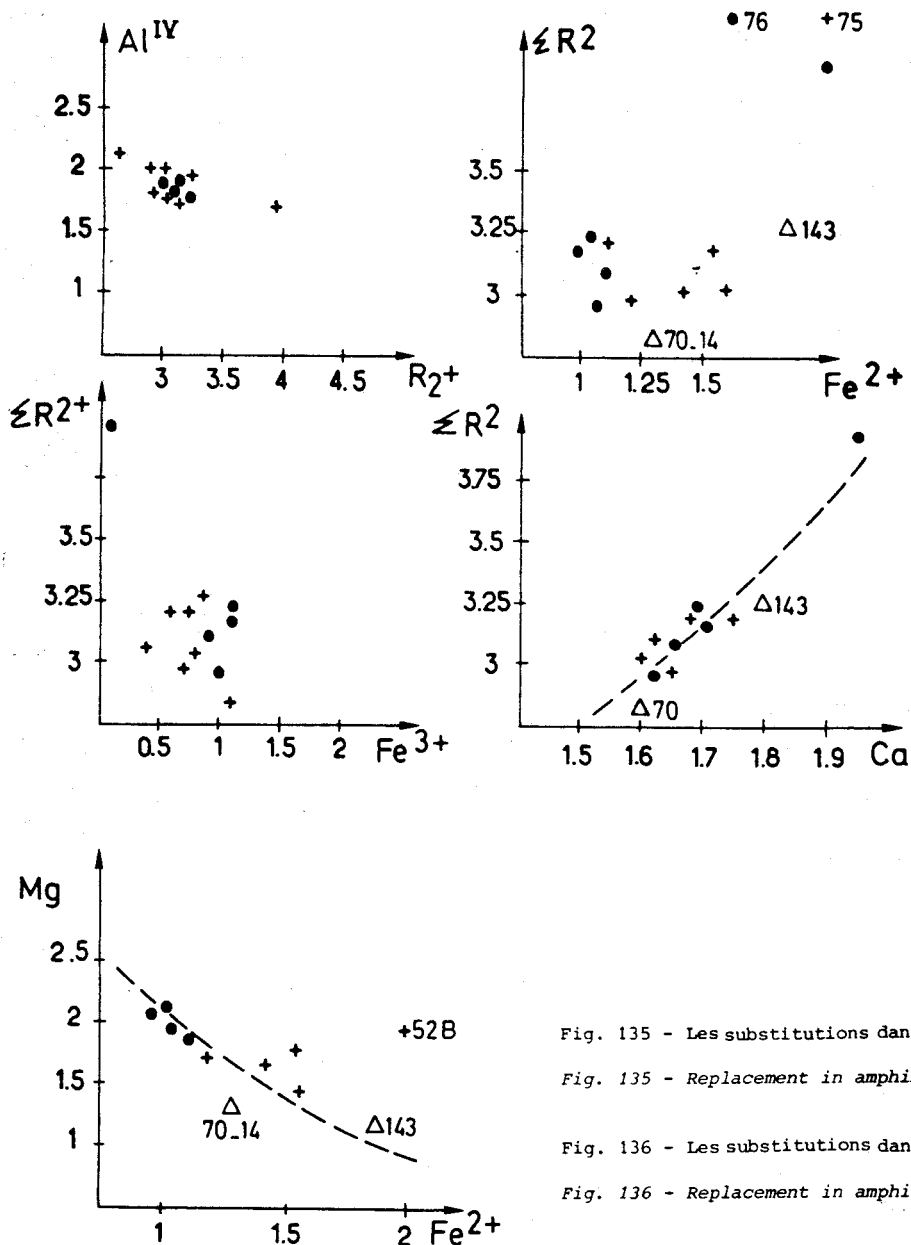


Fig. 135 - Les substitutions dans les amphiboles.

Fig. 135 - Replacement in amphiboles.

Fig. 136 - Les substitutions dans les amphiboles.

Fig. 136 - Replacement in amphiboles.

c. LES DIAGRAMMES.

Le diagramme  $Al^{IV} - Na + K$  permet de constater la grande homogénéité des amphiboles vertes, qu'elles soient issues de la Formation Swannell ou du Groupe Sifton, elles se situent toutes à la limite Tschermakite - Pargasite. Le diagramme qui présente les teneurs en silice par rapport à  $mg = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$ , montre que Si est très peu variable alors que mg peut varier de 0.33 à 0.51. (fig.137)

Le diagramme Al total  $\left[ Na + K \right]$  montre aussi l'homogénéité des amphiboles qui ne présentent pas plusieurs lignées, comme celles décrites par Santallier (1976) en fonction du stade des transformations des écloğites. La teneur en Na + K est constante et comprise entre 0,5 et 0,7 (fig. 138).

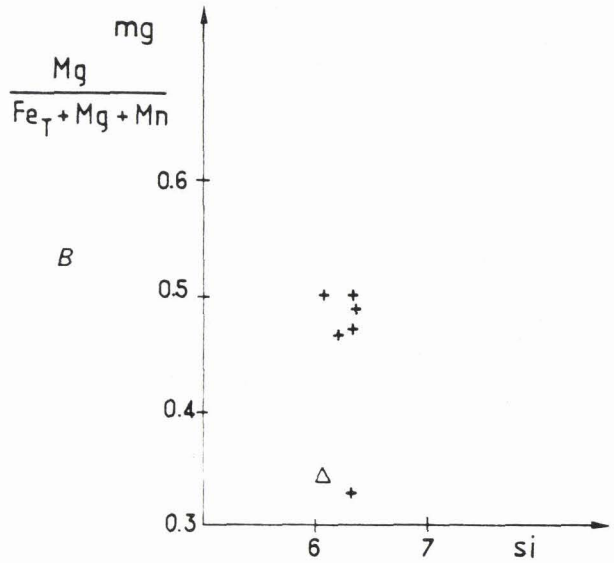
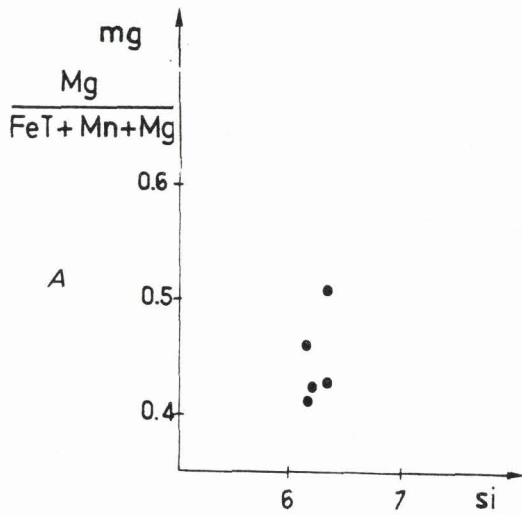


Fig. 137 - Diagramme mg/si des amphiboles.

- a - chaîne Swannell
- b - chaînes Sifton - Deserters - Wolverine.

Fig. 137 - mg/si diagram.

- a - Swannell Ranges
- b - Sifton - Deserters and Wolverine Ranges.

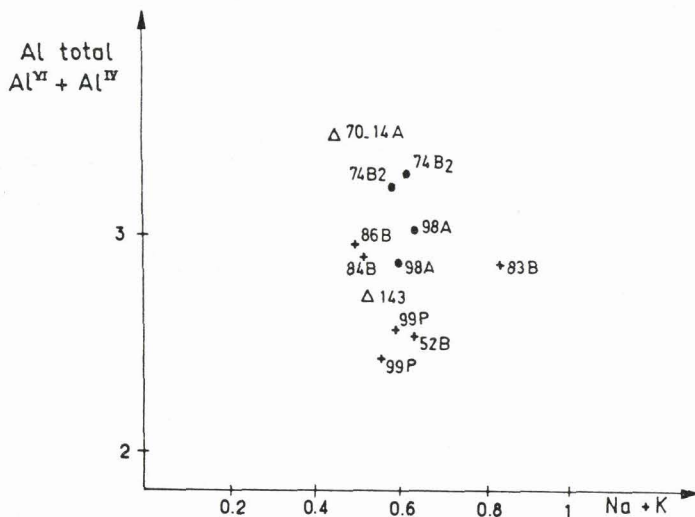


Fig. 138 - Diagramme Al total / Na + K des amphiboles.

Fig. 138 - Al total / Na + K for amphiboles.

Par contre sur le diagramme  $Al^{VI}/Si$  on constate une importante dispersion des amphiboles, en particulier  $Al^{VI}$  varie de 0.8 à 1.5, alors que Si reste compris entre 6 et 6.4. Ce diagramme est utilisé par Raase (1974) pour distinguer les différents climats métamorphiques à partir de l'analyse chimique des hornblendes. L'étude statistique de ces minéraux l'amène à poser une limite entre les zones de basse et de haute pression estimée à 5 kb. Il apparaît sur ce diagramme que les hornblendes issues des monts Sifton sont situées en dessous de cette limite et donc dans une zone de basse pression, alors que les hornblendes des monts Swannell sont de pression plus élevée. (fig. 139)



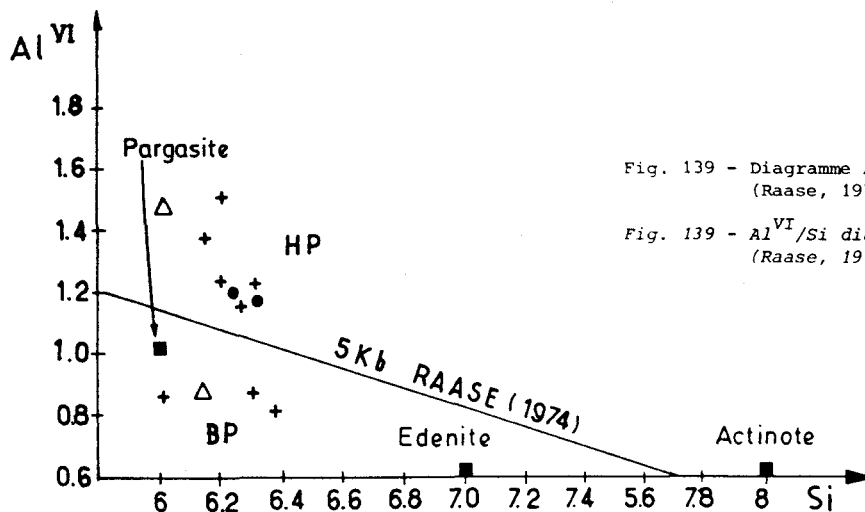


Fig. 139 - Diagramme Al<sup>VI</sup>/Si des amphiboles (Raase, 1974).

Fig. 139 - Al<sup>VI</sup>/Si diagram for amphiboles (Raase, 1974).

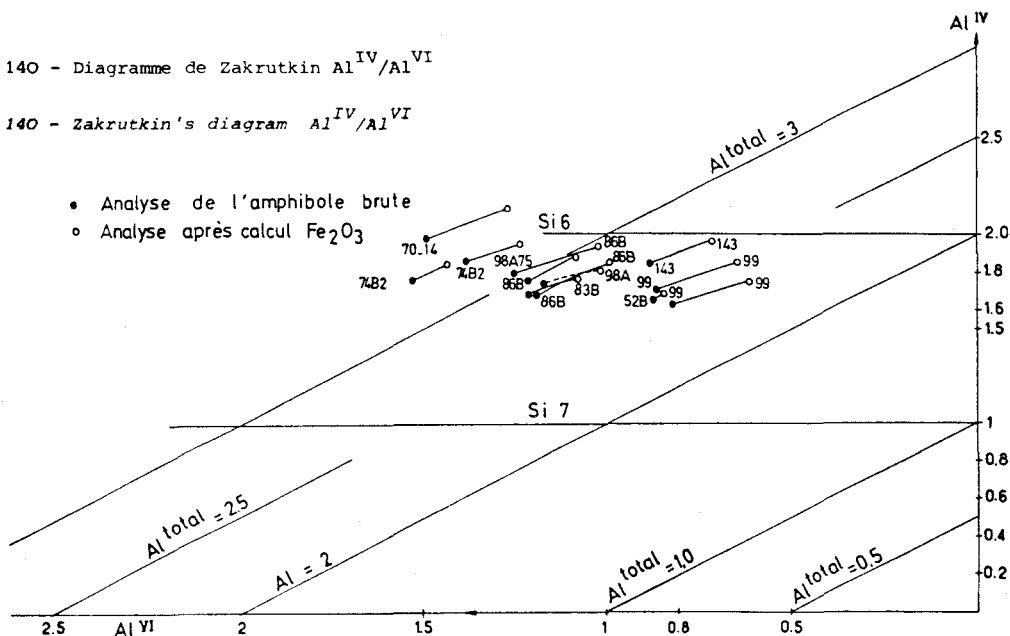
Raase (1974) a établi que le pourcentage de Ti est fonction de l'intensité métamorphique, ce type de relations n'a pas été mis en évidence avec les analyses recueillies.

Kostyuk et Sobolev (1969) ont distingué différents types de hornblendes paragénétiques correspondant à différents faciès et compositions de roches. Sur le diagramme de Zakrutkin (1968) (fig.140) ont été portées les compositions des hornblendes, avant et après calcul de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. On constate la stabilité de Al<sup>IV</sup> et la variation de Al<sup>VI</sup>.

Kostyuk et Sobolev (1969) montrent que les hornblendes sont stables entre 550°C et 900°C, une baisse de température amène une baisse en Al<sup>IV</sup> et en alcalins, un accroissement de pression entraîne une augmentation de l'aluminium (Al<sup>VI</sup>) en particulier aux pressions supérieures à 10 kb. Le diagramme 140 est complémentaire du précédent, en le comparant aux domaines paragénétiques établis par Kostyuk (ibid.), Al<sup>IV</sup> est compris entre 1.6 et 2.0. Seul varie notablement Al<sup>VI</sup> en raison du changement de pression, l'essentiel des analyses est situé dans le champ des roches à disthène, les roches des monts Sifton se situant dans les pressions plus faibles.

Fig. 140 - Diagramme de Zakrutkin Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup>

Fig. 140 - Zakrutkin's diagram Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup>



- Analyse de l'amphibole brute
- Analyse après calcul Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Quatre échantillons renferment à la fois de l'amphibole verte et de la biotite, le coefficient de distribution entre ces minéraux est calculé à partir de la méthode de Kretz (1959, 1961) reprise par Perchuk (1970).

$$K_D = \frac{X_{bi}}{1 - X_{bi}} \times \frac{1 - X_{hb}}{X_{hb}}$$

pour lequel  $X_{bi} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$        $X_{hb} = \frac{Mg}{Mg + Fe}$

Sur le diagramme 188 a été porté en abscisse

$$X_{Fe_{biot}} = \frac{Fe}{Mg + Fe} \quad \text{et} \quad X_{Fe_{hb}} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$$

Le manque d'analyse empêche de calculer précisément le coefficient de distribution, mais une corrélation semble possible entre les différentes analyses."

#### d. CONCLUSIONS.

L'analyse des amphiboles vertes observées dans la Formation Swannell et le Groupe Sifton permet de préciser les points suivants :

- Les amphiboles sont des hornblendes - tschermakitiques, des ferro-tschermakites et des tschermakites, qui restent homogènes quelle que soit l'origine de la roche.
- L'étude des substitutions ioniques possibles montre qu'il existe une relation entre  $R^{2+}$  et Ca et  $Fe^{2+}$  et Mg, les autres corrélations sont moins nettes parfois inexistantes.
- $Al^{VI}$  est variable, les roches issues de la chaîne Sifton et celles de la Formation Swannell sont distinguables par le paramètre.

Les pressions les plus importantes sont associées aux minéraux de la Formation Swannell, alors que ceux de la chaîne Sifton se situent généralement en-dessous de 5 kb (Raase). Si les paragenèses sont assez voisines, les conditions de formation, en particulier les conditions tardives, ont pu être différentes. L'étude des autres minéraux va permettre d'affiner les analogies et les différences entre ces conditions.

2. ETUDE CHIMIQUE DE LA BIOTITE ET DE SA GENESE.

a. LA NATURE DE LA BIOTITE.

L'analyse chimique a permis de calculer la formule structurale sur une base de 22 (O) selon les données de Deer, Howie et Zussmann (1962). La composition des principales biotites tombe dans un champ limite par la phlogopite, l'eastonite, la sidérophyllite et l'annite en fonction de Si et du rapport  $\frac{Fe^t}{Fe^t + Mg}$ . Ce diagramme prend en compte une des deux principales substitutions rencontrées dans les biotites :  $Si/Al^{IV}$  et Fe/Mg. Sur le diagramme 141 les analyses de la Formation Swannell ont été indiquées. Elles se groupent quasiment au centre de celui-ci.

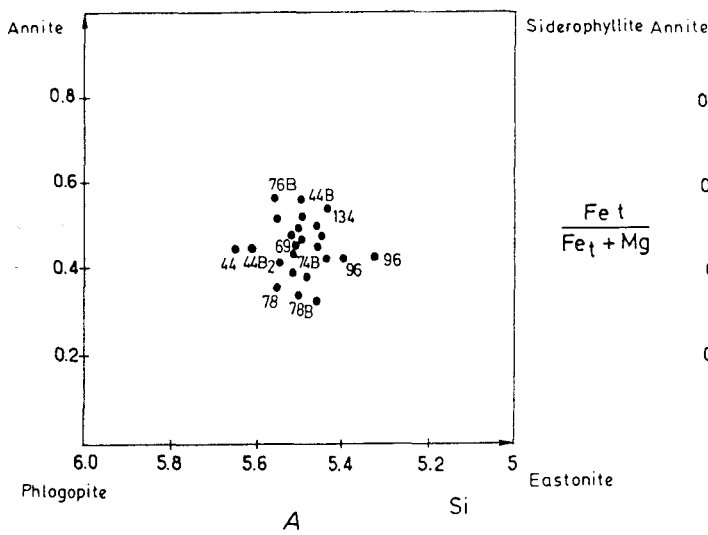


Fig. 141 - Composition chimique des biotites  
 a - chaîne Swannell  
 b - chaînes Sifton, Wolverine, Deserters et Cassiar

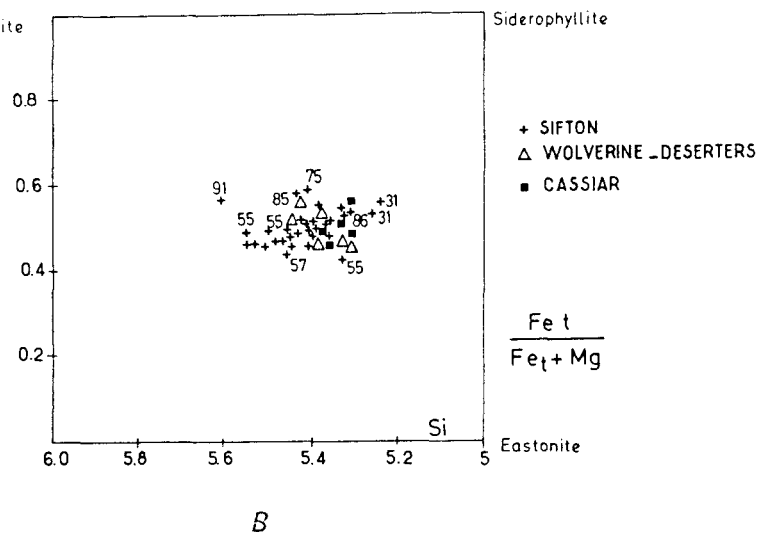


Fig. 141 - Chemical composition of biotites  
 a - Swannell Ranges  
 b - Sifton, Wolverine, Deserters and Cassiar Ranges.

Trois remarques peuvent être effectuées à partir de ce diagramme :

- Si diminue lorsque l'intensité métamorphique croît.
- Deux types de biotites ont été analysés, le premier se trouve dans la foliation principale et donc souvent antérieur à la formation du clivage de type strain slip, le second type se rencontre dans les biotites croisées souvent postérieures au strain slip. Entre ces deux types de biotites issues d'une même lame, des différences chimiques ont été observées, très souvent le deuxième type est moins riche en Si. Si une homogénéisation s'est produite, elle ne semble avoir été que partielle.
- Les analyses montrent que ce sont des biotites typiques.

Les analyses utilisées dans cette étude sont sur les tableaux 18 à 23.

BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 69A <sub>2</sub> 73<br>544-1 | 69A75<br>545-1 | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-29 | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-25 | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-36 | 49A75<br>792-11 | 49A75<br>792-13 | 96A75<br>546-1 | 96A75<br>546-2 | 96A 75<br>603-7 | 96A 75<br>603-8 | 96A 75<br>603-3 | 97A75<br>604 |
|--------------------------------|------------------------------|----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37.0                         | 38.1           | 37.10                         | 37.18                         | 35.93                         | 36.69           | 35.59           | 37.0           | 36.9           | 36.4            | 36.6            | 35.0            | 35.4         |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.3                          | 1.6            | 1.73                          | 1.45                          | 1.54                          | 1.43            | 1.50            | 1.4            | 1.4            | 1.5             | 1.3             | 1.4             | 1.4          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.5                         | 17.8           | 19.15                         | 19.41                         | 19.40                         | 18.92           | 18.47           | 18.6           | 18.3           | 18.8            | 18.4            | 19.3            | 18.8         |
| FeO                            | 17.8                         | 17.2           | 15.52                         | 16.08                         | 17.85                         | 17.58           | 18.30           | 16.1           | 15.8           | 18.8            | 16.4            | 17.2            | 16.2         |
| MnO                            |                              | 0.1            |                               |                               |                               |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |              |
| MgO                            | 11.7                         | 12.1           | 11.06                         | 11.90                         | 10.76                         | 11.05           | 9.91            | 13.4           | 13.5           | 12.1            | 12.5            | 12.5            | 12.7         |
| CaO                            |                              |                |                               |                               |                               |                 |                 |                |                | 0.1             |                 |                 |              |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.3                          |                |                               | 0.17                          | 0.1                           | 0.13            | 0.30            | 0.2            | 0.1            |                 |                 |                 |              |
| K <sub>2</sub> O               | 9.2                          | 9.2            | 7.75                          | 9.22                          | 9.15                          | 9.64            | 9.40            | 8.7            | 8.4            | 7.5             | 9.2             | 8.5             | 8.9          |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.0                          | 4.0            | 3.95                          | 4.03                          | 3.96                          | 3.99            | 3.88            | 4.0            | 4.0            | 4.0             | 4.0             | 4.0             | 4.0          |
| TOTAL                          | 100.0                        | 100.0          | 96.31                         | 99.44                         | 98.85                         | 99.49           | 97.41           | 99.4           | 99.5           | 99.3            | 98.6            | 97.9            | 97.5         |
| Si                             | 5.53                         | 5.65           | 5.62                          | 5.52                          | 5.43                          | 5.51            | 5.49            | 5.49           | 5.52           | 5.45            | 5.51            | 5.32            | 5.39         |
| Al (IV)                        | 2.47                         | 2.35           | 2.38                          | 2.48                          | 2.57                          | 2.49            | 2.51            | 2.51           | 2.48           | 2.55            | 2.49            | 2.68            | 2.61         |
| Al (VI)                        | 0.79                         | 0.75           | 1.04                          | 0.91                          | 0.88                          | 0.86            | 0.85            | 0.74           | 0.74           | 0.76            | 0.78            | 0.78            | 0.76         |
| Ti                             | 0.15                         | 0.17           | 0.20                          | 0.16                          | 0.17                          | 0.16            | 0.17            | 0.16           | 0.16           | 0.16            | 0.15            | 0.15            | 0.16         |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.23                         | 2.13           | 1.97                          | 2.00                          | 2.26                          | 2.20            | 2.36            | 2.0            | 1.98           | 2.36            | 2.07            | 2.19            | 2.07         |
| Mn                             |                              | 0.01           |                               |                               |                               |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |              |
| Mg                             | 2.61                         | 2.68           | 2.50                          | 2.63                          | 2.42                          | 2.47            | 2.28            | 2.96           | 3.01           | 2.71            | 2.81            | 2.84            | 2.89         |
| Ca                             | 0.01                         |                |                               |                               |                               |                 |                 |                |                | 0.01            | 0.01            |                 |              |
| Na                             | 0.09                         |                | 0.01                          | 0.05                          | 0.03                          | 0.04            | 0.09            | 0.06           | 0.04           |                 |                 |                 | 0.1          |
| K                              | 1.75                         | 1.73           | 1.50                          | 1.75                          | 1.76                          | 1.85            | 1.85            | 1.65           | 1.6            | 1.44            | 1.77            | 1.66            | 1.74         |
| OH                             | 3.98                         | 3.96           | 4.00                          | 4.0                           | 4.0                           | 4.0             | 4.0             | 3.96           | 3.99           | 3.99            | 4.01            | 4.06            | 4.07         |
| O                              | 20.01                        | 20.02          | 19.22                         | 19.51                         | 19.55                         | 19.60           | 19.61           | 20.02          | 20.01          | 20.00           | 19.99           | 19.97           | 20.00        |



Tableau 18 - Composition chimique des biotites .

Table 18 - Chemical composition of biotites.

BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 16E75<br>7 | 44B <sub>3</sub> 75<br>19 | 78B75<br>28 | 78B75<br>26 | 98A75<br>32 | 76B 75<br>47 | 76B75 | 74B <sub>2</sub> 75 | 21A 73 | 21A 73 | 21A 73 | 70-14A | 70-14A |
|--------------------------------|------------|---------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-------|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 36.65      | 36.75                     | 37.92       | 37.10       | 35.56       | 35.44        | 36.15 | 36.84               | 36.37  | 36.02  | 35.80  | 35.63  | 35.46  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.46       | 1.89                      | 1.19        | 1.46        | 1.57        | 2.41         | 1.61  | 1.57                | 1.16   | 1.79   | 1.44   | 1.49   | 1.39   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.24      | 19.50                     | 19.00       | 19.17       | 17.06       | 17.72        | 18.00 | 18.42               | 20.83  | 20.26  | 20.29  | 19.50  | 19.57  |
| FeO                            | 16.5       | 19.96                     | 12.73       | 12.81       | 18.90       | 19.16        | 21.15 | 16.42               | 17.45  | 17.33  | 17.68  | 17.16  | 17.33  |
| MnO                            | 0.05       | 0.15                      | 0.23        | 0.29        |             | 0.39         | 0.42  | 0.48                | 0.03   |        | 0.02   | 0.60   | 0.67   |
| MgO                            | 11.10      | 8.96                      | 13.96       | 13.92       | 11.28       | 9.70         | 9.22  | 11.89               | 10.59  | 11.61  | 11.17  | 10.88  | 10.48  |
| CaO                            | 0.07       | 0.14                      | 0.02        | 0.02        |             | 0.11         | 0.02  | 0.11                | 0.01   | 0.04   |        | 0.04   | 0.08   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.06       | 0.02                      | 0.89        | 0.07        | 0.07        | 0.12         | 0.58  | 0.04                | 0.26   | 0.29   | 0.10   | 0.22   | 0.43   |
| K <sub>2</sub> O               | 9.35       | 8.24                      | 9.93        | 9.90        | 9.62        | 9.39         | 6.01  | 9.44                | 8.49   | 9.35   | 9.94   | 9.35   | 9.19   |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.02       | 4.01                      | 4.09        | 4.04        | 3.89        | 3.89         | 3.89  | 4.00                | 4.01   | 4.06   | 4.02   | 3.96   | 3.94   |
| TOTAL                          | 99.51      | 100.18                    | 99.96       | 98.78       | 98.13       | 98.33        | 97.06 | 99.35               | 99.22  | 100.98 | 100.46 | 98.88  | 98.64  |
| Si                             | 5.46       | 5.50                      | 5.56        | 5.50        | 5.48        | 5.46         | 5.56  | 5.52                | 5.42   | 5.32   | 5.33   | 5.39   | 5.38   |
| Al (IV)                        | 2.54       | 2.50                      | 2.44        | 2.50        | 2.52        | 2.54         | 2.44  | 2.48                | 2.58   | 2.68   | 2.67   | 2.61   | 2.62   |
| Al (VI)                        | 1.01       | 0.94                      | 0.84        | 0.85        | 0.58        | 0.68         | 0.82  | 0.77                | 1.08   | 0.84   | 0.89   | 0.86   | 0.78   |
| Ti                             | 0.16       | 0.21                      | 0.13        | 0.21        | 0.18        | 0.28         | 0.18  | 0.17                | 0.13   | 0.19   | 0.16   | 0.17   | 0.15   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.05       | 2.50                      | 1.56        | 1.59        | 2.44        | 2.47         | 2.72  | 2.05                | 2.17   | 2.14   | 2.20   | 2.17   | 2.20   |
| Mn                             | 0.01       | 0.02                      | 0.03        | 0.04        |             | 0.05         | 0.05  | 0.06                |        |        |        | 0.07   | 0.08   |
| Mg                             | 2.46       | 2.00                      | 3.05        | 3.08        | 2.59        | 2.23         | 2.11  | 2.65                | 2.35   | 2.55   | 2.48   | 2.45   | 2.37   |
| Ca                             | 0.01       | 0.02                      |             |             |             | 0.02         |       | 0.01                |        |        |        |        | 0.01   |
| Na                             | 0.02       | 0.01                      | 0.25        | 0.02        | 0.02        | 0.04         | 0.17  | 0.01                | 0.07   | 0.08   | 0.02   | 0.63   | 0.12   |
| K                              | 1.77       | 1.57                      | 1.86        | 1.87        | 1.89        | 1.84         | 1.18  | 1.80                | 1.61   | 1.76   | 1.89   | 1.80   | 1.78   |
| OH                             | 4.0        | 4.0                       | 4.0         | 4.0         | 4.0         | 4.0          | 4.00  | 4.00                | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 4.00   |
| O                              | 19.50      | 19.33                     | 19.72       | 19.61       | 19.73       | 19.60        | 17.28 | 17.57               | 17.45  | 17.62  | 17.67  | 17.62  | 17.64  |

Tableau 19 - Composition chimique des biotites .

Table 19 - Chemical composition of biotites.

BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 96A75<br>604-16 | 98A 75<br>605-1 | 98A75<br>605-2 | 98A75<br>605-3 | 98A75<br>605-4 | 57B76<br>607-1 | 57B76<br>607-2 | 33D76<br>9 | 31-76<br>14 | 55B76<br>653-1 | 55B76<br>653-2 | 55B76<br>653-4 | 55B76<br>653-5 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|------------|-------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37.3            | 36.1            | 35.6           | 35.4           | 36.3           | 36.9           | 35.4           | 35.91      | 34.63       | 36.3           | 35.8           | 36.1           | 35.7           |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.5             | 1.7             | 1.6            | 1.5            | 1.6            | 1.5            | 1.4            | 2.34       | 2.84        | 1.7            | 1.9            | 1.8            | 1.7            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.6            | 18.1            | 18.3           | 18.3           | 18.1           | 19.5           | 18.7           | 20.37      | 19.91       | 17.9           | 17.7           | 19.6           | 19.5           |
| FeO                            | 15.7            | 19.0            | 18.9           | 20.2           | 19.1           | 17.0           | 18.3           | 18.73      | 19.10       | 17.9           | 18.5           | 18.1           | 20.4           |
| MnO                            |                 |                 |                |                |                |                |                |            |             |                |                |                | 0.1            |
| MgO                            | 13.0            | 10.8            | 10.8           | 10.3           | 10.3           | 12.0           | 10.6           | 8.56       | 9.09        | 10.7           | 10.5           | 10.8           | 10.5           |
| CaO                            |                 |                 |                |                |                |                |                |            |             |                |                | 0.1            |                |
| Na <sub>2</sub> O              |                 |                 |                |                |                | 0.1            | 0.1            | 0.34       | 0.27        | 0.2            | 0.2            |                |                |
| K <sub>2</sub> O               | 9.0             | 9.0             | 9.0            | 8.5            | 8.9            | 9.1            | 8.9            | 9.91       | 9.37        | 9.3            | 9.3            | 9.3            | 9.6            |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.0             | 4.0             | 4.0            | 4.0            | 4.0            | 4.0            | 4.0            | 3.99       | 3.94        | 4.0            | 4.0            | 4.0            | 4.0            |
| TOTAL                          | 99.1            | 98.8            | 98.1           | 98.3           | 98.3           | 100.1          | 97.5           | 100.25     | 99.39       | 98.1           | 97.9           | 99.9           | 101.5          |
| Si                             | 5.55            | 5.50            | 5.46           | 5.44           | 5.55           | 5.46           | 5.44           | 5.39       | 5.26        | 5.55           | 5.50           | 5.40           | 5.33           |
| Al (IV)                        | 2.45            | 2.50            | 2.54           | 2.56           | 2.45           | 2.54           | 2.56           | 2.61       | 2.74        | 2.45           | 2.50           | 2.60           | 2.67           |
| Al (VI)                        | 0.81            | 0.75            | 0.77           | 0.76           | 0.80           | 0.87           | 0.84           | 0.99       | 0.83        | 0.77           | 0.72           | 0.87           | 0.76           |
| Ti                             | 0.16            | 0.19            | 0.18           | 0.17           | 0.18           | 0.17           | 0.16           | 0.26       | 0.32        | 0.20           | 0.22           | 0.21           | 0.19           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 1.95            | 2.42            | 2.42           | 2.59           | 2.44           | 2.10           | 2.35           | 2.35       | 2.43        | 2.29           | 2.38           | 2.27           | 2.55           |
| Mn                             |                 |                 |                |                |                |                |                |            |             |                |                |                | 0.01           |
| Mg                             | 2.88            | 2.44            | 2.46           | 2.37           | 2.34           | 2.64           | 2.43           | 1.92       | 2.06        | 2.43           | 2.40           | 2.40           | 2.35           |
| Ca                             |                 |                 |                | 0.1            |                |                | 0.1            |            |             |                |                |                |                |
| Na                             |                 |                 |                |                |                | 0.03           | 0.04           | 0.1        | 0.08        | 0.06           | 0.07           | 0.02           |                |
| K                              | 1.70            | 1.75            | 1.76           | 1.66           | 1.74           | 1.72           | 1.75           | 1.90       | 1.82        | 1.81           | 1.82           | 1.78           | 1.83           |
| OH                             | 3.96            | 4.06            | 4.09           | 4.10           | 4.08           | 3.95           | 4.11           | 4.0        | 4.0         | 4.08           | 4.10           | 3.99           | 3.98           |
| O                              | 20.02           |                 |                |                |                |                |                |            |             | 19.96          | 19.95          | 20.00          | 20.01          |

Tableau 20 - Composition chimique des biotites.

Table 20 - Chemical composition of biotites.

BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 55B76<br>653-9 | 65C76<br>654-14 | 65C76<br>654-15 | 65C76<br>654-17 | 65C76<br>654-21 | 68A76<br>655-4 | 68A76<br>655-9 | 68A76<br>655-14 | 68A76<br>655-15 | 68A76<br>655-17 | 68A76<br>655-19 | 75-76<br>656- | 64B76<br>721-3 |
|--------------------------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 34.3           | 35.4            | 34.1            | 36.1            | 36.4            | 35.1           | 37.0           | 34.9            | 35.9            | 34.7            | 36.1            | 34.9          | 37.6           |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.3            | 1.4             | 1.4             | 1.3             | 1.4             | 1.5            | 1.3            | 1.3             | 1.3             | 1.2             | 1.4             | 1.4           | 1.0            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.3           | 18.4            | 17.5            | 20.3            | 19.4            | 18.8           | 19.0           | 18.3            | 18.5            | 19.4            | 18.7            | 18.5          | 20.7           |
| FeO                            | 19.7           | 18.3            | 19.2            | 18.4            | 18.8            | 17.3           | 17.5           | 18.5            | 18.3            | 18.5            | 18.5            | 22.0          | 15.7           |
| MnO                            | 0.1            |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 | 0.1           |                |
| MgO                            | 10.3           | 11.0            | 10.8            | 10.9            | 11.0            | 11.5           | 11.8           | 10.8            | 11.3            | 10.2            | 11.3            | 8.8           | 8.9            |
| CaO                            |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |               |                |
| Na <sub>2</sub> O              |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |               | 0.1            |
| K <sub>2</sub> O               | 9.3            | 9.1             | 9.1             | 9.6             | 9.1             | 8.3            | 9.5            | 8.8             | 9.2             | 9.3             | 9.3             | 9.2           | 6.8            |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.0            | 4.0             | 4.0             | 4.0             | 4.0             | 4.0            | 4.0            | 4.0             | 4.0             | 4.0             | 4.0             | 4.0           | 4.0            |
| TOTAL                          | 97.2           | 97.7            | 96.1            | 100.7           | 100.1           | 96.5           | 100.2          | 96.7            | 98.5            | 97.3            | 99.3            | 98.9          | 94.8           |
| Si                             | 5.36           | 5.45            | 5.39            | 5.36            | 5.44            | 5.42           | 5.51           | 5.43            | 5.46            | 5.37            | 5.46            | 5.41          | 5.74           |
| Al (IV)                        | 2.64           | 2.55            | 2.61            | 2.64            | 2.56            | 2.58           | 2.49           | 2.57            | 2.54            | 2.63            | 2.54            | 2.59          | 2.26           |
| Al (VI)                        | 0.73           | 0.78            | 0.65            | 0.92            | 0.85            | 0.84           | 0.84           | 0.79            | 0.78            | 0.91            | 0.79            | 0.78          | 1.47           |
| Ti                             | 0.16           | 0.16            | 0.17            | 0.15            | 0.15            | 0.17           | 0.14           | 0.15            | 0.15            | 0.14            | 0.15            | 0.17          | 0.11           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.58           | 2.36            | 2.53            | 2.29            | 2.35            | 1.23           | 2.17           | 2.41            | 2.33            | 2.40            | 2.34            | 2.84          | 2.00           |
| Mn                             | 0.01           |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 | 0.01          |                |
| Mg                             | 2.39           | 2.52            | 2.53            | 2.43            | 2.46            | 2.65           | 2.62           | 2.50            | 2.56            | 2.35            | 2.54            | 2.03          | 2.03           |
| Ca                             |                |                 |                 |                 |                 |                |                | 0.01            |                 |                 |                 |               | 0.01           |
| Na                             |                |                 |                 |                 |                 |                | 0.01           |                 |                 |                 |                 |               | 0.03           |
| K                              | 1.86           | 1.78            | 1.84            | 1.82            | 1.74            | 1.64           | 1.80           | 1.76            | 1.78            | 1.84            | 1.80            | 1.82          | 1.32           |
| OH                             | 4.18           | 4.10            | 4.22            | 3.97            | 3.99            | 4.12           | 3.97           | 4.15            | 4.06            | 4.13            | 4.03            | 4.13          | 4.07           |
| O                              | 19.91          | 19.95           | 19.89           | 20.02           | 20.00           | 19.94          | 20.02          | 19.92           | 19.97           | 19.93           | 19.99           | 19.94         | 19.96          |

Tableau 21 - Composition chimique des biotites.

Table 21 - Chemical composition of biotites.



BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 64B76<br>721-7 | 64B76<br>721-11 | 85B76<br>722-9 | 91B76<br>723-18 | 91B76<br>723-35 | 92A76<br>724-4 | 92A76<br>724-6 | 92A76<br>724-8 | 31-76 | 52B76<br>826-1 | 86C76<br>791-2 | 86C76<br>791-3 | 96-79<br>820-5 |
|--------------------------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 36.2           | 36.5            | 36.4           | 37.5            | 36.15           | 36.1           | 35.5           | 35.1           | 34.01 | 36.34          | 35.5           | 35.4           | 34.77          |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.9            | 1.6             | 1.9            | 1.1             | 1.55            | 1.5            | 1.5            | 1.7            | 2.40  | 1.65           | 2.46           | 2.42           | 2.29           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.9           | 18.5            | 20.1           | 20.8            | 19.52           | 18.8           | 17.6           | 18.5           | 19.95 | 17.43          | 20.65          | 20.10          | 19.75          |
| FeO                            | 18.6           | 18.7            | 20.9           | 19.6            | 19.12           | 16.9           | 18.0           | 19.1           | 19.73 | 17.42          | 19.0           | 19.33          | 18.01          |
| MnO                            |                |                 |                |                 | 0.05            | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.11  | 0.26           |                | 0.11           | 0.39           |
| MgO                            | 10.6           | 11.1            | 8.9            | 8.5             | 10.02           | 10.7           | 9.8            | 10.5           | 8.91  | 11.37          | 9.2            | 9.19           | 9.39           |
| CaO                            |                |                 |                | 0.1             | 0.05            | 0.3            | 0.3            | 0.2            | 0.11  |                |                |                |                |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.2            | 0.2             | 0.2            |                 | 0.06            |                | 0.1            | 0.1            |       | 0.06           | 0.14           |                | 0.27           |
| K <sub>2</sub> O               | 9.1            | 9.2             | 8.6            | 6.5             | 9.82            | 8.7            | 8.0            | 8.1            | 9.25  | 9.95           | 9.49           | 9.69           | 8.90           |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.0            | 4.0             | 4.0            | 4.0             | 3.99            | 4.0            | 4.0            | 4.0            | 3.89  | 3.93           | 4.0            | 3.98           | 3.91           |
| TOTAL                          | 99.6           | 100.0           | 101.0          | 98.1            | 100.42          | 96.9           | 95.0           | 97.3           | 98.26 | 98.49          | 100.51         | 100.33         | 97.90          |
| Si                             | 5.45           | 5.48            | 5.43           | 5.62            | 5.42            | 5.53           | 5/59           | 5.42           | 5.24  | 5.54           | 5.31           | 5.33           | 5.33           |
| Al (IV)                        | 2.55           | 2.52            | 2.57           | 2.38            | 2.58            | 2.47           | 2.41           | 2.58           | 2.76  | 2.46           | 2.69           | 2.67           | 2.67           |
| Al (VI)                        | 0.81           | 0.76            | 0.96           | 1.30            | 0.87            | 0.92           | 0.85           | 0.79           | 0.87  | 0.67           | 0.95           | 0.89           | 0.90           |
| Ti                             | 0.21           | 0.19            | 0.22           | 0.12            | 0.17            | 0.17           | 0.18           | 0.19           | 0.28  | 0.19           | 0.28           | 0.27           | 0.26           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.34           | 2.34            | 2.60           | 2.46            | 2.39            | 2.16           | 2.37           | 2.46           | 2.54  | 2.22           | 2.38           | 2.43           | 2.31           |
| Mn                             |                |                 |                | 0.01            | 0.005           | 0.01           | 0.01           | 0.01           | 0.01  | 0.03           |                |                |                |
| Mg                             | 2.39           | 2.49            | 1.97           | 1.90            | 2.24            | 2.45           | 2.30           | 2.40           | 2.05  | 2.58           | 2.05           | 2.06           | 2.14           |
| Ca                             |                |                 | 0.01           | 0.01            | 0.008           | 0.04           | 0.05           | 0.03           |       |                |                |                |                |
| Na                             | 0.06           | 0.07            | 0.04           |                 | 0.016           | 0.01           | 0.04           | 0.02           |       | 0.02           | 0.04           |                | 0.08           |
| K                              | 1.74           | 1.76            | 1.63           | 1.24            | 1.88            | 1.70           | 1.61           | 1.60           | 1.82  | 1.94           | 1.81           | 1.86           | 1.74           |
| OH                             | 4.01           | 4.00            | 3.98           | 4.00            | 4.0             | 4.09           | 4.20           | 4.12           | 2.0   | 2.0            | 4.0            | 4.0            | 4.0            |
| O                              | 19.99          | 20.00           | 20.01          | 20.00           | 19.61           | 19.96          | 19.90          | 19.94          |       |                | 19.52          | 19.54          | 19.52          |

Tableau 22 - Composition chimique des biotites.

Table 22 - Chemical composition of biotites.

BIOTITE

| Echantillons<br>Lame           | 134-76 | 94-77 | 97C77<br>4 | 97C77<br>5 | 94-77  | 94-77  | 96-79  | 100    | 100    | 100-1 | 73-11 | 143-4 | 143-4  |
|--------------------------------|--------|-------|------------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 35.77  | 34.94 | 35.61      | 34.96      | 36.25  | 36.19  | 36.48  | 36.29  | 36.50  | 36.01 | 35.58 | 34.39 | 34.41  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2.54   | 4.90  | 3.16       | 2.75       | 3.44   | 4.79   | 1.93   | 2.24   | 2.10   | 0.44  | 1.53  | 3.96  | 4.28   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.54  | 17.25 | 19.43      | 19.46      | 18.19  | 17.59  | 20.73  | 20.43  | 20.59  | 20.59 | 18.45 | 15.67 | 15.55  |
| FeO                            | 19.29  | 17.80 | 18.18      | 19.87      | 17.57  | 17.72  | 18.17  | 19.30  | 18.97  | 18.09 | 21.10 | 24.26 | 24.50  |
| MnO                            | 0.05   |       | 0.03       | 0.09       | 0.12   | 0.04   | 0.22   | 0.04   | 0.08   | 0.05  |       | 0.48  | 0.52   |
| MgO                            | 8.96   | 10.55 | 10.10      | 8.95       | 11.69  | 10.50  | 9.69   | 9.54   | 9.24   | 10.15 | 9.30  | 7.74  | 7.41   |
| CaO                            |        |       |            |            |        |        |        |        |        |       |       |       |        |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.76   | 0.16  | 0.16       | 0.10       | 0.14   | 0.14   | 0.26   | 0.35   | 0.44   |       | 0.16  | 0.14  | 0.17   |
| K <sub>2</sub> O               | 9.88   | 9.68  | 9.80       | 9.66       | 0.53   | 10.04  | 8.96   | 8.67   | 8.87   | 8.94  | 9.95  | 9.29  | 9.52   |
| H <sub>2</sub> O+              | 3.95   | 3.94  | 4.0        | 3.99       | 4.04   | 4.02   | 4.04   | 4.04   | 4.04   | 3.95  | 3.92  | 3.83  | 3.84   |
| TOTAL                          | 99.89  | 99.28 | 100.47     | 99.78      | 101.02 | 101.04 | 100.57 | 100.91 | 100.85 | 98.25 | 99.99 | 99.78 | 100.21 |
| Si                             | 5.43   | 5.31  | 5.33       | 5.31       | 5.37   | 5.38   | 5.40   | 5.38   | 5.41   | 5.45  | 5.43  | 5.37  | 5.36   |
| Al (IV)                        | 2.57   | 2.69  | 2.67       | 2.69       | 2.63   | 2.62   | 2.60   | 2.62   | 2.59   | 2.55  | 2.57  | 2.63  | 2.62   |
| Al (VI)                        | 0.75   | 0.40  | 0.76       | 0.79       | 0.54   | 0.46   | 1.02   | 0.95   | 1.00   | 1.12  | 0.75  | 0.25  | 0.23   |
| Ti                             | 0.29   | 0.56  | 0.36       | 0.31       | 0.38   | 0.53   | 0.21   | 0.24   | 0.23   | 0.05  | 0.17  | 0.46  | 0.50   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.45   | 2.26  | 2.28       | 2.53       | 2.17   | 2.20   | 2.25   | 2.39   | 2.35   | 2.29  | 2.69  | 3.17  | 3.19   |
| Mn                             | 0.01   |       |            | 0.01       | 0.01   |        | 0.02   |        |        |       |       | 0.06  | 0.06   |
| Mg                             | 2.03   | 2.39  | 2.25       | 2.03       | 2.58   | 2.33   | 2.14   | 2.10   | 2.04   | 2.29  | 2.11  | 1.80  | 1.72   |
| Ca                             |        |       |            |            |        |        |        |        |        |       |       |       |        |
| Na                             | 0.22   | 0.05  | 0.04       | 0.03       | 0.03   | 0.03   | 0.07   | 0.10   | 0.12   |       | 0.04  | 0.04  | 0.05   |
| K                              | 1.91   | 1.88  | 1.87       | 1.87       | 1.80   | 1.90   | 1.69   | 1.64   | 1.67   | 1.72  | 1.93  | 1.85  | 1.89   |
| OH                             | 4.0    | 4.0   | 4.0        | 4.0        | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 4.00  | 4.00  | 4.00  | 4.00   |
| O                              |        |       |            |            |        |        |        | 17.45  | 17.45  | 17.51 | 17.72 | 17.66 | 17.66  |

Tableau 23 - Composition chimique des biotites.

Table 23 - Chemical composition of biotites.



Dans un même échantillon, des analyses ont été effectuées sur des biotites synschisteuses et sur des biotites postschisteuses. Les variations chimiques sont souvent assez faibles, et parfois contradictoires. Les biotites tardives sont généralement moins ferrifères, ainsi dans l'échantillon 96A l'analyse de la biotite tardive 603-8 révèle une teneur en fer plus faible que la biotite synschisteuse 603-3. Dans ce même échantillon la biotite 603-7 est la plus ferrifère, bien que tardive, car elle provient de la déstabilisation d'un grenat ; le "minéral mère" de la biotite est bien évidemment un élément capital pour interpréter sa composition chimique future. (tableau 18)

L'autre élément est le climat métamorphique dans lequel elles se sont formées. Au coeur de la chaîne Sifton, les biotites tardives se sont formées dans un climat chaud, elles sont alors plus alumineuses et moins siliceuses (éch. 31-76 et 33D76). Les biotites en enclaves dans les grenats ou dans la staurotide ont une composition très légèrement différente de celles qui sont situées dans la matrice de la roche. La biotite 607-2 en enclave dans une staurotide est plus ferrifère et moins alumineuse (alors que l'analyse ne cloture pas à 100) que la biotite dans la matrice. On peut y voir l'influence du minéral-hôte, ou encore l'évolution du climat métamorphique. (tableau 20)

#### b. LES SUBSTITUTIONS.

Diverses relations ont été tentées pour établir les variations des compositions des biotites en fonction du degré du métamorphisme. Sobolev (1972) a résumé les travaux de Snelling (1957), Miyashiro (1958), Lambert (1959) et Oki (1961) qui considèrent que l'accroissement de température est lié à l'augmentation de la substitution de Si par Al dans les positions tétraédriques.

D'autres auteurs, tels Korikowsky (1965) et Scherbakov (1966) pensent que la quantité de Al<sup>IV</sup> des biotites est indépendante des conditions de température.

De la même façon, des vues divergentes apparaissent quant au rôle et aux relations qui peuvent exister entre la quantité de Al<sup>VI</sup> et la variation du climat métamorphique. Pour un certain nombre d'auteurs russes Al<sup>VI</sup> augmente dans les biotites lorsque la température baisse. Pour Snelling (1957) le remplacement de Si par Al<sup>IV</sup> augmente avec le degré du métamorphisme.

Guitard (1970) qui reprend les données de la littérature indique que le pourcentage d'eastonite varie de 35 à 50 % dans les biotites de la zone à biotite et grenat, de 50 à 100% pour celles des zones à disthène, sillimanite et andalousite. Les analyses effectuées sur les biotites de la Formation Swannell montrent un enrichissement en eastonite pour les roches situées dans les zones à staurotide et surtout dans la zone à disthène (échantillons 96 et 134), alors que la composition de la roche hôte ne semble pas prépondérante ; en effet, l'échantillon 96 est riche en alumine alors que l'échantillon 134 est pauvre en alumine. (fig.141)

Les mêmes remarques peuvent être faites pour les biotites issues de la chaîne Sifton, de plus le groupement des analyses est encore plus net, avec en particulier une très légère variation au rapport  $\frac{Fe_t}{Fe_t + Mg}$ .

Par contre une bonne corrélation apparaît entre Si et Mg qui semblent diminuer simultanément. (fig.144).

Le diagramme Al total par rapport à Si + Fe ne présente pas de corrélation significative, ce qui paraît normal puisque Si et Mg (qui se substituent à Fe) diminuent en fonction de l'intensité du métamorphisme, il y a complémentarité entre Si et Fe dont les effets s'annulent, il est donc difficile de trouver une relation entre l'intensité métamorphique et Al total ou Si + Fe. (fig.143)

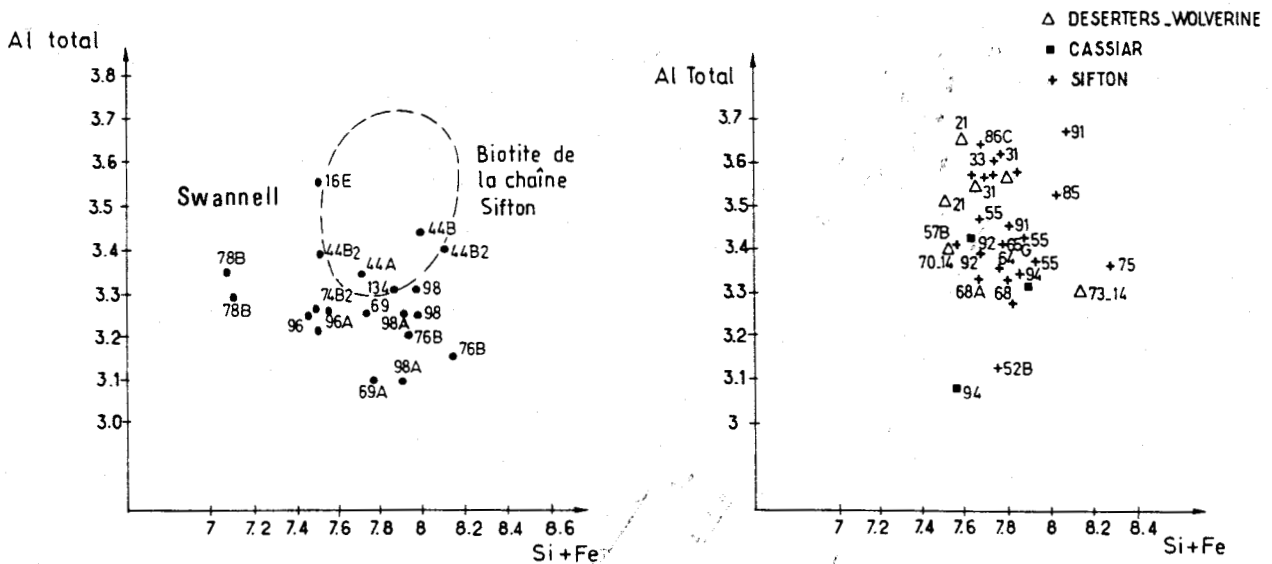


Fig. 143 - Les substitutions dans les biotites.

Fig. 143 - Replacement in biotites.

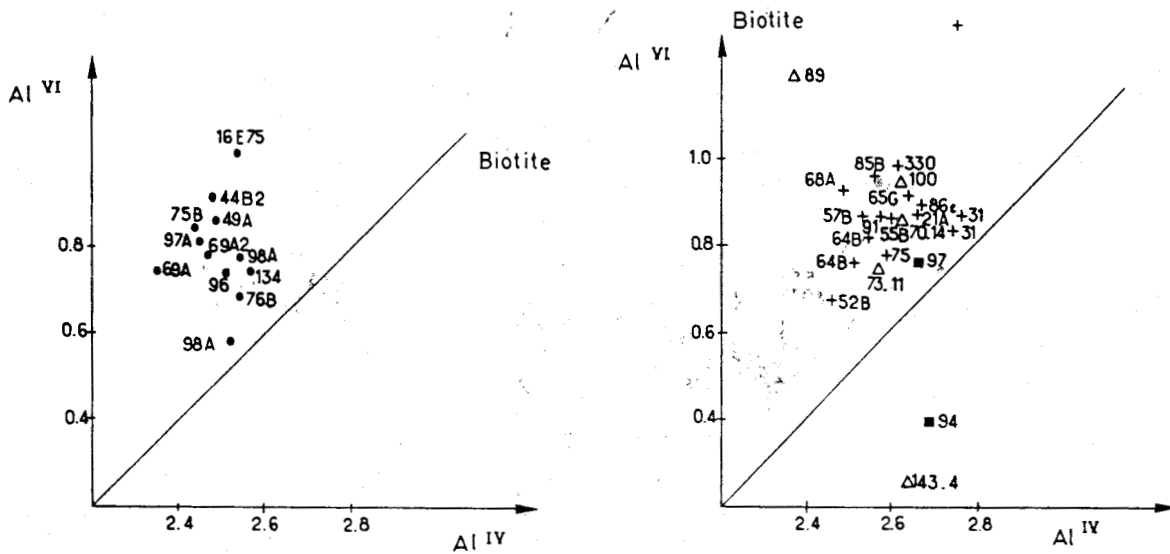
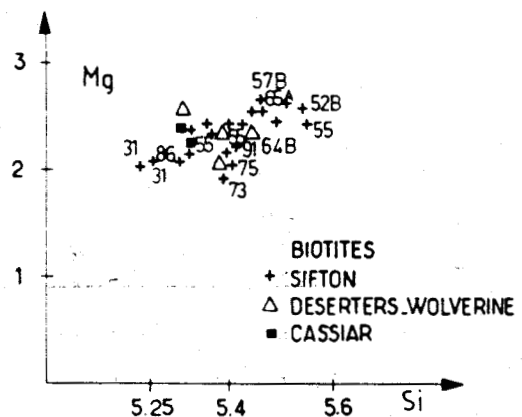


Fig. 144 - Diagramme Si/Mg des biotites.

Fig. 144 - Si/Mg diagram.



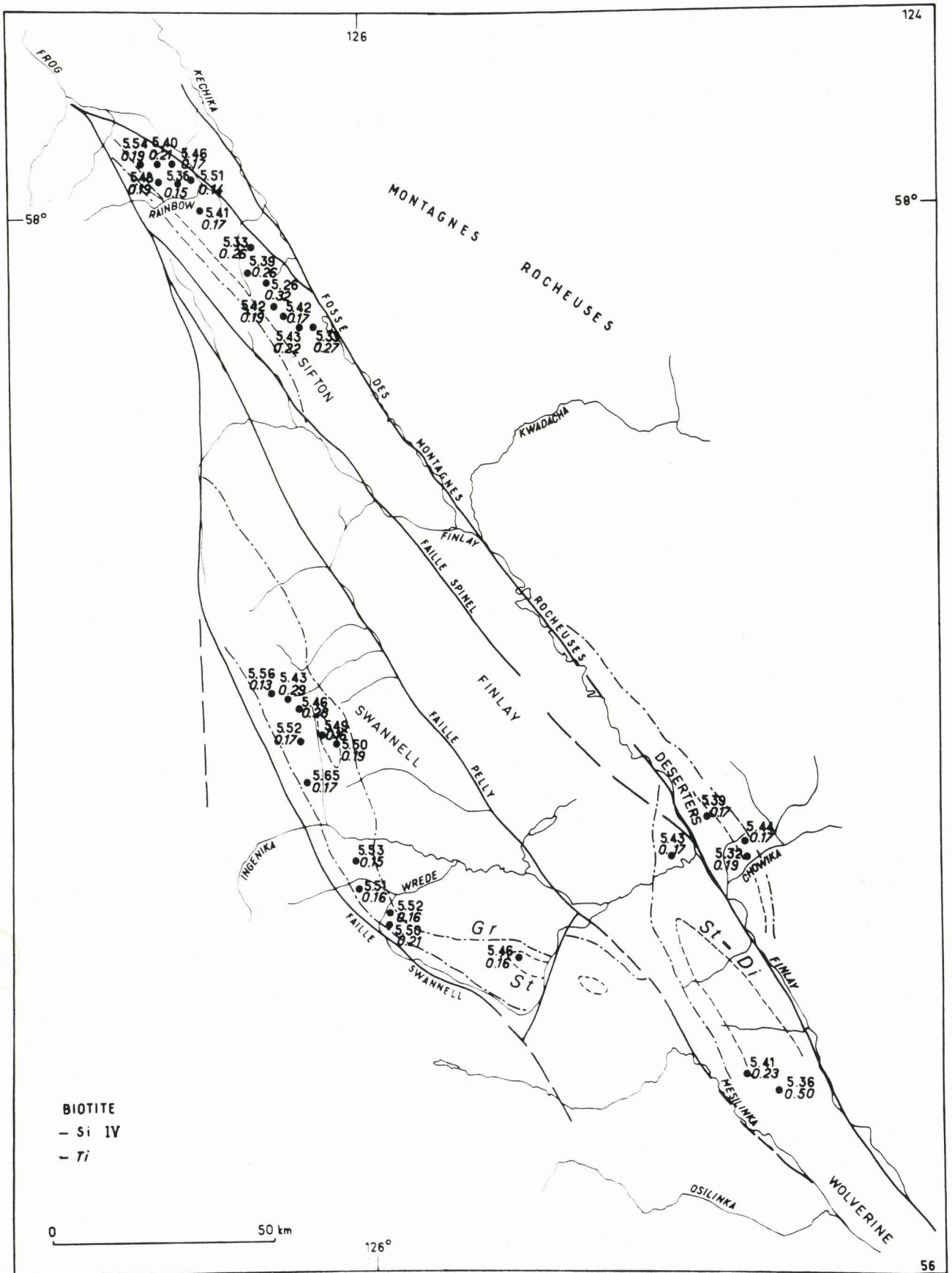


Fig. 142 - Les variations de Si et de Ti dans les biotites.

Fig. 142 - Si and Ti variations of biotites.

Nockolds (1947), Marakushev (1964) ont montré qu'il existait une relation entre la quantité d' $Al_2O_3$  dans les biotites et la composition de la roche hôte. De même pour les roches riches en alumine et pauvres en chaux, les biotites correspondent à la série eastonite - sidérophyllite, et pour les roches pauvres en alumine, riches en chaux, les biotites sont proches des pôles phlogopite - annite. Comme nous l'avons vu, la composition de la roche originelle n'est pas le seul élément important pour déterminer la composition de la biotite, le climat métamorphique qui a régné au cours de la formation de ces biotites est capital.

Si le rôle de Al est discuté, il semble que celui de Ti fasse l'unanimité, sa quantité est dépendante de la température. Sobolev (1972) qui a repris les données de la littérature montre que Ti passe de 0.120 dans les biotites du faciès schiste vert à 0.240 pour celles du faciès amphibolite. Zakrutkin donne des valeurs comprises entre 0.22 et 0.38 pour les faciès amphibolite. Oki (1961) établit une corrélation entre Ti et Si pour les biotites de type Ryoke et Abukuma, alors que ces corrélations pour le métamorphisme dalradien sont moins nettes. Guitard (1970) a reporté sur un diagramme  $Si^{4+} / Ti^{4+}$  les analyses de biotites d'auteurs divers, issues de la zone du grenat, de la zone de la sillimanite, de la zone de l'andalousite et du disthène et du métamorphisme de contact. Il apparaît que la teneur en titane augmente dans les biotites en fonction du degré de métamorphisme, mais aucune relation nette n'apparaît pour le remplacement  $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$  qui peut largement varier à l'intérieur d'une même zone métamorphique.

Les analyses des biotites de la Formation Swannell sont reportées sur le diagramme 145; toutes les analyses qui révèlent  $Si < 5.5$  sont issues de la zone à staurotide ou staurotide et disthène, alors que la plupart de celles qui ont une teneur en Si plus élevée proviennent de la zone à almandin. (fig.142 )

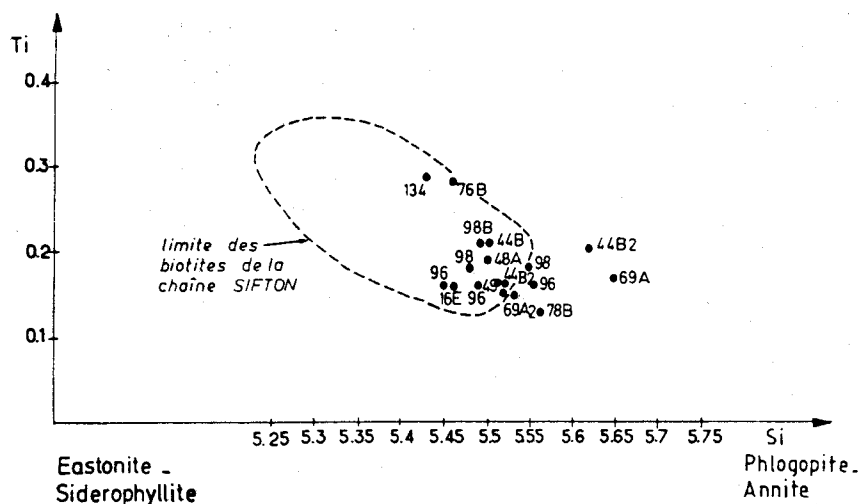


Fig. 145 - Diagramme Si/Ti des biotites - Chaîne Swannell

Fig. 145 - Si/Ti diagram - Swannell Ranges.

Il en est de même pour les analyses qui proviennent du groupe Sifton reportées sur la figure 146. Les teneurs en Si les plus élevées apparaissent à la limite de la zone almandin-disthène (éch. 55 et 52) ou encore de roches à teneur en alumine faible (éch. 91).

Un autre groupe se distingue (éch. 94-97), il est issu d'une zone migmatisée à cordiérite - sillimanite. Les teneurs en titane sont alors fortement élevées ( $Ti > 0.35$ ). Il semble exister une corrélation positive entre Si et Ti avec la possibilité de remplacement.

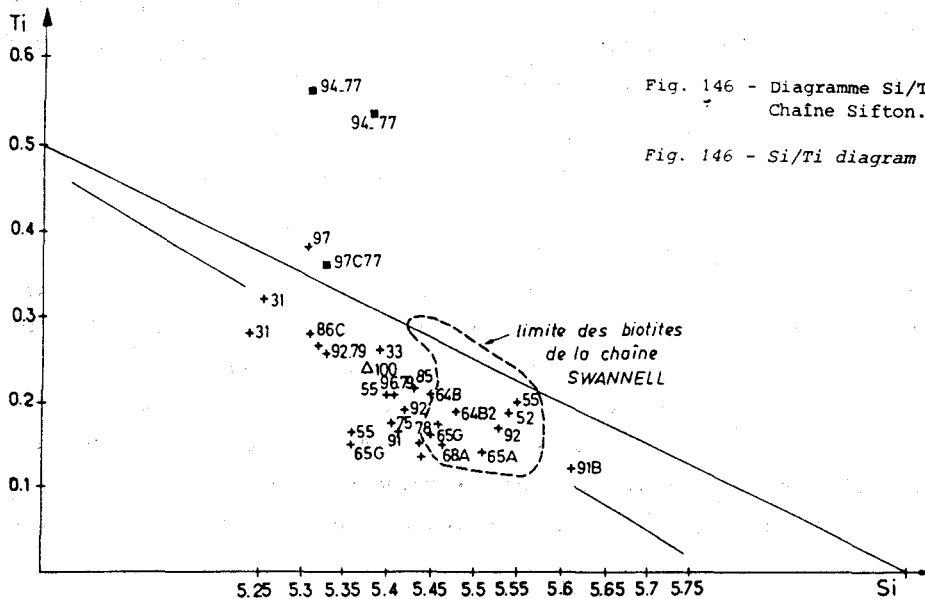


Fig. 146 - Diagramme Si/Ti des biotites - Chaîne Sifton.

Fig. 146 - Si/Ti diagram - Sifton Range.

Les relations entre le chimisme des biotites et la température de leur genèse semblent acceptées. Des auteurs, tel Hayama (1964), pensent que la substitution de Ca, Na → K dépend de la pression et ils montrent que les biotites dalradiennes sont plus calciques et plus sodiques que les biotites du type Ryoke ; Guitard (1970) utilise un diagramme sur lequel il porte  $CaO + Na_2O$  en poids par rapport à  $K_2O$ ; les diverses biotites étudiées (elles proviennent de climats métamorphiques différents) se recouvrent, et sont donc difficiles à interpréter. Le report de ces données sur le diagramme montre une grande homogénéité, les biotites issues de la Formation Swannell ainsi que celles issues du groupe Sifton ont un pourcentage de  $K_2O$  compris entre 8 et 10% et un pourcentage en  $Na_2O + CaO < 0.5$ , ces deux caractéristiques les rapprocheraient selon Hayama aux biotites de type Komagane et les opposeraient à celles de type dalradien, ce qui est en contradiction à la fois avec nos propres observations ainsi qu'avec celles de Guitard. (fig. 147)

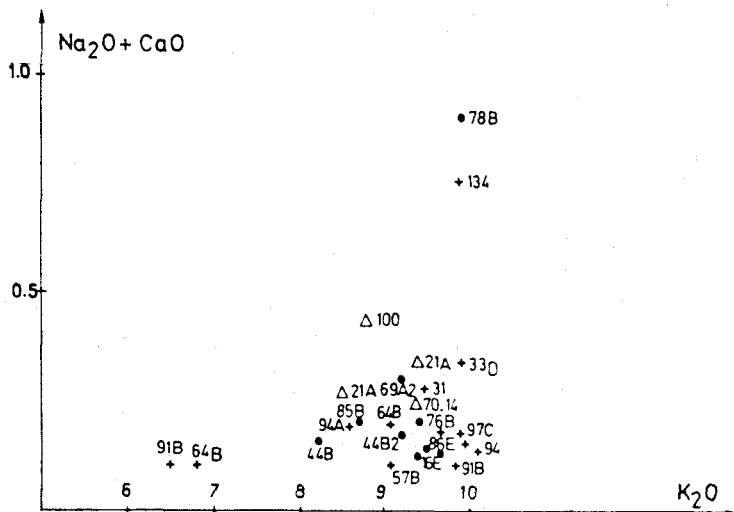


Fig. 147 - Diagramme  $Na_2O + CaO/K_2O$  dans les biotites.

Fig. 147 -  $Na_2O + CaO/K_2O$  diagram.

Le déficit de charge interfoliaire est relativement bien marqué dans les biotites provenant de l'épizone, pour lesquelles Na + K est souvent compris entre 1.50 et 1.70 ; pour les biotites issues des zones à disthène et à sillimanite Na + K atteint 1.90. Ce résultat est conforme à celui de Zakrutkin et Grigorenko (1968) qui ont rassemblé près de 400 analyses de biotites provenant des diverses zones métamorphiques.

c. CONCLUSIONS.

L'analyse chimique de biotites permet de connaître le contexte de leur genèse et les variations du climat métamorphique.

- Le diagramme  $[\text{Fe}_t/\text{Fe}_t + \text{Mg}]$  f.  $[\text{Si}]$  permet de distinction de plusieurs groupements, d'une manière générale Si diminue avec l'augmentation du métamorphisme, alors que le rapport  $\text{Fe}_t/\text{Fe}_t + \text{Mg}$  reste assez constant.
- Ti augmente lorsque le métamorphisme croît et selon Oki (1961)  $\text{Si}^{4+}$  peut se substituer à Ti bien que cette substitution soit discutée par Kwak (1968).
- $\text{Al}^{\text{IV}}$  augmente légèrement avec l'accroissement du métamorphisme; il passe de 2,35 dans le faciès à grenat almandin à 2,65 dans la zone à sillimanite.
- Les biotites obliques par rapport à la schistosité (et donc tardives) présentent souvent les caractéristiques chimiques d'un métamorphisme de plus faible intensité (Mg plus élevé ou Ti plus faible).
- Les biotites en enclaves dans les grenats ont souvent une composition voisine de celles situées dans la foliation principale.
- Les biotites issues de la chaîne Sifton sont plus ferrifères et moins magnésiennes que celles observées dans la chaîne Swannell. (fig. 148).



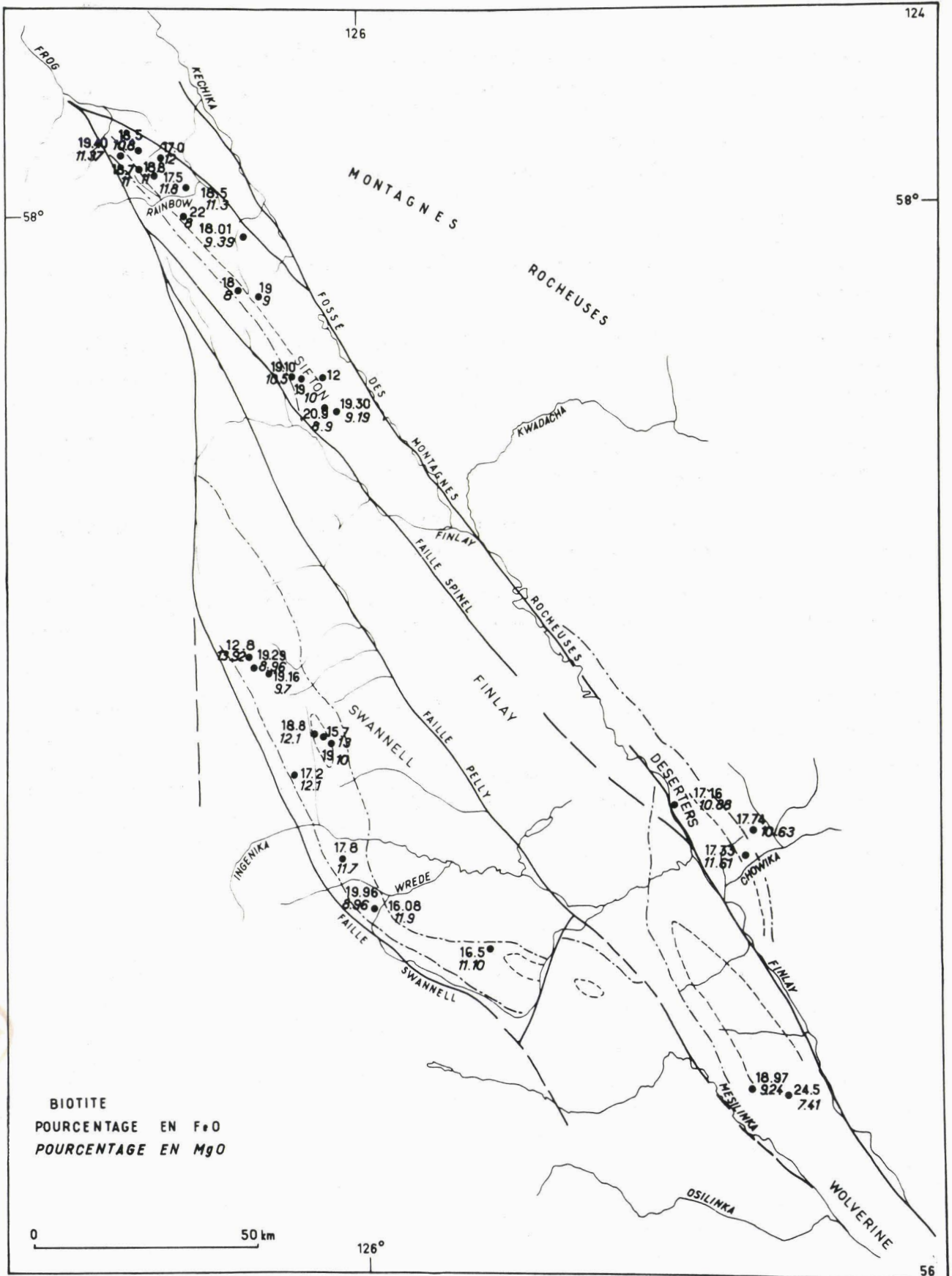


Fig. 148 - La teneur en FeO et MgO des biotites.

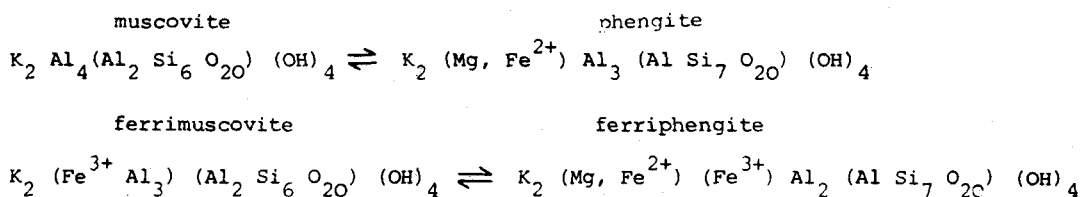
Fig. 148 - FeO and MgO content of biotites.

### 3. ETUDE CHIMIQUE DE LA MUSCOVITE.

#### a. NATURE DE LA MUSCOVITE.

Les micaschistes et les gneiss de la Formation Swannell et du groupe Sifton sont riches en micas blancs. Leur détermination ne peut s'effectuer par voie optique et l'analyse à la microsonde s'avère indispensable. Plusieurs types de muscovite ont été observés, les muscovites qui se situent dans la foliation principale, les muscovites tardives, croisées par rapport à cette foliation et souvent de plus grande dimension que les précédentes. La formule structurale a été établie sur la base de 22 oxygènes, un pourcentage théorique de 4,5 % H<sub>2</sub>O a été ajouté. Le site octaédrique est généralement proche de 4,0 (Al<sup>VI</sup> + Fe + Mg + Ti), le site intermédiaire est en général assez voisin de 2,00. Ceci rapproche ces muscovites de celles analysées par Evans et Guidotti (1966), Fletcher et Greenwood (1979) provenant de diverses régions métamorphiques. Les analyses sont sur les tableaux 24 à 27.

Différentes classifications ont été proposées pour les micas blancs en fonction des substitutions les plus fréquentes, pour aboutir à la formule idéale de Deer et al. (1962) : K Al<sub>2</sub> (Al Si<sub>3</sub> O<sub>10</sub>) (OH)<sub>2</sub>. A partir de cette dernière, des substitutions ont été envisagées, ainsi K ⇌ Na, on passe alors de la muscovite pure à la paragonite. Kanehira et Banno (1960) utilisent des couples de substitution Al<sup>IV</sup>, Al<sup>VI</sup> ⇌ Si<sup>IV</sup> (Mg, Fe<sup>2+</sup>)<sup>VI</sup> ce qui permet d'obtenir les solutions solides continues qui suivent :



La muscovite idéale est constituée :

- d'un feuillet dioctaédrique renfermant Al<sup>3+</sup> dans les sites octaédriques ;
- le feuillet précédent est entouré par deux feuillets formés de tétraèdres (Al<sub>0.5</sub> Si<sub>1.5</sub> O<sub>5</sub>) ;
- les cations K<sup>+</sup> qui occupent des cavités pseudohexagonales servent de liaison entre les feuillets tétraédriques ;
- les oxygènes du feuillet dioctaédrique qui se situent en-dessous de K<sup>+</sup> sont associés à H<sup>+</sup> pour former (OH)<sup>-</sup>.

Nous avons vu que Na<sup>+</sup> peut remplacer K<sup>+</sup>, de même Fe<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> peuvent remplacer Al<sup>3+</sup> dans les sites octaédriques avec un équilibrage de charges simultanément par remplacement de Al<sup>3+</sup> par Si<sup>4+</sup> dans les sites tétraédriques. Les muscovites dans lesquelles le remplacement de Fe<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> est important constituent la celadonite qui possède un b<sub>0</sub> plus important que les muscovites pures.

MUSCOVITE

| Echantillons<br>Lame           | 69A <sub>2</sub> 73<br>544 | 16A75<br>543-4 | 16A75<br>546-4 | 96A75<br>603-11 | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-30 | 97A75<br>604-17 | 57B76<br>607-1 | 57B76<br>607-2 | 57B76<br>607-3 | 89C76<br>608-11 | 89C76<br>608-21 | 55B76<br>653-3 | 55B76<br>653-6 |
|--------------------------------|----------------------------|----------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.0                       | 46.6           | 46.83          | 45.6            | 45.97                         | 45.65           | 46.9           | 47.4           | 46.1           | 45.83           | 45.02           | 45.4           | 47.0           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.3                        | 0.3            | 0.43           | 0.3             | 0.3                           | 0.39            | 0.2            | 0.2            | 0.2            | 0.3             | 0.1             | 0.6            | 0.6            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 35.1                       | 33.4           | 36.44          | 36.0            | 37.19                         | 36.94           | 35.6           | 35.4           | 36.4           | 36.92           | 42.51           | 35.2           | 35.1           |
| FeO                            | 0.9                        | 2.2            | 0.82           | 0.8             | 1.05                          | 0.57            | 0.8            | 0.9            | 0.9            | 1.04            | 0.33            | 0.8            | 1.1            |
| MnO                            |                            |                | 0.38           |                 |                               |                 |                |                |                |                 |                 |                |                |
| MgO                            | 0.6                        | 0.8            | 1.25           | 0.5             | 0.89                          | 0.6             | 0.5            | 0.6            | 0.3            | 0.73            | 0.05            | 0.6            | 1.0            |
| CaO                            |                            |                | 0.1            |                 |                               |                 |                |                |                |                 | 0.99            |                |                |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.6                        | 0.7            | 1.45           | 1.4             | 0.93                          | 1.77            | 1.4            | 2.6            | 1.3            | 1.17            | 6.24            | 1.2            | 1.1            |
| K <sub>2</sub> O               | 8.6                        | 9.5            | 9.25           | 8.6             | 9.09                          | 8.91            | 8.3            | 6.8            | 8.6            | 9.15            | 1.1             | 9.5            | 9.7            |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 4.5                        | 4.5            | 4.6            | 4.5             | 4.55                          | 4.52            | 4.5            | 4.5            | 4.5            | 4.53            | 4.5             | 4.5            | 4.5            |
| TOTAL                          | 96.7                       | 98.0           | 101.61         | 97.7            | 99.96                         | 99.38           | 98.3           | 98.4           | 98.3           | 99.59           | 101.4           | 97.9           | 100.1          |
| Si                             | 6.14                       | 6.31           | 6.09           | 6.14            | 6.05                          | 6.05            | 6.25           | 6.27           | 6.15           | 6.06            | 5.96            | 6.14           | 6.21           |
| Al (IV)                        | 1.86                       | 1.69           | 1.91           | 1.86            | 1.95                          | 1.95            | 1.75           | 1.73           | 1.85           | 1.94            | 2.04            | 1.86           | 1.79           |
| Al (VI)                        | 3.78                       | 3.64           | 3.68           | 3.84            | 3.82                          | 3.82            | 3.84           | 3.79           | 3.88           | 3.82            | 3.99            | 3.75           | 3.67           |
| Ti                             | 0.03                       | 0.03           | 0.04           | 0.03            | 0.03                          | 0.04            | 0.02           | 0.02           | 0.02           | 0.02            | 0.01            | 0.07           | 0.06           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.10                       | 0.25           | 0.09           | 0.09            | 0.12                          | 0.06            | 0.09           | 0.10           | 0.10           | 0.11            | 0.03            | 0.09           | 0.12           |
| Mn                             |                            |                |                |                 |                               |                 |                |                |                |                 |                 |                |                |
| Mg                             | 0.12                       | 0.16           | 0.24           | 0.09            | 0.17                          | 0.12            | 0.10           | 0.12           | 0.05           | 0.12            | 0.13            | 0.12           | 0.20           |
| Ca                             |                            |                | 0.01           |                 |                               |                 |                |                |                |                 |                 |                |                |
| Na                             | 0.43                       | 0.18           | 0.37           | 0.38            | 0.24                          | 0.45            | 0.37           | 0.66           | 0.34           | 0.30            | 1.53            | 0.31           | 0.27           |
| K                              | 1.5                        | 1.64           | 1.53           | 1.48            | 1.53                          | 1.51            | 1.41           | 1.15           | 1.46           | 1.54            | 0.19            | 1.64           | 1.63           |
| OH                             | 4.09                       | 4.07           | 4.0            | 4.04            | 4.0                           | 4.00            | 4.0            | 3.97           | 4.01           | 4.0             | 4.01            | 3.60           | 3.52           |

Tableau 24 - Composition chimique des muscovites.

Table 24 - Muscovite chemical analysis.

MUSCOVITE

| Echantillons<br>Lame           | 55B76<br>653-10 | 55B76<br>653-11 | 65C76<br>654-18 | 68A76<br>655-5 | 68A76<br>655-7 | 68A76<br>655-18 | 75-76<br>656-21 | 75-76<br>656-23 | 64B76<br>721-2 | 64B76<br>721-9 | 64B76<br>721-10 | 85B76<br>722-8 | 85B76<br>722-10 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 43.9            | 46.0            | 45.4            | 45.4           | 44.8           | 45.8            | 46.4            | 44.2            | 45.7           | 46.1           | 46.6            | 45.4           | 46.4            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.5             | 0.8             | 0.5             | 0.4            | 0.4            | 0.3             | 0.6             | 0.7             | 0.9            | 0.9            | 0.9             | 0.4            | 0.4             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 32.0            | 35.0            | 36.2            | 35.6           | 33.9           | 36.0            | 34.7            | 34.74           | 34.5           | 33.5           | 33.6            | 35.2           | 35.3            |
| FeO                            | 0.9             | 1.0             | 1.1             | 0.8            | 0.8            | 1.1             | 1.2             | 1.0             | 0.9            | 1.2            | 1.1             | 1.1            | 1.0             |
| MnO                            |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                |                |                 |                |                 |
| MgO                            | 0.8             | 0.9             | 0.7             | 0.7            | 0.6            | 0.4             | 1.0             | 0.7             | 0.8            | 1.0            | 1.1             | 0.6            | 0.5             |
| CaO                            |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                |                |                 |                |                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.0             | 1.1             | 1.4             | 2.1            | 2.2            | 1.2             | 1.8             | 1.5             | 0.9            | 0.9            | 1.0             | 0.9            | 0.9             |
| K <sub>2</sub> O               | 9.6             | 9.4             | 9.3             | 8.4            | 8.0            | 9.5             | 9.3             | 9.4             | 9.1            | 9.4            | 9.3             | 9.5            | 9.8             |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 4.5             | 4.5             | 4.5             | 4.5            | 4.5            | 4.5             | 4.5             | 4.5             | 4.5            | 4.5            | 4.5             | 4.5            | 4.5             |
| TOTAL                          | 93.3            | 98.6            | 99.2            | 97.8           | 95.3           | 98.9            | 99.5            | 96.4            | 97.4           | 97.5           | 98.0            | 97.6           | 98.7            |
| Si                             | 6.25            | 6.17            | 6.06            | 6.11           | 6.20           | 6.13            | 6.18            | 6.09            | 6.19           | 6.25           | 6.28            | 6.15           | 6.21            |
| Al (IV)                        | 1.75            | 1.83            | 1.94            | 1.89           | 1.80           | 1.87            | 1.82            | 1.91            | 1.81           | 1.75           | 1.72            | 1.85           | 1.79            |
| Al (VI)                        | 3.63            | 3.69            | 3.75            | 3.76           | 3.72           | 3.80            | 3.63            | 3.68            | 3.70           | 3.60           | 3.61            | 3.78           | 3.78            |
| Ti                             | 0.06            | 0.08            | 0.05            | 0.04           | 0.04           | 0.03            | 0.06            | 0.07            | 0.09           | 0.09           | 0.09            | 0.04           | 0.04            |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.11            | 0.11            | 0.12            | 0.09           | 0.09           | 0.12            | 0.13            | 0.12            | 0.11           | 0.13           | 0.13            | 0.12           | 0.11            |
| Mn                             |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                |                |                 |                |                 |
| Mg                             | 0.18            | 0.17            | 0.14            | 0.15           | 0.12           | 0.08            | 0.19            | 0.14            | 0.16           | 0.20           | 0.21            | 0.11           | 0.10            |
| Ca                             |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                |                |                 |                |                 |
| Na                             | 0.28            | 0.28            | 0.37            | 0.54           | 0.60           | 0.31            | 0.45            | 0.41            | 0.23           | 0.25           | 0.26            | 0.23           | 0.22            |
| K                              | 1.74            | 1.61            | 1.59            | 1.44           | 1.42           | 1.62            | 1.59            | 1.65            | 1.57           | 1.63           | 1.59            | 1.64           | 1.67            |
| OH                             | 3.80            | 3.57            | 3.56            | 4.04           | 4.15           | 3.57            | 4.00            | 4.14            | 4.06           | 4.07           | 4.04            | 4.07           | 4.02            |

Tableau 25 - Composition chimique des muscovites.

Table 25 - Muscovite chemical analysis.



MUSCOVITE

| Echantillons<br>Lame           | 91B76<br>723-13 | 91B76<br>723-14 | 92A76<br>724-3 | 92A76<br>724-9 | 56E76<br>725-16 | 56E76<br>725-12 | 56E76<br>725-13 | 56E76<br>725-21 | 86C76<br>791-1 | 86C76<br>791-4 | 89D76<br>793-17 | 89D76<br>793-19 | 96,79<br>820-6 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.0            | 46.0            | 45.9           | 45.9           | 45.0            | 45.3            | 43.8            | 45.7            | 46.59          | 46.72          | 45.79           | 46.19           | 45.83          |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.6             | 0.6             | 0.4            | 0.4            | 0.7             | 0.5             | 0.7             | 0.7             | 0.29           | 0.22           | 0.36            | 0.29            | 0.46           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 33.4            | 34.1            | 33.9           | 34.0           | 34.3            | 35.2            | 33.4            | 35.9            | 36.88          | 36.40          | 36.77           | 37.30           | 37.62          |
| FeO                            | 1.5             | 1.4             | 1.4            | 2.1            | 0.9             | 1.6             | 1.0             | 1.0             | 1.66           | 1.65           | 0.89            | 0.96            | 0.98           |
| MnO                            |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                |
| MgO                            | 0.6             | 1.0             | 1.2            | 1.1            | 0.8             | 0.4             | 0.5             | 0.3             | 0.01           | 1.10           | 0.90            | 0.78            | 0.64           |
| CaO                            |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.8             | 0.7             | 0.4            | 0.4            | 1.3             | 1.3             | 1.2             | 1.7             | 0.73           | 0.65           | 1.75            | 1.62            | 1.14           |
| K <sub>2</sub> O               | 9.8             | 10.3            | 10.1           | 10.5           | 9.1             | 8.8             | 8.6             | 8.3             | 10.22          | 10.07          | 7.87            | 8.96            | 9.31           |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.5             | 4.5             | 4.5            | 4.5            | 4.5             | 4.5             | 4.5             | 4.5             | 4.60           | 4.58           | 4.52            | 4.58            | 4.57           |
| TOTAL                          | 96.6            | 98.5            | 97.7           | 99.1           | 96.6            | 97.7            | 93.8            | 98.1            | 101.98         | 101.41         | 98.91           | 100.73          | 100.82         |
| Si                             | 6.21            | 6.21            | 6.23           | 6.19           | 6.16            | 6.13            | 6.18            | 6.12            | 6.07           | 6.11           | 6.07            | 6.05            | 6.00           |
| Al (IV)                        | 1.79            | 1.79            | 1.77           | 1.81           | 1.84            | 1.87            | 1.82            | 1.88            | 1.93           | 1.89           | 1.93            | 1.95            | 2.00           |
| Al (VI)                        | 3.64            | 3.63            | 3.66           | 3.59           | 3.69            | 3.75            | 3.73            | 3.80            | 3.73           | 3.72           | 3.81            | 3.80            | 3.81           |
| Ti                             | 0.06            | 0.06            | 0.04           | 0.04           | 0.08            | 0.06            | 0.07            | 0.07            | 0.03           | 0.02           | 0.04            | 0.03            | 0.04           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.17            | 0.15            | 0.16           | 0.23           | 0.11            | 0.18            | 0.12            | 0.12            | 0.18           | 0.18           | 0.10            | 0.11            | 0.11           |
| Mn                             |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                |
| Mg                             | 0.19            | 0.20            | 0.23           | 0.23           | 0.16            | 0.08            | 0.10            | 0.06            | 0.20           | 0.21           | 0.18            | 0.15            | 0.13           |
| Ca                             |                 |                 |                |                |                 |                 |                 |                 |                |                |                 |                 |                |
| Na                             | 0.21            | 0.17            | 0.09           | 0.10           | 0.33            | 0.35            | 0.34            | 0.45            | 0.18           | 0.16           | 0.45            | 0.41            | 0.29           |
| K                              | 1.73            | 1.77            | 1.75           | 1.81           | 1.60            | 1.52            | 1.55            | 1.41            | 1.70           | 1.68           | 1.33            | 1.50            | 1.56           |
| OH                             | 4.13            | 4.05            | 4.08           | 4.05           | 4.11            | 3.61            | 3.76            | 4.02            | 4.00           | 4.00           | 4.00            | 4.00            | 4.00           |

Tableau 26 - Composition chimique des muscovites.

Table 26 - Muscovite chemical analysis.

| Echantillons<br>Lame           | 96,79<br>820-2 | 96,79<br>820-3 | 16E75<br>13 | 44B <sub>3</sub> 75<br>21 | 70-14A | 100-8 |
|--------------------------------|----------------|----------------|-------------|---------------------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47.09          | 45.40          | 46.55       | 47.07                     | 45.27  | 45.93 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.35           | 0.45           | 0.29        | 0.33                      | 0.37   | 0.94  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 37.63          | 37.44          | 35.54       | 34.18                     | 36.13  | 35.78 |
| FeO                            | 0.93           | 0.78           | 0.99        | 1.39                      | 2.70   | 1.00  |
| MnO                            |                |                |             |                           | 0.27   | 0.04  |
| MgO                            | 0.67           | 0.55           | 1.21        | 1.53                      | 0.57   | 0.72  |
| CaO                            |                |                |             |                           |        |       |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.04           | 0.67           | 1.45        | 1.08                      | 0.76   | 1.12  |
| K <sub>2</sub> O               | 9.29           | 8.92           | 9.19        | 9.88                      | 9.79   | 9.70  |
| H <sub>2</sub> O+              | 4.63           | 4.51           | 4.53        | 4.52                      | 4.51   | 4.51  |
| TOTAL                          | 101.81         | 98.74          | 99.87       | 100.00                    | 100.48 | 99.73 |
| Si                             | 6.09           | 6.03           | 6.15        | 6.24                      | 6.02   | 6.09  |
| Al (IV)                        | 1.91           | 1.97           | 1.85        | 1.76                      | 1.98   | 1.91  |
| Al (VI)                        | 3.83           | 3.90           | 3.69        | 3.58                      | 3.68   | 3.68  |
| Ti                             | 0.03           | 0.05           | 0.03        | 0.03                      | 0.03   | 0.09  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.10           | 0.09           | 0.11        | 0.15                      | 0.30   | 0.11  |
| Mn                             |                |                |             |                           | 0.03   |       |
| Mg                             | 0.13           | 0.11           | 0.24        | 0.30                      | 0.11   | 0.14  |
| Ca                             |                |                |             |                           |        |       |
| Na                             | 0.26           | 0.17           | 0.37        | 0.28                      | 0.19   | 0.28  |
| K                              | 1.53           | 1.51           | 1.55        | 1.67                      | 1.66   | 1.64  |
| OH                             | 4.0            | 4.0            | 4.0         | 4.0                       | 4.00   | 4.00  |

Tableau 27 - Composition chimique des muscovites.

Table 27 - Muscovite chemical analysis.



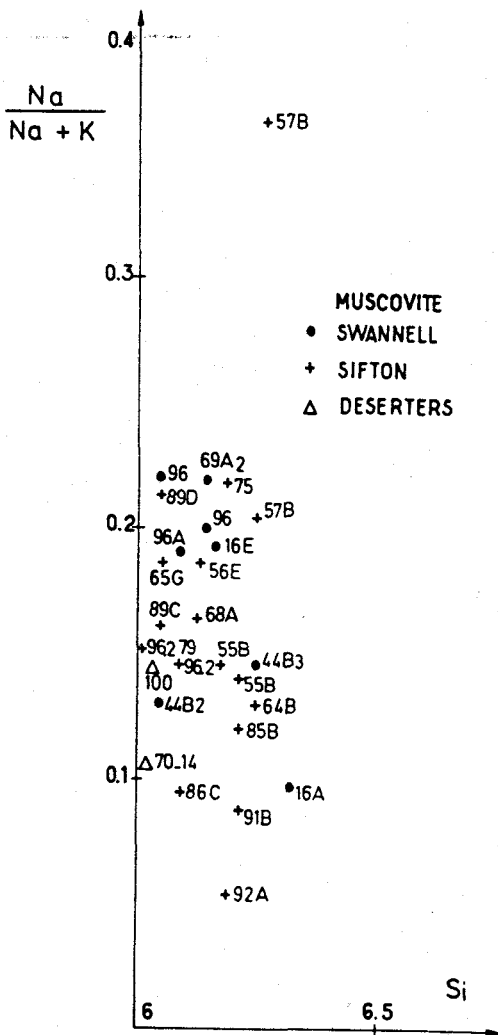


Fig. 150 - Diagramme  $\left[ \frac{Na}{Na + K} \right]$  f.  $[Si]$  des muscovites.  
 Fig. 150 -  $Na/Na + K$  f.  $Si$  diagram of muscovites.

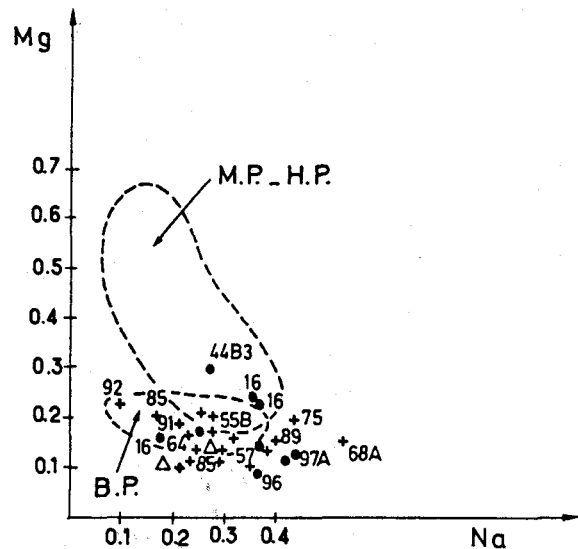


Fig. 151 - Diagramme  $Mg/Na$  des muscovites.  
 Fig. 151 -  $Mg/Na$  diagram of muscovites.

De plus, Evans et Guidotti (1966) puis Guidotti (1978) montrent que  $Al^{IV}$  et  $Na/Na + K$  sont plus élevés dans la partie supérieure de la zone à staurotide alors que la somme de  $Mg + Fe$  reste plus basse que dans les zones voisines. Dans la zone à sillimanite, on note que  $Al^{IV}$  et  $Na + K$  diminuent et  $Mg + Fe$  augmente ; nous arrivons à des conclusions identiques au cours de cette étude. (Comparer les figures 149, 150 et 152).

c. CONCLUSIONS.

L'étude de la muscovite montre que les chaînes Sifton et Swannell ont évolué différemment. Les muscovites de la chaîne Swannell se sont développées dans un climat de type barrovien, à pression moyenne. La chaîne Sifton a subi une évolution plus complexe, la phase primordiale a disparu dans les muscovites qui se sont rééquilibrées ; on en trouve uniquement la trace avec les minéraux reliques (disthène, staurotide).

La phase tardive est marquée par la présence de paragonite à la limite des zones à disthène et sillimanite puis par sa disparition vers le coeur de la chaîne. Une température voisine de  $600^{\circ}C$  est nécessaire pour effectuer cette réaction (Chatterjee, 1970). Au centre de la chaîne Sifton, la muscovite se décompose en sillimanite et en feldspath potassique et le rapport  $Na/Na + K$  diminue de façon sensible.

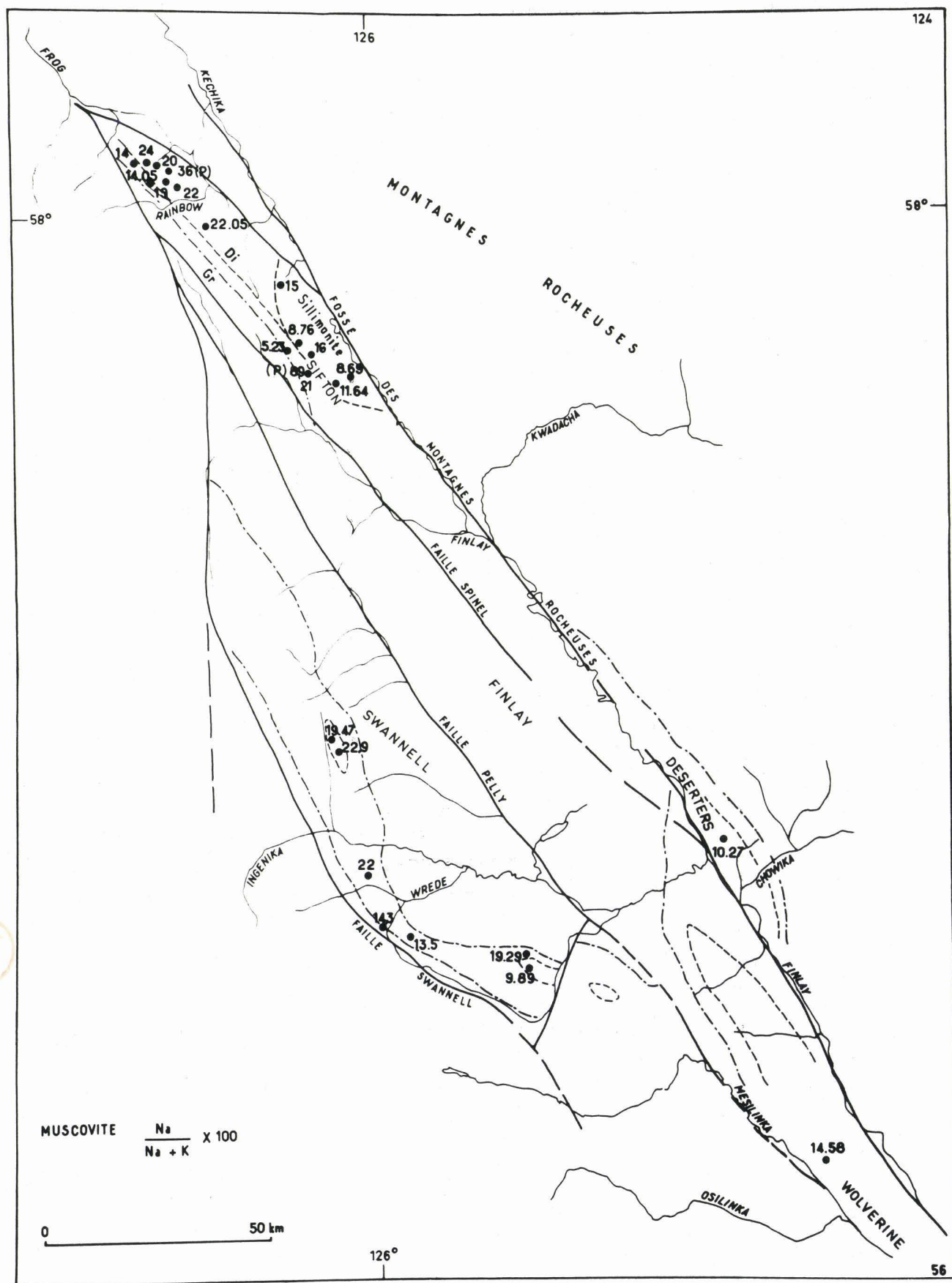


Fig. 152 - Les variations de composition de la muscovite:  $\frac{Na}{Na + K} \times 100$

Fig. 152 - Variation of  $\frac{Na}{Na + K}$  content in muscovites.



4. ETUDE CHIMIQUE DE LA CHLORITE.

Les chlorites sont fréquentes dans les chaînes Swannell et Sifton, dans lesquelles on peut distinguer plusieurs types. Les chlorites les plus fréquentes dans les faciès de métamorphisme élevé sont des chlorites secondaires qui proviennent de la destabilisation du grenat et de la biotite.

Dans les faciès métamorphiques plus faibles, les chlorites hystérogènes sont nombreuses et disposées à l'emporte pièce par rapport à la foliation. Ces deux types seront étudiés.

a. LES ANALYSES CHIMIQUES.

Le résultat des analyses chimiques est rassemblé sur le tableau 28. Le calcul montre que l'ensemble de ces chlorites contient plus de 9,5% de H<sub>2</sub>O, elles sont donc considérées selon Foster (1962) comme des chlorites "normales". Tout le fer a été calculé comme FeO, et (OH) est égal à 16.

CHLORITE

| Echantillons<br>Lame           | 69A <sub>2</sub> 73<br>544-1 | 69A <sub>2</sub> 73<br>544-2 | 96A75<br>603-6 | 97A 76<br>604 | 97A 76<br>604-17 | 97A 76<br>604-18 | 57B76<br>607 | 68A76<br>655-8 | 56E76<br>725-22 | 49A75<br>792 | 89D76<br>793-18 | 16E75<br>6 | 16A75<br>543-16 | 16A75<br>543-18 |
|--------------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------|---------------|------------------|------------------|--------------|----------------|-----------------|--------------|-----------------|------------|-----------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 24.4                         | 24.3                         | 24.8           | 24.7          | 24.6             | 25.12            | 24.2         | 25.3           | 24.6            | 25.1         | 24.0            | 26.51      | 29.42           | 24.87           |
| TiO <sub>2</sub>               |                              |                              | 0.1            |               | 0.1              |                  | 0.1          | 0.1            | 0.1             | 0.1          | 0.1             | 0.1        | 0.1             | 0.11            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 23.0                         | 22.2                         | 22.9           | 22.8          | 23.0             | 24.56            | 23.4         | 23.6           | 23.6            | 21.58        | 24.23           | 23.85      | 21.0            | 24.2            |
| FeO                            | 22.8                         | 24.4                         | 21.5           | 20.4          | 20.8             | 18.61            | 24.5         | 21.7           | 22.9            | 24.32        | 25.13           | 21.55      | 23.44           | 20.23           |
| MnO                            |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 |              |                 | 0.1        | 0.02            | 0.05            |
| MgO                            | 17.6                         | 15.5                         | 17.5           | 18.1          | 18.1             | 18.34            | 15.9         | 17.7           | 16.8            | 15.02        | 14.66           | 15.71      | 11.28           | 18.06           |
| CaO                            |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 | 0.1          |                 |            |                 |                 |
| Na <sub>2</sub> O              |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 |              |                 |            | 0.41            |                 |
| K <sub>2</sub> O               |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 |              |                 | 0.49       | 0.26            |                 |
| H <sub>2</sub> O*              | 12.0                         | 12.0                         | 12.0           | 12.0          | 12.0             | 11.70            | 12.0         | 12.0           | 12.0            | 11.26        | 11.46           | 11.74      | 11.40           | 11.69           |
| TOTAL                          | 99.8                         | 98.5                         | 98.8           | 98.0          | 98.6             | 98.44            | 100.1        | 100.4          | 100.0           | 97.76        | 99.63           | 100.08     | 97.42           | 99.22           |
| Si                             | 5.06                         | 5.18                         | 5.17           | 5.17          | 5.12             | 5.14             | 5.05         | 5.17           | 4.00            | 5.34         | 5.01            | 5.41       | 6.18            | 5.10            |
| Al (IV)                        | 2.94                         | 2.82                         | 2.83           | 2.83          | 2.88             | 2.86             | 2.95         | 2.83           | 4.00            | 2.66         | 2.99            | 2.59       | 1.82            | 2.90            |
| Al (VI)                        | 2.70                         | 2.76                         | 2.80           | 2.79          | 2.77             | 3.07             | 2.82         | 2.86           | 0.52            | 2.75         | 2.98            | 3.14       | 3.38            | 2.95            |
| Ti                             | 0.01                         | 0.01                         | 0.01           |               | 0.01             | 0.01             | 0.01         | 0.01           | 0.01            | 0.01         | 0.01            | 0.02       | 0.02            | 0.02            |
| Fe <sup>2+</sup>               | 3.96                         | 4.34                         | 3.75           | 3.58          | 3.62             | 3.19             | 4.27         | 3.71           | 3.12            | 4.33         | 4.40            | 3.68       | 4.12            | 3.47            |
| Mn                             |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 |              |                 |            |                 |                 |
| Mg                             | 5.44                         | 4.91                         | 5.43           | 5.64          | 5.62             | 5.60             | 4.94         | 5.40           | 4.08            | 4.76         | 4.57            | 4.78       | 3.53            | 5.52            |
| Ca                             |                              |                              | 0.01           |               | 0.01             |                  |              |                | 0.01            | 0.02         |                 |            | 0.17            |                 |
| Na                             |                              |                              |                |               |                  |                  |              |                |                 |              |                 | 0.13       | 0.07            |                 |
| K                              |                              |                              | 0.01           |               | 0.01             |                  |              |                |                 | 0.01         |                 |            |                 |                 |
| OH                             | 16.62                        | 17.04                        | 16.68          | 16.76         | 16.68            | 16.0             | 16.71        | 16.37          |                 | 16.0         | 16.0            | 16.0       | 16.0            | 16.0            |
| O                              | 19.69                        | 19.48                        | 19.66          | 19.62         | 19.66            |                  | 19.65        | 19.82          | 19.83           |              |                 | 19.94      | 19.30           | 19.96           |

Tableau 28 - Composition des chlorites.

Table 28 - Chlorite composition.

b. LES DIAGRAMMES.

Les chlorites ont été reportées sur le diagramme de Foster (1962). Les analyses sont effectuées à la microsonde et le fer y est calculé comme bivalent, le report sur ce diagramme n'a qu'une valeur indicative. Elles rentrent dans le domaine des ripidolites à l'exception de la chlorite 16A qui est à la limite des pycnochlorites (fig.153). On peut remarquer que les deux analyses de cet échantillon sont assez différentes, la première (543-16) provient de la destabilisation partielle d'une biotite, alors que la seconde (543-18) est hystérogène.

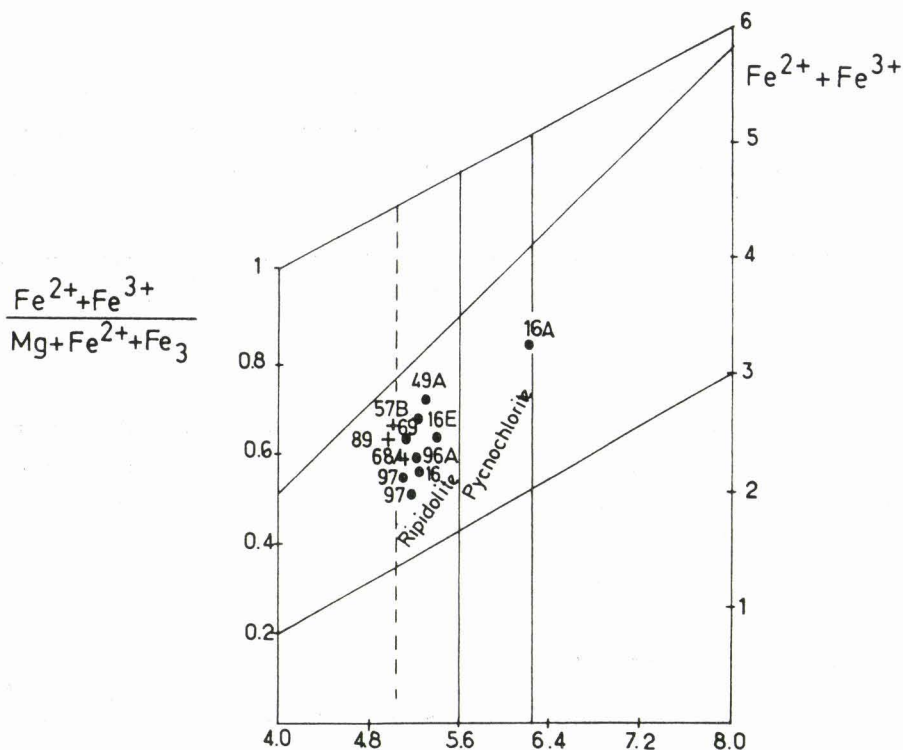


Fig. 153 - Composition des chlorites - Diagramme de Foster.

Fig. 153 - Chlorite compositions - Foster's diagram.

Dans l'échantillon 69A<sub>2</sub>73, deux chlorites ont été analysées : la première (544-1) est verte, hystérogène et oblique par rapport à la foliation, la seconde (544-2) provient de la déstabilisation d'une grande biotite acajou riche en rutile, elle est plus ferrifère, moins alumineuse et moins magnésienne que la précédente.

Deux analyses ont été effectuées dans une même chlorite grise provenant de la déstabilisation d'un grenat (604-16). La plus proche du grenat frais (604-17) est plus ferrifère, l'autre (604-18) renferme plus de silice et beaucoup plus d'alumine, toutes deux sont également magnésiennes.

La chlorite dans l'échantillon 57B76, provient de la déstabilisation de la staurotide, elle est très ferrifère et peu magnésienne.

La composition chimique des chlorites est bien évidemment très liée au minéral qui lui donne naissance, ainsi :

- les chlorites hystérogènes souvent dans un milieu de muscovite sont plus siliceuses et plus alumineuses ;
- les chlorites qui proviennent de la déstabilisation d'un grenat ou de la staurotide sont ferrifères ;
- les chlorites les moins alumineuses résultent de la déstabilisation de la biotite.

c. LES SUBSTITUTIONS.

D'importantes substitutions ioniques s'opèrent durant la rétro-morphose et la transformation des minéraux originels en chlorite.

La répartition  $Al^{IV} - Al^{VI}$  est indiquée sur la figure 154 ; la droite représente la substitution  $Al^{IV} + Al^{VI} \rightleftharpoons Si^{IV} + Mg^{VI}$ . Cette substitution, bien qu'imparfaite, semble se réaliser fréquemment, la répartition et l'éloignement de la droite idéale étant liée au degré du métamorphisme (Labotka, 1980). Sur le diagramme  $[Fe/Fe + Mg] f. [Si]$ , on peut tenter de faire passer une droite par les chlorites de la Formation Swannell indiquées par les points sur la figure 155. On obtient une pente inverse sur le diagramme Mg - Si (fig. 156).

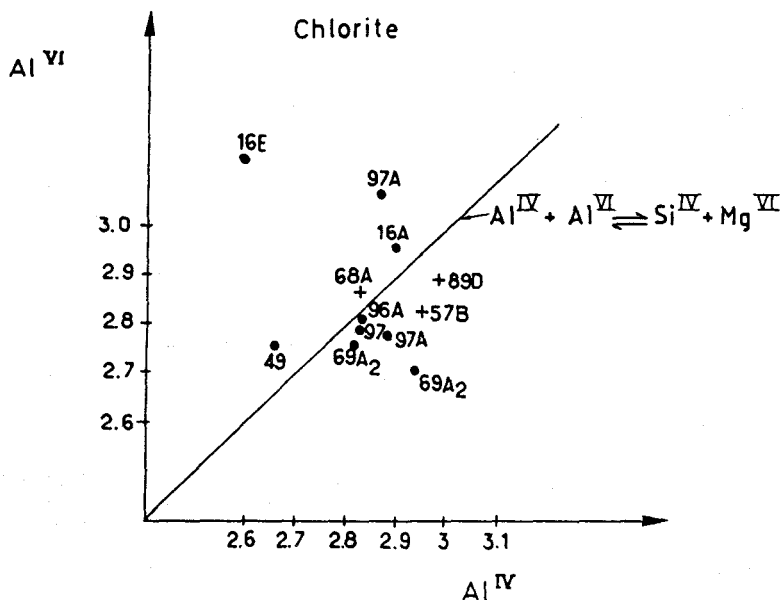


Fig. 154 - Substitution  $Al^{VI} - Al^{IV}$  dans les chlorites.

Fig. 154 - Replacement  $Al^{VI} - Al^{IV}$  in chlorite.

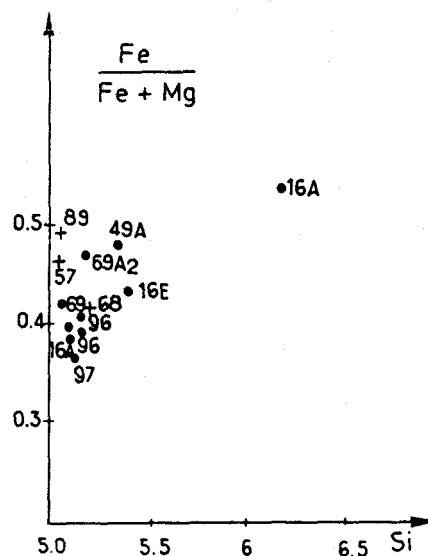


Fig. 155 - Substitution  $\frac{Fe}{Fe + Mg} / Si$  dans les chlorites.

Fig. 155 - Replacement  $\frac{Fe}{Fe + Mg} / Si$  in chlorites.

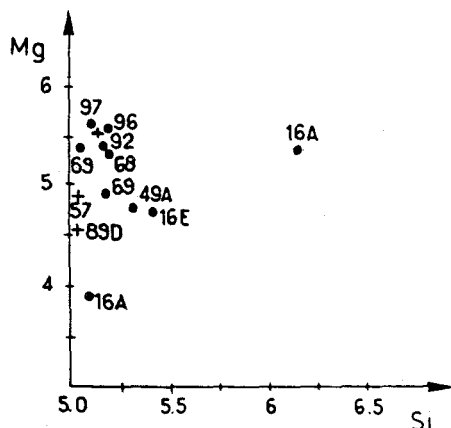


Fig. 156 - Substitution Mg/Si dans les chlorites.

Fig. 156 - Replacement Mg/Si in chlorites.

d. CONCLUSIONS.

La chlorite se présente dans plusieurs habitus structuraux, elle peut devenir de la déstabilisation de minéraux antérieurs ou être hystérogène. Dans les deux cas, sa chimie est très dépendante de son voisinage immédiat, aussi les chlorites les plus ferrifères croissent aux dépens de grenats en voie de déstabilisation, et les plus alumineuses se trouvent dans un milieu riche en muscovite.

5. ETUDE DE LA STAUROTIDE.

La staurotide est uniquement présente au coeur de la chafne Swannell, où elle apparaît tardivement (éch. 16A75 et 97A). Elle est beaucoup plus fréquente dans la chaîne Sifton où elle peut être précoce et entourée par la foliation, mais aussi tardive et à l'emporte pièce.

a. LES ANALYSES CHIMIQUES.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 48 (O,OH) ou 24 (O,OH), comme il a été suggéré par Deer et al. (1962). Le résultat des analyses est indiqué sur le tableau 29, une grande homogénéité y apparaît, malgré une légère variation de FeO et de MgO. Des profils effectués dans les différentes staurotides montrent que la seule variation chimique enregistrée est une légère perte en fer sur la bordure, alors qu'une zonation optique est parfois observée (fig. 157). En effet, ces staurotides sont tardives, et elles recourent la foliation que l'on peut suivre en continuité de la matrice jusqu'à l'intérieur du porphyroblaste.

STA UROTIDE

| Echantillons<br>Lame           | 16A75<br>543-1 | 16A75<br>543-2 | 546-5<br>546-5 | 97A<br>604 | 57B76<br>607-1 | 57B76<br>607-2 | 57.76<br>655-6 | 68A76<br>655-12 | 68A76<br>725-15 | 57B76<br>725-17 | 85B76<br>722-11 | 21A73  | 21A73  | 100-4  | 70-89-1 | 70-100<br>12B | 70-100<br>13C |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|--------|--------|---------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 28.7           | 28.9           | 28.49          | 28.4       | 28.9           | 28.6           | 28.7           | 28.8            | 27.8            | 28.0            | 27.7            | 28.16  | 28.42  | 28.04  | 28.41   | 28.09         | 28.04         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.5            | 0.8            | 0.6            | 0.6        | 0.6            | 0.5            | 0.6            | 0.6             | 0.6             | 0.7             | 0.5             | 0.48   | 0.56   | 0.75   | 0.73    | 0.81          | 0.81          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 56.0           | 55.2           | 56.00          | 54.0       | 54.4           | 54.9           | 54.9           | 55.4            | 54.5            | 53.2            | 55.0            | 54.92  | 55.57  | 55.25  | 55.65   | 54.49         | 55.38         |
| FeO                            | 11.7           | 11.6           | 11.46          | 12.9       | 13.2           | 13.0           | 13.4           | 13.6            | 12.4            | 12.3            | 14.7            | 13.40  | 13.26  | 13.87  | 13.91   | 13.66         | 13.72         |
| MnO                            | 0.1            |                | 0.32           |            |                |                | 0.1            | 0.1             |                 |                 |                 | 0.04   |        | 0.04   | 0.08    | 0.02          |               |
| MgO                            | 0.1            | 1.0            | 2.22           | 2.1        | 1.5            | 1.4            | 1.8            | 1.1             | 1.3             | 1.4             | 1.4             | 1.80   | 1.96   | 1.79   | 1.66    | 1.96          | 2.01          |
| CaO                            |                |                |                |            |                |                |                |                 |                 |                 |                 |        |        |        |         |               |               |
| Na <sub>2</sub> O              |                |                | 0.1            |            |                |                |                |                 | 0.1             | 0.1             |                 |        | 0.05   | 0.03   | 0.03    | 0.02          | 0.38          |
| K <sub>2</sub> O               |                |                |                |            |                |                |                |                 |                 |                 |                 |        |        | 0.02   |         |               | 0.08          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2.0            | 2.0            | 2.22           | 2.0        | 2.0            | 2.0            | 2.0            | 2.0             | 2.0             | 2.0             | 2.0             | 2.19   | 2.08   | 2.21   | 2.22    | 2.19          | 2.22          |
| TOTAL                          | 100.0          | 99.7           | 101.41         | 99.9       | 100.6          | 100.3          | 101.5          | 101.6           | 98.7            | 97.7            | 101.3           | 101.06 | 102.08 | 102.05 | 102.74  | 101.34        | 102.70        |
| Si                             | 7.45           | 7.92           | 7.7            | 7.82       | 7.91           | 7.84           | 7.79           | 7.83            | 7.74            | 7.88            | 7.60            | 3.85   | 3.84   | 3.80   | 3.83    | 3.84          | 3.78          |
| Al (IV)                        |                |                |                |            |                |                |                |                 |                 |                 |                 |        |        |        |         |               |               |
| Al (VI)                        | 17.16          | 17.83          | 17.82          | 17.53      | 17.55          | 17.73          | 17.58          | 17.71           | 17.87           | 17.63           | 17.75           | 8.85   | 8.85   | 8.84   | 8.84    | 8.77          | 8.82          |
| Ti                             | 0.11           | 0.16           | 0.11           | 0.12       | 0.11           | 0.10           | 0.12           | 0.12            | 0.13            | 0.15            | 0.11            | 0.04   | 0.05   | 0.07   | 0.07    | 0.08          | 0.08          |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.68           | 2.67           | 2.59           | 2.96       | 3.02           | 2.97           | 3.04           | 3.09            | 2.89            | 2.90            | 3.37            | 1.53   | 1.49   | 1.57   | 1.56    | 1.56          | 1.55          |
| Mn                             | 0.01           | 0.01           | 0.07           |            |                |                | 0.01           | 0.02            | 0.01            | 0.01            |                 |        |        |        |         |               |               |
| Mg                             | 0.42           | 0.41           | 0.89           | 0.85       | 0.62           | 0.56           | 0.75           | 0.43            | 0.54            | 0.57            | 0.58            | 0.36   | 0.39   | 0.36   | 0.33    | 0.40          | 0.40          |
| Ca                             |                |                |                |            |                |                |                |                 |                 |                 |                 |        |        |        |         |               |               |
| Na                             |                |                |                |            |                |                |                |                 | 0.05            | 0.03            |                 |        | 0.01   |        |         |               | 0.09          |
| K                              |                |                |                |            |                |                |                |                 |                 |                 |                 |        |        |        |         |               | 0.01          |
| OH                             | 3.47           | 3.65           |                | 3.67       | 3.65           | 3.66           | 3.62           | 3.62            | 3.71            | 3.75            | 3.66            | 1.00   | 1.00   | 1.00   | 1.00    | 1.00          | 1.00          |
| O                              |                |                |                |            |                |                | 44.19          | 44.19           | 44.14           | 44.12           | 44.17           | 15.66  | 15.67  | 15.69  | 15.67   | 15.71         | 15.68         |

Tableau 29 - Composition des staurotides.

Tabl. 29 - Staurolite composition.

b. CONCLUSIONS.

La staurotide possède une composition chimique constante, en partie liée aux conditions de genèse et de stabilité beaucoup plus restrictives que celles des minéraux évoqués par ailleurs (biotite, muscovite, grenat). Les isogradés d'apparition et de disparition de ce minéral dépendent de la pression et se situent entre 500°C et 700°C (Hoschek, 1969 ; Ganguly, 1972).

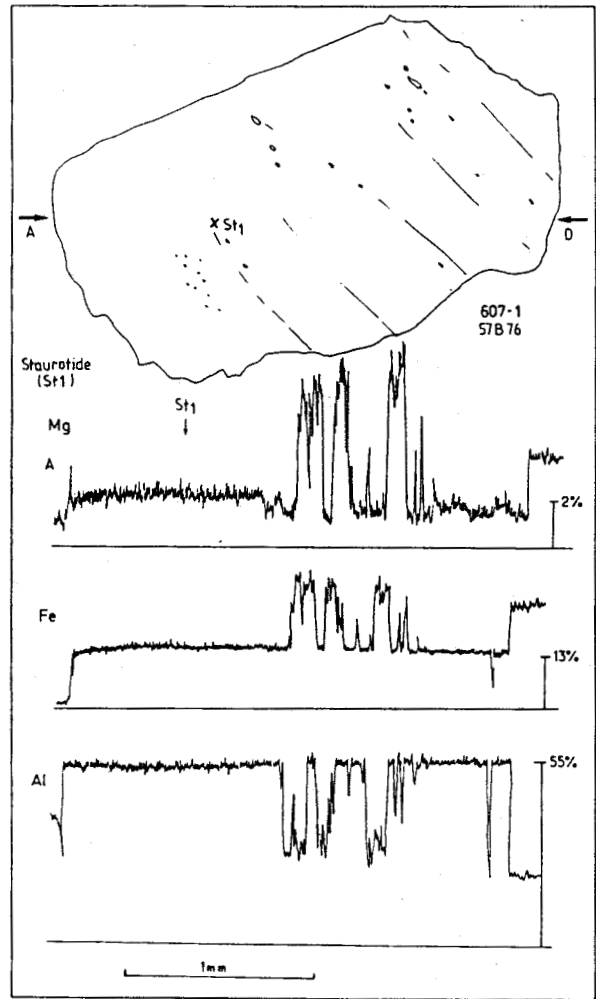
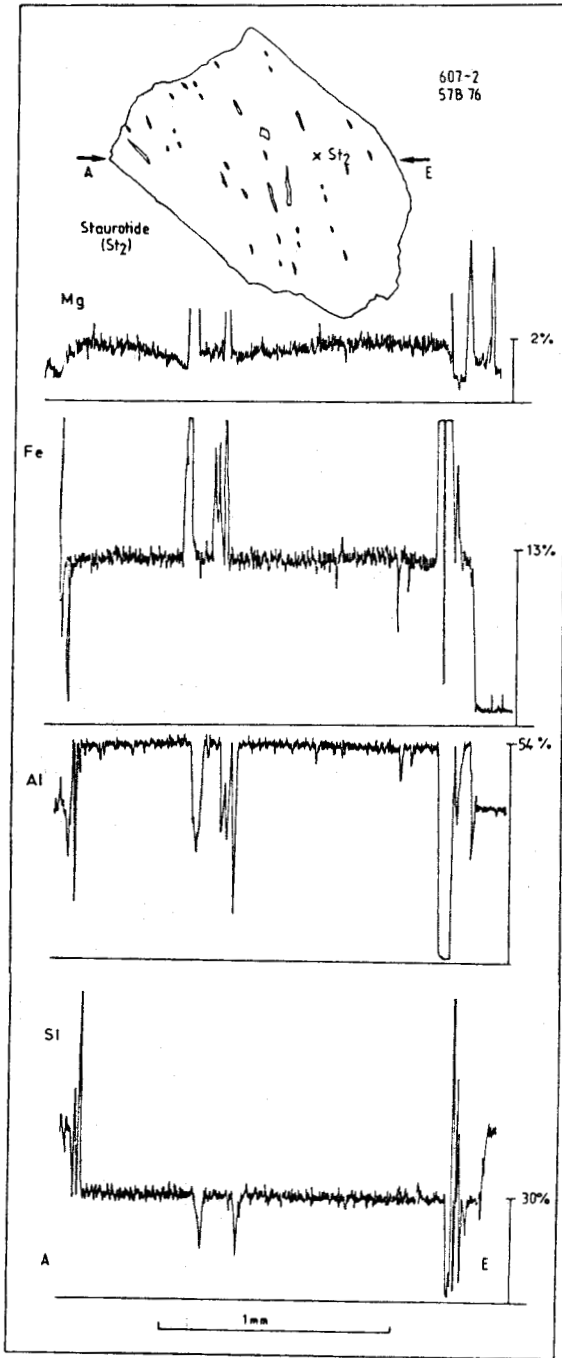


Fig. 157 - Zonation de la staurolite tardive.

Fig. 157 - Zoning of staurolite.

BI  
11.5.76

## 6. ETUDE CHIMIQUE DES PLAGIOCLASES.

Une étude systématique des plagioclases a été effectuée dans tous les faciès observés. Des profils chimiques montrent une très légère zonation des plagioclases qui suggère un déséquilibre chimique.

### a. LES ANALYSES CHIMIQUES.

Les analyses chimiques des feldspaths et leur teneur en albite, en anorthite, et en orthose sont indiquées sur les tableaux 30, 31 et 32. La teneur en anorthite varie entre 7 et 70%, les teneurs exceptionnellement élevées sont dues à la teneur en CaO de la roche (éch. 91B76). L'analyse de plusieurs feldspaths dans une même roche montre que le plagioclase garde une teneur constante (64B76, 96-79, 96A75).

Dans l'ensemble, la teneur en anorthite augmente depuis la zone à grenat où la moyenne se situe autour de 20%, jusqu'aux zones à disthène et staurotide proches de 30 à 35% (fig.158). Le pourcentage en orthose reste inférieur à 1, sauf dans la pegmatite 52B, et dans les migmatites situées près du batholite de Cassiar (94-77).

PLAGIOCLASE

| Echantillons<br>Lame           | 69A75<br>545-26 | 69A75<br>545-28 | 96A75<br>546-1 | 96A75<br>546-2 | 96A75<br>546-4 | 65G76<br>654-13 | 65G76<br>654-16 | 65G76<br>654-20 | 68A76<br>655-3 | 68A76<br>655-13 | 97A75<br>604-13 | 98A75<br>605-15 | 64B76<br>721-4 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 61.80           | 62.36           | 59.7           | 59.3           | 59.72          | 61.0            | 64.2            | 64.6            | 61.4           | 62.8            | 59.2            | 63.65           | 59.9           |
| TiO <sub>2</sub>               |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 23.63           | 23.39           | 25.0           | 25.0           | 25.66          | 22.8            | 23.0            | 23.8            | 23.6           | 24.0            | 25.0            | 22.61           | 23.5           |
| FeO                            |                 |                 |                |                |                |                 |                 | 0.1             |                |                 | 0.1             |                 | 0.1            |
| MnO                            |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| MgO                            |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| CaO                            | 4.04            | 3.88            | 7.0            | 7.2            | 6.35           | 4.0             | 3.1             | 3.4             | 5.3            | 5.1             | 7.2             | 2.61            | 7.2            |
| Na <sub>2</sub> O              | 8.48            | 9.23            | 7.6            | 7.5            | 7.79           | 9.0             | 9.7             | 10.2            | 8.7            | 8.9             | 7.8             | 9.67            | 7.8            |
| K <sub>2</sub> O               |                 | 0.03            | 0.1            | 0.1            | 0.07           | 0.1             | 0.1             | 0.1             | 0.1            | 0.1             | 0.1             | 0.07            | 0.1            |
| TOTAL                          | 98.08           | 98.95           | 99.5           | 99             | 99.71          | 96.9            | 100.1           | 102.1           | 99.0           | 100.9           | 99.4            | 99.10           | 99.4           |
| Si                             | 11.10           | 11.13           | 10.69          | 10.67          | 10.65          | 11.12           | 11.30           | 11.18           | 10.99          | 11.03           | 10.64           | 11.30           | 10.64          |
| Al (IV)                        |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| Al (VI)                        | 5.0             | 4.92            | 5.29           | 5.30           | 5.39           | 4.90            | 4.77            | 4.85            | 4.99           | 4.96            | 5.30            | 4.73            | 5.30           |
| Ti                             |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| Fe <sup>2+</sup>               |                 | 0.01            |                |                |                | 0.01            | 0.01            | 0.01            |                |                 | 0.02            | 0.01            | 0.02           |
| Mn                             |                 |                 |                |                |                |                 |                 |                 |                |                 |                 |                 |                |
| Mg                             |                 |                 |                |                |                |                 |                 | 0.01            |                |                 |                 |                 |                |
| Ca                             | 0.78            | 0.74            | 1.35           | 1.40           | 1.21           | 0.79            | 0.58            | 0.63            | 1.01           | 0.97            | 1.39            | 0.49            | 1.39           |
| Na                             | 2.96            | 3.19            | 2.64           | 2.60           | 2.69           | 3.18            | 3.31            | 3.43            | 3.02           | 3.04            | 2.72            | 3.92            | 2.72           |
| K                              |                 |                 | 0.02           | 0.02           | 0.02           | 0.01            | 0.01            | 0.01            | 0.01           | 0.02            | 0.02            | 0.02            | 0.2            |
| Ab                             | 79.18           | 81.01           | 65.83          | 64.68          | 68.67          | 79.90           | 84.87           | 84.27           | 74.75          | 74.43           | 65.86           | 86.68           |                |
| K                              |                 | 0.16            | 0.50           | 0.50           | 0.39           | 0.25            | 0.26            | 0.25            | 0.25           | 0.50            | 0.48            | 0.41            |                |
| An                             | 20.82           | 18.83           | 33.66          | 34.82          | 30.94          | 19.85           | 14.87           | 15.48           | 25.0           | 24.07           | 33.66           | 12.91           |                |

Tableau 30 - Composition des plagioclases.

Table 30 - Plagioclase composition

### b. CONCLUSIONS.

Le feldspath a une composition constante à l'intérieur d'une même roche, sa teneur en anorthite augmente avec le degré du métamorphisme pour atteindre 35% dans la zone à staurotide et disthène (voir § 7) ; elle est dépendante de la pression (Kepezhinskas, 1973).



PLAGIOCLASE

| Echantillons<br>Lame           | 64B76<br>721-4B | 64B76<br>721-5 | 64B76<br>721-6 | 91B76<br>723-35 | 91B76<br>723-37 | 92A76<br>724-2 | 92A76<br>724-7 | 56E76<br>725-18 | 96279<br>820-1 | 16E75<br>12 | 44B <sub>3</sub> 75<br>25 | 98A75<br>33 | 76B75<br>46 |
|--------------------------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-------------|---------------------------|-------------|-------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 62.1            | 62.7           | 60.5           | 58.94           | 56.72           | 59.8           | 58.5           | 62.6            | 61.69          | 63.54       | 62.29                     | 62.41       | 61.78       |
| TiO <sub>2</sub>               |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 23.1            | 22.7           | 24.3           | 25.68           | 27.37           | 25.2           | 24.7           | 22.4            | 24.83          | 23.66       | 23.76                     | 23.09       | 23.85       |
| FeO                            |                 |                |                |                 |                 |                | 0.1            |                 |                |             |                           |             |             |
| MnO                            |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| MgO                            |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| CaO                            | 4.4             | 4.3            | 5.7            | 6.82            | 9.06            | 6.9            | 6.4            | 3.8             | 4.72           | 3.94        | 4.49                      | 3.94        | 4.40        |
| Na <sub>2</sub> O              | 8.8             | 8.9            | 7.7            | 7.93            | 5.73            | 6.8            | 7.5            | 9.1             | 8.45           | 8.23        | 9.0                       | 9.16        | 8.80        |
| K <sub>2</sub> O               | 0.1             | 0.1            | 0.1            | 0.2             | 0.14            | 0.1            | 0.1            | 0.1             | 0.1            |             | 0.09                      | 0.1         | 0.12        |
| TOTAL                          | 98.4            | 98.6           | 98.3           | 99.64           | 99.03           | 98.8           | 97.3           | 97.9            | 100.65         | 99.5        | 100.41                    | 98.73       | 99.05       |
| Si                             | 11.14           | 11.22          | 10.90          | 10.57           | 10.24           | 10.74          | 10.70          | 11.27           | 10.88          | 11.2        | 11.00                     | 11.16       | 11.03       |
| Al (IV)                        |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| Al (VI)                        | 4.89            | 4.78           | 5.16           | 5.40            | 5.82            | 5.33           | 5.32           | 4.75            | 5.16           | 4.92        | 4.94                      | 4.86        | 5.02        |
| Ti                             |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| Fe <sup>2+</sup>               |                 |                |                | 0.04            |                 |                | 0.01           | 0.01            | 0.01           |             | 0.01                      |             | 0.01        |
| Mn                             |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| Mg                             |                 |                |                |                 |                 |                |                |                 |                |             |                           |             |             |
| Ca                             | 0.85            | 0.83           | 1.11           | 1.3             | 1.75            | 1.32           | 1.26           | 0.73            | 0.89           | 0.74        | 0.85                      | 0.75        | 0.84        |
| Na                             | 3.05            | 3.10           | 2.69           | 2.76            | 2.01            | 2.36           | 2.66           | 3.17            | 2.88           | 2.81        | 3.08                      | 3.18        | 3.05        |
| K                              | 0.02            | 0.02           | 0.02           | 0.04            | 0.03            | 0.02           | 0.02           | 0.02            | 0.02           |             | 0.02                      | 0.02        | 0.03        |
| Ab                             | 77.80           | 78.48          | 70.42          | 67.             | 52.93           | 63.78          | 67.51          | 80.87           | 75.94          | 79.10       | 77.98                     | 80.33       | 77.81       |
| K                              | 0.51            | 0.50           | 0.52           | 1.11            | 0.87            | 0.60           | 0.50           | 0.51            | 0.62           |             | 0.53                      | 0.58        | 0.72        |
| An                             | 21.68           | 21.01          | 29.05          | 31.8            | 46.21           | 35.67          | 31.97          | 18.62           | 23.44          | 20.9        | 21.5                      | 19.09       | 21.47       |

Tableau 31 - Composition des plagioclases.

Table 31 - Plagioclase composition.

PLAGIOCLASE

| Echantillons<br>Lame           | 74B <sub>2</sub> 75 | 74B <sub>2</sub> 75 | 74B <sub>2</sub> 75 | 76B75 | 76B75  | 76B75 | 33D   | 52BB26 | 97-2  | 97-2  | 94-77  | 96-79 | 96-79  |
|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60.33               | 58.77               | 59.27               | 61.96 | 62.85  | 62.53 | 59.87 | 63.13  | 49.58 | 53.20 | 58.16  | 60.77 | 60.76  |
| TiO <sub>2</sub>               | -0.01               | 0.02                | 0.02                | 0.05  | 0.02   | 0.03  | 0.01  |        | 0.10  |       | 0.05   |       |        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24.42               | 24.89               | 24.87               | 23.75 | 23.94  | 23.57 | 18.97 | 18.97  | 31.94 | 29.07 | 26.63  | 24.76 | 25.19  |
| FeO                            | 0.10                | 0.09                | 0.24                | 0.10  | 0.92   | 0.03  |       | 0.04   | 0.11  |       | 0.07   | 0.03  | 0.10   |
| MnO                            | 0.34                | 0.43                | 0.43                | 0.01  | 0.03   |       |       |        |       | 0.07  |        |       | 0.07   |
| MgO                            |                     |                     |                     |       |        |       |       |        |       |       |        |       | 0.05   |
| CaO                            | 5.37                | 6.11                | 6.03                | 3.20  | 3.03   | 2.74  | 6.10  |        | 14.09 | 11.10 | 7.89   | 5.90  | 5.76   |
| Na <sub>2</sub> O              | 8.32                | 7.72                | 8.17                | 8.97  | 10.20  | 9.13  | 7.91  | 0.51   | 3.40  | 4.84  | 6.82   | 8.02  | 8.31   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.07                | 0.03                | 0.17                | 0.02  | 0.60   |       | 0.16  | 16.90  | 0.06  | 0.20  | 0.32   | 0.20  | 0.23   |
| TOTAL                          | 99.00               | 98.07               | 99.20               | 98.11 | 101.59 | 98.06 | 99.27 | 99.55  | 99.50 | 98.41 | 100.16 | 99.72 | 100.52 |
| Si                             | 10.80               | 10.68               | 10.64               | 11.12 | 11.00  | 11.20 | 10.72 | 11.80  | 9.08  | 9.72  | 10.36  | 10.80 | 10.72  |
| Al (IV)                        |                     |                     |                     |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |
| Al (VI)                        | 5.16                | 5.32                | 5.28                | 5.00  | 4.92   | 4.96  | 5.32  | 4.16   | 6.88  | 6.28  | 5.60   | 5.16  | 5.24   |
| Ti                             |                     |                     |                     |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |
| Fe <sup>2+</sup>               |                     |                     |                     |       | 0.03   |       |       |        |       |       |        |       |        |
| Mn                             | 0.01                | 0.01                | 0.01                |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |
| Mg                             |                     |                     |                     |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |
| Ca                             | 0.25                | 0.29                | 0.29                | 0.15  | 0.14   | 0.13  | 0.29  |        | 0.69  |       | 0.37   | 0.28  | 0.27   |
| Na                             | 0.72                | 0.68                | 0.71                | 0.78  | 0.86   | 0.79  | 0.68  | 0.04   | 0.30  |       | 0.59   | 0.69  | 0.71   |
| K                              |                     |                     |                     |       | 0.03   |       |       | 1.00   |       |       | 0.01   | 0.01  | 0.01   |
| Ab                             | 73.42               | 69.48               | 70.35               | 83.44 | 83.13  | 85.75 | 69.45 | 4.41   | 30.38 |       | 59.87  | 70.31 | 71.37  |
| K                              | 0.38                | 0.16                | 0.96                | 0.13  | 3.21   | 0.03  | 0.94  | 95.59  | 0.35  |       | 1.85   | 1.29  | 1.29   |
| An                             | 26.20               | 30.35               | 30.35               | 16.43 | 13.66  | 14.22 | 29.61 |        | 69.37 |       | 38.28  | 27.35 | 27.35  |

Tableau 32 - Composition des plagioclases.

Table 32 - Plagioclase composition.



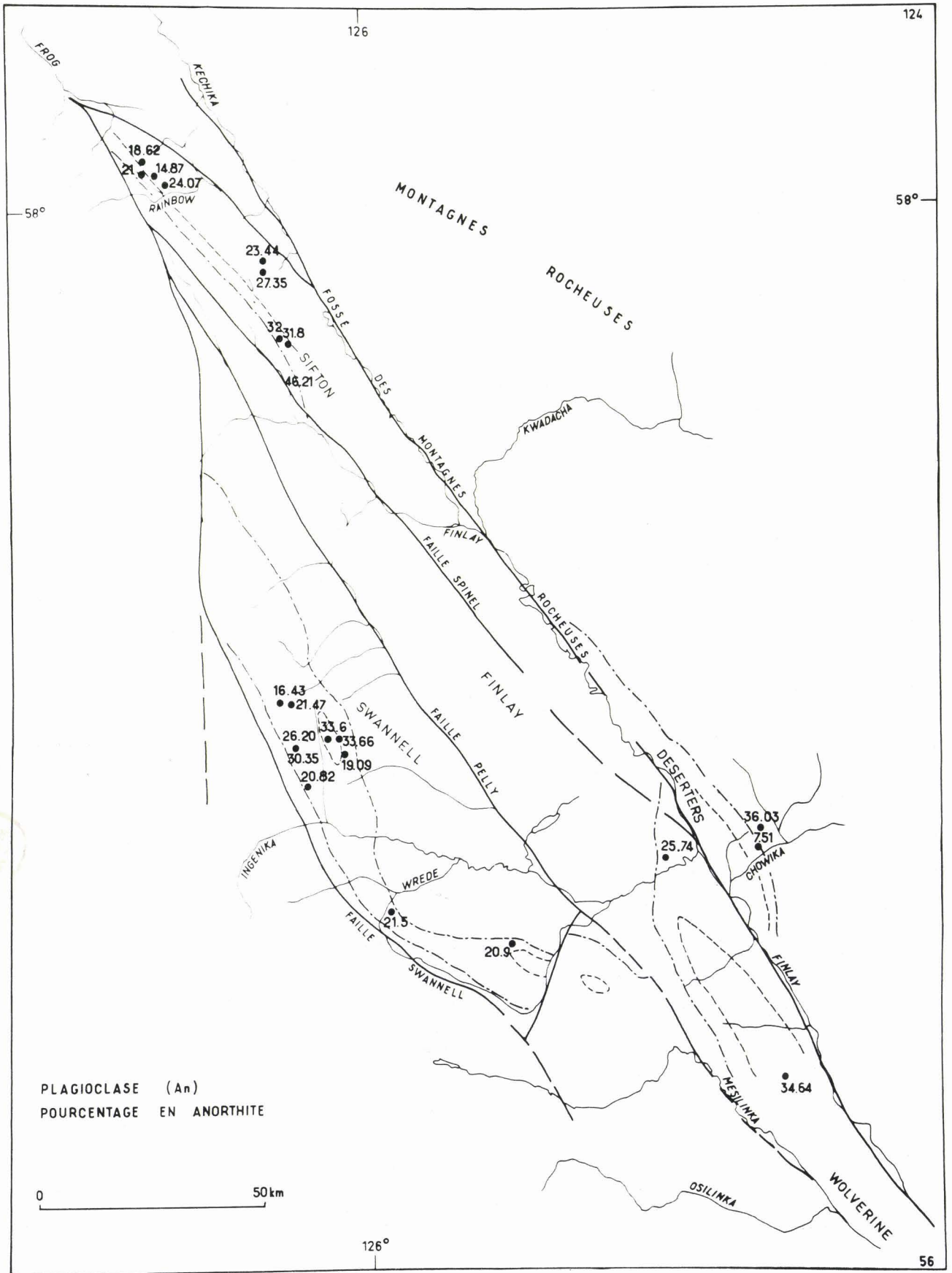


Fig. 158 - Teneur en anorthite des plagioclases.

Fig. 158- Anorthite content of plagioclases.

## 7. ETUDE CHIMIQUE DES GRENATS.

### a. GENERALITES.

Contrairement aux minéraux étudiés dans les paragraphes précédents, le grenat présente souvent un zonage net qui a été reconnu et décrit depuis très longtemps par Sturt (1962), Banno (1965), Atherton (1965, 1968) ou encore par Hollister (1966). A partir de ces observations, différents modèles ont été proposés pour expliquer la distribution de Fe, Mn, Ca et Mg, on peut retenir les caractéristiques principales.

Les grenats provenant de séries péelitiques sont zonés, la courbe en cloche la plus spectaculaire est celle de Mn dans la zone du faciès amphibolite.

Pour Banno (1965), de Bethune *et al.*, 1965, Miyashiro (1953), ce zonage est dû à la croissance du grenat pendant un métamorphisme progressif. Deux mécanismes principaux sont proposés pour ce zonage : la ségrégation fractionnée et la diffusion totale.

Le premier modèle est décrit par Hollister (1966) puis repris avec quelques variations par Atherton en 1968, pour ces auteurs il n'y a pas de diffusion dans le grenat et seule la bordure est en équilibre avec le milieu extérieur. Lorsque le grenat a cristallisé il est gelé chimiquement et ne réagit plus avec le milieu extérieur, dans ce dernier la diffusion reste active et totale. Le grenat agit comme une pompe à MnO qui se concentre au coeur des premiers cristaux formés, les grenats plus tardifs sont par conséquent plus pauvres en MnO.

Dans le deuxième modèle, le grenat est en équilibre total avec le milieu dans lequel il se développe. Anderson et Buckley (1973) proposent un modèle pour lequel la diffusion est le mécanisme principal pour expliquer la zonation observée. Dans ce cas, le grenat est initialement homogène, ce sont les échanges entre le milieu extérieur et lui-même qui produisent la zonation. La diminution de MnO dans le grenat au cours de l'élévation de température pourrait aussi être due à l'accroissement quantitatif du grenat (Miyashiro et Shido, 1973). Plusieurs points ne sont pas élucidés avec ce modèle, en particulier Mn qui diffuse hors du grenat ne se retrouve pas dans les autres minéraux présents dans la roche.

Des processus complémentaires ont été proposés pour expliquer certaines différences par rapport au modèle théorique. Anderson et Olimpio (1977) montrent que les grenats perdent leur zonation par diffusion volumique, avec l'accroissement de l'intensité métamorphique au passage de la zone à sillimanite. Trzcienski (1977) montre qu'il existe un équilibre permanent entre le bord du grenat et les minéraux coexistants. Woodsworth (1977) propose l'action successive des deux mécanismes décrits précédemment, il observe :

- une croissance de grenats zonés sous de faibles intensités métamorphiques par un procédé de fractionnement - appauvrissement ;
- une homogénéisation des grenats au-dessus de 600°C ;
- un échange entre grenat et cordiérite qui se traduit par la modification de la composition des grenats homogènes.

L'homogénéisation des grenats primitifs serait due à une diffusion volumique lorsque la température est suffisante.

b. LES ANALYSES CHIMIQUES.

Elles sont rassemblées sur des tableaux. L'essentiel des analyses de grenats provenant de la chaîne Swannell est présenté sur les tableaux 33 et 34 ; ceux provenant de la chaîne Sifton sont les tableaux 35 et 36 , quelques analyses de grenats prélevés dans les chaînes Wolverine, Deserters et Cassiar sont reproduites sur le tableau 37. Les autres analyses sont reportées en annexe.

Le fer total est exprimé sous la forme de FeO. Si est complété par Al<sup>IV</sup> de façon à être égal à 6.0. Al<sup>VI</sup> est quasiment toujours supérieur à 4, ce qui indique une absence de Fe<sup>3+</sup>. La formule structurale de base est calculée à partir de 24 oxygènes (Deer et al., 1962). Les différents pôles du grenat sont calculés et reproduits sur tous les tableaux. On remarque immédiatement que la plupart de ces grenats sont des almandins, avec un pourcentage en grossulaire élevé lorsque la roche est riche en CaO (éch. 91B76).

Lorsque plusieurs analyses ont été réalisées à l'intérieur du même grenat, l'analyse centrale porte un C, l'analyse effectuée sur le bord un B. On constate que Fe, Mg, Ca et Mn varient de façon significative alors que Si et Al restent stables. L'étude qualitative de ces variations sera effectuée par des profilages.

GRENATS

| Echantillons<br>Analyses       | 69A <sub>2</sub> 73<br>544-1B | 69A <sub>2</sub> 73<br>544-1C | 16A75<br>543-3 | 69A75<br>545-4 | 69A75<br>545-29 | 69A75<br>545-30 | 69A75<br>545-6C | 69A75<br>545-24 | 96A75<br>546-7A | 96A75<br>546-7B | 96A75<br>546-3 | 96A75<br>546-7 | 96A75<br>603-1 |
|--------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38.0                          | 37.6                          | 36.8           | 37.9           | 37.90           | 37.49           | 37.7            | 37.52           | 38.1            | 37.8            | 38.1           | 38.0           | 36.6           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.1                           | 0.1                           | 0.1            | 0.1            | 0.03            | 0.09            | 0.1             |                 | 0.1             |                 | 0.1            | 0.1            | 0.1            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.5                          | 21.4                          | 21.3           | 21.3           | 22.47           | 22.41           | 21.0            | 22.38           | 21.1            | 21.4            | 21.4           | 22.56          | 21.4           |
| FeO                            | 32.1                          | 30.4                          | 31.2           | 30.5           | 28.27           | 28.34           | 29.9            | 29.43           | 29.8            | 32.5            | 30.0           | 31.33          | 31.0           |
| MnO                            | 1.3                           | 2.2                           | 0.9            | 2.0            | 1.76            | 1.34            | 2.9             | 1.29            | 3.5             | 0.4             | 4.1            | 0.29           | 0.8            |
| MgO                            | 1.9                           | 1.6                           | 2.2            | 1.5            | 2.13            | 2.0             | 1.4             | 1.86            | 1.4             | 1.9             | 1.5            | 2.76           | 1.6            |
| CaO                            | 7.6                           | 8.3                           | 8.7            | 8.8            | 8.72            | 8.62            | 8.7             | 8.47            | 7.2             | 7.8             | 7.0            | 6.90           | 7.5            |
| <b>TOTAL</b>                   | 102.3                         | 101.5                         | 101.2          | 102.1          | 101.28          | 100.30          | 101.7           | 100.99          | 101.1           | 101.8           | 102.1          | 101.94         | 99.0           |
| Si                             | 5.96                          | 5.95                          | 5.86           | 5.96           | 5.93            | 5.93            | 5.97            | 5.92            | 6.04            | 5.97            | 6.01           | 5.92           | 5.93           |
| Al (IV)                        | 0.04                          | 0.05                          | 0.14           | 0.04           | 0.07            | 0.07            | 0.03            | 0.08            |                 | 0.03            |                | 0.08           | 0.07           |
| Al (VI)                        | 3.93                          | 3.94                          | 3.85           | 3.91           | 4.07            | 4.10            | 3.90            | 4.07            | 3.94            | 3.94            | 3.96           | 4.06           | 4.01           |
| Ti                             | 0.01                          | 0.01                          | 0.01           | 0.01           |                 | 0.1             | 0.01            |                 | 0.01            | 0.01            | 0.01           | 0.01           | 0.01           |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.06                          | 0.05                          | 0.14           | 0.08           |                 |                 | 0.09            |                 | 0.05            | 0.05            | 0.03           |                |                |
| Fe <sup>2+</sup>               | 4.15                          | 3.98                          | 4.01           | 3.94           | 3.70            | 3.75            | 3.93            | 3.88            | 3.90            | 4.13            | 3.92           | 4.08           | 4.20           |
| Mn                             | 0.17                          | 0.30                          | 0.12           | 0.27           | 0.23            | 0.17            | 0.39            | 0.17            | 0.48            | 0.05            | 0.54           | 0.04           | 0.11           |
| Mg                             | 0.45                          | 0.37                          | 0.52           | 0.36           | 0.50            | 0.47            | 0.33            | 0.44            | 0.34            | 0.45            | 0.35           | 0.64           | 0.38           |
| Ca                             | 1.27                          | 1.41                          | 1.49           | 1.49           | 1.46            | 1.46            | 1.47            | 1.43            | 1.23            | 1.31            | 1.18           | 1.15           | 1.31           |
| Spess..                        | 2.90                          | 4.95                          | 2.07           | 4.57           | 3.97            | 3.07            | 6.62            | 2.91            | 7.95            | 0.90            | 9.18           | 0.64           | 1.85           |
| Alm.                           | 70.62                         | 67.48                         | 70.76          | 68.80          | 62.80           | 64.02           | 67.35           | 65.55           | 66.81           | 71.91           | 66.31          | 69.13          | 70.69          |
| Pyr.                           | 5.06                          | 3.97                          | 1.89           | 1.20           | 8.45            | 8.07            | 0.93            | 7.38            | 4.57            | 5.09            | 4.69           | 10.84          | 5.55           |
| Gross.                         | 21.13                         | 23.31                         | 24.97          | 25.13          | 24.74           | 24.68           | 24.80           | 24.16           | 20.38           | 22.11           | 19.53          | 19.26          | 21.60          |
| Andr.                          | 0.30                          | 0.30                          | 0.31           | 0.30           | 0.05            | 0.17            | 0.30            |                 | 0.30            |                 | 0.30           | 0.14           | 0.31           |

Tableau 33 - Composition des grenats.

Table 33 - Garnet compositions.

GRENATS

| Echantillons Analyses          | 96A 75<br>603-2B | 96A 75<br>603-2C | 97A 75<br>604-16 | 97A 75<br>604-19 | 97A 75<br>604-3C | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-31B | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-32C | 44B <sub>2</sub> 75<br>794-33B | 98A 75<br>605-3 | 98A 75<br>605-4 | 98A 75<br>605-5 | 57B76<br>607-1B | 57B76<br>607-1C |
|--------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 36.9             | 37.1             | 37.99            | 36.2             | 37.7             | 37.92                          | 37.66                          | 37.74                          | 36.2            | 37.2            | 37.2            | 37.8            | 38.1            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.1              | 0.1              | 0.06             | 0.1              | 0.1              |                                |                                |                                |                 |                 | 0.1             |                 |                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.7             | 21.7             | 22.60            | 22.0             | 21.8             | 22.53                          | 22.37                          | 22.26                          | 22.25           | 21.0            | 20.6            | 21.3            | 21.2            |
| FeO                            | 33.1             | 30.6             | 31.55            | 33.1             | 30.0             | 30.67                          | 30.14                          | 28.20                          | 30.0            | 31.0            | 28.2            | 38.7            | 37.3            |
| MnO                            | 0.2              | 2.6              | 0.23             | 0.4              | 2.0              | 1.88                           | 2.07                           | 3.24                           | 1.4             | 2.1             | 4.7             | 0.2             | 1.8             |
| MgO                            | 2.2              | 2.0              | 1.61             | 2.2              | 1.4              | 2.48                           | 1.79                           | 1.96                           | 1.2             | 1.1             | 0.5             | 2.6             | 0.8             |
| CaO                            | 6.7              | 5.4              | 6.47             | 7.6              | 8.1              | 5.88                           | 6.57                           | 7.08                           | 7.2             | 7.6             | 8.2             | 1.3             | 2.1             |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>100.7</b>     | <b>99.4</b>      | <b>100.71</b>    | <b>101.5</b>     | <b>101.1</b>     | <b>101.39</b>                  | <b>100.61</b>                  | <b>100.58</b>                  | <b>98.5</b>     | <b>100.0</b>    | <b>99.6</b>     | <b>101.9</b>    | <b>101.2</b>    |
| Si                             | 5.88             | 5.96             | 5.99             | 5.75             | 5.96             | 5.95                           | 5.96                           | 5.97                           | 5.87            | 5.99            | 6.03            | 6.0             | 6.11            |
| Al (IV)                        | 0.12             | 0.04             | 0.01             | 0.25             | 0.04             | 0.05                           | 0.04                           | 0.03                           | 0.13            | 0.01            |                 |                 |                 |
| Al (VI)                        | 3.95             | 4.07             | 4.19             | 3.91             | 4.03             | 4.11                           | 4.13                           | 4.11                           | 4.17            | 3.97            | 3.92            | 3.99            | 4.00            |
| Ti                             | 0.01             | 0.01             | 0.01             | 0.01             | 0.01             |                                |                                |                                |                 |                 | 0.01            | 0.01            | 0.01            |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.04             |                  |                  | 0.08             |                  |                                |                                |                                |                 | 0.01            | 0.01            |                 |                 |
| Fe <sup>2+</sup>               | 4.37             | 4.11             | 4.16             | 4.32             | 3.97             | 4.02                           | 3.99                           | 3.72                           |                 | 0.02            | 0.07            |                 |                 |
| Mn                             | 0.02             | 0.36             | 0.03             | 0.06             | 0.27             | 0.25                           | 0.27                           | 0.43                           | 0.19            | 4.15            | 3.75            | 5.14            | 5.00            |
| Mg                             | 0.52             | 0.48             | 0.38             | 0.51             | 0.34             | 0.57                           | 0.42                           | 0.46                           | 0.28            | 0.28            | 0.64            | 0.03            | 0.24            |
| Ca                             | 115              | 0.93             | 1.09             | 1.30             | 1.37             | 0.98                           | 1.11                           | 1.19                           | 1.25            | 1.31            | 1.43            | 0.21            | 0.35            |
| Spess..                        | 0.46             | 6.02             | 0.53             | 0.93             | 4.51             | 4.27                           | 4.78                           | 7.46                           | 3.31            | 4.79            | 10.93           | 0.45            | 4.22            |
| Alm.                           | 74.87            | 70.00            | 73.53            | 76.31            | 66.82            | 68.89                          | 68.73                          | 64.06                          | 70.12           | 69.83           | 64.75           | 85.94           | 86.26           |
| Pyr.                           | 5.26             | 8.15             | 6.67             | 0.30             | 5.56             | 9.93                           | 7.29                           | 7.95                           | 5.00            | 3.45            | 0.19            | 9.91            | 3.30            |
| Gross.                         | 19.11            | 15.52            | 19.11            | 22.14            | 22.81            | 16.91                          | 19.17                          | 20.43                          | 21.56           | 21.93           | 23.81           | 3.70            | 6.22            |
| Andr.                          | 0.31             | 0.31             | 0.11             | 0.31             | 0.30             | 0.01                           |                                | 0.10                           |                 |                 | 0.31            |                 |                 |

Tableau 34 - Composition des grenats.

Table 34 - Garnet compositions.

GRENATS

| Echantillons Analyses          | 55B76<br>653-4 | 56E76<br>725-2C | 56E76<br>725-3B | 56E76<br>725-4B | 65G76<br>654-1 | 65G76<br>654-2 | 65G76<br>654-9B | 65G76<br>654-10C | 65G76<br>654-12B | 65G76<br>654-14C | 68A76<br>655-A | 68A76<br>655-B | 68A76<br>655-1 |
|--------------------------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37.3           | 37.67           | 37.90           | 38.35           | 36.5           | 36.5           | 37.84           | 37.83            | 37.97            | 37.66            | 36.1           | 36.4           | 37.5           |
| TiO <sub>2</sub>               |                |                 |                 |                 | 0.1            |                |                 |                  |                  |                  | 0.1            | 0.1            |                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.7           | 22.65           | 22.79           | 22.77           | 21.0           | 21.8           | 22.37           | 22.07            | 22.78            | 22.22            |                |                |                |
| FeO                            | 35.0           | 33.77           | 33.41           | 34.09           | 29.8           | 35.5           | 32.45           | 28.73            | 32.97            | 28.18            | 21.0           | 21.1           | 21.6           |
| MnO                            | 0.9            | 0.94            | 0.74            | 0.41            | 3.1            | 0.7            | 0.52            | 3.86             | 0.72             | 3.71             | 31.1           | 33.4           | 35.7           |
| MgO                            | 4.0            | 4.17            | 4.51            | 3.98            | 1.4            | 4.7            | 2.37            | 1.40             | 3.53             | 1.40             | 3.4            | 1.9            | 0.1            |
| CaO                            | 2.3            | 2.11            | 2.27            | 1.99            | 7.7            | 2.1            | 5.46            | 6.99             | 3.71             | 7.73             | 1.5            | 3.0            | 3.7            |
|                                |                |                 |                 |                 |                |                |                 |                  |                  |                  | 6.7            | 4.5            | 2.7            |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>101.2</b>   | <b>101.3</b>    | <b>101.68</b>   | <b>101.59</b>   | <b>99.5</b>    | <b>101.3</b>   | <b>101.06</b>   | <b>100.95</b>    | <b>101.68</b>    | <b>100.91</b>    | <b>99.9</b>    | <b>100.3</b>   | <b>101.3</b>   |
| Si                             | 5.92           | 5.91            | 5.91            | 5.98            | 5.91           | 5.79           | 5.97            | 5.99             | 5.93             | 5.96             | 5.86           | 5.87           | 5.94           |
| Al (IV)                        | 0.08           | 0.09            | 0.09            | 0.02            | 0.09           | 0.21           | 0.03            | 0.01             | 0.07             | 0.04             | 0.14           | 0.13           | 0.06           |
| Al (VI)                        | 3.97           | 4.10            | 4.10            | 4.16            | 3.92           | 3.87           | 4.13            | 4.12             | 4.12             | 4.10             | 3.88           | 3.88           | 3.97           |
| Ti                             |                | 0.03            |                 |                 | 0.01           | 0.01           |                 |                  |                  |                  | 0.01           | 0.01           |                |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.03           |                 |                 |                 | 0.07           | 0.12           |                 |                  |                  |                  | 0.11           | 0.11           | 0.03           |
| Fe <sup>2+</sup>               | 4.62           | 4.43            | 4.36            | 4.45            | 3.97           | 4.59           | 4.28            | 3.80             | 4.30             | 3.73             | 4.12           | 4.39           | 4.69           |
| Mn                             | 0.11           | 0.12            | 0.10            | 0.05            | 0.42           | 0.10           | 0.07            | 0.52             | 0.09             | 0.49             | 0.46           | 0.25           | 0.02           |
| Mg                             | 0.93           | 0.97            | 1.05            | 0.92            | 0.33           | 1.11           | 0.56            | 0.33             | 0.82             | 0.33             | 0.37           | 0.71           | 0.88           |
| Ca                             | 0.39           | 0.35            | 0.38            | 0.33            | 1.33           | 0.36           | 0.92            | 1.19             | 0.62             | 1.31             | 1.17           | 0.78           | 0.46           |
| Spess..                        | 2.04           | 2.12            | 1.66            | 0.95            | 7.18           | 1.62           | 1.19            | 8.87             | 1.62             | 8.47             | 7.96           | 4.41           | 0.23           |
| Alm.                           | 78.48          | 75.30           | 74.09           | 77.23           | 68.14          | 81.34          | 73.42           | 65.22            | 73.70            | 63.55            | 71.90          | 76.58          | 79.62          |
| Pyr.                           | 12.87          | 16.56           | 17.81           | 16.06           | 2.12           | 10.37          | 9.56            | 5.65             | 14.05            | 5.64             | 0.29           | 5.79           | 12.44          |
| Gross.                         | 6.61           | 6.01            | 6.20            | 5.77            | 22.25          | 6.16           | 15.83           | 20.16            | 10.63            | 22.34            | 19.53          | 12.91          | 7.71           |
| Andr.                          |                |                 |                 |                 | 0.31           |                |                 | 0.1              |                  |                  | 0.31           | 0.31           |                |

Tableau 35 - Composition des grenats.

Table 35 - Garnet compositions.





GRENATS

| Echantillons Analyses          | 89C76 608-13 | 89C76 608-14 | 89C76 608-17 | 89C76 608-18 | 89C76 608-8   | 89C76 608-11  | 89C76 608-12  | 89C76 608-13  | 89C76 608-14  | 55B76 653-1B  | 55B76 653-1C  | 55B76 653-2B | 55B76 653-2C |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37.1         | 37.2         | 37.2         | 36.8         | 37.56         | 37.26         | 37.20         | 37.32         | 37.68         | 38.04         | 38.1          | 37.2         | 37.3         |
| TiO <sub>2</sub>               |              | 0.1          |              | 0.1          | 0.1           | 0.1           |               | 0.16          |               |               |               |              |              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.3         | 20.9         | 23.3         | 20.9         | 22.07         | 22.25         | 22.03         | 22.41         | 22.45         | 22.5          | 22.53         | 21.6         | 21.2         |
| FeO                            | 35.7         | 25.9         | 35.2         | 28.2         | 29.78         | 27.46         | 30.21         | 31.97         | 31.88         | 34.75         | 34.53         | 35.8         | 35.1         |
| MnO                            | 0.8          | 8.9          | 0.3          | 7.4          | 4.99          | 6.05          | 3.32          | 1.30          | 2.40          | 0.70          | 0.51          | 0.9          | 0.5          |
| MgO                            | 3.7          | 0.3          | 2.3          | 0.7          | 1.15          | 0.77          | 1.21          | 1.95          | 1.16          | 4.12          | 3.69          | 3.8          | 4.2          |
| CaO                            | 2.5          | 7.0          | 4.2          | 5.4          | 5.71          | 6.60          | 6.25          | 6.28          | 5.96          | 1.9           | 2.03          | 2.4          | 2.4          |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>101.1</b> | <b>100.1</b> | <b>102.3</b> | <b>99.5</b>  | <b>101.35</b> | <b>100.53</b> | <b>100.38</b> | <b>101.26</b> | <b>101.63</b> | <b>102.05</b> | <b>101.42</b> | <b>101.7</b> | <b>100.7</b> |
| Si                             | 5.92         | 6.01         | 5.83         | 5.99         | 5.96          | 5.95          | 5.95          | 5.90          | 5.95          | 5.93          | 5.98          | 5.89         | 5.94         |
| Al (IV)                        | 0.08         |              | 0.17         | 0.01         | 0.04          | 0.05          | 0.05          | 0.10          | 0.05          | 0.07          | 0.02          | 0.11         | 0.06         |
| Al (VI)                        | 3.91         | 3.98         | 4.13         | 4.01         | 4.09          | 4.14          | 4.10          | 4.08          | 4.13          | 4.06          | 4.11          | 3.92         | 3.92         |
| Ti                             |              | 0.01         |              | 0.01         | 0.01          |               | 0.02          |               |               |               |               |              |              |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.09         | 0.01         |              |              |               |               |               |               |               |               |               | 0.08         | 0.08         |
| Fe <sup>2+</sup>               | 4.67         | 3.49         | 4.61         | 3.84         | 3.95          | 3.67          | 4.04          | 4.23          | 4.21          | 4.53          | 4.53          | 4.66         | 4.59         |
| Mn                             | 0.10         | 1.22         | 0.04         | 1.02         | 0.67          | 0.82          | 0.45          | 0.17          | 0.32          | 0.09          | 0.07          | 0.12         | 0.07         |
| Mg                             | 0.89         | 0.07         | 0.53         | 0.16         | 0.27          | 0.18          | 0.29          | 0.46          | 0.27          | 0.96          | 0.86          | 0.89         | 0.99         |
| Ca                             | 0.43         | 1.22         | 0.70         | 0.94         | 0.97          | 1.13          | 1.07          | 1.06          | 1.01          | 0.32          | 0.14          | 0.41         | 0.42         |
| Spess..                        | 1.83         | 20.40        | 0.75         | 17.09        | 11.46         | 14.12         | 7.71          | 2.93          | 5.51          | 1.57          | 1.18          | 2.05         | 1.14         |
| Alm.                           | 80.48        | 58.62        | 79.14        | 64.29        | 67.45         | 63.25         | 69.20         | 71.36         | 72.41         | 76.81         | 78.08         | 80.49        | 78.70        |
| Pyr.                           | 10.48        | 0.68         | 8.01         | 2.84         | 4.62          | 3.15          | 4.94          | 7.75          | 4.71          | 16.24         | 14.89         | 10.55        | 13.27        |
| Gross.                         | 7.22         | 19.99        | 12.10        | 15.47        | 16.31         | 19.47         | 17.85         | 17.96         | 17.21         | 5.28          | 5.83          | 6.91         | 6.89         |
| Andr.                          |              | 0.31         |              | 0.31         | 0.16          |               | 0.29          |               |               |               |               |              |              |

Tableau 36 - Composition des grenats.

Table 36 - Garnet compositions.

GRENATS

| Echantillons Analyses          | 89C 608 26C  | 608 27C      | 608 28C      | 608 29C      | 608 30       | 608 B31      | 608 B32      | 70-97 35      | 70-97 36      | 94-77 37      | 94-77 40      | 96 41        | 96 42         |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37.14        | 36.73        | 36.74        | 37.23        | 36.89        | 36.92        | 36.35        | 37.53         | 37.56         | 37.94         | 38.46         | 38.52        | 38.54         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.11         | 0.11         | 0.12         | 0.12         | 0.13         | 0.17         | 0.14         | 0.01          | 0.02          | 0.06          | 0.02          | 0.00         | 0.11          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.93        | 21.59        | 22.01        | 22.01        | 21.76        | 22.04        | 21.76        | 22.19         | 22.24         | 22.81         | 23.19         | 22.94        | 22.58         |
| FeO                            | 23.85        | 30.31        | 31.74        | 26.71        | 32.07        | 27.82        | 35.14        | 34.60         | 34.94         | 31.05         | 31.84         | 30.36        | 31.58         |
| MnO                            | 8.95         | 2.91         | 1.46         | 6.52         | 0.98         | 5.29         | 0.60         | 0.75          | 1.18          | 0.98          | 1.42          | 0.48         | 1.85          |
| MgO                            | 0.64         | 1.09         | 1.26         | 0.66         | 1.57         | 1.63         | 2.37         | 2.78          | 2.94          | 7.04          | 6.20          | 3.04         | 1.74          |
| CaO                            | 6.07         | 5.70         | 5.05         | 5.65         | 5.02         | 4.76         | 1.54         | 2.55          | 2.15          | 0.88          | 0.93          | 4.25         | 4.20          |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>98.81</b> | <b>98.46</b> | <b>98.39</b> | <b>98.98</b> | <b>98.43</b> | <b>98.94</b> | <b>98.15</b> | <b>100.42</b> | <b>101.10</b> | <b>100.84</b> | <b>102.28</b> | <b>99.60</b> | <b>100.89</b> |
| Si                             | 6.00         | 5.98         | 5.97         | 6.01         | 5.98         | 5.95         | 5.94         | 5.97          | 5.95          | 5.88          | 5.90          | 6.06         | 6.06          |
| Al (IV)                        | 0.00         | 0.02         | 0.03         | 0.00         | 0.02         | 0.05         | 0.06         | 0.03          | 0.05          | 0.12          | 0.10          | 0.00         | 0.00          |
| Al (VI)                        | 4.18         | 4.12         | 4.18         | 4.19         | 4.14         | 4.14         | 4.13         | 4.13          | 4.10          | 4.05          | 4.09          | 4.25         | 4.18          |
| Ti                             | 0.01         | 0.01         | 0.01         | 0.01         | 0.01         | 0.02         | 0.01         | 0.00          | 0.00          | 0.00          | 0.00          | 0.00         | 0.01          |
| Fe <sup>3+</sup>               |              |              |              |              |              |              |              |               |               |               |               |              |               |
| Fe <sup>2+</sup>               | 3.22         | 4.12         | 4.31         | 3.60         | 4.35         | 3.75         | 4.80         | 4.60          | 4.62          | 4.02          | 4.09          | 3.99         | 4.15          |
| Mn                             | 1.22         | 0.40         | 0.20         | 0.89         | 0.13         | 0.72         | 0.08         | 0.10          | 0.15          | 0.12          | 0.18          | 0.06         | 0.24          |
| Mg                             | 0.15         | 0.26         | 0.30         | 0.15         | 0.38         | 0.39         | 0.57         | 0.65          | 0.69          | 1.62          | 1.42          | 0.71         | 0.40          |
| Ca                             | 1.05         | 0.99         | 0.87         | 0.97         | 0.87         | 0.82         | 0.27         | 0.43          | 0.36          | 0.14          | 0.15          | 0.71         | 0.70          |
| Spess..                        | 21.70        | 6.94         | 3.54         | 15.84        | 2.36         | 12.74        | 1.46         | 1.73          | 2.71          | 2.16          | 3.17          | 1.17         | 4.47          |
| Alm.                           | 57.11        | 71.43        | 75.80        | 64.10        | 75.94        | 66.11        | 83.92        | 79.41         | 79.21         | 67.96         | 69.94         | 72.77        | 75.44         |
| Pyr.                           | 2.72         | 4.57         | 5.36         | 2.83         | 6.64         | 6.90         | 10.08        | 11.36         | 11.87         | 27.48         | 24.29         | 13.00        | 7.39          |
| Gross.                         | 18.11        | 16.86        | 15.08        | 16.81        | 14.77        | 12.91        | 3.44         | 7.41          | 5.99          | 2.01          | 2.56          | 13.06        | 12.49         |
| Andr.                          |              |              |              |              |              |              |              |               |               |               |               |              |               |

Tableau 37 - Composition des grenats.

Table 37 - Garnet compositions.



c. BUT DE L'ETUDE DES GRENATS PAR LE PROFILAGE.

Les grenats observés dans la chaîne Swannell et dans la chaîne Sifton présentent des caractéristiques texturales très différentes, ils sont anté, syn et post foliation. Certains présentent une zonation optique caractérisée par la présence d'inclusions, d'autres sont parfaitement limpides. Les grenats se sont développés dans des climats métamorphiques différents, il est apparu intéressant de caractériser l'évolution chimique des grenats et de la rapprocher de l'évolution structurale souvent marquée par plusieurs phases de croissance. Plusieurs étapes sont nécessaires, les grenats seront étudiés à l'intérieur d'une même zone métamorphique, puis on les comparera avec ceux qui se sont développés dans les autres zones. Enfin, les grenats qui possèdent une texture complexe seront analysés, et on tentera d'établir la relation entre la structure - l'évolution chimique - et le climat métamorphique.

d. L'ETUDE DE LA ZONATION PAR LE PROFILAGE.

d<sub>1</sub>. La méthode et ses limites.

Des profils ont été réalisés en déplaçant l'échantillon sous le faisceau d'électrons à l'aide d'un moteur. Les diagrammes obtenus permettent de lire en ordonnée l'intensité du rayonnement X caractéristique de l'élément chimique, et en abscisse la longueur du profil. Sur l'enregistrement originel, 1 cm représente 52,5 microns.

Deux approximations sont propres à cette méthode.

La première dite "cut - effect" se rapporte à l'excentricité des sections étudiées, il est en effet bien rare de passer par le centre de nucléation du grenat, et donc, d'observer le profilage dans son intégralité. Il faudra choisir les sections les plus larges et, si possible, celles dont le tracé des inclusions montrent qu'elles passent par le centre.

La seconde est due au repérage des profils, il est en effet difficile d'effectuer des passages successifs rigoureusement au même endroit.

La taille du grenat est indiquée sur les divers profils, ainsi que les analyses ponctuelles effectuées lors du profilage.

d<sub>2</sub>. Le profilage des grenats de la chaîne Swannell.

A priori, c'est dans cette chaîne que les résultats devaient s'avérer les plus intéressants car elle appartient pour l'essentiel au faciès amphibolite. Dans ce contexte l'homogénéisation ne s'est pas produite, et les grenats gardent leur contraste primitif. S'il n'y a pas de diffusion dans les grenats (Hollister, 1966) ceux-ci fossilisent leur chimie originelle ; les différents types texturaux de grenats (anté, syn et postcinématiques) possèdent-ils les mêmes caractères chimiques ou bien y a-t-il eu une évolution ?

Les cas texturaux théoriques sont portés sur la figure 159. Le grenat antécinématique (n° 1) n'a été observé que très rarement dans la chaîne Swannell, de plus la rétro-morphose du grenat n'a pas permis son étude, les autres cas vont être successivement inventoriés.

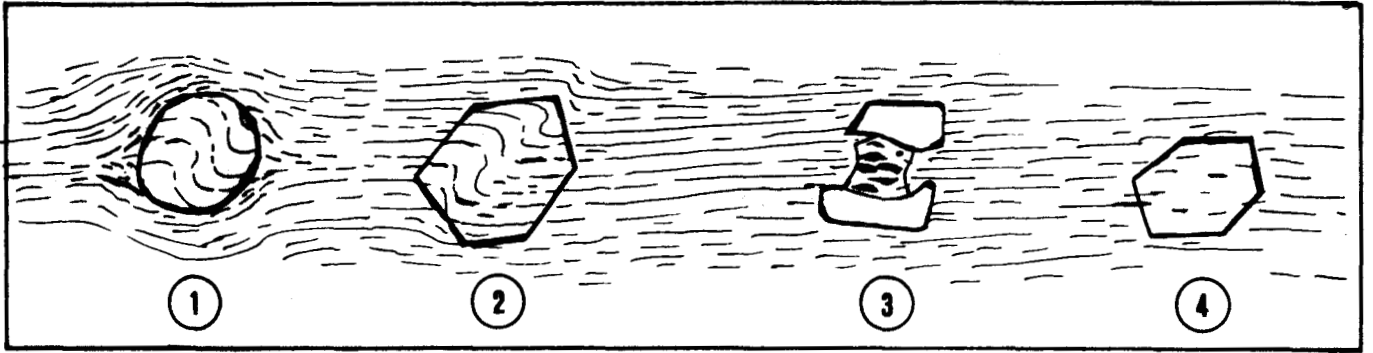


Fig. 159 -Les principales relations texturales des grenats.

Fig. 159 -Major garnets textures.

α. Les grenats syncinématiques.

Les grenats syncinématiques de grande taille sont très fréquents au coeur de la chaîne, en leur sein se développent des inclusions quartzieuses et graphiteuses qui prennent la forme d'une sigmoïde (n° 2, fig.159 ). L'échantillon 69A<sub>2</sub>73 (analyse 544) est un micaschiste à grenat, dans lequel les grenats sont postérieurs à la foliation principale légèrement déformée.

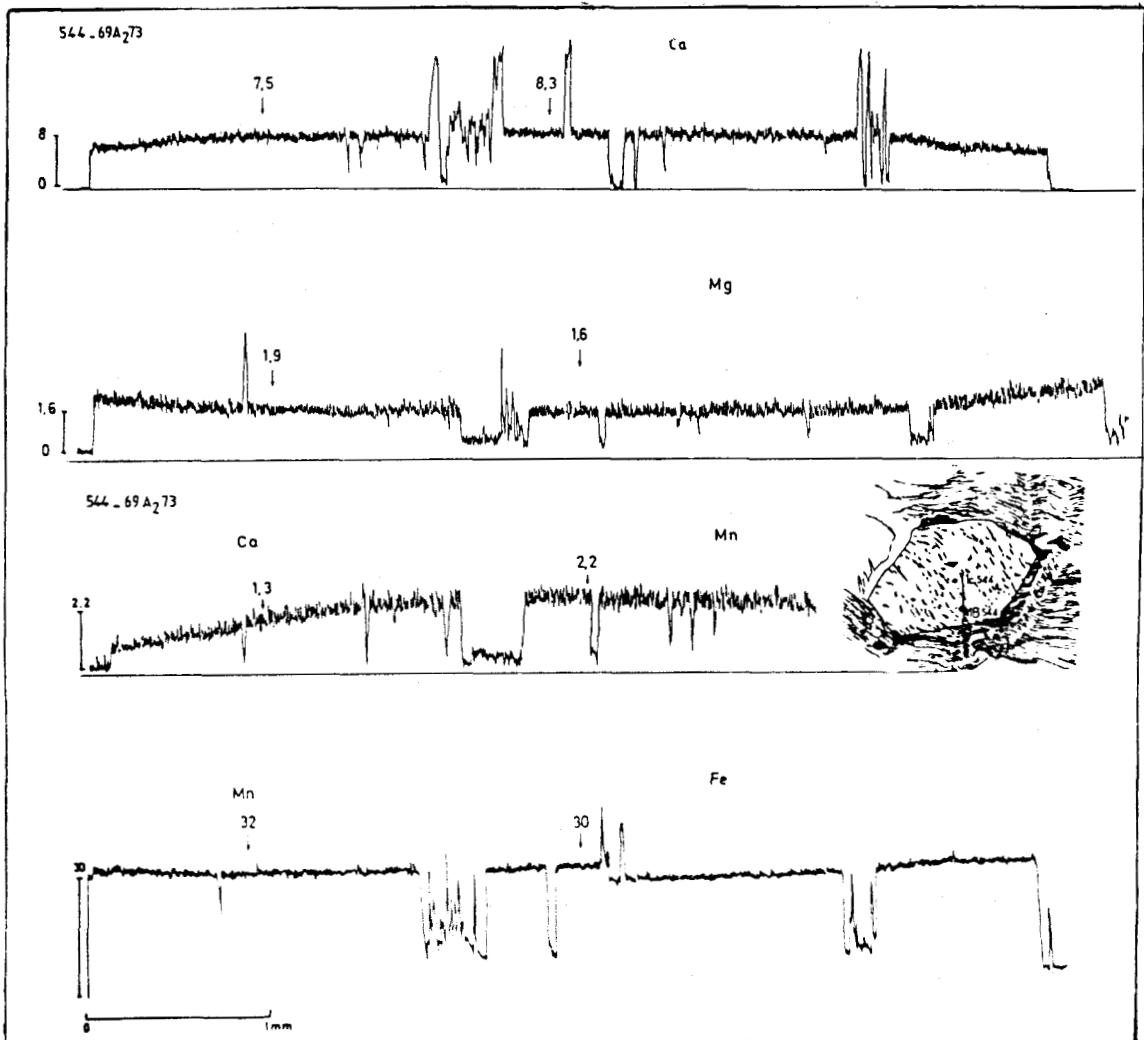


Fig. 160 -Zonation d'un grenat syncinématique.

Fig. 160 -Zoning of a rotational garnet.



Le profilage au travers de ces grenats montre une grande homogénéité pour tous les éléments, malgré une très légère et lente variation de ceux-ci à partir du centre vers le bord. Ainsi, Mn et Ca décroissent lentement à partir du centre, alors que Fe et Mg croissent vers la périphérie (fig.160).

Le deuxième type de grenat syncinématique est prélevé dans un contexte structural et métamorphique différent. Le grenat est postérieur au *strain-slip* qui détermine la foliation principale, reprise par des plissements tardifs. De plus, l'échantillon 16A75 (analyse 543) a été prélevé dans un climat thermique plus élevé, car on y trouve de la staurotide non zonée post-*strain slip*. On note que ces profils sont assez proches des précédents par leur valeur quantitative et par leurs tendances évolutives (comparer les fig.160 et 161).

On retiendra une grande homogénéité pour ces types syntectoniques prélevés à la base de la zone à grenat et au début de la zone à staurotide.

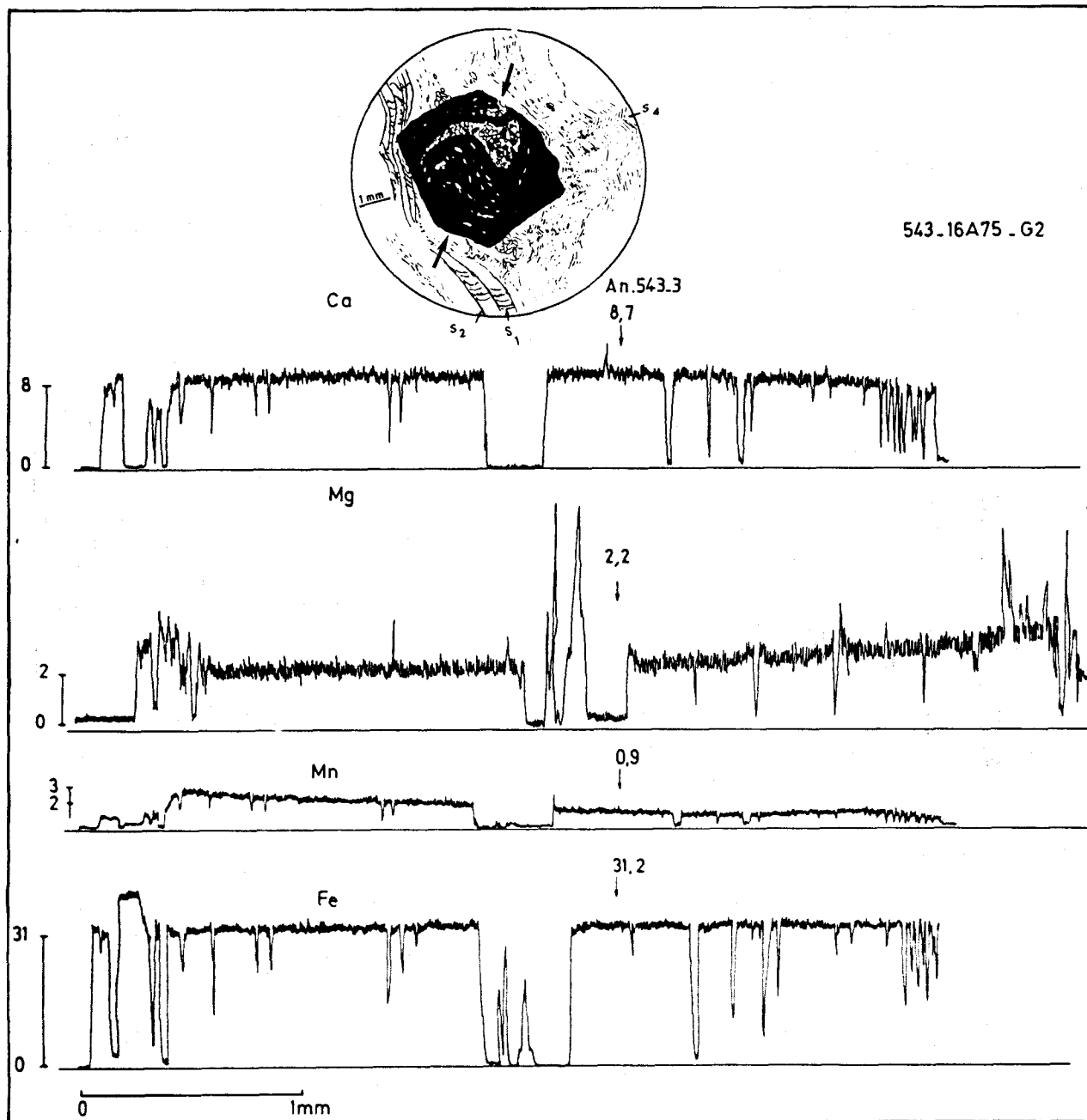


Fig. 161 - Profils de Ca, Mg, Mn et Fe dans un grenat précoce syncinématique (chaîne Swannell)

Fig. 161 - Compositional profiles of Ca, Mg, Mn and Fe in a early a rotational garnet (Swannell Ranges).

β. Les grenats polyphasés.

Au coeur de la chaîne, des grenats montrent une texture polyphasée, avec un coeur qui renferme des inclusions en sigmoïde et une bordure dépourvue d'inclusions (cas n° 3, fig. 159) Dans l'échantillon 96A75, ces grenats se présentent avec deux habitus, soit avec une couronne complète sans inclusion (analyses 546 et 603) soit avec une couronne partielle.

Cet échantillon appartient à la zone à disthène et staurotide. Les grenats ont commencé à se développer pendant la genèse du strain slip ; après une phase statique, le disthène et la staurotide cristallisent à l'emporte pièce sur la foliation ainsi créée ; durant cette phase une couronne grenatifière enveloppe les grenats précoces. Les variations chimiques sont liées aux variations texturales, Mn présente la différence la plus sensible. Le profil du grenat 603 (fig. 162) montre que la bordure sans inclusion est très pauvre en Mn (0 à 0,5%) alors que la partie centrale est plus riche (3 - 4%) - Ca et Mg restent relativement constants, mais Fe peut varier de 2 à 3% du coeur vers le centre.

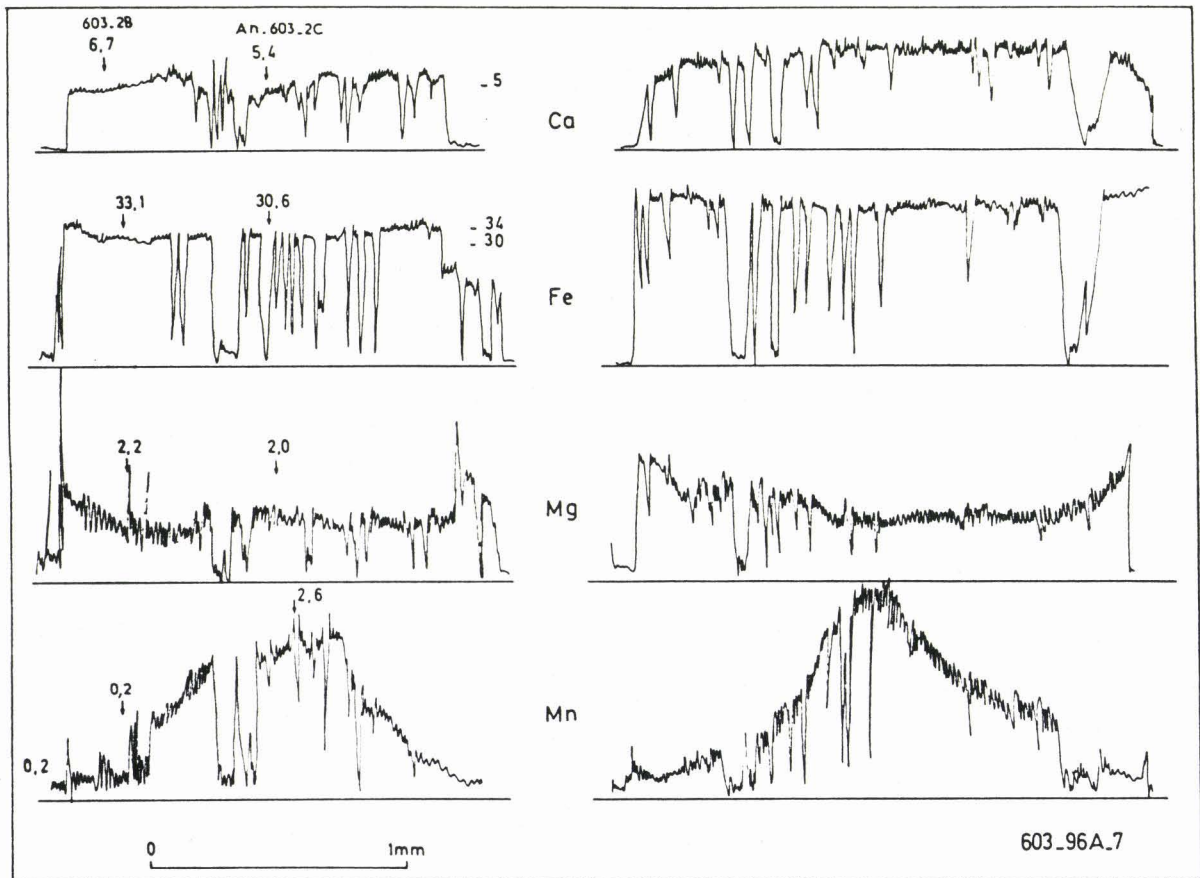


Fig. 162 - Profils de Ca, Fe, Mg, Mn dans des grenats optiquement zonés (zone à disthène, chaîne Swannell).

Fig. 162 - Compositional profiles of Ca, Fe, Mg, Mn in an optically zoned garnet (Kyonite zone, Swannell Ranges).

L'analyse 546 effectuée dans le même échantillon présente les mêmes variations (voir le tableau 33 et l'annexe ). La limite texturale entre la zone riche en inclusions (même excentrée) et la zone qui en est dépourvue, constitue une limite chimique nette (grenat 1-2 fig. 163).

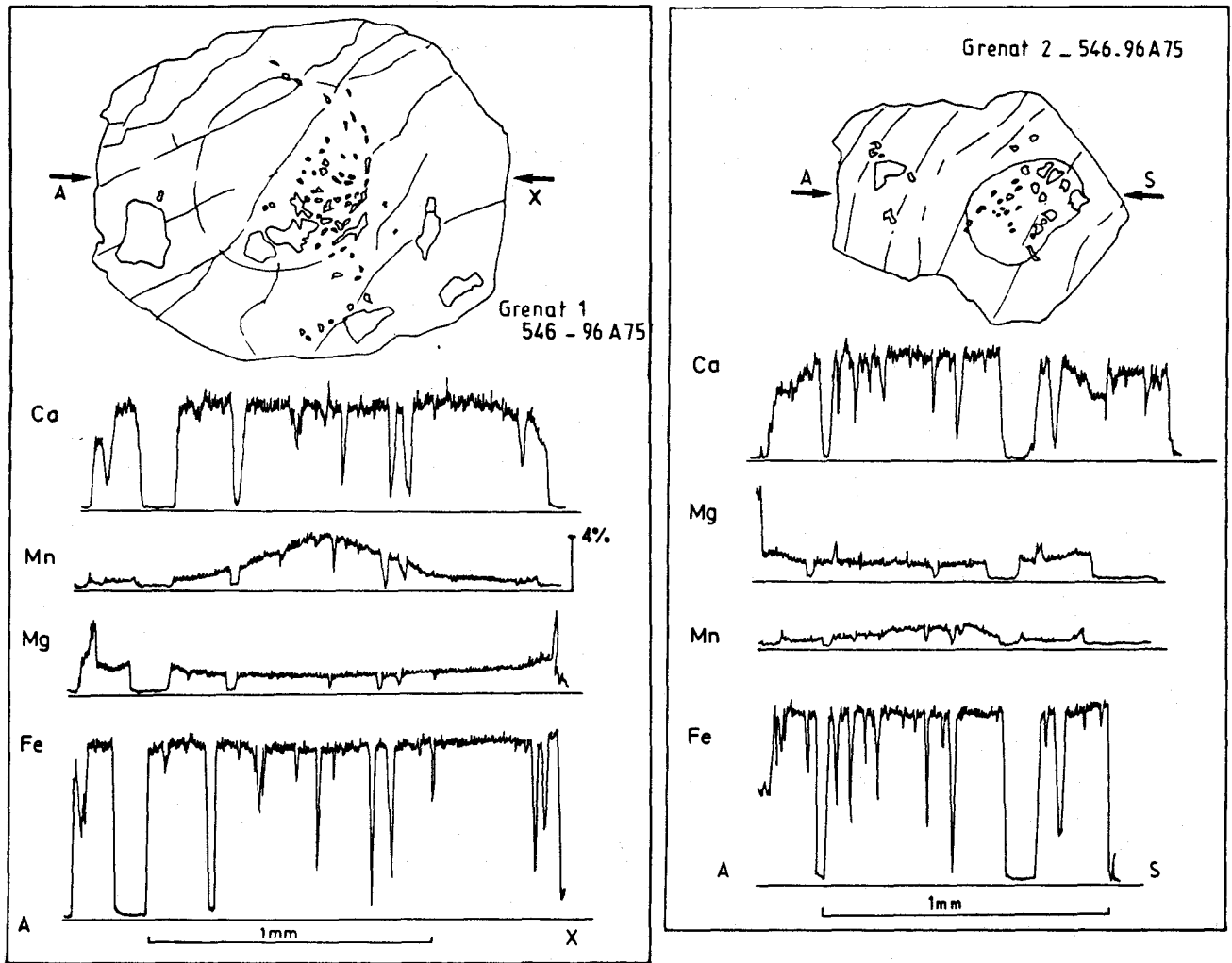


Fig. 163 - Profils de Ca, Fe, Mg, Mn dans des grenats optiquement zonés (zone à disthène, chaîne Swannell).

Fig. 163 - Compositional profiles of Ca, Fe, Mg, Mn in an optically zoned garnet (Kyanite zone, Swannell Ranges).

### γ. Les grenats postcinématiques.

Ces grenats recoupent la foliation à l'emporte pièce et généralement ne contiennent pas d'inclusions. Les grenats euhédraux de l'échantillon 69A75 (analyse 545) ont été prélevés dans la partie occidentale de la chaîne Swannell.

De nombreux profils ont été réalisés dans ce grenat, les variations chimiques sont très faibles (fig. 164), cependant Mn augmente sur le bord, ce qui n'était pas apparu pour les grenats précédents. L'étude a été affinée par l'adjonction des profils B et D, sur lesquels les mêmes variations sont notées. Dans ce grenat le coeur est riche en Mn, il est entouré d'une auréole où Mn est bas, elle-même enveloppée par un bord où Mn est plus élevé (fig. 165). De la même façon, le bord du grenat est plus riche en Fe, de Bethune et al. (1975) attribuent la cuticule externe enrichie en manganèse à la diffusion depuis le bord vers l'intérieur du grenat, du manganèse et du fer libérés par la corrosion du grenat lors de sa rétro-morphose en chlorite. Dans cette roche aucun signe de rétro-morphose n'a été observé et cette hypothèse ne sera pas retenue ; l'apport externe semble difficile car les autres minéraux de la matrice (excepté l'ilmenite) ne renferment pas de manganèse. Dans cette chaîne, on remarque que les grenats précoces syncinématiques jouent d'abord le rôle d'une pompe à manganèse.

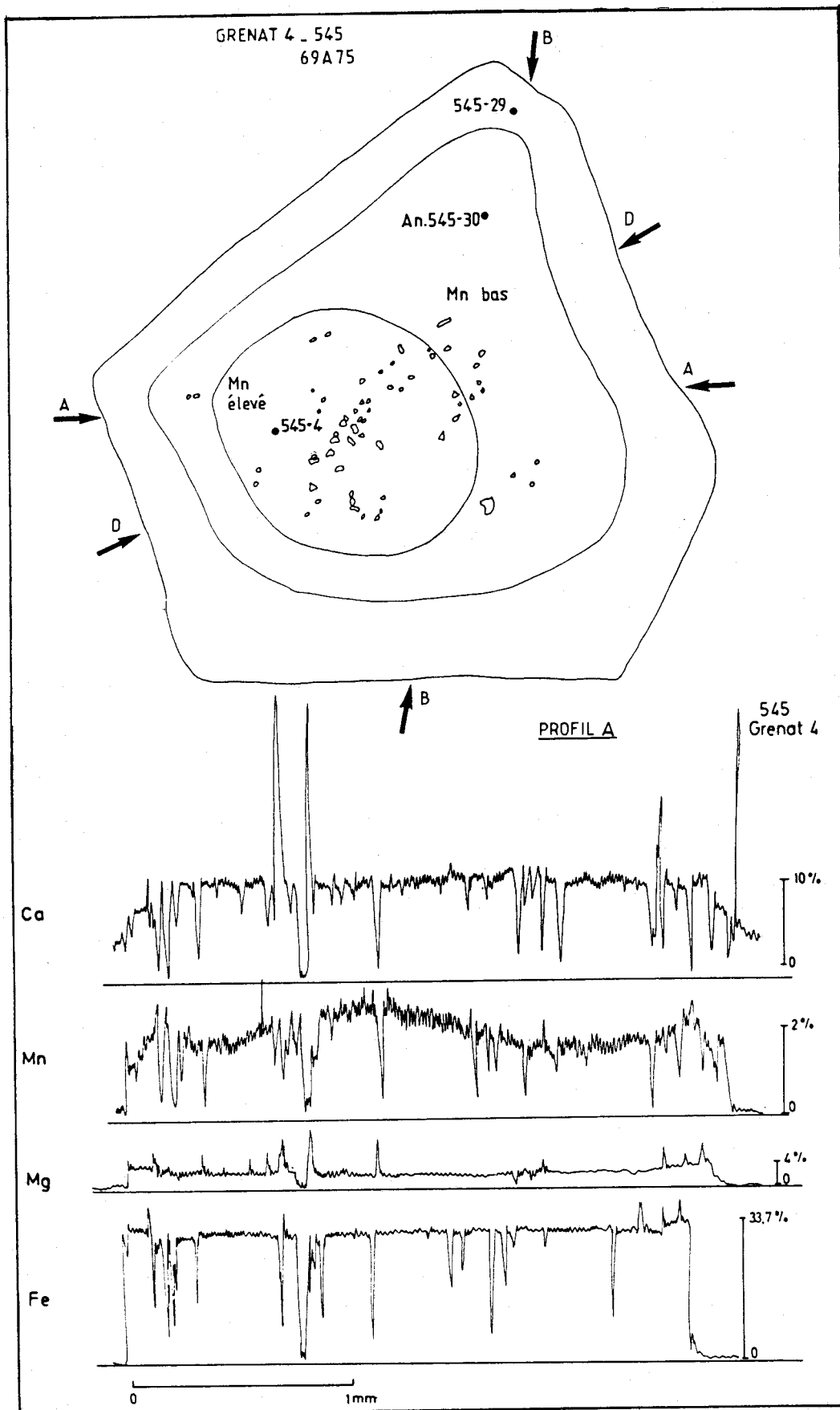


Fig. 164 - Profils de Ca, Mn, Mg, Fe dans un grenat euhédral tardif (chaîne Swannell occidentale).

Fig. 164 - Compositional profiles of Ca, Mn, Mg, Fe in an euhedral late garnet (Western Swannell Ranges).

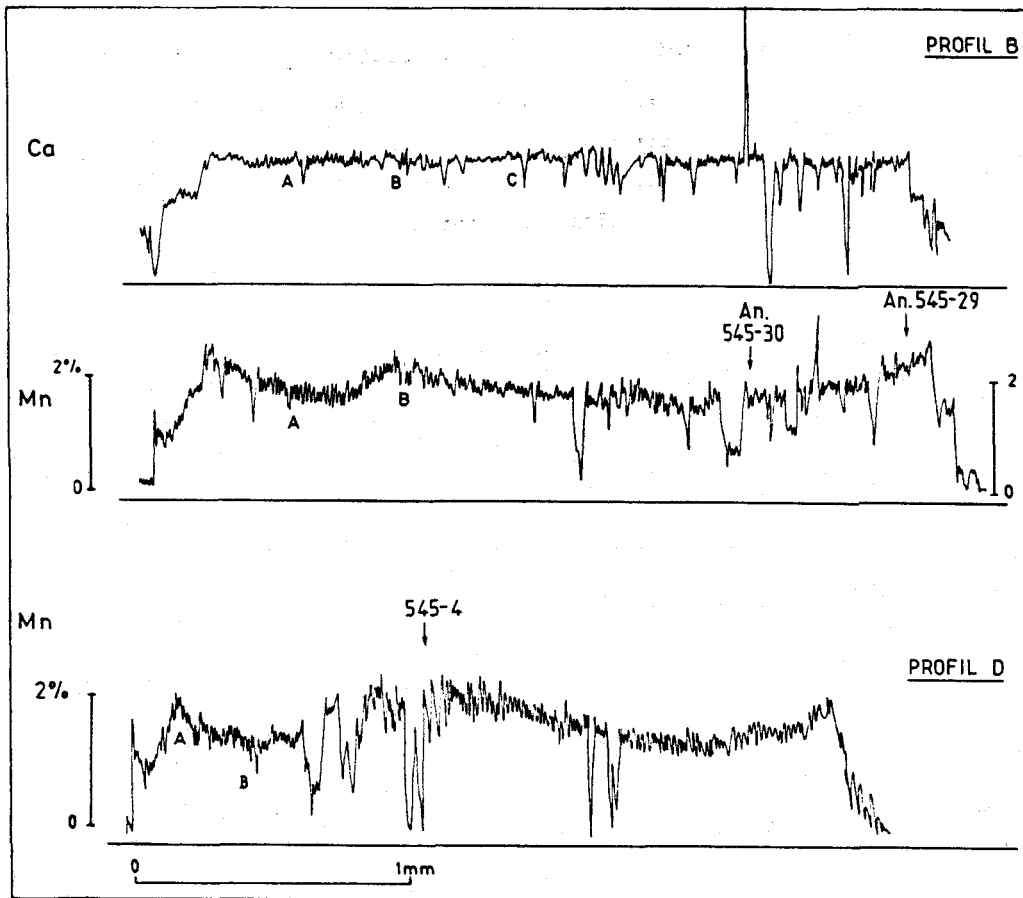


Fig. 165 - Profils de Ca et Mn dans le même grenat.

Fig. 165 - Compositional profiles of Ca and Mn in the same garnet.

- Conclusions.

Dans cette chaîne, les petits grenats précoces et syncinématiques sont fortement zonés avec un coeur riche en Mn. Les gros grenats plus tardifs et caractérisés par une légère rotation sont plus homogènes, ils ont une concentration en Mn plus faible au centre que les précoces, mais plus forte sur le bord. Enfin les grenats polyphasés sont caractérisés par une coïncidence parfaite entre la texture et la composition chimique.

d<sub>3</sub>. Le profilage des grenats de la chaîne Sifton.

La chaîne Sifton est affectée par deux périodes métamorphiques bien distinctes (Mansy, 1980). La première de type barrovien est caractérisée par la cristallisation de grenat, de disthène et de staurotide. Une déformation pénétrative importante (appelée Sp dans ce paragraphe) suit cette phase, de cristallogénèse, elle même suivie par la nouvelle blastèse de grenat, de staurotide, et de sillimanite tardive qui constitue la seconde période métamorphique.

La chaîne Sifton se distingue aussi de la chaîne Swannell par un climat métamorphique plus élevé. Peut-on y distinguer une évolution chimique pour les différents types de grenats ?

a. Les grenats antérieurs à la foliation principale (Sp).

Ces grenats possèdent trois habitus principaux ; ils sont soit dépourvus d'inclusions (échantillon 57B, analyse 607), soit avec des inclusions concentriques (échantillon 65G, analyses 654-9 et 10), ou encore ils contiennent des inclusions en spirale (échantillon 56E) qui indiquent que le grenat s'est développé pendant une phase dynamique.

- Les gros grenats sans inclusion.

Ils sont homogènes (échantillon 57B, analyses 607 1B et 1C); Mn varie du bord vers le centre de 0.2 à 1.8%, Mg de 2.6 à 0.8%, Fe de 38.7 à 37.3% et Ca de 1.3 à 2.1%. Ces variations s'opèrent lentement sur des grenats longs de 5 à 7 mm (fig. 166).

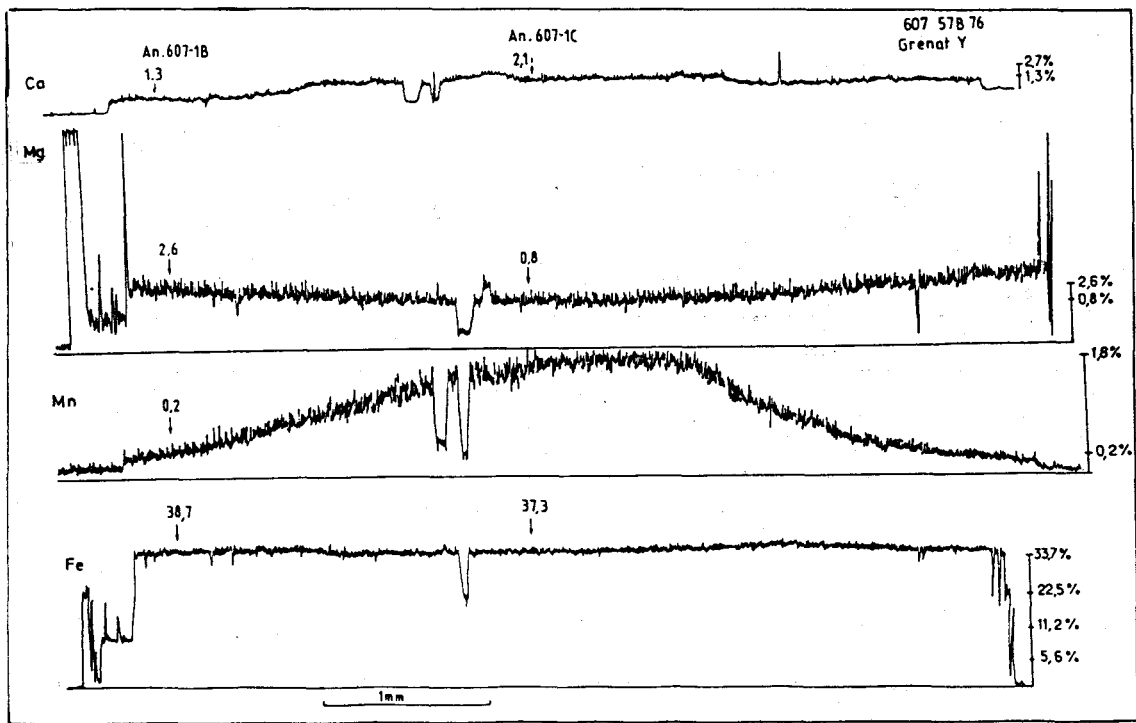


Fig. 166 - Profils de Ca, Mg, Mn et Fe dans un grenat sans inclusion (chaîne Sifton).

Fig. 166 - Compositional profiles of Ca, Mg, Mn and Fe in a garnet without inclusions (Sifton Range).

Dans l'échantillon 65 G, deux types de grenats sont observés :

- le premier type sans inclusion se présente optiquement comme le type précédent (analyse 654, points 1, 2, 12 bord et 14 centre). Le profil réalisé dans ce grenat (fig. 167) révèle une variation lente et progressive de tous les éléments; de plus, d'importantes modifications chimiques apparaissent sur les 100 microns périphériques. Mg augmente brusquement de 1.5 à 3.5%, Ca diminue de 7.7 à 3.7%, Fe passe de 29.8% à 32.9%, et Mn remonte sur le bord après avoir diminué de 3.1 à 0.72% ; (tableau 35).

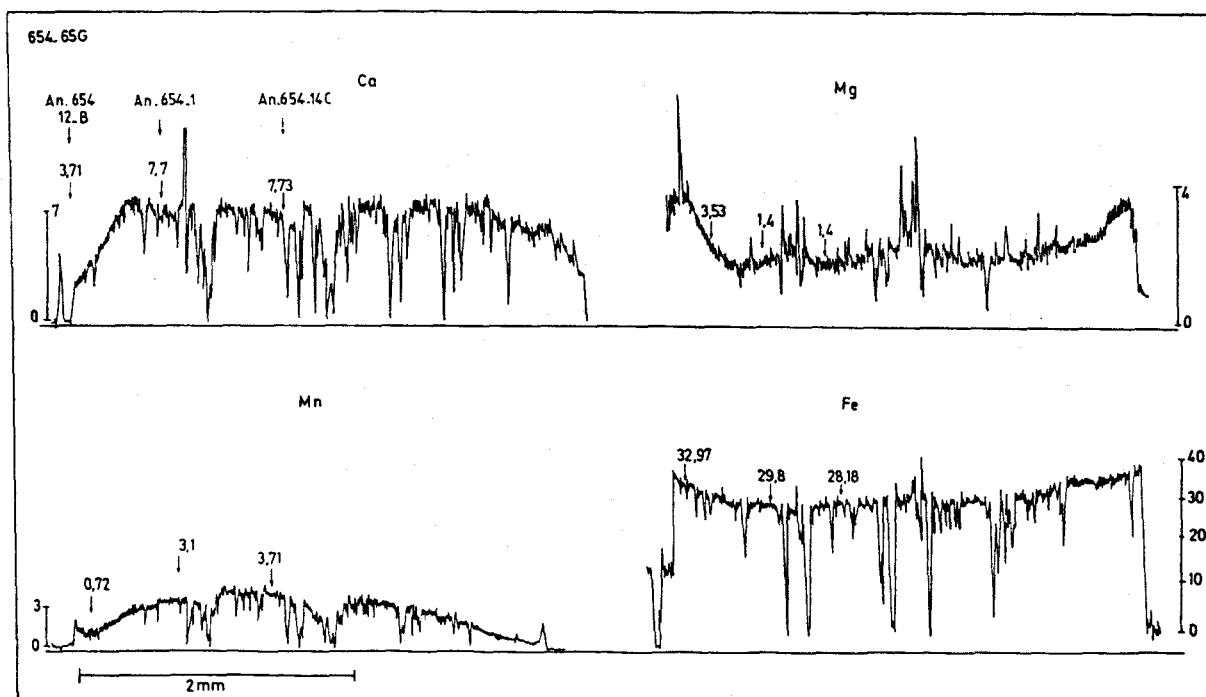


Fig. 167 - Profils de Ca, Mg, Mn et Fe dans un grenat sans inclusion (chaîne Sifton).

Fig. 167 - Compositional profiles of Ca, Mg, Mn and Fe in a garnet without inclusions (Sifton Range).

- le deuxième type est truffé par de minuscules inclusions graphiteuses noires, disposées concentriquement. Ces grenats sont homogènes dans la partie zonée, par contre, la composition varie brutalement sur le bord dépourvu d'inclusions : Mn diminue et Fe augmente (analyses 654-10 au centre et 654-9 sur le bord).

- Les grenats à inclusions (quartz, biotite, disthène).

Des grenats plurimillimétriques sont déposés durant la phase anté-Sp, alors que le disthène et la staurotide cristallisent. Dans ces grenats (échantillon 56E) Ca, Mg, Fe et Mn sont constants. Cette homogénéité est peut-être primitive, ou elle peut résulter de la seconde phase métamorphique qui affecte ce secteur.

### β. Les grenats polyphasés.

Dans ces grenats, on distingue une phase de cristallisation dynamique, caractérisée par une texture en spirale, puis une blastèse statique, concrétisée par une bordure sans inclusions. Ces grenats proviennent tous de l'ensemble occidental, là, où la deuxième phase s'est légèrement marquée.

Dans l'échantillon 89C76, les grenats sont soit tardifs par rapport à la phase dynamique, et ils présentent alors les indices d'une cristallisation syncinématique soit tout à fait postérieur à cette phase et ils la fossilisent (fig.168). La composition chimique et la zonation chimique sont différentes selon le cas envisagé.



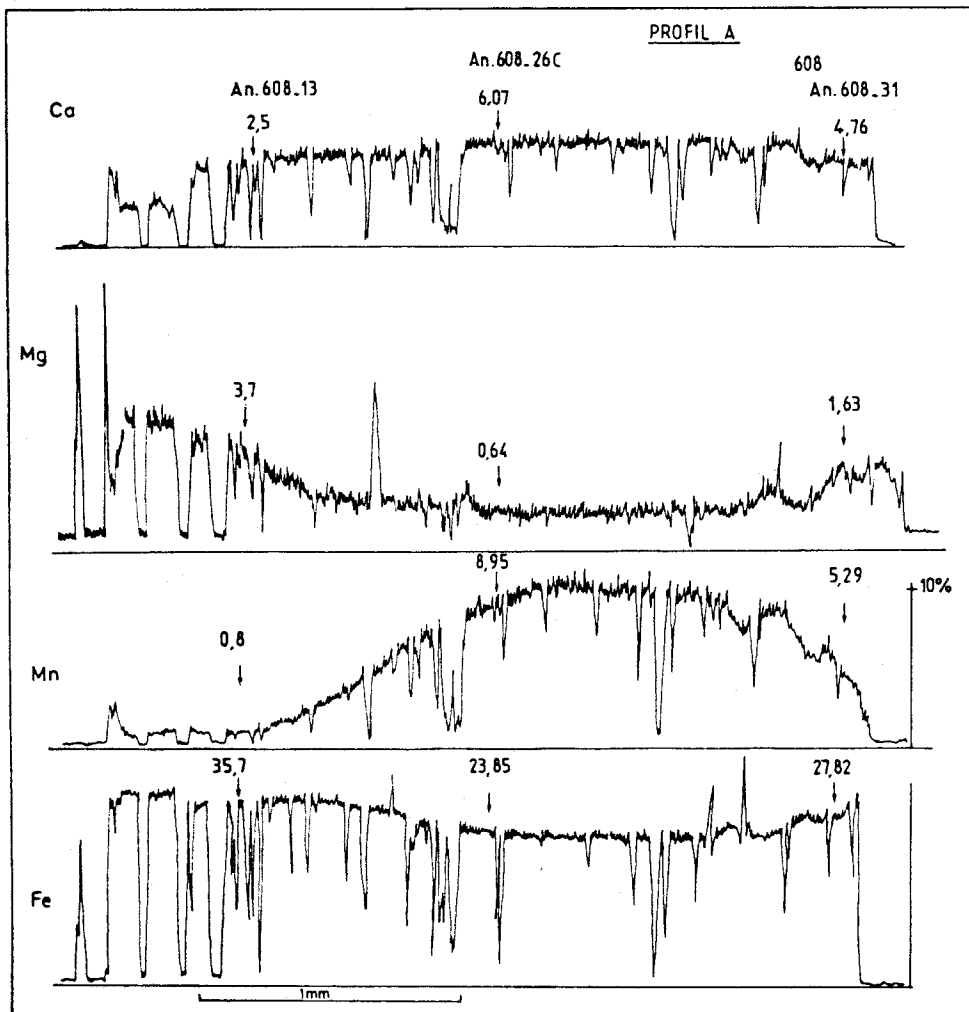
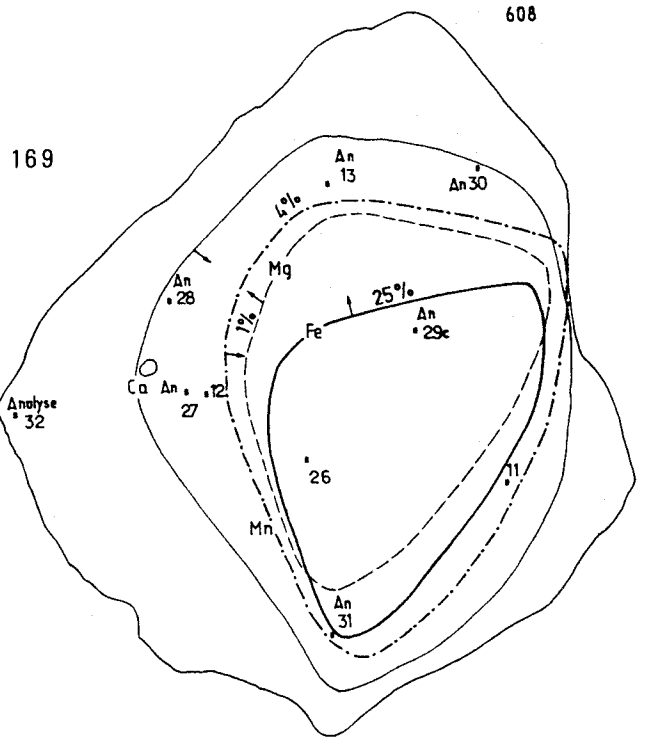
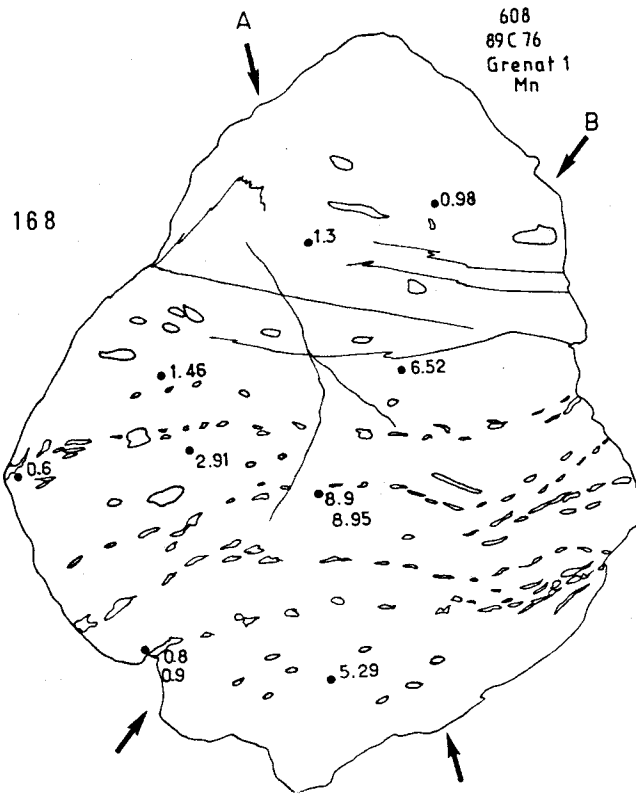


Fig. 168 - Teneur en Mn d'un grenat zoné.

Fig. 168 - Mn content of an optically zoned garnet.

Fig. 169 - Courbes d'isocompositions pour Fe, Mg, Mn et Ca dans le même grenat (chaîne Sifton).

Fig. 169 - Isocompositional curves for Fe, Mg, Mn and Ca in the same garnet (Sifton Ranges).

Fig. 170a - Profils (A) pour Ca, Mg, Mn et Fe (voir fig. 168).

Fig. 170a - (A) compositional profiles for Ca, Mg, Mn and Fe (see fig. 168).

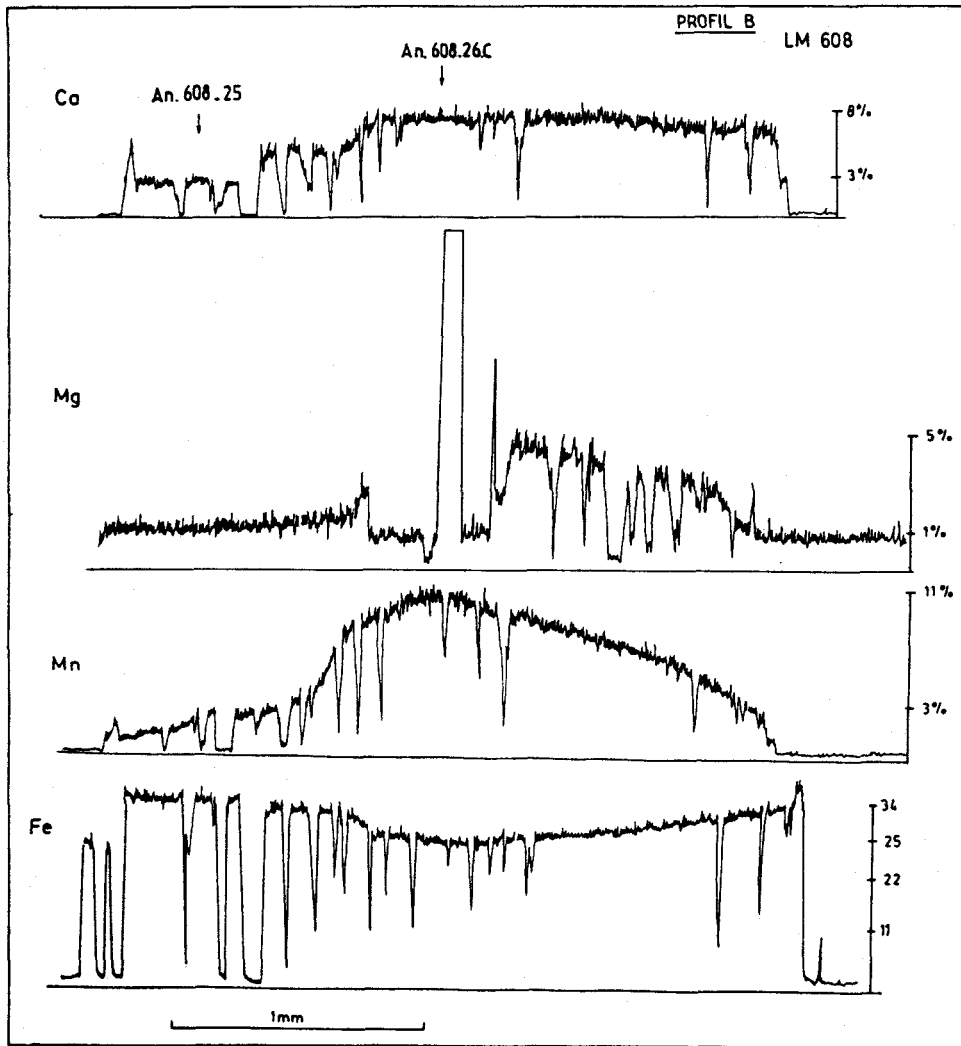


Fig. 170b - Profils (B) pour Ca, Mg, Mn et Fe (voir fig. 168).

Fig. 170b - (B) compositional profiles for Ca, Mg, Mn and Fe (see fig. 168).

- Les premiers grenats captent Mn au début de leur nucléation et au fur et à mesure du développement du grenat le pourcentage de Mn très élevé au coeur diminue ; il en est de même pour Ca, alors que Fe et Mg augmentent. Les zonations chimiques observées ne sont pas exactement au centre du grenat, car celui-ci a pu être plus ou moins résorbé sur ses bords, elles n'en sont pas moins concentriques (fig. 169, 170a, 170b)
- Les grenats tardifs sont homogènes (fig. 171) et contiennent peu de Mn car il a été absorbé absorbé en totalité par les premiers grenats.

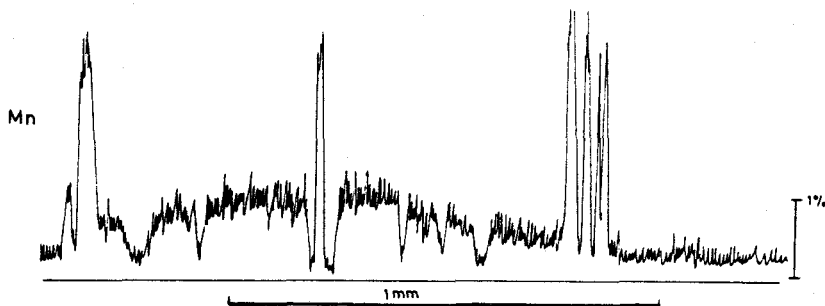
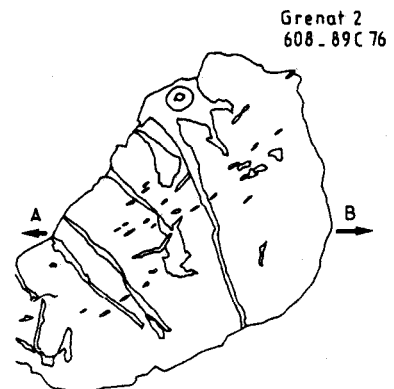


Fig. 171 - Zonation des grenats tardifs (chaîne Sifton).

Fig. 171 - Zoning of late garnets (Sifton Range).



#### γ. Les grenats tardifs.

Ces gros grenats sont postérieurs à la phase Sp, ils ont cristallisés en même temps que la staurotide. Les variations chimiques y sont lentes et progressives (voir le profil des échantillons 85B et 92A donné en annexe).

#### d<sub>4</sub>. Conclusions.

L'étude de la variation chimique des grenats de la chaîne Sifton permet de compléter les observations préliminaires effectuées dans la chaîne Swannell. Rappelons que la différence essentielle entre ces chaînes réside dans la présence d'une seconde phase métamorphique, particulièrement nette lorsque l'on se rapproche du fossé des Montagnes Rocheuses.

Les grenats de première phase restent fortement zonés à l'Ouest, dans la région où la seconde phase reste faible, par contre à l'Est, là où celle-ci a été très forte (disthène - sillimanite), il y a homogénéisation de tous les éléments (échantillon 56E). On peut suivre l'évolution et la diminution quantitative de la zonation jusqu'à sa disparition (voir 65G).

Les grenats texturalement polyphasés présentent de brusques variations chimiques à la limite entre les différentes textures. Remarquons que ces grenats se trouvent tous dans un secteur où le second métamorphisme n'a pas été intense (89C).

Les grenats postérieurs à la foliation principale sont assez pauvres en Mn, les variations chimiques y sont lentes et progressives. Il est vraisemblable qu'une grande partie du manganèse de la roche s'était déjà concentrée dans des minéraux précoces comme l'ilménite, et qu'il en restait assez peu lors de la croissance des grenats tardifs.

On peut retenir que les premiers grenats ayant cristallisé à la base du faciès à amphibolite sont fortement zonés, et le sont restés si la seconde phase métamorphique qui les affecte reste du même type.

Une homogénéisation se dessine lorsque le climat métamorphique dépasse les 600°C (partie supérieure de la zone à disthène et staurotide) que ce soit lors d'une phase primitive ou lors d'une phase tardive.

Le processus de fractionnement-appauvrissement sera retenu pour les faibles intensités métamorphiques avec une certaine diffusion volumique qui apparaît lorsque la température est suffisante. C'est donc un mécanisme complexe qui régit la nature des grenats et l'antinomie entre les deux modèles décrits dans l'introduction n'est qu'apparente ; les deux mécanismes peuvent jouer conjointement et simultanément.

e. LES TRAJECTOIRES DES GRENATS.

On peut aussi exprimer les principales variations de composition chimique des grenats à l'aide de trajectoires. Les points relevés sur les profils sont portés sur des diagrammes triangulaires où figurent Ca, Mn et Fe.

Trois diagrammes sont proposés, 172, 173, 174; ils concernent successivement la chaîne Swannell (fig. 172), la chaîne Sifton (fig. 173) et les chaînes Wolverine - Deserters (fig. 174).

Les grenats provenant de la chaîne Swannell et situés à la base du faciès amphibolite, ont une trajectoire marquée par un appauvrissement Mn et une composition constante pour Fe et Ca. Lorsque la température croît, l'enrichissement en fer est synchrone de la diminution en Mn et en Ca. Cela devient particulièrement flagrant pour les grenats de la chaîne Sifton et de la chaîne Wolverine.

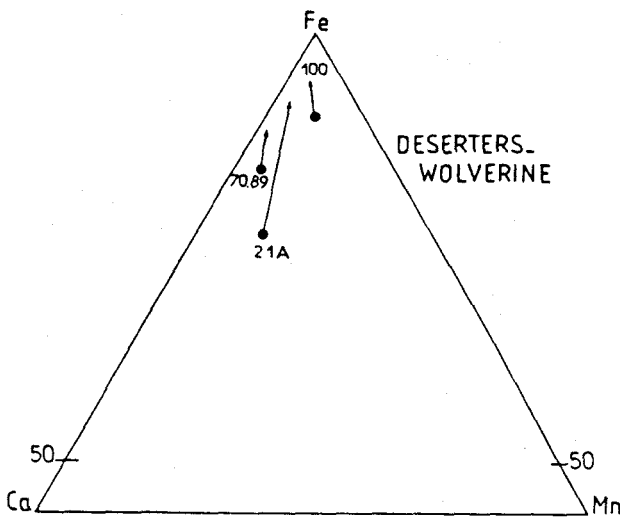
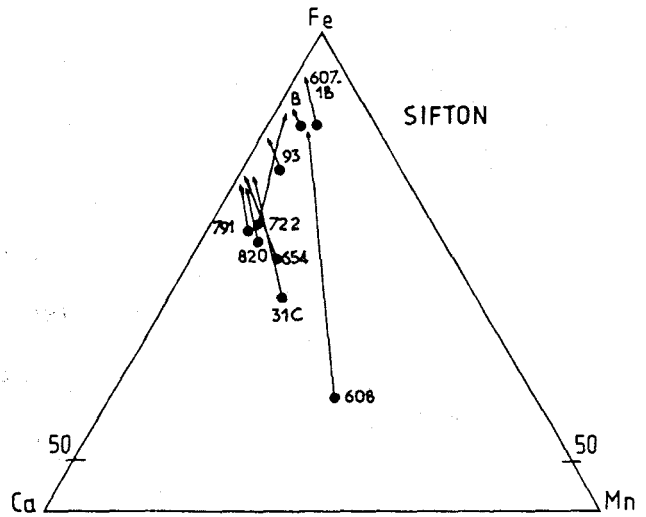
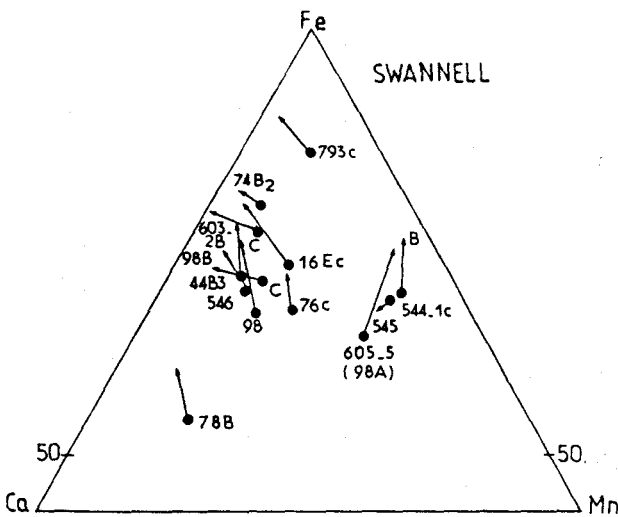


Fig. 172 - Variations de Ca, Fe et Mn du coeur au bord des grenats (chaîne Swannell).

Fig. 172 - Variations of Ca, Fe, Mn from core to edge of the garnets (Swannell Ranges).

Fig. 173 - Variations de Ca, Fe et Mn du coeur au bord des grenats (chaîne Sifton).

Fig. 173 - Variations of Ca, Fe, Mn from core to edge of the garnets (Sifton Ranges).

Fig. 174 - Variations de Ca, Fe et Mn du coeur au bord des grenats (chaînes Wolverine-Deserters).

Fig. 174 - Variations of Ca, Fe, Mn from core to edge of the garnets (Wolverine-Deserters Ranges).

f. LES CONDITIONS DE GENESE DES GRENATS.

Les grenats décrits dans la chaîne d'Omineca ont une composition variable, celle-ci est utilisée par de nombreux auteurs en tant qu'indicateur du degré métamorphique. Sturt (1962) estime l'influence de la température sur la composition, pour cela il porte globalement les teneurs en poids de CaO, MnO, FeO et MgO (fig. 175). Il montre que l'augmentation de la température est marquée par une diminution de CaO et MnO depuis la zone à biotite, jusqu'à la catazone. Guitard (1970) parvient à des conclusions similaires.

Les grenats de la chaîne Swannell montrent bien une diminution de CaO et de MnO depuis le centre jusqu'au bord (fig. 175). Ils présentent des trajectoires assez proches, seul le grenat de l'échantillon 98A est différent, ceci en raison de la composition initiale de la roche riche en CaO et en MnO, et donc capable de fournir ces éléments au cours de la blastèse du minéral. L'ensemble des grenats se situe dans la zone supérieure à grenat ou dans la zone à staurotide et disthène.

Quelques grenats de la chaîne Sifton sont sur la figure 175. Ceux qui se situaient dans la zone à grenat lors de la première phase, et qui y sont restés, présentent le même type de trajectoire que précédemment (608, 722, 724,...). Les grenats situés dans les températures plus élevées sont stables (653, 725, ...), ce qui nous ramène évidemment aux conclusions établies dans les paragraphes précédents ; enfin d'après ce diagramme, ces grenats homogènes se situent dans la zone à sillimanite (Nandi, 1967).

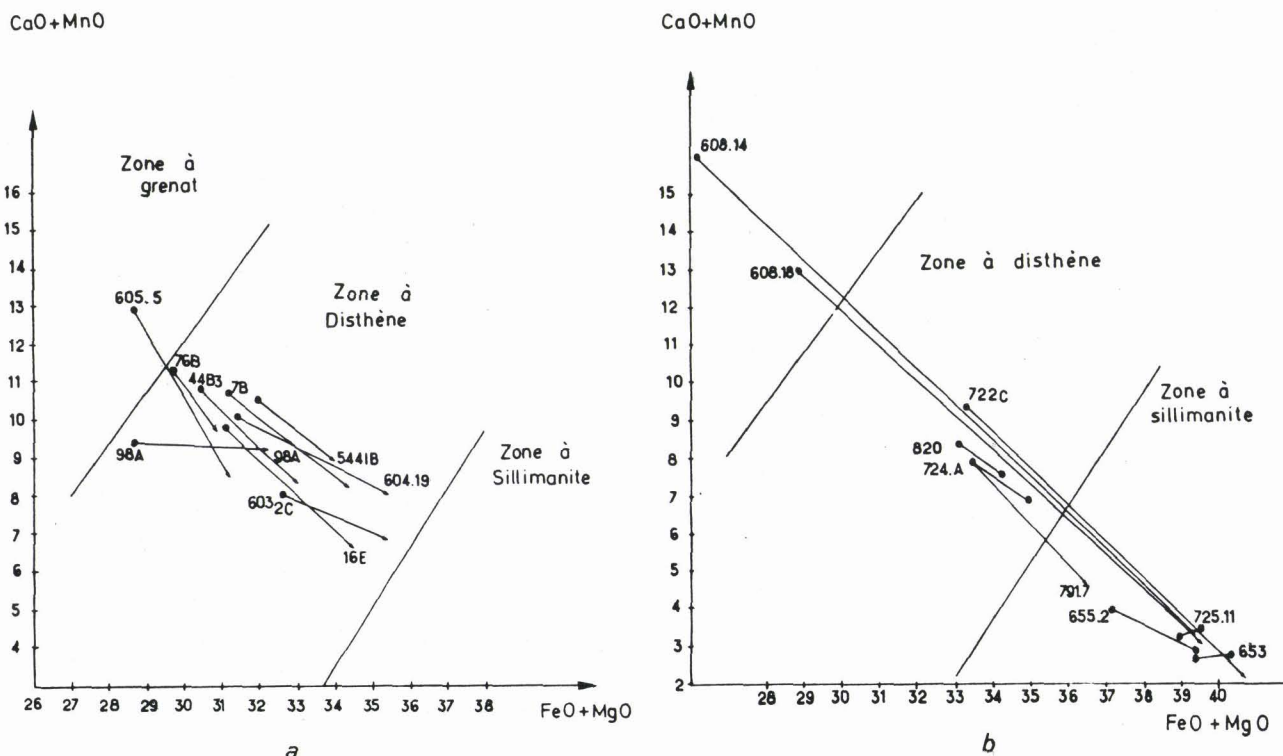


Fig. 175 - Les relations entre la composition du grenat et l'intensité du métamorphisme. Les poids de (CaO + MnO), et de (FeO + MgO) sont portés sur le graphe (diagramme de Sturt, 1962).

- a - la chaîne Swannell
- b - la chaîne Sifton

Fig. 175 - Relationship of garnet composition to metamorphic grade. Weight % (CaO + MnO) is plotted against (FeO + MgO) (Sturt diagram's)

- a - Swannell Ranges
- b - Sifton Ranges

Kepezhinskias (1973) montre l'importance de la teneur en CaO dans les grenats. Le changement de composition des grenats pourrait être dû aux réactions suivantes :

- a) teneur en anorthite dans le plagioclase  $\rightleftharpoons$  molécule Ca du grenat +  $Al_2SiO_5$  + quartz (Kretz, 1964) ;
- b) (Fe, Mg) grenat + teneur en anorthite du plagioclase  $\rightleftharpoons$  molécule Ca du grenat + staurotide + quartz.

La distribution de CaO entre le grenat et l'anorthite est donc un bon indicateur du climat métamorphique. Sur la figure 176, les échantillons de la chaîne Swannell et ceux de la chaîne Sifton se distinguent bien. Les premiers sont dans la zone à staurotide du type disthène - sillimanite, les seconds sont dans le faciès amphibolite et dans la zone à sillimanite du type andalousite - sillimanite. Ils correspondent à des pressions plus faibles et des températures plus fortes (Kepezhinskias, 1973).

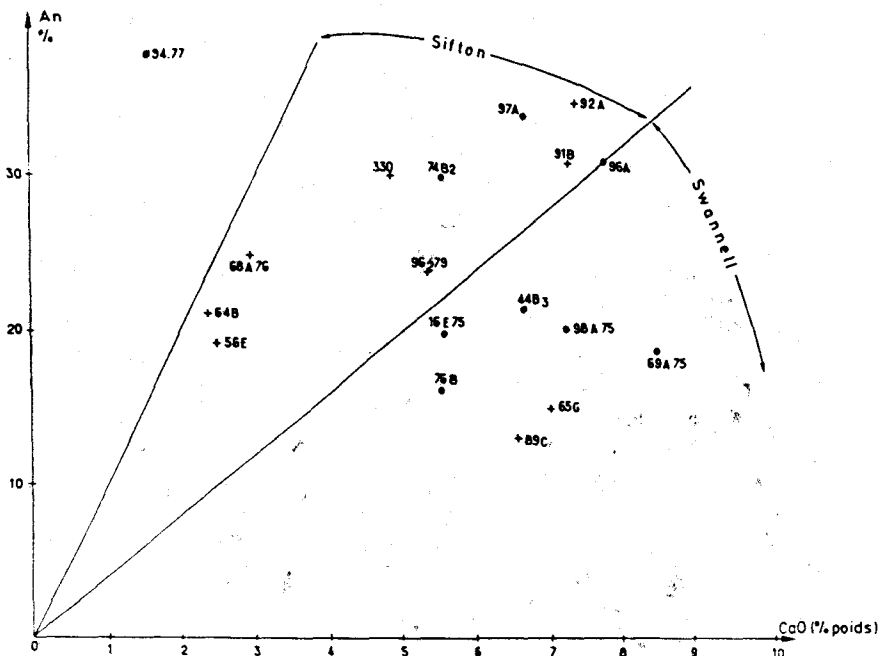


Fig. 176 - La relation entre la teneur en CaO des grenats et la teneur en anorthite des plagioclases. La chaîne Swannell tombe dans le type disthène-sillimanite de Kepezhinskias (1973) et la chaîne Sifton tombe dans le type andalousite-sillimanite.

Fig. 176 - Relation between CaO content in garnets and anorthite content of plagioclase. Swannell relations is close to kyanite-sillimanite type and Sifton relations is close to andalousite-sillimanite, following Kepezhinskias diagram (1973).

Le pourcentage et les variations en almandin et en spessartine au bord et au centre des grenats, des différentes chaînes est indiqué sur les figures 177 et 178.

#### g. CONCLUSIONS.

Les grenats ont des compositions très variables, indicatrices des conditions de leur genèse. L'évolution texturale est liée à une évolution chimique qui se traduit par une homogénéisation lorsque la température dépasse 600°C. Les variations chimiques observées dans la chaîne Swannell et dans la chaîne Sifton sont complexes et différentes, elles obéissent aux conditions de pression et de température successives.

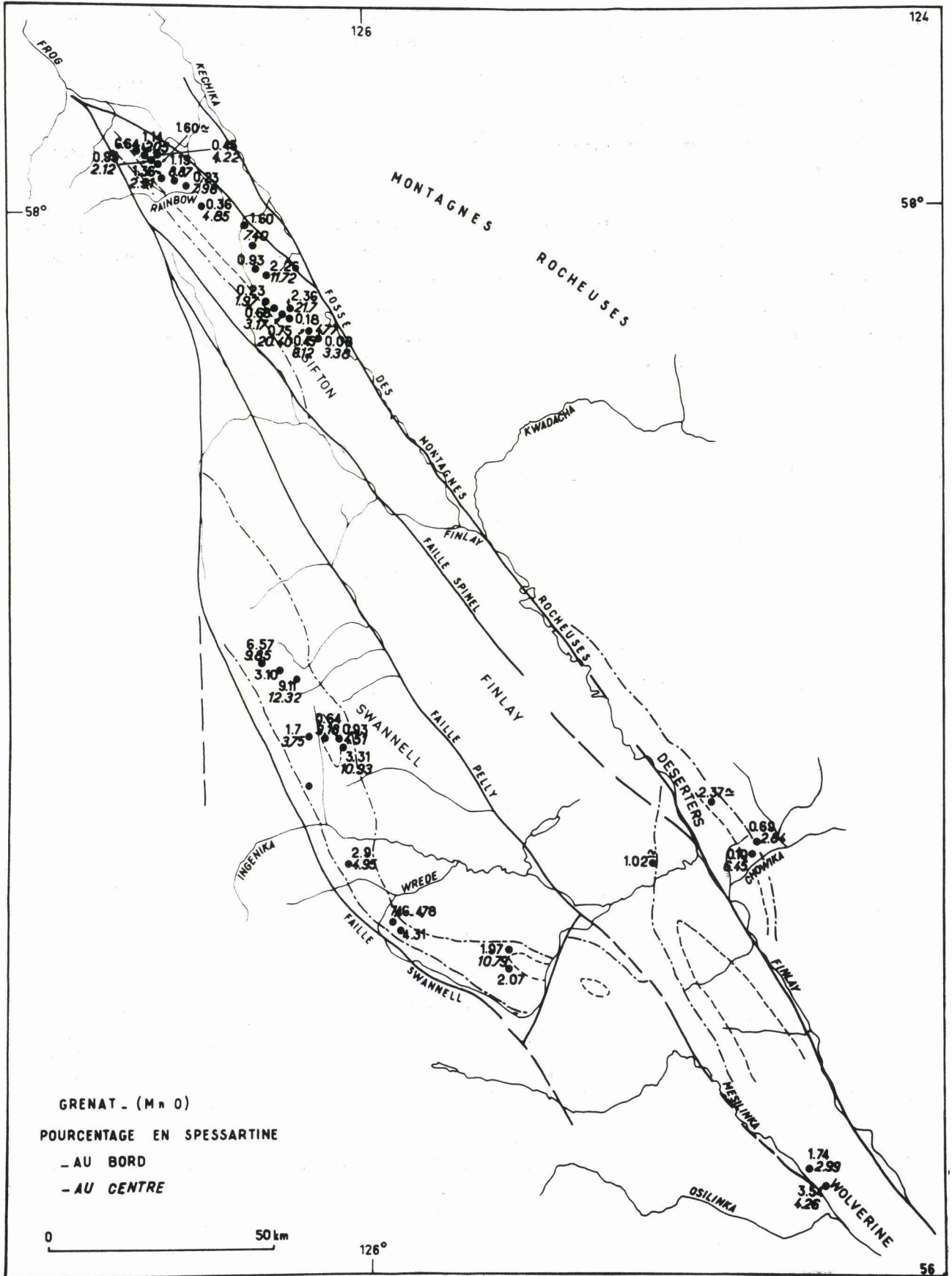


Fig. 177 - Variations de la teneur en spessartine des grenats, géographiquement et du coeur au bord.

Fig. 177 - Variations of spessartite content of garnets, in different areas and from core to border.



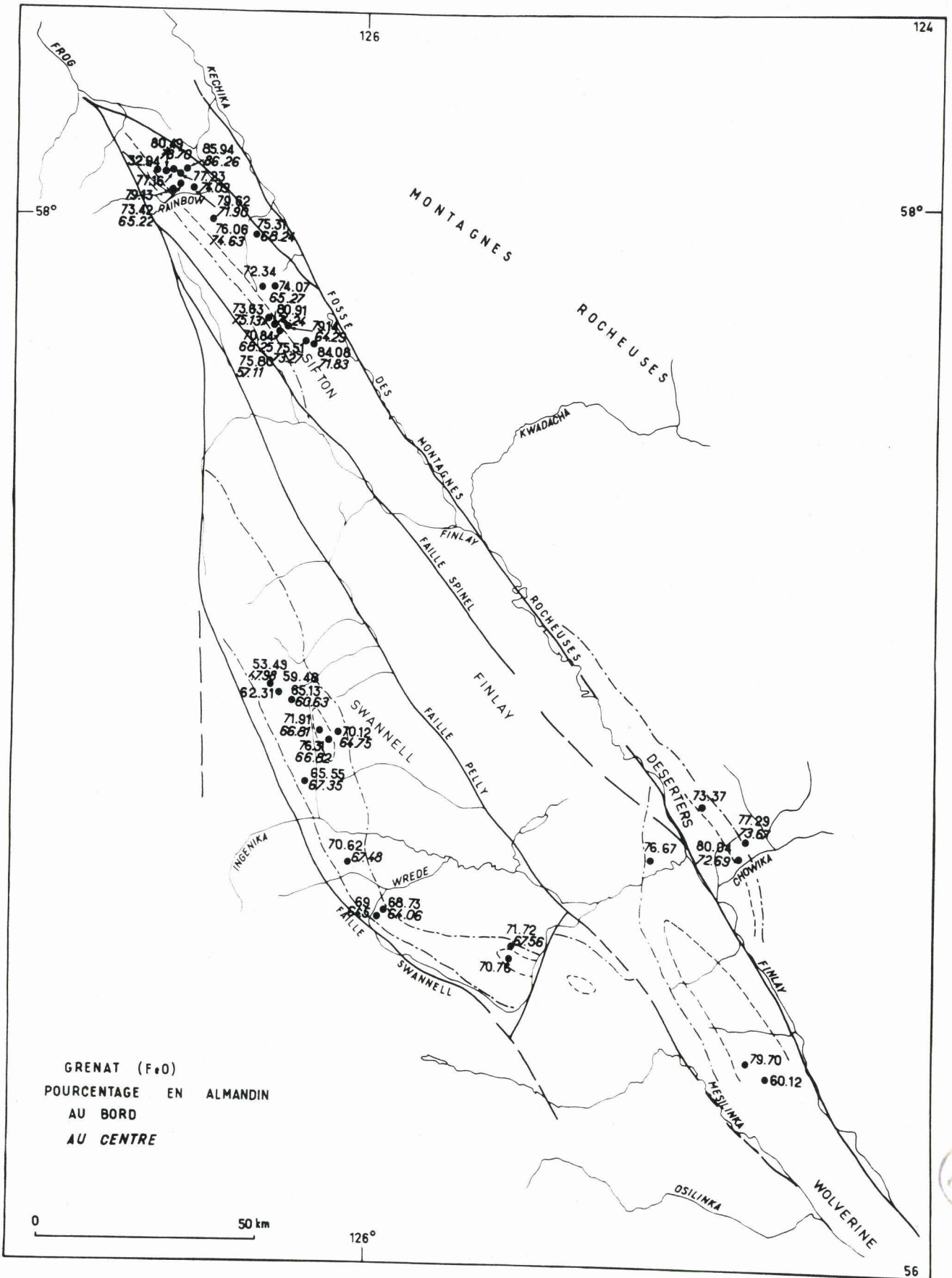


Fig. 178 - Variations de la teneur en almandin des grenats, géographiquement et du coeur au bord.

Fig. 178 - Variations of almandine content of garnets, in different areas and from core to border.

8. ETUDE CHIMIQUE DES MINERAUX ACCESSOIRES (PYROXENE, ILMENITE, CORDIERITE, SPINELLE, RUTILE).

Quelques analyses sont rassemblées en annexe

- Les pyroxènes rentrent dans la famille du diopside ou de la wollastonite, on les trouve dans les faciès métamorphiques élevés.
- L'ilménite analysée est assez constante, sa relative richesse en Mn en fait un pourvoyeur pour l'enrichissement en manganèse de la périphérie des grenats.
- La cordiérite n'apparaît que dans les migmatites autour du batholite de Cassiar ; elles renferment quasiment autant de fer que de magnésium.
- Le spinelle est du type hercynite, si on se réfère aux analyses de Deer et al. (1962).

## B. LES RELATIONS CHIMIQUES ENTRE LES MINÉRAUX.

### 1. GENERALITES. LES PRINCIPAUX ASSEMBLAGES.

La plupart des minéraux qui entrent dans la composition des roches métamorphiques sont isomorphes. Le changement de composition est indicateur de l'état d'équilibre chimique dans lequel ils se sont formés. Les éléments les plus importants qui rentrent dans la composition des minéraux isomorphes sont Fe et Mg. Kretz (1959) fut un des premiers à étudier la distribution entre les minéraux coexistants, comme le grenat, la biotite et la hornblende ; il montre que celle-ci obéit à la loi de Nernst. De nombreux auteurs se sont alors attachés à la distribution des éléments, Saxena (1968) montre que la concentration de Mg/Fe est indicatrice du degré métamorphique. Lyons et Morse (1970) étudient le coefficient de distribution entre grenat et biotite ; ce coefficient  $K_D$  est le rapport de Mg/Fe dans le grenat, sur Mg/Fe dans la biotite. Perchuk (1968, 1970) montre le rôle de la température et de la pression sur le coefficient de distribution. Il établit les premiers géothermomètres, en utilisant par exemple la distribution de Mg/Mg + Fe + Mn dans le grenat et dans la biotite. L'étude qui va suivre sera d'abord quantitative, elle aura pour but de déterminer les relations chimiques entre des minéraux coexistants, et de voir si celles-ci sont identiques d'une région à l'autre. Elle permettra ensuite de préciser les conditions physiques des différents équilibres.

Les principaux assemblages minéralogiques.

Les assemblages minéralogiques ne sont pas nécessairement en équilibre, ils indiquent simplement les minéraux observés dans une même zone ou dans une même roche.

#### - La chaîne Swannell.

Les roches observées de cette chaîne ont quasiment toutes une nature pélitique, elles renferment du quartz, du plagioclase, du feldspath et de la muscovite. Les assemblages étant communs, ils feront l'objet d'une description sommaire par zone :

. La zone à chlorite.

Quartz - plagioclase - muscovite - chlorite - ilménite - calcite.

. La zone à biotite.

Quartz - plagioclase - muscovite - chlorite - biotite - ilménite - calcite.

. La zone à grenat.

Quartz - plagioclase - muscovite - chlorite - biotite - grenat ± hornblende ± zoisite  
± phène - ilménite.

. La zone à disthène - staurotide.

Quartz - plagioclase - muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide ± hornblende  
± chlorite - ilménite.

La hornblende est présente dans les échantillons 83 B et 98; une chlorite de rétro-morphose apparaît dans beaucoup de roches situées dans les faciès métamorphiques élevés. Les assemblages typiques sont sur les diagrammes d'Eskola (fig. 179) et de Thompson (fig. 180).

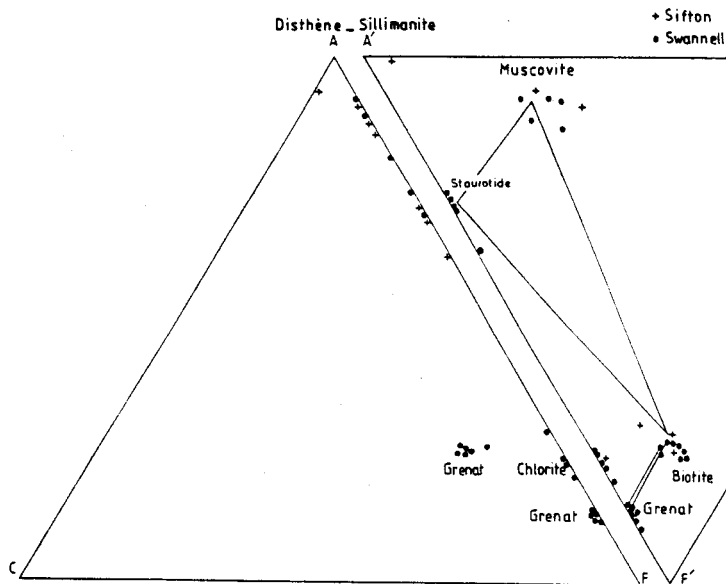


Fig. 179 - Diagramme ACF - A'KF des principaux assemblages minéralogiques des chaînes Swannell et Sifton.

Fig. 179 - ACF - A'KF diagram for main mineralogical assemblages of Swannell and Sifton Ranges.

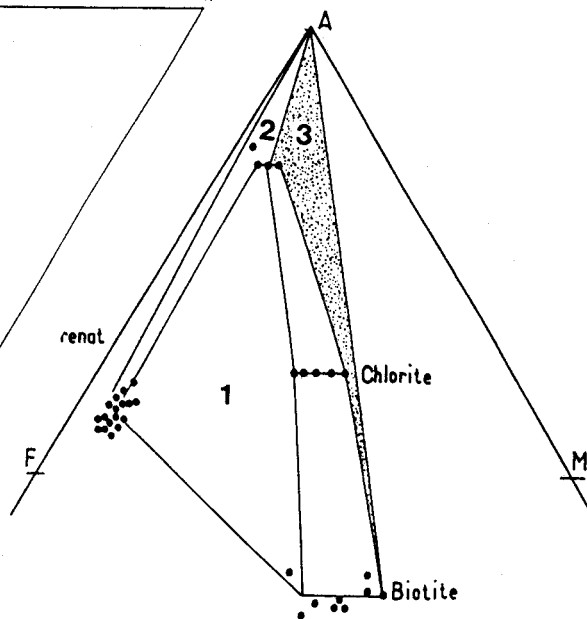


Fig. 180 - Diagramme AFM des principaux assemblages minéralogiques.

Fig. 180 - AFM diagram for main mineralogical assemblages.

- La chaîne Sifton.

Le métamorphisme plus intense et polyphasé de la chaîne Sifton, ainsi qu'une plus grande variété de roches donnent des assemblages plus complexes et plus nombreux que ceux décrits dans la chaîne Swannell. Ces assemblages complémentaires sont présentés par zone :

. La zone à grenat.

Quartz - biotite - zoisite - plagioclase - feldspath potassique - grossulaire - hornblende - sphène - calcite. Dans l'échantillon 52 B, le grenat présente un contact réactionnel avec le microcline ; le grossulaire, l'amphibole et l'épidote sont paragenétiques. L'échantillon 52 C est voisin, il est plus calcitique et renferme de la muscovite et du feldspath partiellement déstabilisés.

. La zone à disthène - staurotide.

Outre les paragenèses classiques du métamorphisme barrovien, on observe les assemblages : muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide - hornblende - feldspath - tourmaline - chlorite - quartz.

. La zone à sillimanite.

La sillimanite apparaît au coeur de la chaîne aux dépens de la biotite ou du disthène ; ce dernier peut aussi se déstabiliser en staurotide.

- La chaîne Cassiar.

Le batholite de Cassiar est très vaste; sa bordure septentrionale est souvent franche, avec le développement de cornéennes à cordiérite, à andalousite; de l'idocrase, de la biotite et du chloritoïde (fig. 203). Sa bordure méridionale est parfois diffuse, le bord du massif granitique est marqué par l'apparition de biotite, de staurotide, d'andalousite et de sillimanite.

Au coeur du batholite les panneaux préservés sont très fortement métamorphisés. L'intérêt de ces reliques réside dans la présence de nombreux carbonates (vraisemblablement d'âge paléozoïque) et des associations minéralogiques qui s'y sont développées.

Les différentes coupes effectuées au coeur du batholite apparaissent dans le chapitre tectonique (coupes 1 à 4), les différents numéros d'échantillons provenant de ces coupes sont reportés sur la figure 203.

La coupe septentrionale ne contient que quelques reliques sédimentaires. L'assemblage observé dans les roches pélitiques contient :

- biotite - muscovite - grenat - cordiérite - plagioclase - feldspath potassique - sillimanite - hercynite.

L'assemblage des roches carbonatées renferme :

- diopside - wollastonite - grossulaire - olivine - humite - muscovite.

Les roches observées au Sud du Lac Cry sont apparemment moins métamorphisées, on distingue dans les roches pélitiques les assemblages suivants :

- biotite - muscovite - andalousite - sillimanite (fibrolite et sillimanite prismatique) staurotide et grenat.

Dans les roches carbonatées on note les assemblages :

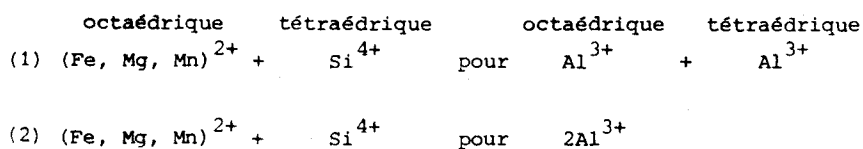
- biotite - olivine - trémolite - diopside - hornblende - sphène.

## 2. LES RELATIONS ENTRE BIOTITE ET MUSCOVITE.

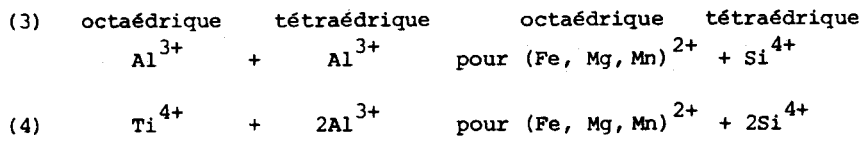
La plupart des roches analysées contiennent de la muscovite et de la biotite; Tracy (1978) propose un diagramme qui permet d'étudier les principales substitutions entre ces minéraux.

L'occupation des sites octaédriques apparaît sur les figures 181, 182 et 183, sur lesquelles  $Fe + Mg + Ti + (Si - 3)$  est fonction de  $R^{3+}$  qui est ici la somme de l'aluminium tétraédrique et octaédrique.

Les substitutions les plus fréquentes dans les muscovites décrites par Tracy sont :



de la même façon les substitutions les plus communes dans les biotites sont



Le diagramme de Tracy permet de visualiser les combinaisons arithmétiques possibles lors des substitutions (1) et (2) dans les muscovites et (3) et (4) dans les biotites.

Le paramètre ( $S_{i-3}$ ) indique la part des cations tétraédriques lors des substitutions phengitiques et eastonitiques. Les lignes parallèles portées sur ces diagrammes représentent les compositions idéales pour la biotite - eastonite et la muscovite - céladonite.

Les muscovites sont relativement proches de la formule idéale.  $R^{3+}$  est compris entre 2.65 et 2.9 dans toutes les chaînes étudiées (fig. 181, 182 et 183).

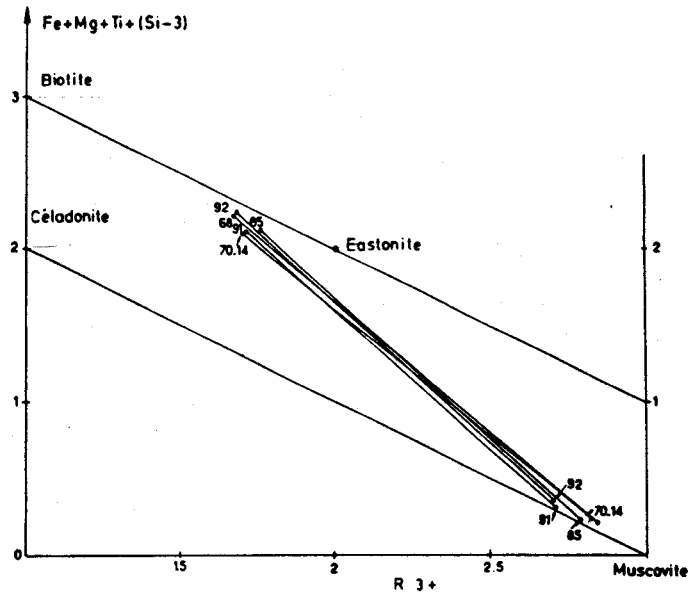
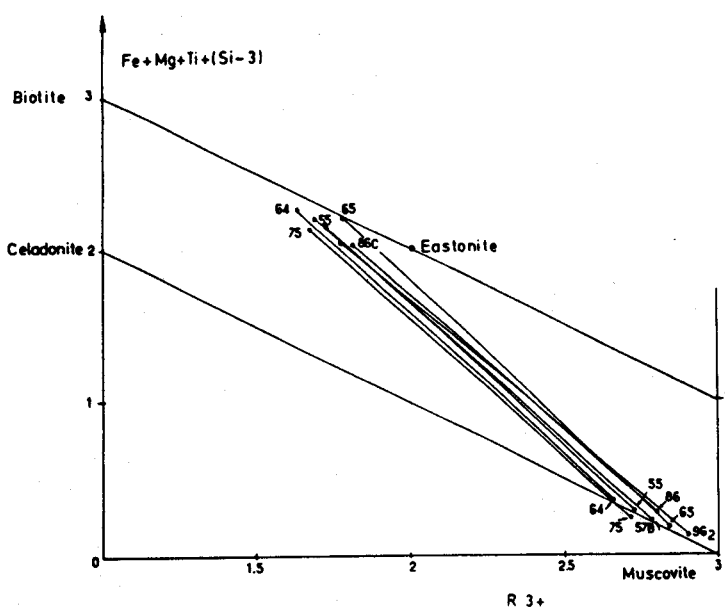


Fig. 181 - Relations entre biotites et muscovites coexistantes d'après le diagramme de Tracy (1978). Les deux lignes parallèles représentent les substitutions dioctaédriques et trioctaédriques parfaites. Les biotites et les muscovites proviennent de la chaîne Sifton.

Fig. 181 - Relationship between coexisting biotites and muscovites, after Tracy's diagram (1978). The two parallel lines represent perfect dioctahedral and trioctahedral mica trends (Sifton Ranges).

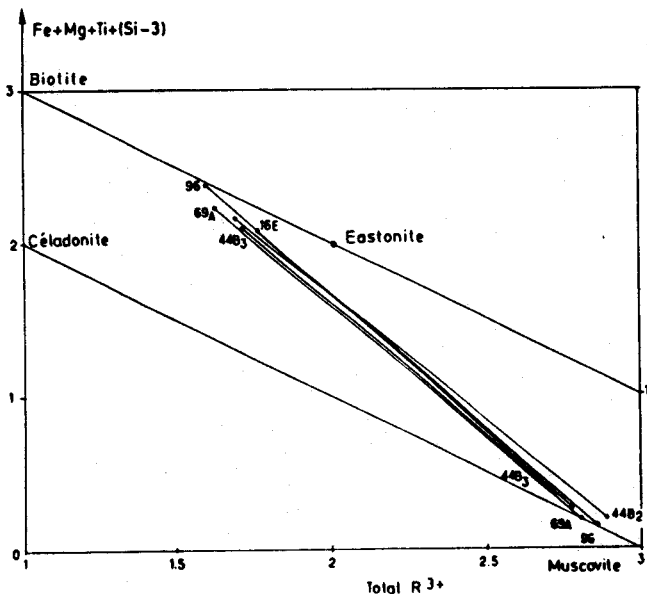


Fig. 182 - Biotites et muscovites coexistantes de la chaîne Sifton et Deserders.

Fig. 182 - Sifton and Deserders Ranges coexisting biotites and muscovites.

Fig. 183 - Biotites et muscovites coexistantes de la chaîne Swannell.

Fig. 183 - Swannell Ranges coexisting biotites and muscovites.

Les biotites sont relativement éloignées de la composition stoechiométrique, elles renferment toutes de la muscovite en solution solide. Elles en contiennent plus lorsque les biotites coexistent avec la staurotide ou avec un silicate d'alumine (Ech. 96-7, 86C, 16E ...); Thompson (1957), Albee (1965) et Tracy (1978) obtiennent des résultats similaires.

Les lignes de jonction entre les minéraux coexistants sont à peu près parallèles entre elles dans les trois chaînes. Les biotites les plus alumineuses coexistent avec les muscovites les plus alumineuses dans la chaîne Sifton, alors qu'il n'en est pas ainsi dans la chaîne Swannell (voir 44B<sub>3</sub> et 96 sur la fig. 183). Il est possible que les substitutions ne s'opèrent totalement qu'à partir d'un climat métamorphique relativement élevé.

On vient de voir que Fe, Mg, Ti et Al sont les principaux éléments de substitution entre la muscovite et la biotite. Tracy (1978) montre que  $K_D$  (Fe - Mg) musc. biot. =  $0.832 \pm 0.092$ , et donc qu'il y a une répartition quasiment égale de Fe et de Mg dans la biotite et la muscovite. Le report sur la figure 184, provenant de ces données laisse apparaître une grande dispersion pour les analyses provenant de la chaîne Swannell; mais on peut tenter de faire passer une droite par l'origine pour les analyses de la chaîne Sifton.

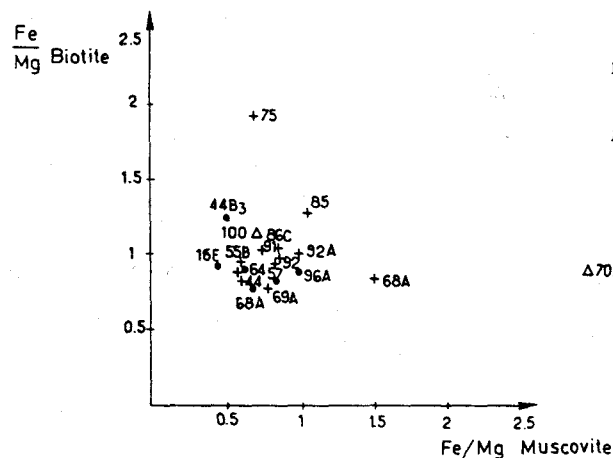


Fig. 184 - La répartition Fe/Mg entre les biotites et les muscovites coexistantes.

Fig. 184 - Fe/Mg replacement between coexisting biotites and muscovites.

### 3. LES RELATIONS ENTRE GRENAT ET BIOTITE.

Le grenat et la biotite n'ont pas une composition chimique constante, (voir § précédents) les variations observées sont-elles aléatoires, ou certaines d'entre elles sont elles fonction de la température ?

Perchuk (1970), Thompson (1976), Ferry et Spear (1978), Holdaway et Lee (1977) montrent que la répartition de Fe et Mg entre les couples grenat-biotite et grenat-cordiérite sont fonctions de la température et ils constituent de bons géothermomètres. Une première approche consiste à reporter les compositions du grenat et de la biotite qui coexistent dans une même roche; nous utiliserons pour cela le diagramme AFM. Quelques couples significatifs sont représentés sur la figure 185, une distinction apparaît entre les couples biotite-grenat de la chaîne Swannell et ceux de la chaîne Sifton. Ce diagramme ne peut avoir qu'une valeur indicative car les teneurs en fer et en magnésium sont très fluctuantes.



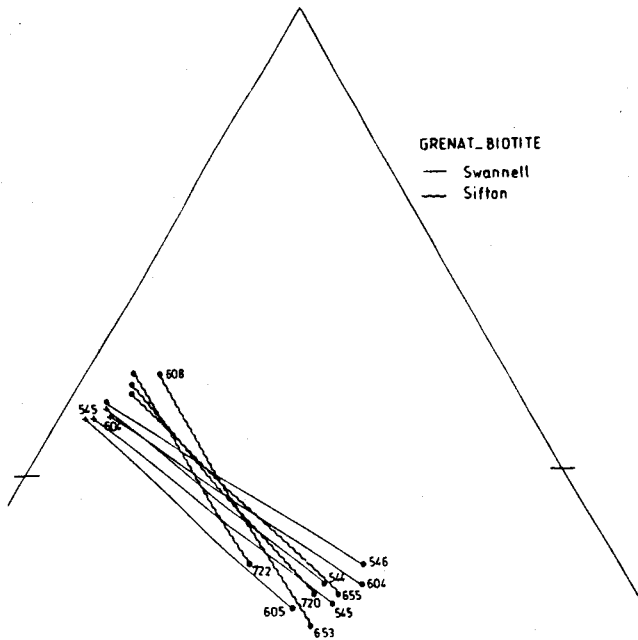


Fig. 185 - Relations grenats et biotites coexistantes dans un diagramme AFM.

Fig. 185 - Relationship between coexisting garnets and biotites.

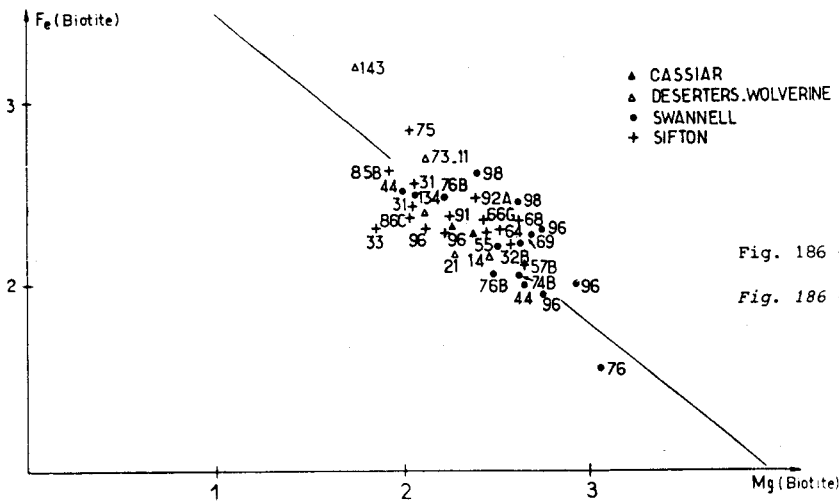


Fig. 186 - Distribution Fe-Mg dans les biotites.

Fig. 186 - Fe-Mg distribution in biotites.

D'une manière générale les grenats sont moins riches en fer dans la chaîne Swannell que dans la chaîne Sifton (fig. 186) et les biotites sont moins riches en Mg et plus riches en fer dans la chaîne Sifton que dans la chaîne Swannell.

#### 4. LE TITANE.

C'est un élément important et très commun dans les minéraux métamorphiques, dépendant de la température (voir § 2b). On le trouve de façon significative dans peu de minéraux : la biotite, la muscovite et l'ilménite.

Les variations du titane et les substitutions à l'intérieur d'un minéral ont fait l'objet de descriptions dans les paragraphes précédents. Guidotti (1970, 1978) montre que les muscovites sont plus riches en Ti (> 0.40) dans les zones où le métamorphisme est élevé, de la même façon le poids en Ti augmente dans les biotites, mais aucune relation linéaire n'est mise en évidence pour la répartition du titane (fig. 187).

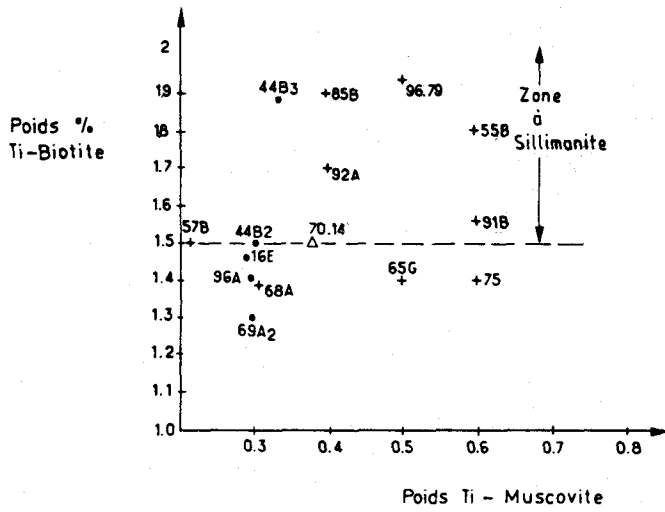


Fig. 187 - Diagramme de Guidotti (1978). Répartition de Ti en poids, dans les muscovites et les biotites.

Fig. 187 - Guidotti's diagram - Weight % of Ti in muscovites and biotites.

5. LES RELATIONS  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  DANS LES COUPLES BIOTITE-HORNBLLENDE ET BIOTITE CHLORITE.

Le couple biotite-hornblende n'existe que dans quelques roches,  $X_{bi}$  et  $X_{hb}$  ont été calculés pour chaque minéral, ils ne peuvent avoir qu'une valeur indicative en l'absence de dosage de  $Fe^{3+}$ , les valeurs reportées sur la figure 188 peuvent s'en ressentir. Gorbatshev (1972) a montré que le coefficient de distribution dépendait de beaucoup de variables (teneurs en Al, proportions de  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ , distribution non idéale de Fe et Mg ...). La répartition  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  dans le couple biotite - chlorite semble plus nette, les chlorites analysées proviennent de la destabilisation de nombreux minéraux, la distribution est évidemment parfaite lorsque la chlorite est issue d'une biotite (Ech. 49A, 69A<sub>2</sub>, fig. 189).

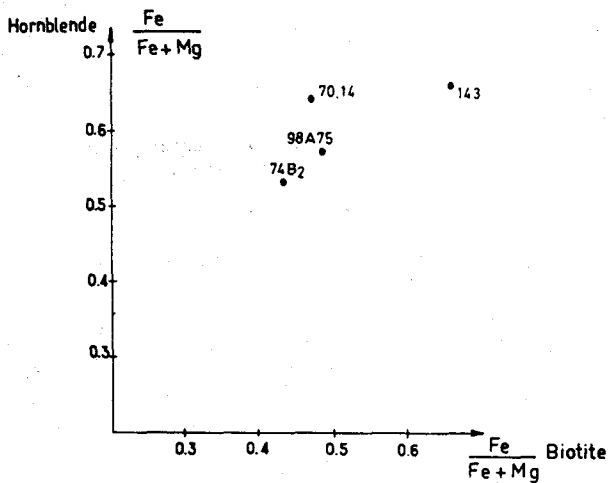


Fig. 188 -  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  entre hornblendes et biotites.

Fig. 188 -  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  distribution between hornblendes and biotites.

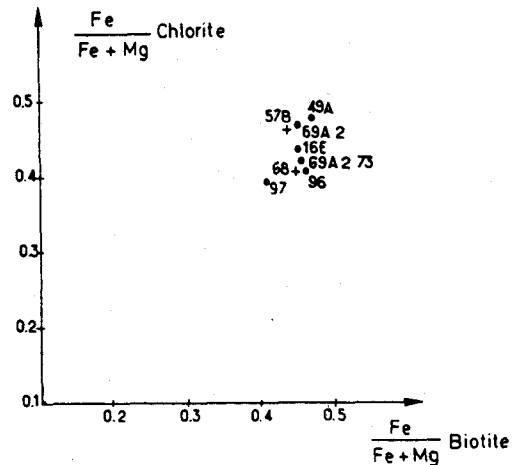


Fig. 189 - Distribution de  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  entre chlorites et biotites.

Fig. 189 -  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  distribution between chlorites and biotites.

## 6. LES RELATIONS [Na - Ca - Ka] et [Fe - Mg - Mn, Ca, Na]

La plupart des assemblages analysés contiennent les phases classiques représentées sur un diagramme AFM, qui sont en termes d'oxydes,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{FeO}$  et  $\text{H}_2\text{O}$ , auxquelles s'ajoutent de la muscovite et du quartz en excès. Ca et Na sont présents sous la forme de plagioclases de composition variable en fonction de la température.

La distribution de Ca, Na et K est représentée sur des diagrammes triangulaires (fig. 190 pour la chaîne Swannell, fig. 191 pour la chaîne Sifton). Les plagioclases sont relativement sodiques, sauf dans les échantillons 91B et 92 qui proviennent de roches plus calciques. D'une manière générale, les muscovites les plus sodiques coexistent avec les plagioclases les plus sodiques. Labotka (1980) parvient à des conclusions similaires, il montre que les muscovites les plus sodiques sont dans les horizons les plus métamorphiques; nous avons vu que cette relation n'est pas aussi simple (voir § 3b).

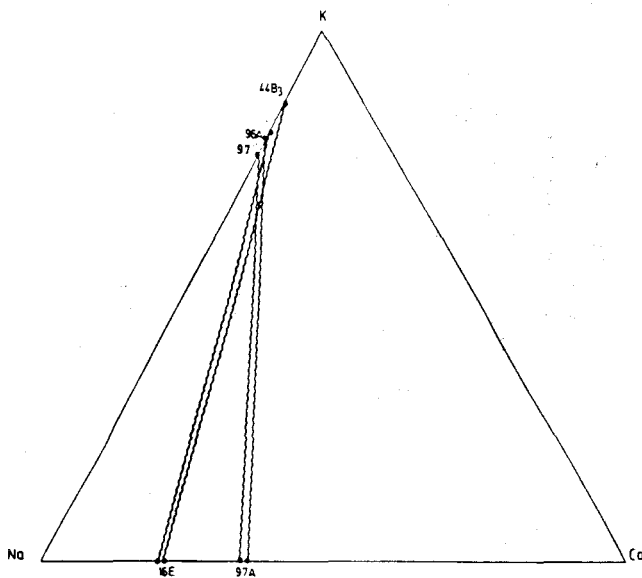


Fig. 190 - Répartition de Na, Ca, K entre la muscovite et le plagioclase coexistants (chaîne Swannell).

Fig. 190 - Distribution of Na, Ca, and K between coexisting muscovite and plagioclase (Swannell Ranges).

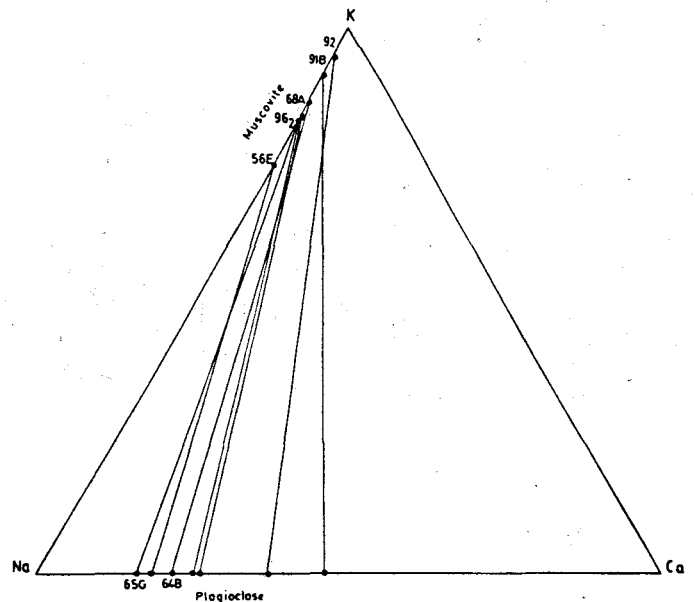


Fig. 191 - Répartition de Na, Ca, K entre la muscovite et le plagioclase coexistants (chaîne Sifton).

Fig. 191 - Distribution of Na, Ca, and K between coexisting muscovite and plagioclase (Sifton Ranges).

La répartition de Fe - Mg - Mn, Ca et Na entre le grenat et le plagioclase est étudiée à l'aide de trois diagrammes triangulaires qui correspondent aux différentes chaînes étudiées.

Les grenats et les plagioclases de la chaîne Swannell ont une répartition quasi parfaite de Ca, les grenats les plus riches en calcium coexistent avec les plagioclases les plus calciques; cependant lorsque le climat métamorphique augmente, la teneur en calcium augmente un peu plus rapidement dans les plagioclases; par exemple l'échantillon 96 est situé dans la zone à disthène (fig. 192).

Dans la chaîne Sifton, la répartition de Ca est très nette pour tous les échantillons sauf 52B, 91B et 92 qui sont des échantillons riches en calcium et dans lesquels des plages de calcite sont distinguables au microscope. Lorsque le calcium est bien exprimé et dans ces conditions de métamorphisme, il semble se fixer préférentiellement sur les plagioclases avant de se fixer sur les grenats (fig. 193).

Dans la chaîne Wolverine la répartition Ca-Na, Fe + Mg + Mn semble bien équilibrée sauf pour l'échantillon 97 (fig. 194).

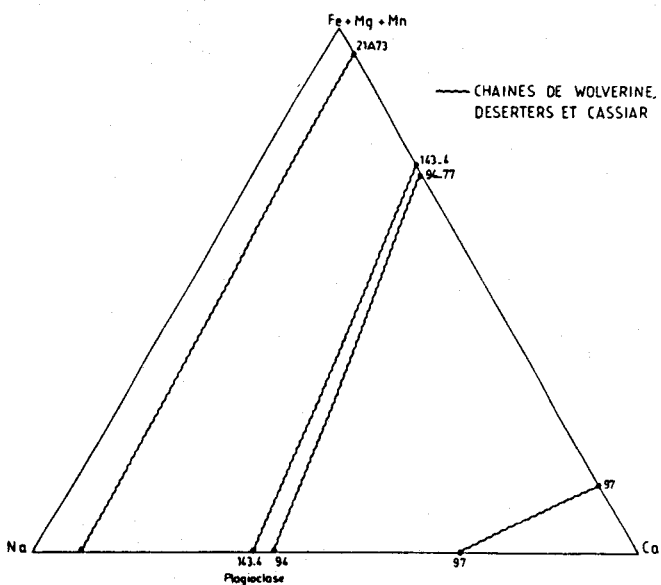
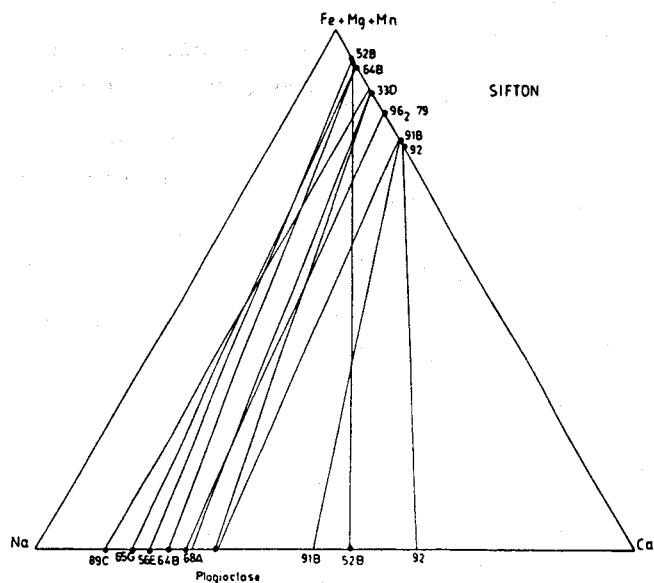
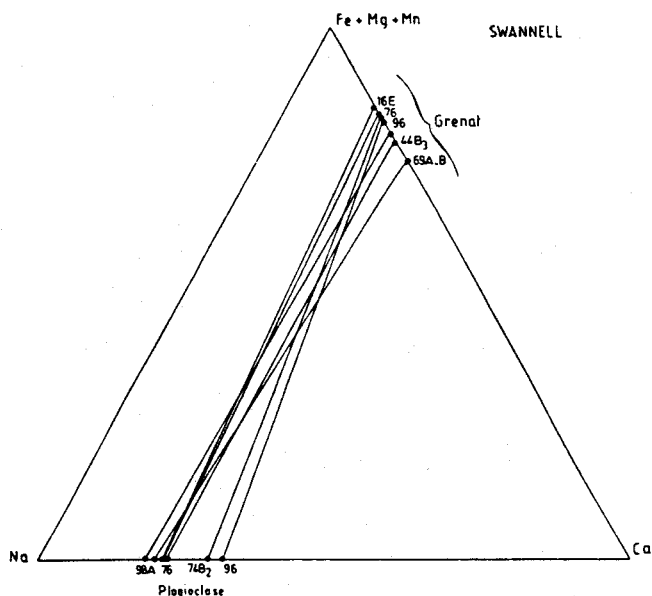


Fig. 192 - Répartition de Ca entre le grenat et le plagioclase (chaîne Swannell).

Fig. 192 - Repartition of Ca between coexisting garnet and plagioclase (Swannell Ranges).

Fig. 193 - Répartition de Ca entre le grenat et le plagioclase (chaîne Sifton).

Fig. 193 - Repartition of Ca between coexisting garnet and plagioclase (Sifton Ranges).

Fig. 194 - Répartition de Ca entre le grenat et le plagioclase (chaînes de Wolverine - Deserters et Cassiar).

Fig. 194 - Repartition of Ca between coexisting garnet and plagioclase (Wolverine - Deserters and Cassiar Ranges).

Les grenats et les plagioclases de la chaîne Swannell ont une répartition quasi parfaite de Ca, les grenats les plus riches en calcium coexistent avec les plagioclases les plus calciques ; cependant lorsque le climat métamorphique augmente, la teneur en calcium augmente un peu plus rapidement dans les plagioclases ; par exemple l'échantillon 96 est situé dans la zone à disthène (fig. 192).

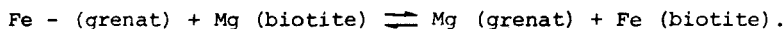
Dans la chaîne Sifton, la répartition de Ca est très nette pour tous les échantillons sauf 52B, 91B et 92 qui sont des échantillons riches en calcium et dans lesquels des plages de calcite sont distinguables au microscope. Lorsque le calcium est bien exprimé et dans ces conditions de métamorphisme, il semble se fixer préférentiellement sur les plagioclases avant de se fixer sur les grenats (fig. 193).

Dans la chaîne Wolverine la répartition Ca-Na, Fe + Mg + Mn semble bien équilibrée sauf pour l'échantillon 97 (fig. 194).

7. LE COEFFICIENT DE DISTRIBUTION.

Nous avons vu que les cations se répartissent préférentiellement dans des couples de minéraux. On peut calculer cette répartition de différentes manières.

Soit en calculant la fraction molaire X du minéral considéré, soit en calculant le coefficient de distribution  $K_D$ . L'échange peut être exprimé sous la forme suivante :



De nombreux auteurs ont montré l'importance de cette relation, très dépendante de la température et souvent mentionnée sous la forme :

$$K_D \quad \text{grenat-biotite} \quad \frac{\left[ \frac{\text{Mg/Fe}}{\text{Mg/Fe}} \right] \text{grenat}}{(\text{Mg-Fe}) \text{biotite}} \quad \text{ou} \quad K_D \quad \text{grenat-biotite} \quad \frac{\left[ \frac{\text{Fe/Mg}}{\text{Fe/Mg}} \right] \text{grenat}}{(\text{Fe-Mg}) \text{biotite}}$$

Les biotites ont des compositions relativement homogènes si on les compare à celles des grenats qui sont très variables. Cependant quelques légères variations chimiques apparaissent parfois entre les biotites synschisteuses et postschisteuses (paragraphe 2a).

On peut estimer que les biotites situées à la périphérie du grenat et au contact avec celui-ci sont en équilibre chimique avec le grenat, car il est vraisemblable que l'homogénéisation de la composition des biotites est contemporaine de la blastèse périphérique du grenat

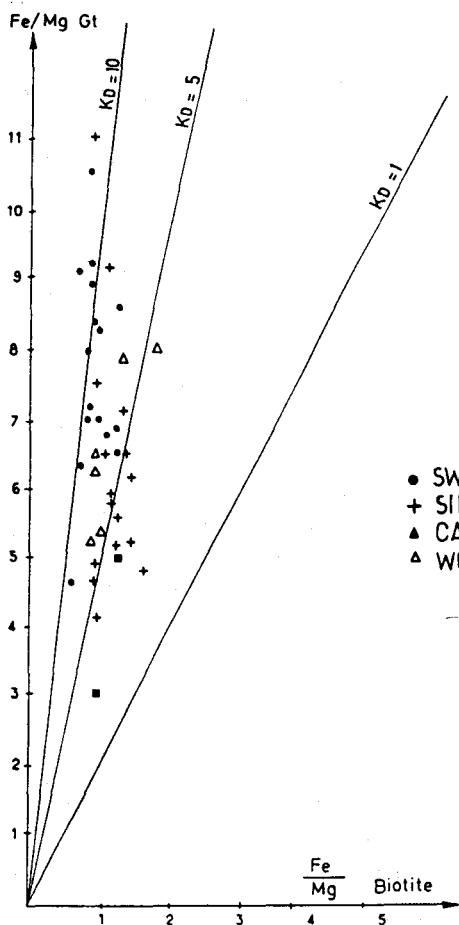


Fig. 195 - Le coefficient  $\text{Fe/Mg}^{\text{grenat-biotite}}$

Fig. 195 - Nernst plot of  $(\text{Fe/Mg})^{\text{garnet}} / (\text{Fe/Mg})^{\text{biotite}}$

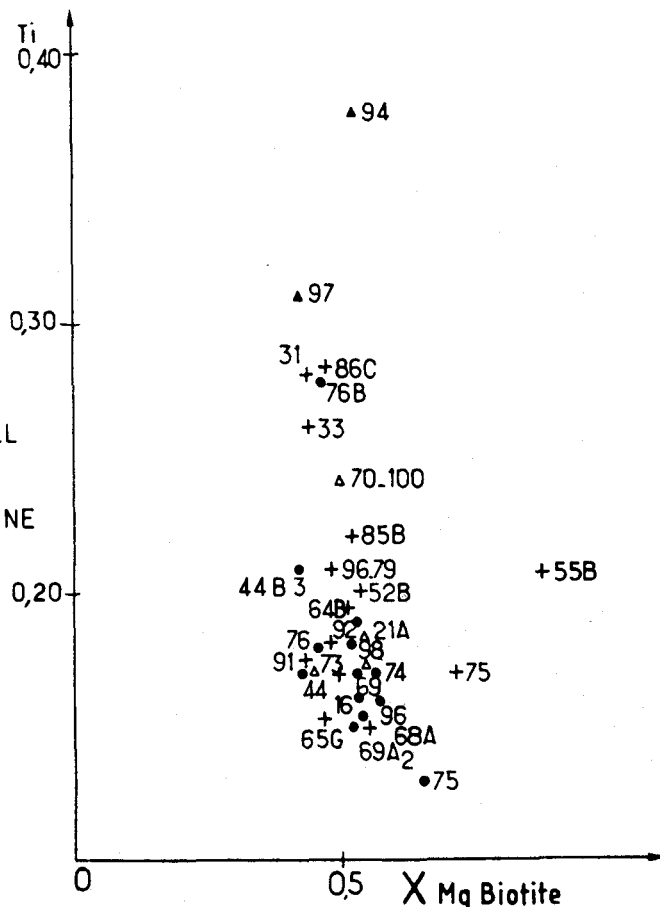


Fig. 196 - Relation entre Ti et  $X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}}$

Fig. 196 - Plot of Ti against  $X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}}$

$K_D$  a été calculé pour les couples biotite - grenat des chaînes Swannell et Sifton. Les couples de la chaîne Swannell sont marqués par un point, ils ont un  $K_D$  supérieur aux couples issus de la chaîne Sifton marqués par une croix (fig. 195). Les valeurs de  $K_D$  relevées dans ces chaînes sont voisines de celles données par Saxena (1969), soit  $K_D = 9$  pour le faciès épidote - amphibolite, et  $K_D = 5.6$  pour le faciès amphibolite supérieur - granulite. Une valeur très élevée de  $K_D$  apparaît dans le couple mesuré autour du batholite Cassiar (petits rectangles noirs sur la fig. 195). Les variations de  $K_D$  sont à chercher dans les teneurs en fer et magnésium du grenat. En effet, la répartition molaire du magnésium par rapport au fer des biotites exprimée par

$$X = \frac{\text{biotite}}{\text{Mg} + \text{Fe}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}, \text{ donne des valeurs assez voisines (fig. 196).}$$

L'influence de Ti sur le  $K_D$  a fait l'objet de nombreuses publications, car tous les deux dépendent de la température (Saxena, 1969 ; Thompson, 1976 ; Paquet, 1985). Dallmeyer (1974) montre que la teneur en Ti contrôle le  $K_D$  entre la biotite et les autres ferromagnésiens. Thompson (1976) montre que les variations systématiques de  $K_D$  semblent liées à Ti, Paquet (1985) note une diminution de  $K_D$  lorsque Ti augmente. Sans être systématique, on peut dire qu'une teneur en Ti élevée ( $> 0,15$ ) n'apparaît qu'avec un  $K_D$  faible. Par contre lorsque la teneur en Ti est faible, le  $K_D$  est très variable (fig. 197). Les teneurs les plus élevées en Ti, proviennent de l'enveloppe du batholite Cassiar.

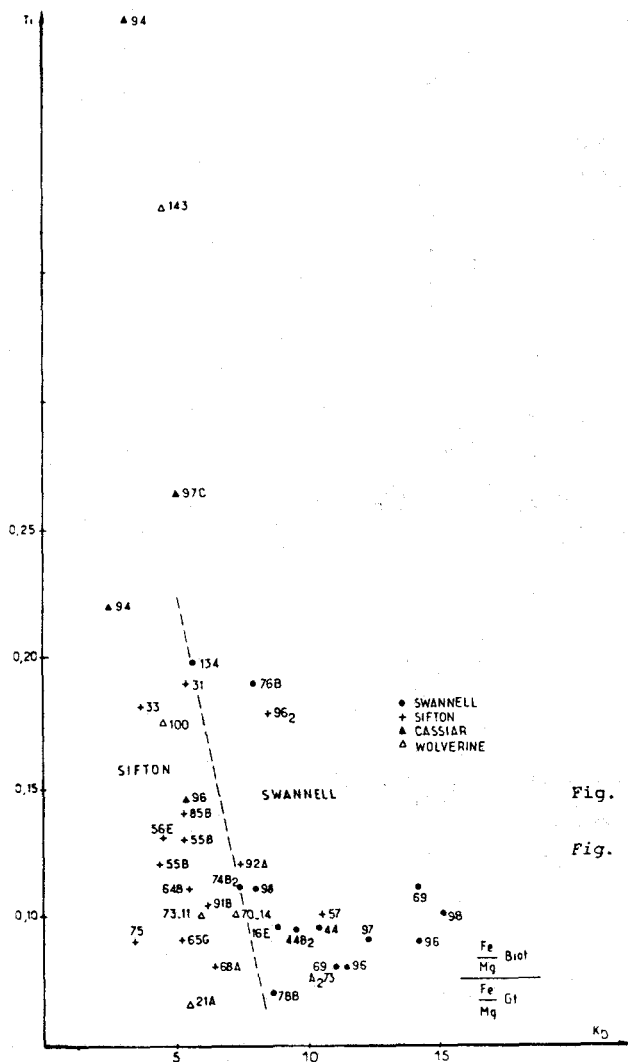


Fig. 197 - Relation entre Ti et  $K_D$  biotite-grenat

Fig. 197 - Plot of Ti against  $K_D$  biotite-garnet

8. LES CONDITIONS D'EQUILIBRE.

Les roches pélitiques présentent l'avantage d'être sensibles à la température et à la pression qui engendrent et éliminent les minéraux index. Les réactions successives sont parfois compliquées par des substitutions (Fe, Mg, Mn, Ca, Ti ...), et par des paramètres plus difficilement cernables comme la pression partielle de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> ou la fugacité de l'oxygène. Il y a heureusement quelques équilibres simples, sur lesquels l'influence de ces facteurs est soit connue, soit faible, il en est ainsi pour la biotite, la muscovite, l'almandin, la staurotide, la cordiérite et les aluminosilicates.

Le champ de stabilité de ces minéraux est connu par de nombreux travaux, il figure dans la plupart des manuels consacrés à la pétrologie métamorphique (Winkler, 1974 ; Mueller et Saxena, 1977 ; Turner, 1980). Les équilibres usuels sont représentés sur la figure 198; les courbes Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> sont de Holdaway (1971). Les courbes de stabilité de la staurotide dont dues à Hoschek (1969) et Richardson (1968) ; les courbes relatives à la cordiérite sont prises dans Holdaway et Lee (1977). La présence de disthène, de staurotide et de quartz au coeur de la chaîne Swannell, indique déjà les températures (500°C - 700°C) et la pression (> 4 Kb) nécessaires pour obtenir les conditions de genèse de ces minéraux. La première phase observée dans la chaîne Sifton est du même type, elle est suivie par une phase durant laquelle, sillimanite et staurotide coexistent. Cette phase est caractérisée par une chute de pression et peut être une augmentation de température. L'étude des géothermomètres va permettre de préciser les différentes conditions de formation des minéraux.

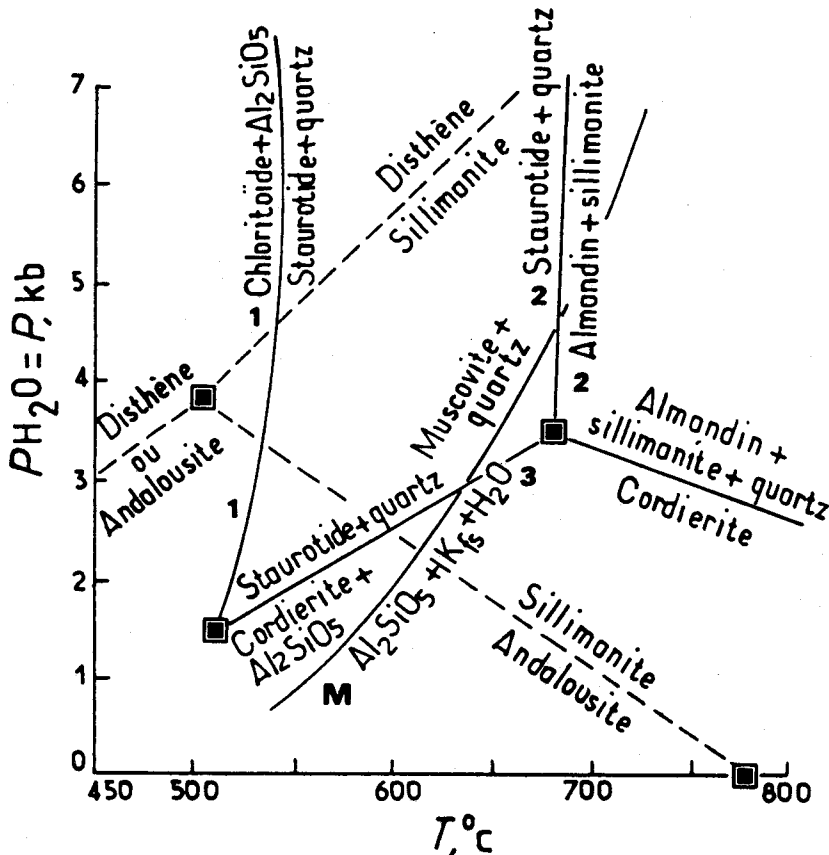


Fig. 198 - Grille pétrogénétique montrant les principales réactions utilisées dans ce mémoire.

Fig. 198 - Petrogenetic grid where are the major reactions used in this thesis.



### 9. LES GEOTHERMOMETRES.

Les températures sont estimées à partir de la répartition de Fe et Mg dans les couples grenat - biotite, car le  $K_D$  est peu sensible à la pression (Albee, 1965 ; Labotka, 1980). Les températures seront calculées à partir des calibrages de Ferry et Spear (1977) de Thompson (1976) et de Holdaway et Lee (1977). De légères différences apparaissent dans les résultats obtenus à partir de ces méthodes, en particulier le géothermomètre de Ferry et Spear est obtenu à partir de grenats sans Ca ni Mn, ce qui n'est pas le cas de tous les grenats étudiés. C'est pourquoi les mesures obtenues par les trois méthodes ont été proposées systématiquement sur les cartes de paléotempératures; on distinguera successivement le géothermomètre de Thompson, puis celui de Holdaway et Lee, puis celui de Ferry et Spear et parfois celui de Perchuk (1970). Les anomalies relevées seront discutées pour chacune des chaînes.

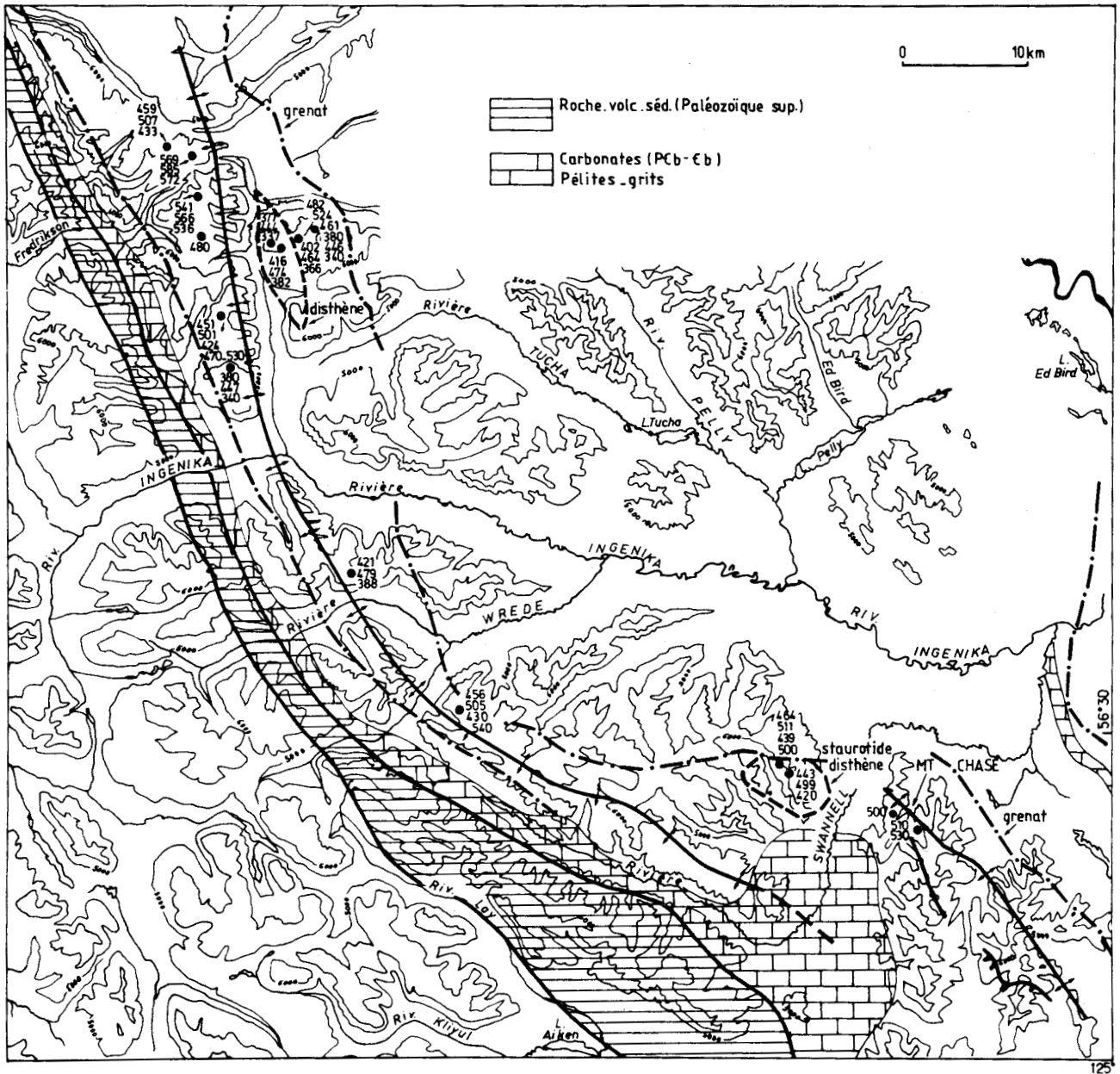


Fig. 199 - Les paléotempératures déterminées dans la chaîne Swannell. On distingue successivement le géothermomètre de Thompson, de Holdaway et Lee, de Ferry et Spear et parfois de Perchuk.

Fig. 199 - Paleotemperatures of Swannell Ranges. Geothermometers used are taken from Thompson, Holdaway and Lee, Ferry and Spear and sometimes Perchuk.

- La chaîne Swannell.

Les paléotempératures calculées apparaissent sur la figure 199, l'ensemble des mesures se situe entre 450°C et 500°C. Le disthène apparaît en de rares endroits au coeur de la chaîne et la staurotide n'apparaît qu'au SE de celle-ci, près de la rivière Swannell. On serait en droit d'attendre des températures égales ou supérieures à 500°C dans ce secteur (voir fig.199), mais seul le calibrage d'Holdaway et Lee nous donne ce résultat.

- La chaîne Sifton.

Les paléotempératures de la figure 200 sont calculées à partir de la teneur en fer et en magnésium mesurée sur le bord du grenat. Les calculs effectués à partir des mesures centrales n'ont pas été reportées, elles sont systématiquement inférieures de 30°C à 50°C par rapport à celles obtenues à la périphérie.

Durant la seconde phase métamorphique, de la biotite, du grenat, de la sillimanite et de la staurotide apparaissent, ce sont les conditions de formation de cette paragenèse qui ont été mesurées. Les isogradés de seconde phase (staurotide et sillimanite) sont portés sur la carte de la chaîne Sifton (fig. 200). Les températures d'apparition de cette seconde staurotide sont toutes supérieures à 550°C et généralement à 600°C. La sillimanite qui provient de la déstabilisation du disthène ou de la biotite, a cristallisé dans des conditions de température encore plus élevées (600°C à 650°C). Pigage et Greenwood (1982) ont étudié les conditions d'apparition de la staurotide, près du lac Azure dans les monts Cariboo. Ce secteur se situe dans un contexte zonéographique et structural identique à celui de la chaîne Sifton ; la sillimanite apparaît et coexiste avec le disthène à une température de 605°C ± 21°C, et une pression de 5,725 ± 402 bars. Nous obtenons des résultats tout à fait comparables.

- Les chaînes Wolverine et Deserters.(fig. 201).

Quelques mesures ont été réalisées pour estimer le gradient thermique. La chaîne Wolverine a une histoire métamorphique proche de celle observée dans la chaîne Sifton, avec apparition de staurotide tardive, les températures calculées sont de l'ordre de 600° - 650°C. Dans la chaîne Deserters l'histoire métamorphique semble assez proche de celle rencontrée dans la chaîne Sifton. Ces deux chaînes étaient vraisemblablement situées en vis à vis, de part et d'autre du Fossé des Montagnes Rocheuses, lorsque la seconde phase métamorphique s'est produite, elle a été suivie par un décrochement dextre de 125 km, post-crétacé qui a donné la configuration actuelle (Gabrielse et al., 1977 ; Mansy, 1980).

- La chaîne Cassiar.

Le batholite Cassiar possède une enveloppe métamorphique très développée, quelques coupes au travers de celle-ci permettent de préciser la structure (voire les faciès de transition, § B). Les coupes réactionnelles et les paragenèses observées dans ce secteur permettent une estimation de la température. Celle-ci peut être affinée par le calcul des géothermomètres grenat-cordiérite et biotite-grenat (tabl. 38).

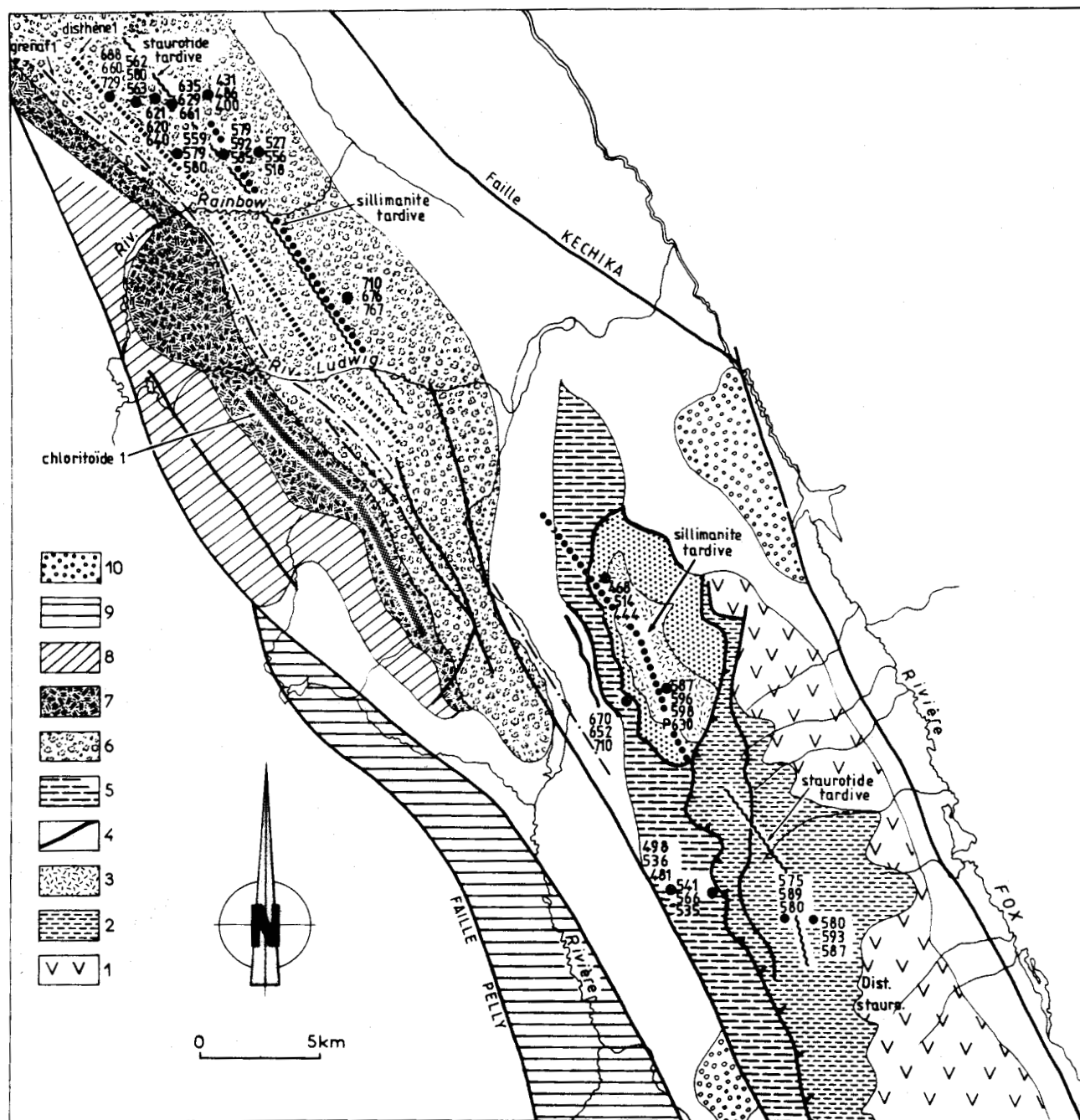


Fig. 200 - Les paléotempératures déterminées dans la chaîne Sifton.

Fig. 200 - Paleotemperatures of Sifton Ranges.



| Echantillon | grenat - cordiérite                     | biotite - grenat centre                                         | biotite - grenat bordure                                        |
|-------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|
| 94-97       | Thompson 730°C<br>Holdaway et Lee 726°C | Thompson 574°C<br>Holdaway et Lee 589°C<br>Ferry et Spear 579°C | Thompson 729°C<br>Holdaway et Lee 688°C<br>Ferry et Spear 796°C |
| 97-77       | Thompson 571°C<br>Holdaway et Lee 588°C |                                                                 | Thompson 591°C<br>Holdaway et Lee 601°C<br>Ferry et Spear 602°C |

Tableau 38 - Les paléotempératures de la chaîne Cassiar, calculées avec différentes méthodes.

Table 38 - Paleotemperatures computed with different methods.

## 10. LES ASSEMBLAGES MINERALOGIQUES ET LEUR SIGNIFICATION.

### - La chaîne Swannell.

C'est la moins riche en enseignement. La staurotide, le quartz et le disthène apparaissent au centre de la chaîne; cette coexistence implique une température inférieure à 500°C, à plus de 4.5 Kb (fig. 198). Parrish (1976) a étudié le secteur du Mont Chase (fig. 201) au Sud de la rivière Swannell et au coeur de l'antiforme; il montre que le disthène y a été rétrotransformé, les conditions initiales indiquent 510° à 530°C, à une pression de H<sub>2</sub>O de 6 Kb. Près du lac Black Pine (fig. 201) les températures ont été plus élevées; en effet, la sillimanite se surimpose à la muscovite qui a remplacé le disthène. De plus, la réaction tremolite + calcite + quartz = diopside + vapeur apparaît dans les silicates calciques, et la staurotide coexiste avec la sillimanite. Parrish en déduit des températures comprises entre 650°C et 680°C.

### - La chaîne Sifton.

A l'Ouest de cette chaîne, on peut observer dans les roches calcaro-pélitiques la présence du grossulaire, de la zoisite et du quartz; ceci précise à la fois les conditions de température et de  $X_{CO_2}$ . Les travaux de Hewitt (1973, 1975) limitent les conditions d'équilibres pour les réactions : zoisite + quartz  $\rightleftharpoons$  grossulaire + anorthite + H<sub>2</sub>O et zoisite + CO<sub>2</sub> = calcite + anorthite + H<sub>2</sub>O (fig. 202). Sur cette figure les courbes en trait plein indiquent les équilibres à une pression de 6 Kb. Lorsque la pression s'élève les courbes migrent vers des températures plus élevées. Par exemple, la courbe An 100 + K<sub>f</sub> + vapeur est représentée à 6 Kb en trait plein et à 7 Kb en pointillés. De même la diminution de la teneur en anorthite déplace ces courbes vers des températures plus basses. Dans ces roches la teneur en anorthite des plagioclases est comprise entre An 30 et An 40. La pression partielle de CO<sub>2</sub> est donc inférieure à 0.1 et la température comprise entre 620°C et 680°C pour une pression de 6 Kb. Ce qui correspond parfaitement aux calculs de géothermométrie effectués par ailleurs.



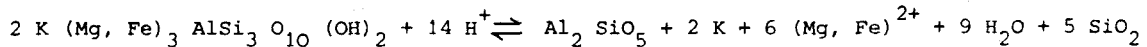
La staurotide tardive (phase 2) se forme parfois aux dépens du disthène (éch. 85 B) partiellement ou totalement remplacé. Une réaction du type suivant peut expliquer ce remplacement et la coexistence partielle des deux minéraux :

disthène + biotite + grenat + H<sub>2</sub>O  $\rightleftharpoons$  staurotide + muscovite + quartz (*in* Mueller et Saxena, 1977).

Dans cette lame la staurotide tardive est souvent parfaitement cristallisée alors que le disthène est altéré, révélant son instabilité lors de la phase tardive.

A l'Est de la chaîne, on note la présence de sillimanite qui peut avoir une origine variée. Elle provient soit de la destabilisation du disthène, soit de la biotite qui se "transforme" en fibrolite selon un processus complexe, largement discuté dans la littérature. Francis (1956) y voit la dissolution du disthène associée à de la biotite ferrifère. Losert (1977) propose un mécanisme de lessivage des alcalins de la biotite sous la forme :

biotite  $\rightleftharpoons$  sillimanite + quartz + H<sub>2</sub>O + (Mg, Fe) O + K<sub>2</sub>O ; Chinner (1961) pense d'abord qu'il y a croissance épitaxiale de la fibrolite sur la biotite, puis en 1966, il conclut que la formation de la sillimanite est à relier à la présence d'une phase fluide facilitant le transport de l'aluminium à partir de l'éventuelle dissolution du disthène. Carmichael (1969) fait intervenir plusieurs réactions et en particulier la "muscovitisation" du disthène. La présence de sillimanite est interprétée par Vernon (1979) comme le résultat d'ions hydrogènes mobiles qui peuvent, par exemple, donner à partir de la biotite :



Un mécanisme identique est proposé par Vernon pour la destabilisation de l'albite, de l'orthose et de la muscovite.

Dans de nombreuses lames, des oursins de sillimanite croissent à la périphérie du feldspath (éch. 32, 65, 85, 86 ...). Ils peuvent être générés par le mécanisme précité.

#### Conclusions.

Les paragenèses et les réactions observées dans cette chaîne révèlent que la phase métamorphique finale s'est déroulée à plus de 6 Kb et de 600° à 700°C

Le coeur de la chaîne Sifton est traversé par un granite éocène post-tectonique qui recoupe la faille Sifton. La montée granitique est plus tardive que le métamorphisme régional (120 - 80 m.a.), elle s'effectue dans un contexte identique à celui décrit dans de nombreuses chaînes (Autran, 1978). Les conditions métamorphiques sont assez proches de celles rencontrées près du lac Black Pine, où l'on observe un stock granitique daté de 46 à 62 m.a. (Parrish, 1979).

#### - La chaîne Cassiar.

On y distinguera les assemblages observés au Nord du lac Cry, de ceux observés au Sud de ce lac. Les reliques sédimentaires s'amenuisent vers le Nord où les conditions métamorphiques ont été plus drastiques, avec une migmatitisation intense. Les principaux minéraux métamorphiques sont présentés sur la figure 203.



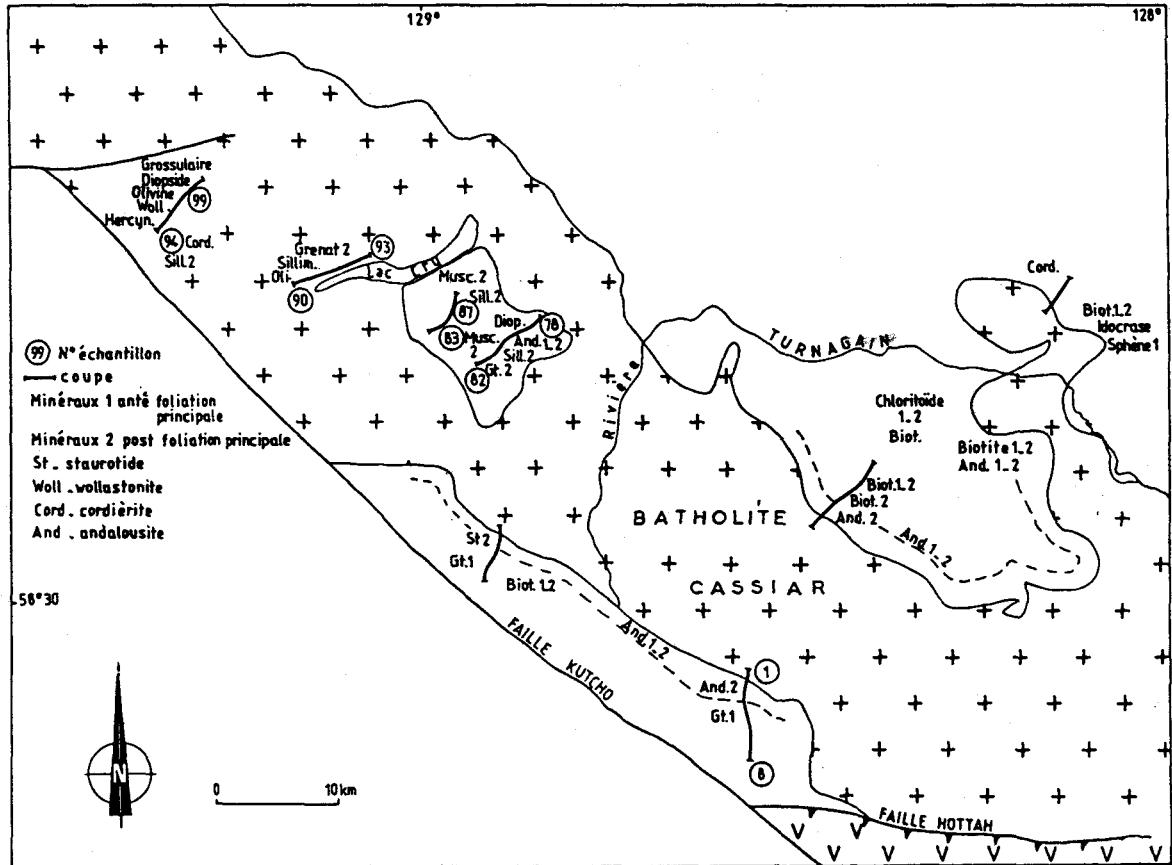


Fig. 203 - Les minéraux métamorphiques autour du batholite Cassiar et les localisations des coupes.

Fig. 203 - Metamorphic minerals around Cassiar batholith, and localization of cross-sections.

. Au Nord du lac Cry, on remarque dans les roches carbonatées la présence de diopside, de wollastonite, de grossulaire et d'olivine (éch. 97). Metz (in Winkler, 1974) qui a étudié les conditions de coexistence de ces différents minéraux, montre que celles-ci dépendent de la pression, de la température, mais aussi de la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  ( $X_{\text{CO}_2}$ ). On peut limiter les conditions de la genèse par la présence de forstérite et de diopside et par l'absence de tremolite qui indiquent des températures supérieures à  $600^\circ\text{C}$  (fig. 204). La coexistence du grossulaire, de la zoisite et du quartz implique une température à  $700^\circ\text{C}$  et  $X_{\text{CO}_2}$  inférieur à 0.2 pour des pressions comprises entre 6 et 7 Kb (fig. 202). La présence de grenat et de cordiérite permet de préciser ces conditions.

En effet, de nombreux auteurs ont calibré l'échange Fe-Mg entre le grenat et la cordiérite; on peut, parmi d'autres, citer les travaux de Hensen (1977), de Thompson (1976), de Holdaway et Lee (1977), de Newton et Wood (1979) et de Martignole et Sisi (1981). Ces auteurs sont parfois en léger désaccord sur les conditions d'apparition et de réaction des différents minéraux; c'est pourquoi plusieurs géothermomètres sont proposés, ils donnent les résultats présentés dans le tableau 38.

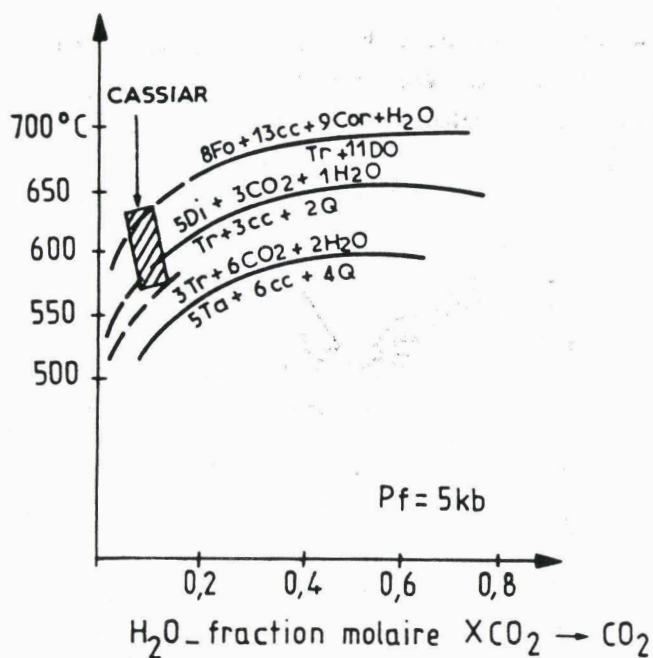


Fig. 204 - Courbes d'équilibres T -  $X_{CO_2}$

(Metz in Winkler, 1974).

Fig. 204 - T -  $X_{CO_2}$  Equilibrium curves

(Metz in Winkler, 1974).

Les mesures réalisées sur le bord du grenat correspondent aux températures atteintes lors de la phase tardive qui affecte cette zone, soit 700° à 730°C pour l'échantillon 94 et 600°C pour l'échantillon 97.

Thompson (1976) propose un calibrage à partir de  $X_{Mg}^{cord.}$  de  $X_{Mg}^{grenat}$  et du  $\ln K_D$ . Les valeurs sont reportées sur la figure 205, les mesures pour les deux échantillons 94 et 97 sont identifiées par deux points qui correspondent aux calculs faits à partir de chacune des deux fractions molaires. Les températures sont comprises entre 650°C et 750°C et les pressions sont voisines de 6 Kb.

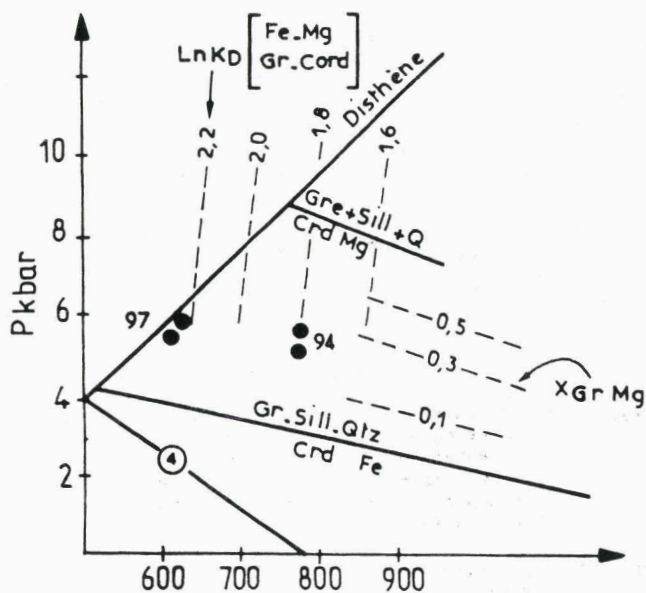


Fig. 205 - Diagramme P-T de Thompson (1976). Les nombres indiquent  $\ln K_D^{gren.-cord.}$ , et  $X_{Mg}^{gren.-cord.}$

Fig. 205 - P-T diagram after Thompson (1976). Numbers refer to  $\ln K_D^{gar.-cord.}$  and  $X_{Mg}^{gar.-cord.}$



Le calibrage proposé par Holdaway et Lee (1977) à partir du rapport  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  et de la température (calculée par leur méthode) donne des résultats légèrement inférieurs pour  $P_{H_2O} = P$  totale, et assez proches pour  $P_{H_2O} = 0,4 P$  totale (fig. 206). Rappelons que dans ce secteur  $X_{CO_2}$  est inférieur à 0,2 .

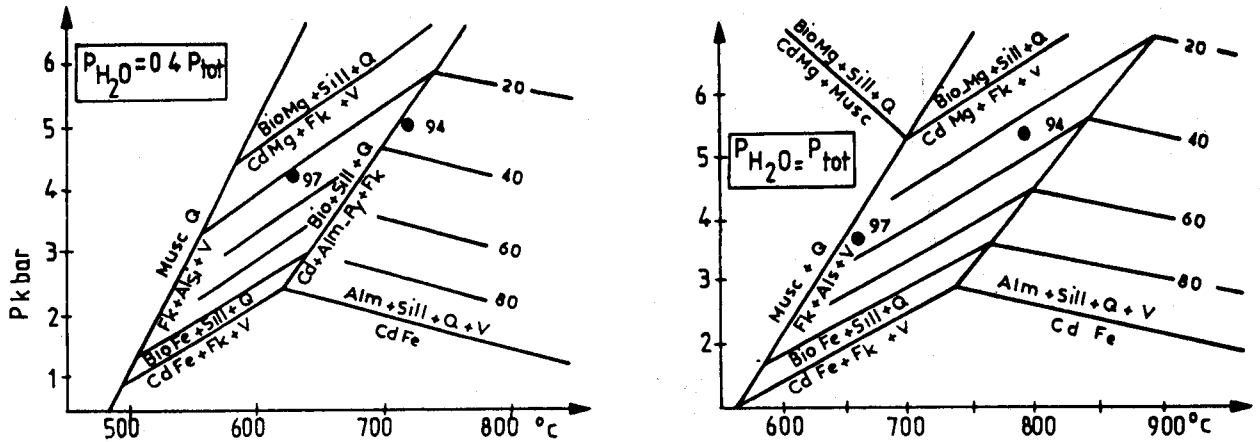


Fig. 206 - Diagramme P-T, calculées pour des réactions impliquant Fe et Mg, et produisant de la cordiérite du grenat et du feldspath potassique - A :  $PH_2O = P$  total ; B :  $PH_2O = 0,4 P$  total. Les nombres indiquent la teneur en fer de la cordiérite (d'après Holdaway et Lee, 1977).

Fig. 206 - Calculated P-T curves for Fe-Mg reactions, producing cordierite, garnet and K-feldspar - A :  $PH_2O = P$  total ; B :  $PH_2O = 0,4 P$  total. Numbers refer to Fe content of cordierite (from Holdaway and Lee, 1977).

On remarque que la cordiérite contient plus de magnésium que de fer, (voir les tableaux en annexe), sa genèse s'est donc effectuée dans des conditions de pression supérieures à 4 Kb (fig. 206).

Tracy et al. (1976) partent d'un diagramme ternaire Fe-Mg-Mn, sur lequel ils portent les isoplethes du grenat en équilibre avec la cordiérite et la sillimanite, pour déduire la pression et la température ; on obtient à 6 Kb, 600°C pour l'échantillon 97-77, et 700°C pour l'échantillon 94 (fig. 207).

La présence d'hercynite a été utilisée par Richardson (1968) et Holdaway et Lee (1977), en tant que géothermomètre (> 750°C) ce qui serait un peu élevé pour l'échantillon 97.

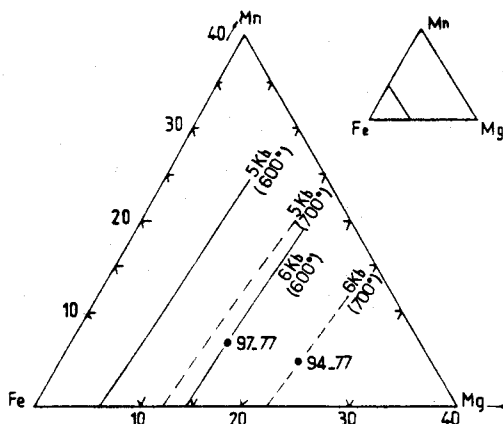


Fig. 207 - Diagramme Fe-Mg-Mn (Tracy et al., 1976). Les isoplethes de composition (en pourcentage atomique) du grenat en équilibre avec la cordiérite et la sillimanite sont indiqués à différentes températures et pressions.

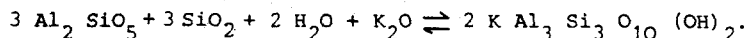
Fig. 207 - Fe-Mg-Mn diagram (After Tracy et al., 1976). Isopleths showing compositions (in atomic percent) of garnet in equilibrium with cordierite and sillimanite are given for some temperatures and pressures.

L'ensemble des mesures effectuées sur le panneau relique au Nord du lac Cry, ainsi que les différentes paragenèses observées, indiquent des températures comprises entre 600° et 750°C, à une pression de  $H_2O$  de 4 à 6 Kb.

. Au Sud du lac Cry, apparaissent les assemblages suivants dans les roches pélitiques : biotite - muscovite - grenat - staurotide - andalousite - sillimanite . Dans les roches carbonatées on observe en particulier : biotite - trémolite - diopside - olivine - hornblende et sphène.

La persistance de la trémolite et l'absence de grossulaire et de wollastonite indiquent des températures inférieures à celles observées plus au Nord. L'essentiel des minéraux apparaît pendant et après la phase 2 qui se traduit par un clivage *strain slip*; on distingue ainsi de la biotite 2, de l'andalousite et de la sillimanite. Les relations géométriques précises seront envisagées ultérieurement, envisageons pour l'instant la succession des blastèses.

Près du granite (éch. 78), de l'andalousite syn-à post-S<sub>2</sub> a cristallisé, elle a été pseudomorphosée par de la muscovite, elle-même remplacée par de la sillimanite prismatique qui "déborde" largement du cristal hystérogène sur la matrice constituée par de la biotite (fig. 208). La fibrolite apparaît dans les biotites plissées et à la périphérie des porphyroblastes de chiasstolite préservés. On observe donc la succession andalousite → muscovite → sillimanite. La muscovitisation est très largement liée à la pression d'eau ou à l'activité de celle-ci, or la mise en place du batholite granitique de Cassiar peut être la cause de cette variation de pression d'eau et aussi celle d'une métasomatose potassique, très fréquente autour des intrusions (Guitard, 1970). Cette dernière se marque par de grandes muscovites hystérogènes qui remplacent l'andalousite, selon une réaction du type :



La température continuant d'augmenter la muscovite se transforme partiellement en sillimanite par une réaction inverse.

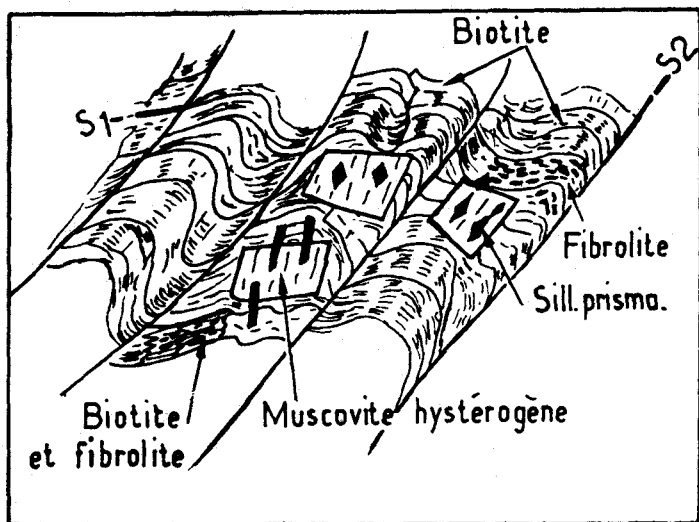


Fig. 208 - Relations entre blastèses et déformations autour du batholite Cassiar. L'andalousite est successivement remplacée par de la muscovite et de la sillimanite.

Fig. 208 - Relationships between cristallisations and deformations. Andalousite is successively replaced by muscovite and sillimanite.

Autour du batholite on observe le passage successif de la zone à chloritoïde à la zone à staurotide, puis à la zone à andalousite et enfin à la zone à sillimanite; le trajet métamorphique de cette région est porté sur la figure 209.

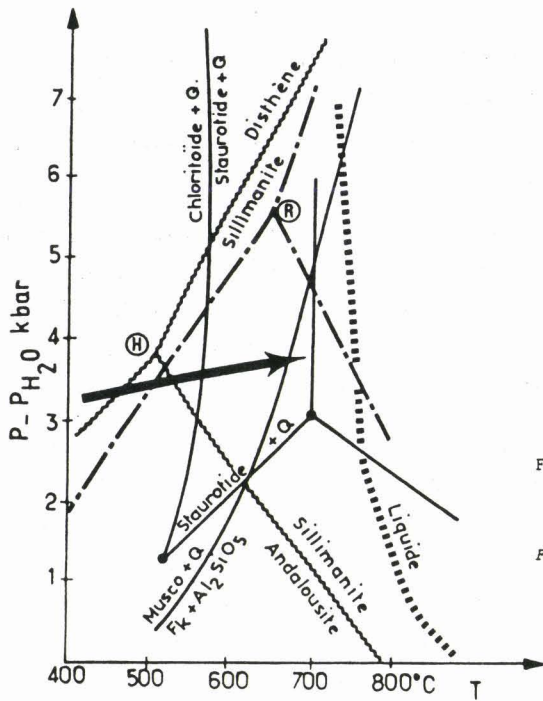


Fig. 209 - Grille pétrogénétique montrant l'évolution métamorphique autour du batholite Cassiar, la flèche symbolise le trajet évolutif.

Fig. 209 - Petrogenetic grid showing metamorphic evolution around Cassiar batholith, arrow indicates the metamorphic path.

Dans l'échantillon 80, une autre succession est observée, l'andalousite est remplacée par de la fibrolite plissée, dont on trouve les reliques dans les porphyroblastes de muscovite hétérogène. Les différents secteurs étudiés autour et dans le batholite de Cassiar sont indiqués sur la figure 210 sur laquelle sont représentées les principales réactions d'équilibre. Le domaine Cassiar Sud qui ne possède pas de géothermomètre sûr voit sa position dépendre de la position du point triple soit, selon Holdaway et al. (H), soit selon Richardson et al. : (R) ; si on choisit ce dernier indiqué par un pointillé, la position du domaine peut migrer vers des conditions de température plus élevées.

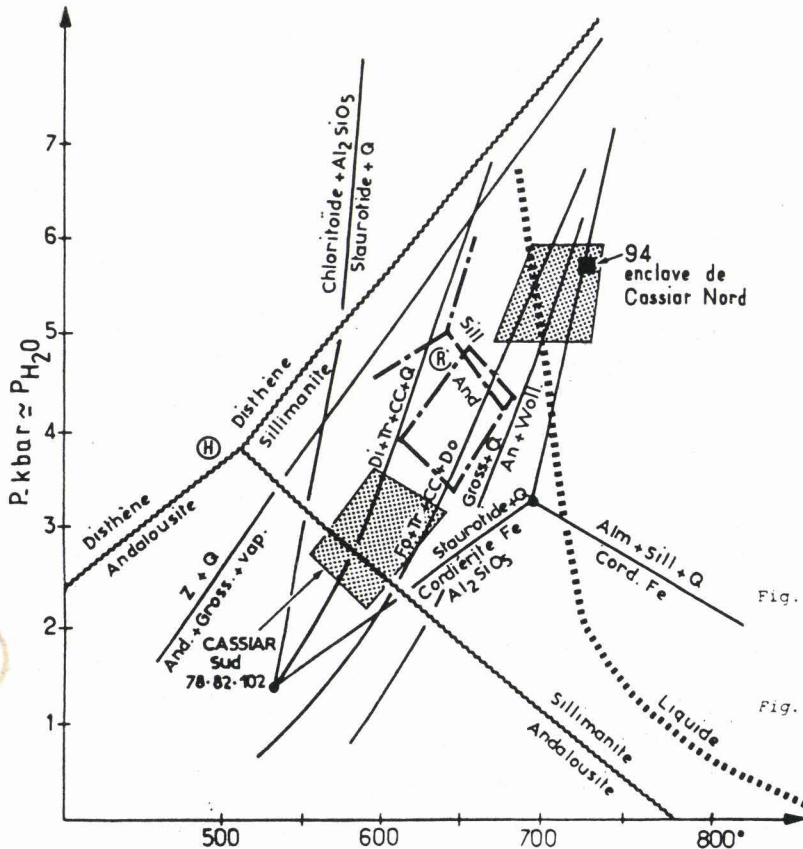


Fig. 210 - Les conditions P-T autour du batholite Cassiar, en utilisant les données d'Holdaway (domaines en grisé), ou de Richardson (domaine en pointillés).

Fig. 210 - P-T conditions around Cassiar batholith, using Holdaway's curves (grey domains) or Richardson's (dashed domain).



## 11. CONCLUSIONS : L'EVOLUTION PRESSION-TEMPERATURE DES DIFFERENTES REGIONS METAMORPHIQUES.

La pétrologie métamorphique s'est largement attachée à décrire les conditions du "pic" métamorphique. Les géothermomètres et les géobaromètres répondent à cette attente. Il est évident que le métamorphisme n'est pas un processus statique et qu'il serait intéressant de connaître l'évolution pression-température qu'une roche métamorphique a suivie durant son histoire orogénique.

England et Richardson (1977), Thompson (1981), Spear et al. (1984) et Thompson et England (1984) ont décrit des trajets pression-température suivis par des roches métamorphiques; ils ont corrélé ces trajets avec divers types d'évolution orogénique. Un premier résultat est apparu; un même pic métamorphique peut apparaître dans des trajets totalement différents et donc dans des histoires tectono-métamorphiques très variées. Spear et al. (1984) proposent d'utiliser la notion de gradient métamorphique, sorte de "médiane" du trajet P-T.

La technique utilisée pour obtenir ces chemins est décrite par Spear et Selverstone (1983) Ils utilisent pour cela les variations de  $X_{Alm}$  et de  $X_{Gro}$  dans les porphyroblastes de grenats zonés qui ont enregistré une évolution chimique au cours de leur croissance et n'ont pas été altérés par une diffusion tardive.

Les grenats les plus intéressants sont ceux qui présentent le plus fort contraste chimique; dans notre secteur ce sont généralement les mêmes qui présentent une géométrie texturale variée. Ce qui est capital dans cette approche réside dans la valeur du trajet et non dans sa valeur quantitative. Notons que ce diagramme ne peut être utilisé que pour des roches pélitiques riches en muscovite, et que le diagramme de Spear et Selverstone (1983) a été tracé avec une composition du plagioclase  $An = 0$ .

- La chaîne Swannell.

La variation chimique est relativement faible dans cette chaîne et les trajets observés indiquent une diminution de la pression, sans grande variation thermique (fig. 211).

- La chaîne Sifton.

La zonation des grenats est plus importante, souvent elle est liée à la variation texturale (85B, 89C, 89D, 31 ...). Le chemin parcouru par ces grenats indique une diminution de pression et une augmentation de température simultanée (fig. 212). Trois échantillons n'obéissent pas à cette règle 57B, 55B et 56E; les deux premiers ne sont pas zonés optiquement et ils sont dépourvus d'inclusions, il est vraisemblable qu'ils aient cristallisé tardivement durant la phase "chaude" dont ils n'ont enregistré que les seuls effets. L'échantillon 56E renferme des inclusions en spirale et il est chimiquement homogène en raison d'une diffusion tardive. Remarquons que ces trois échantillons et l'échantillon 75 ont subi cette diffusion car ils ont été amenés aux températures les plus élevées de ce secteur qui dépassent 650°C (fig. 213).

Un changement de pente apparaît pour l'échantillon 89D lors du passage de la zone à inclusions à la zone sans inclusions; ce phénomène n'est pas aussi évident pour les échantillons 89C et 68P car le bord du grenat a été partiellement résorbé.

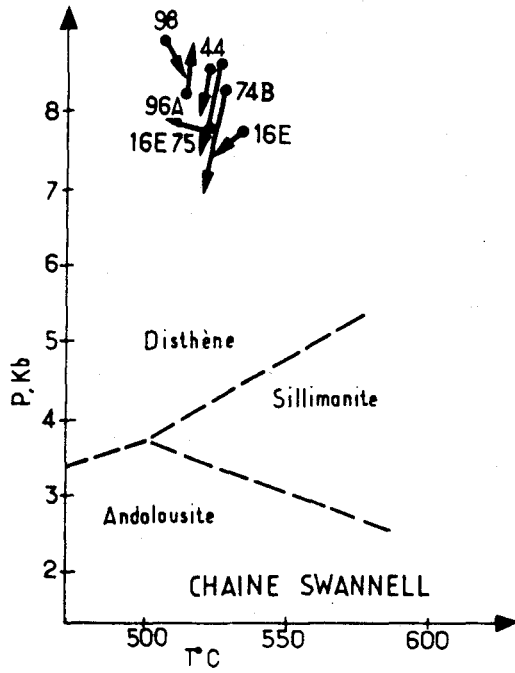


Fig. 211 - Les trajets P-T en utilisant le diagramme de Spear et al. (1984). Chaîne Swannell.

Fig. 211 - P-T paths following procedures of Spear et al., 1984. Swannell Ranges.

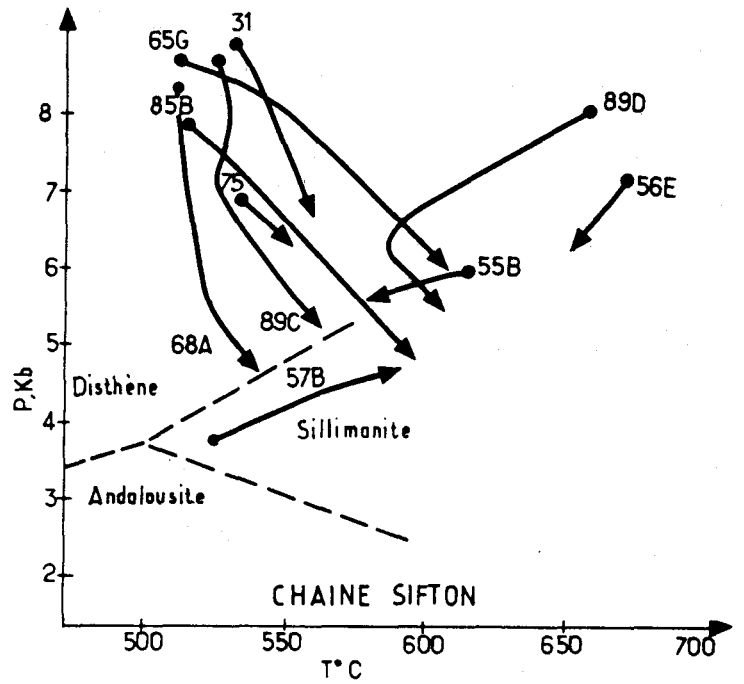


Fig. 212 - Les trajets P-T en utilisant le diagramme de Spear et al. (1984). Chaîne Sifton.

Fig. 212 - P-T paths following procedures of Spear et al., 1984. Sifton Ranges.

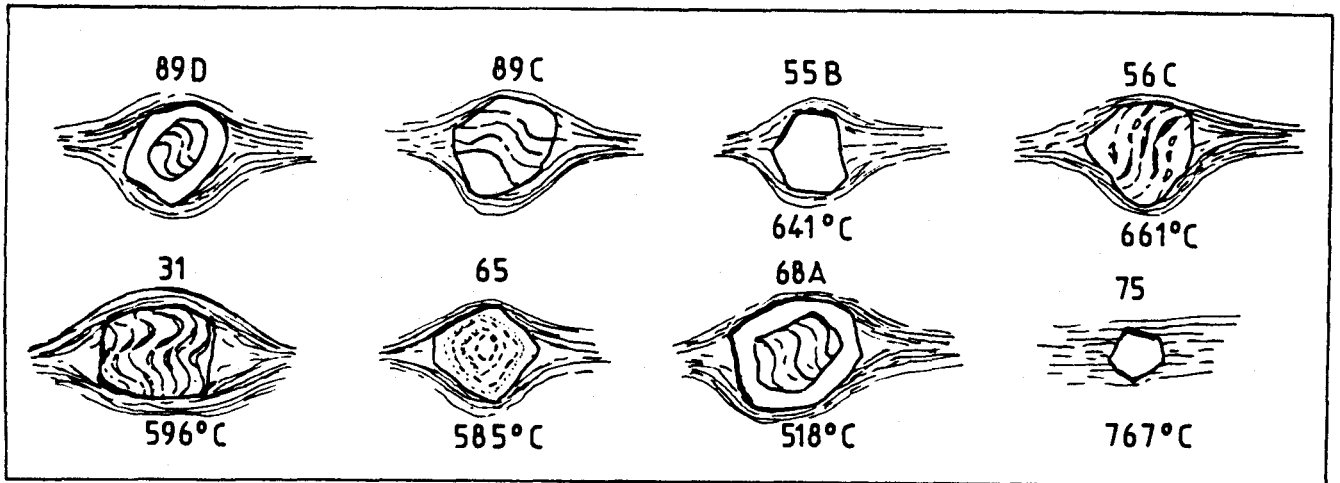


Fig. 213 - Les différents cas texturaux rencontrés dans la chaîne Sifton, les numéros d'échantillons et les paléotempératures sont indiqués.

Fig. 213 - Textural metamorphic types in Sifton Ranges, sample number and paleotemperatures are shown.

On retiendra que la chaîne Sifton a d'abord été portée à de fortes pressions ; il s'installe ensuite un climat métamorphique plus chaud contemporain de la déformation, puis les grenats se développent rapidement durant le pic thermique sans enregistrer de mouvement. Cette seconde phase postcinématique est peu développée dans la chaîne Swannell, alors qu'elle est ici très importante et se concrétise par l'apparition de staurotide et de sillimanite.



- Les chaînes Wolverine et Deserters.

Les trajectoires métamorphiques relevées dans ces chaînes semblent intermédiaires entre les chaînes précédentes. On observe essentiellement une chute de pression qui n'est pas accompagnée par une élévation de température. D'ailleurs les minéraux postcinématiques sont ici le disthène et la staurotide, ils confirment les trajectoires (fig.214).

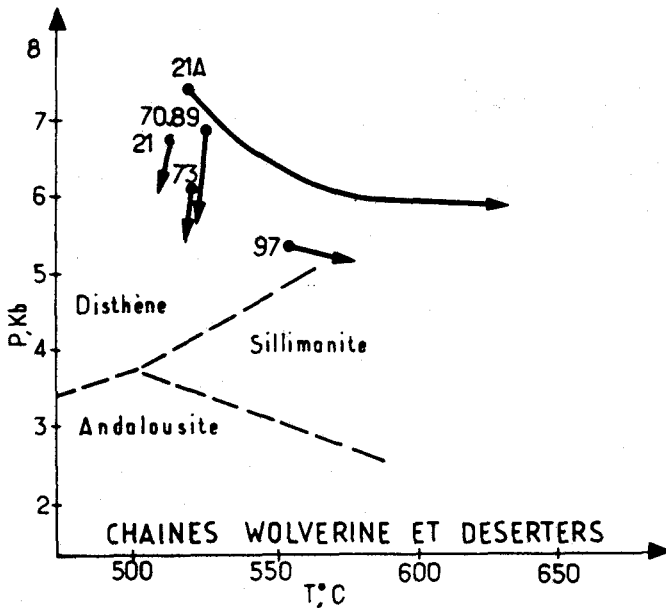


Fig. 214 - Les trajets P-T en utilisant le diagramme de Spear et al. (1984). Chaînes Wolverine et Deserters.

Fig. 214 - P-T paths following procedures of Spear et al., 1984. Wolverine and Deserters Ranges.

. La signification des trajets pression-température.

Thompson et England (1984) ont étudié les différents facteurs qui peuvent influencer les trajets et ils présentent de nombreux parcours théoriques contrôlés par les différents paramètres. Ces auteurs soulignent la relation qui existe entre le style et l'intensité de la déformation et les trajectoires métamorphiques.

Par ailleurs, Oxburgh et England (1980) montrent qu'une courte phase de déformation (considérée comme instantanée à l'échelle géologique) apparaîtra à différentes étapes de l'évolution thermique pour des roches se situant à des profondeurs variées. Précisons ce point à l'aide de la figure 215, tirée de Thompson et England (1984). Des roches sont enfouies à 40, 50 et 60 km lors d'un chevauchement, elles subissent une phase de déformation 18 m.a. plus tard, accompagnée par le début de l'érosion. Deux courbes expérimentales tirées de Ganguly (1972) sont portées sur le diagramme, elles permettent de voir les différents types de relations entre la cristallo-genèse et la déformation.

Sur le trajet 1, le grenat et la staurotide cristallisent avant, pendant et après la déformation (point D). Sur le trajet 2 la staurotide et le quartz sont précinématiques (point A), alors que sur le trajet 3 les mêmes minéraux sont postcinématiques. Un seul événement tectonique peut entraîner des relations texturales très différentes.

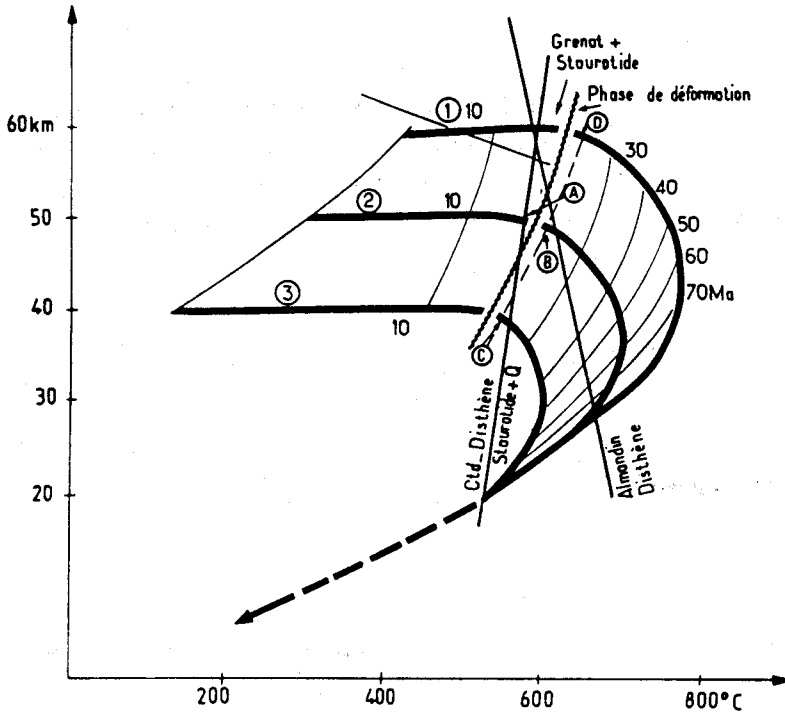


Fig. 215 - Les trajectoires métamorphiques d'échantillons enfouis à 40, 50 et 60 km. La phase de déformation est indiquée par une ligne ondulée et deux courbes expérimentales de Ganguly (1972) sont indiquées (d'après Thompson et England, 1984).

Fig. 215 - P-T paths for samples buried at depths of 40, 50 and 60 km. Phase of deformation is shown with a wavy line. Experimentally curves are from Ganguly (1972). (From Thompson and England, 1984).

Le trajet moyen du métamorphisme dans la partie orientale de la chaîne Sifton est représentée sur la figure 216, ainsi que celui estimé pour la chaîne Cassiar. Ils correspondent pour l'essentiel à un métamorphisme de type prograde parfois perturbé par l'arrivée d'une intrusion "synmétamorphe" accompagnée d'un apport thermique. Dans l'ensemble le métamorphisme observé autour du batholite Cassiar est voisin de celui qui affecte la partie occidentale de la chaîne Sifton, si l'on fait abstraction de l'intrusion du batholite.

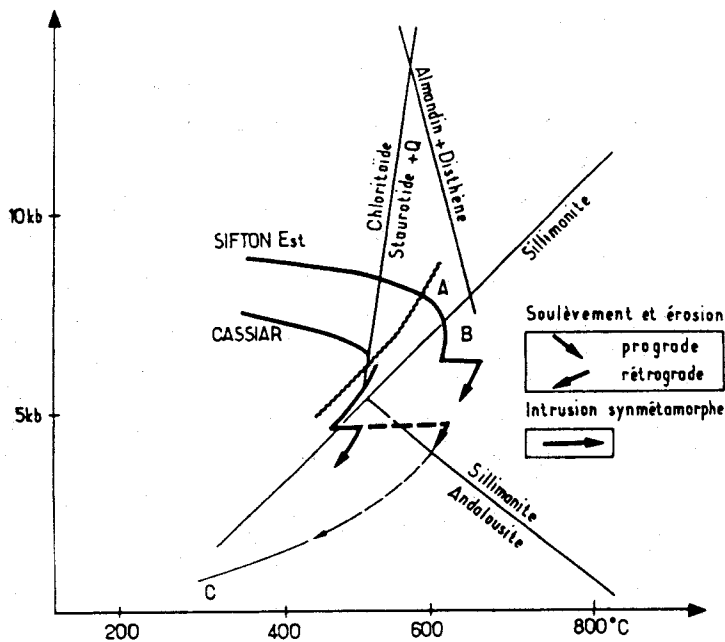


Fig. 216 - Trajectoires P-T possibles pour Sifton et Cassiar, l'élévation rapide de température est due à l'intrusion.

Fig. 216 - P-T paths for Sifton and Cassiar, the rapid increase of temperature is the result of synmetamorphic intrusion.

**CINQUIEME PARTIE**

**Etude mésostructurale et microstructurale**

## I. LES METHODES ET LES BUTS

## II. LA CHAINE SWANNELL

- A. LES GRANDES STRUCTURES ET LES GRANDS DOMAINES
- B. LES GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX
- C. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME AU NORD DE LA CHAINE SWANNELL (domaine 1)
- D. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME AU CENTRE DE LA CHAINE SWANNELL (domaine 2)
- E. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME A L OUEST DE LA CHAINE SWANNELL (domaine 3)
- F. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME DANS LES CHAINONS DE WREDE ET D'INGENIKA (domaines 4, 5, 6 et 7)
- G. CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAINE SWANNELL

## III. LA CHAINE SIFTON

- A. LES GRANDES STRUCTURES ET LES DOMAINES
- B. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME A L'EST DE LA CHAINE SIFTON (domaine 1)
- C. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME AU CENTRE DE LA CHAINE SIFTON (domaine 2)
- D. LE DOMAINE OCCIDENTAL DE LA CHAINE SIFTON (domaine 3)
- E. CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAINE SIFTON

## IV. LA CHAINE CASSIAR

- A. PRESENTATION DE LA CHAINE
- B. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME AU NORD DU BATHOLITE DE CASSIAR (domaine 1)
- C. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME DANS LES PANNEAUX RELIQUES (domaine 2)
- D. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME AU SUD DU BATHOLITE CASSIAR (domaine 3)
- E. CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAINE CASSIAR

## V. LA CHAINE FINLAY

- A. PRESENTATION DE LA CHAINE
- B. LES DIFFERENTS PLISSEMENTS
- C. L'ORIENTATION DES PLIS ET DES ELEMENTS ASSOCIES
- D. LE METAMORPHISME DANS LA CHAINE FINLAY
- E. CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAINE FINLAY

## VI. LA CHAINE KECHIKA

- A. PRESENTATION DE LA CHAINE
- B. LA GEOMETRIE DES PLIS
- C. CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION DE LA CHAINE KECHIKA

## VII. L'AGE ABSOLU DU PLUTONISME ET DU METAMORPHISME

- A. LE PLUTONISME
- B. LE METAMORPHISME
- C. CONCLUSIONS



## I. LES METHODES ET LES BUTS.

L'étude mésostructurale et microstructurale fait appel aux techniques développées dans de nombreux manuels, Ramsay (1967), Mattauer (1973), Vialon et al. (1976), Hobbs et al., (1976), ainsi qu'à de nombreux articles relatifs aux régions affectées par plusieurs phases de plissement (Turner, 1959 ; Weiss, 1959 ; Weiss et al., 1955 ; Whitten et Beckman, 1969, Williams, 1970). Ce dernier auteur a montré que le style ou l'orientation des plis ne suffisait pas pour déterminer plusieurs générations de plissement et que la superposition et l'hétéroaxialité peuvent exister lors d'une même phase de déformation. C'est donc l'ensemble des caractères des plis, leur orientation, leur fréquence et leurs relations mutuelles qui sera retenu pour caractériser la chronologie relative.

Plusieurs autres facteurs sont très importants, en particulier la lithologie et le niveau structural. La chaîne Swannell permet l'observation de plusieurs niveaux structuraux depuis sa bordure orientale peu métamorphique près de la faille Pelly, jusqu'au centre de la chaîne, où les isogrades du disthène et de la staurotide apparaissent. L'apparition de ces minéraux permet de "caler" les différentes déformations et la chronologie relative des minéraux et leurs relations avec les empreintes de la déformation fait aujourd'hui partie de l'arsenal à la disposition du géologue qui étudie les régions métamorphisées.

La littérature est particulièrement riche en travaux concernant l'âge relatif des porphyroblastes et leurs relations par rapport aux éléments planaires. Zwart (1960, 1962, 1963a, 1963b) fut le premier à établir des critères clairs et simples permettant la reconnaissance des minéraux pré- syn- et postcinématiques. Mais la présence de porphyroblastes porteurs d'inclusions avait été reconnue depuis longtemps (Flett, 1912 ; Sander, 1914 ; Schmidt, 1918 ; Mügge, 1930 ; Harker, 1932 in Spry, 1969), et interprétée dans des contextes complexes par Rast (1958, 1962) et Johnson (1960, 1962, 1963). La reconnaissance d'inclusions courbes, obliques et plissées permet la proposition des interprétations chronologiques en relation avec la "mégaectonique" dans de nombreuses aires métamorphiques (Zwart, 1963 ; Hobbs, 1965 ; Rosenfeld, 1968 ; Darboux et al., 1975 ; Demange, 1975 ; Autran et Guillot, 1977 ; Fletcher et Greenwood, 1979 ..).

Un débat s'est ensuite instauré concernant le mécanisme de rotation des porphyroblastes syntectoniques et donc sur l'origine des sigmoïdes incluses. Deux écoles s'opposent sur le problème de la rotation de la matrice ou du cristal (Ramsay, 1967 ; Wilson, 1971, 1972). La plupart des auteurs s'accorde aujourd'hui sur la signification des spirales interprétée comme le résultat d'une rotation du porphyroblaste durant sa croissance (Spry, 1969 ; Rosenfeld, 1970, 1977 ; Schoneveld 1978a, b)

Ces grenats "en boule de neige" présentent des inclusions qui ont des formes variables selon la section d'observation. Des rotations supérieures à 90° ont souvent été décrites, soit par rotation simultanée du grenat et de la matrice foliée, soit par cisaillement simple, soit par aplatissement rotationnel. Pour Schoeneveld (1977, 1978a), les inclusions proviendraient de "l'ombre de pression" des grenats digérée lors de leur croissance rotationnelle.

Leur aspect dépendrait essentiellement des rapports existants entre la vitesse de croissance cristalline syncinématique et la vitesse de rotation des grenats. L'absorption des minéraux de "l'ombre de pression" se traduit par la formation de deux spirales qui s'enroulent et s'épaississent au fur et à mesure de la croissance et de la rotation du grenat. De Wit (1976) propose un mécanisme différent, la déformation synmétamorphique est accompagnée par des microfentes de tension qui se remplissent de quartz et de grenat par diffusion intercristalline. Plusieurs générations de fentes peuvent s'associer pour donner des grenats branchus formés par coalescence des fentes. La zonation chimique liée au centre génétique semble s'opposer à ce modèle.

Quoiqu'il en soit l'étude microstructurale permet de comprendre la chronologie et les mécanismes qui ont conduit à l'élaboration d'une chaîne. Pour assurer la liaison avec le chapitre relatif à la minéralogie du métamorphisme, nous commencerons par analyser les conséquences des déformations dans chacun des domaines, puis les relations qui existent entre elles, et enfin leurs relations avec le métamorphisme.

Dans un premier temps, les grands traits tectoniques des chaînes Swannell, Sifton et Cassiar, Finlay et Kechika seront rappelés, de façon à pouvoir les rapprocher des mésos-structures et des microstructures observées dans chacun des domaines. On établira ensuite les relations avec les événements métamorphiques dans les domaines où ils apparaissent.

Fig. 217 - Major structures in Swannell Ranges.

1- Eastern facies (Upper Proterozoic) ; 2- Western facies (Proterozoic-Paleozoic) ; 3- "Quesnellia" (Upper Paleozoic) ; 4- Polaris ultramafic body (Upper Triassic ?) ; 5- Granitic rocks (Middle Cretaceous).

## II. LA CHAÎNE SWANNELL

### A. LES GRANDES STRUCTURES ET LES GRANDS DOMAINES.

Cette chaîne est limitée à l'Est par la faille Pelly, à l'Ouest par la faille Swannell qui la met en contact avec le Paléozoïque supérieur de la chaîne de Lay. La chaîne Swannell renferme deux ensembles lithologiquement différents : les faciès orientaux d'âge précambrien, riches en grits massifs, épais et les faciès occidentaux qui offrent une lithologie variée, condensée, pauvre en grits qui sont attribués à des faciès de transition plus distaux, d'âge précambrien et cambrien. Nous verrons qu'il existe aussi des différences structurales importantes entre ces deux ensembles. Le contact qui les limite est difficile à suivre car il est constitué par de nombreuses petites failles souvent synmétamorphes. De plus, une phase tardive a engendré une antiforme dont l'axe proche de ce contact est souvent traversé par des granitoïdes.

A l'Est de l'axe de l'antiforme, les grandes structures sont relativement simples, la première phase de déformation est marquée par une schistosité, reprise par des plis à vergence SW et à plan axial dont le pendage diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche du coeur de la chaîne (fig. 217).

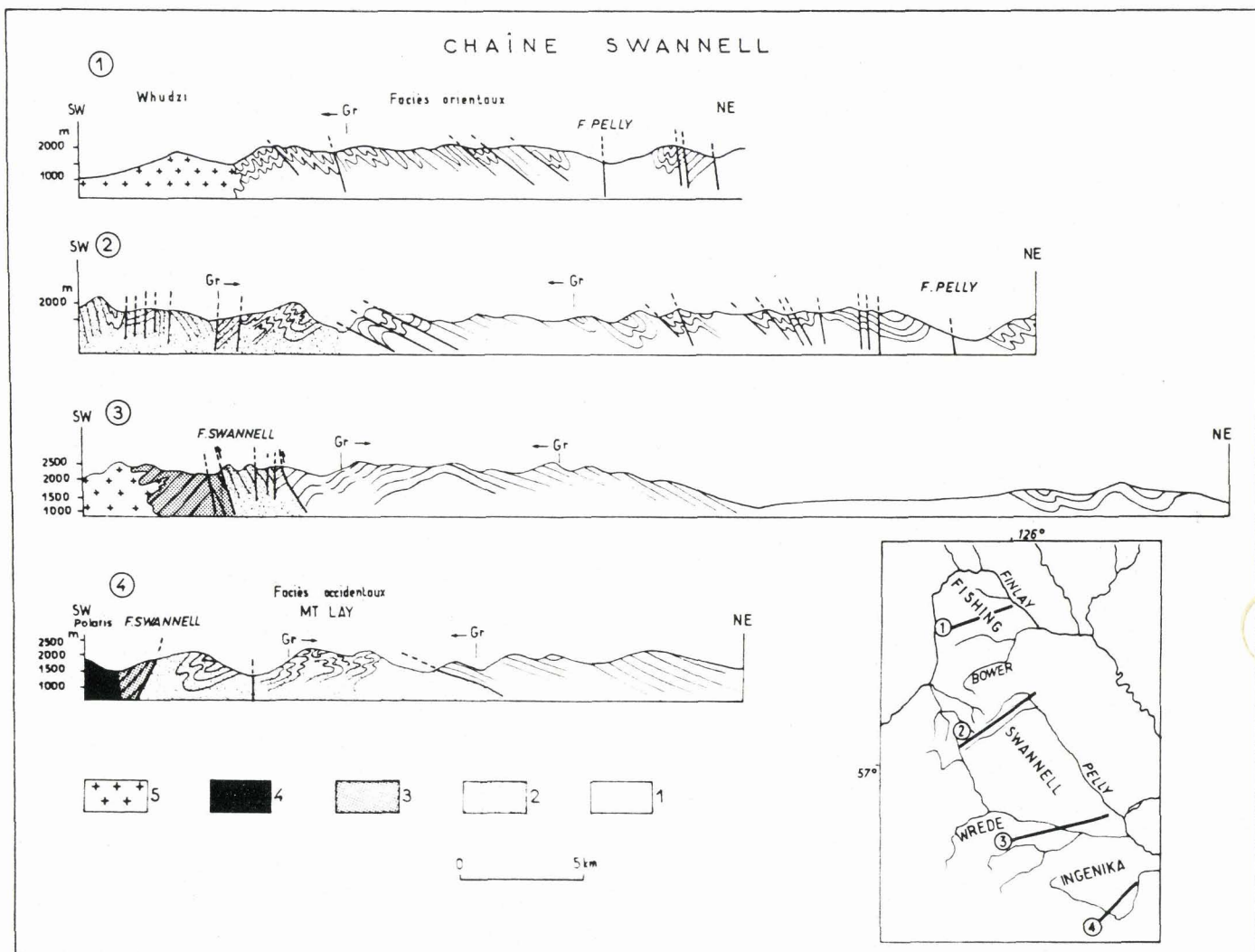


Fig. 217 - Les grandes structures de la chaîne Swannell.

1- Les faciès orientaux (Protérozoïque supérieur) ; 2- Les faciès occidentaux (Protérozoïque-Paléozoïque) ; 3- La "Quesnellia" (Paléozoïque supérieur) ; 4- Roches ultrabasiques de Polaris (Trias supérieur ?) ; 5- Granite (Crétacé moyen).



A l'Ouest de l'axe, les plis isoclinaux sont souvent très redressés et l'on n'observe pas de différence d'intensité métamorphique ou de température, de part et d'autre du contact entre les deux ensembles. Ce contact est donc anté-ou synmétamorphisme.

## B. LES GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX.

Les grands ensembles structuraux ont été délimités pour essayer de garder "une certaine homogénéité" dans les mesures, dans le style de déformation et dans le contexte structural. L'étude de cette chaîne constitue une reconnaissance et il n'a pas été possible de déterminer des petits domaines homogènes avec de nombreuses mesures, ce sont donc des grands secteurs qui ont été circonscrits. (fig. 219)

Le domaine 1, situé au NE de la chaîne, renferme uniquement les formations Swannell s.s. et Tsaydiz ; sur son bord occidental il est traversé par le massif granitique de Whudzi, dilacéré par des failles décrochantes dextres au contact de la zone faillée de Finlay. Le domaine 2 constitue le prolongement méridional du premier, il est limité à l'Ouest par l'axe de l'antiforme. C'est dans ce secteur que l'on observe les isogrades les plus élevés (disthène - staurotide). Le domaine 3 est constitué par les faciès occidentaux, affectés par des plis isoclinaux nombreux à l'Est du domaine, alors que le bord occidental est haché par des failles verticales parfois décrochantes. Le domaine 4 est situé au Sud du précédent, dans le même contexte lithologique et structural. Les perturbations sont très importantes lorsque l'on se rapproche de la faille Swannell (Mansy, 1972a, 1974). Dans le domaine 5, riche en grits de la Formation Swannell, les déformations caractéristiques de cette dernière ont été observées. Le domaine 6 a été différencié car il est le plus métamorphique, la staurotide y cristallise. Le domaine 7 est tout à fait particulier, il est constitué du Mont Lay à l'Est et d'un ensemble calcarogréseux à l'Ouest au contact de l'intrusion ultrabasique de Polaris. La polarité des séquences stratigraphiques n'est pas assurée, ce qui empêche d'affirmer que certains synclinaux de cette zone puissent être de faux synclinaux au plan axial à faible pendage. Les axes de plis sont aussi très différents.

## C. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME AU NORD DE LA CHAÎNE SWANNELL (DOMAINE 1).

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

Dans ce domaine, affleurent les formations Tsaydiz et Swannell, la première est riche en phyllites et calcschistes, la deuxième contient surtout des grits en bancs massifs, ces types lithologiques ont une compétence très différente qui se traduira par des plis variés.

Une première phase de plissement est distinguée par une schistosité primitive soulignée par des phyllites micacées et parfois de la chlorite, elle est reprise dans des plis aigus d'amplitude métrique, à plan axial redressé, particulièrement nets dans ce domaine.

La trace de la première schistosité est parfois difficile à observer sur la roche, mais elle reste assez bien indiquée dans les calcschistes, alors qu'elle est très fruste dans les grits. Les plis de deuxième phase sont de type similaire (classe 2 et parfois 3 de Ramsay). Le long de la schistosité axiale  $S_2$  un léger déplacement est observé qui décale  $S_0$  et  $S_1$

avec plissement et crénulation de ces derniers. Les clastes dans  $S_0$  subissent une rotation et se réorientent selon  $S_2$  (fig. 218). En de rares endroits une schistosité  $S_3$  oblique a été décelée.

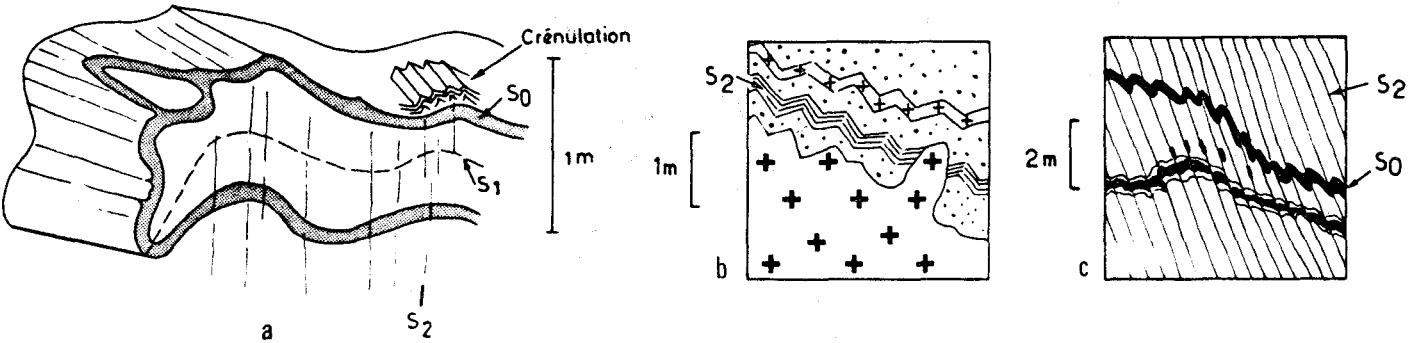


Fig. 218 - Les types de plis dans le domaine 1.

- a- pli de deuxième phase, avec naissance d'une crénulation (près du Mont Whudzi).
- b- contact du granite crétacé avec l'encaissant On note le plissement d'un filon et l'intrusion d'une apophyse dans la foliation affectée par des kinks.
- c- plis synschisteux de deuxième phase. (Est de la chaîne Fishing)

Fig. 218 - Various types of folding in domaine 1.

- a- second phase folding with a crenulation (Near Whudzi Mountain).
- b- granitic rocks and their relationships with the surroundings.
- c- second phase of folding (Eastern Fishing Range).

Au fur et à mesure que l'on se rapproche du stock granitique de Whudzi, les plis augmentent en nombre et diminuent en taille. Des plis métriques de phase 1 affleurent, ils sont repris par une phase 2 homoaaxiale, les deux foliations  $S_1$  et  $S_2$  contiennent de la biotite. La linéation  $L_1$ , d'intersection est aussi subparallèle à la linéation  $L_2$  qui se traduit par une légère crénulation (fig. 218). La foliation n'est pas la seule à être affectée par une crénulation, les apophyses granitiques sont parfois crénelées comme la foliation, parfois elles ne sont pas déformées et elles traversent la foliation crénelée. Il semble donc que la genèse de ces kinks soit contemporaine de la montée granitique ; par ailleurs Eisbacher (1972) a suggéré que la formation des kinks soit synchrone du début du dépôt du Groupe Sifton. Ces deux arguments suggèrent un âge crétacé supérieur.

COUPES AU NORD DU MONT WHUDZI

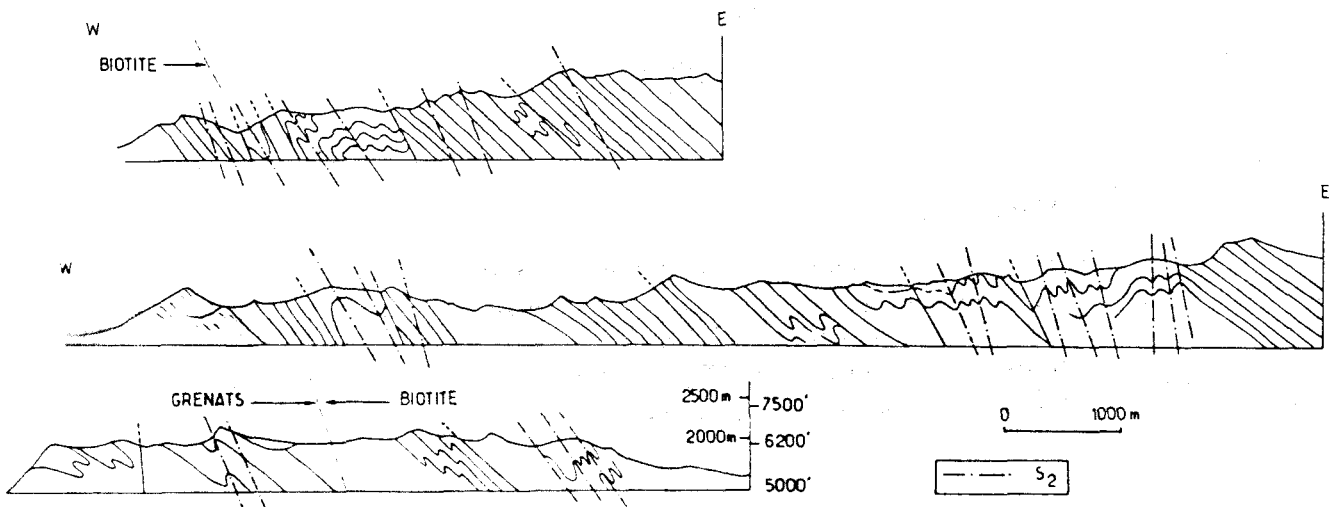


Fig. 220 - Les relations  $S_2 - S_0$  au Nord du Mont Whudzi

Fig. 220 - Relations between  $S_2$  and  $S_0$  North of Whudzi Mountain.

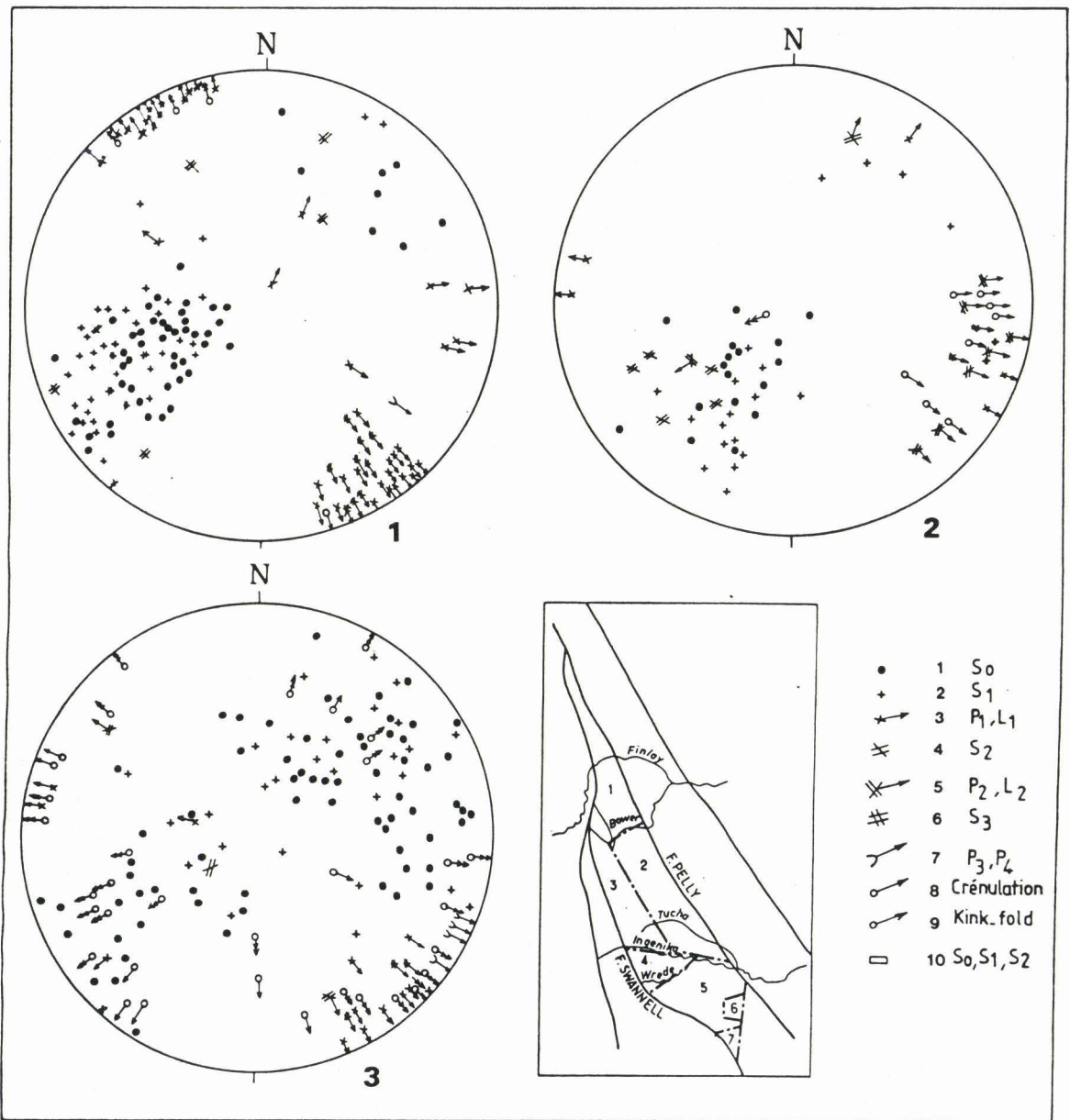


Fig. 219 - Les stéréogrammes des domaines 1 à 3 et les différents domaines dans la chaîne Swannell.

Fig. 219 - Stereograms of domains 1 to 3, and boundaries between domains.

## 2. LEUR ORIENTATION.

Sur le stéréogramme 1 de la figure 219, qui concerne le domaine 1, les plis de phase 1 et 2 sont homoaxiaux avec un plongement très faible. Les plans de schistosité ont des directions voisines et des pendages variables. Une phase tardive reprend l'ensemble en de petits plis ouverts. La disposition générale de la schistosité  $S_2$  est indiquée sur la figure 220.



### 3. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

Chlorite, biotite et grenat apparaissent dans ce secteur. La chlorite se développe à partir des premiers niveaux de la Formation Tsaydiz. Deux générations de chlorite se succèdent, la première constitue la première schistosité  $S_1$  reprise par une seconde phase qui la déforme, et donne une schistosité  $S_2$  de type strain slip. Les biotites ont une histoire semblable, les premières biotites ont souvent une plus petite taille que les secondes qui contiennent  $S_1$  sous la forme de petites inclusions de quartz ou d'ilménite. Quasiment toutes ces biotites subissent une légère rotation durant leur croissance tardive  $S_2$  (fig. 221). Il est aussi fréquent de voir des ombres de pression et des queues de quartz au bout de ces porphyroblastes et un aplatissement systématique de la matrice sur un bord. Des biotites tout à fait tardives recoupent  $S_2$  et ne sont pas déformées. Les grenats sont post  $S_1$  - anté  $S_2$ , ou post  $S_2$ , dans le premier cas, ils fossilisent  $S_1$  non déformé, souligné par des inclusions de quartz de plus grande dimension que celui trouvé à l'extérieur. Une légère déformation postérieure à la blastèse du grenat engendre un clivage de type strain slip (fig. 222). Les grenats synchroniques n'ont pas été observés dans ce secteur, alors que les grenats postcinématiques (post  $S_2$ ) sont fréquents à l'Est du mont Whudzi. Le stock granitique est dilacéré par de nombreuses failles partiellement décrochantes. La foliation cataclastique ainsi créée est parfois recoupée par des grenats tardifs rose clair.

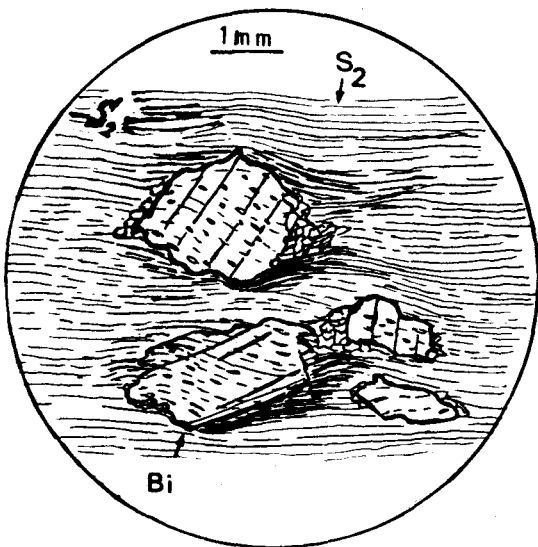


Fig. 221 - Formation de biotites synchrones de  $S_2$ . On note une légère rotation de ces biotites.

Fig. 221 - Biotites Syn -  $S_2$ , their are slightly rotated during  $S_2$ .

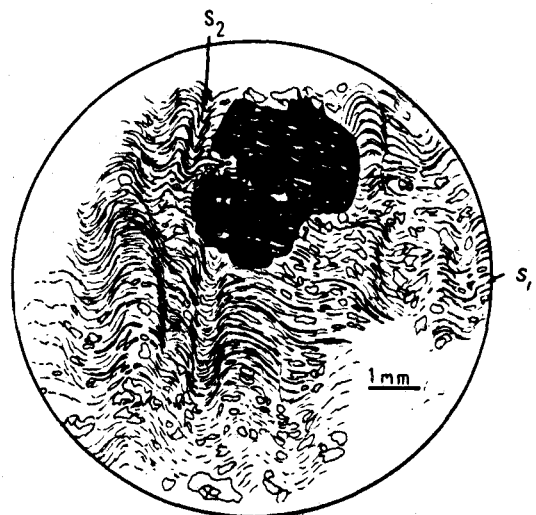


Fig. 222 - Grenat post  $S_1$  - anté  $S_2$ . Le grenat contient  $S_1$  non déformé,  $S_2$  se marque dans la matrice par un clivage de type strain slip.

Fig. 222 - Post  $S_1$  - pre  $S_2$  garnet. Garnet contains undeformed  $S_1$ , and  $S_2$  is a strain slip

## D. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME AU CENTRE DE LA CHAÎNE SWANNELL (DOMAINE 2).

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

La coupe 2 effectuée depuis la faille Pelly, jusqu'au coeur de la chaîne montre les variations géométriques lors du changement de niveau structural. La partie supérieure du Groupe Ingenika affleure près de la faille Pelly, les plis sont lourds, ouverts et hectométriques. Les niveaux pélitiques sont schistosés. Le passage à la Formation Tsaydiz incompetent-

est marqué par le développement de plis métriques bien développés qui reprennent la première schistosité. Des petits décollements post  $S_1$  apparaissent à la limite de niveaux calcaires et de niveaux des calcschistes (fig. 223) et l'intersection de deux et parfois de trois clivages est un phénomène commun.  $S_1$  est rarement associé à des plis,  $S_2$  est souvent accompagné par des petits plis d'axe  $110-120^\circ$ ,  $S_3$  recoupe ces petits plis. L'intersection de  $S_2$  et de  $S_0-S_1$  donne naissance à des meneaux dans les passées quartzitiques (fig. 224).

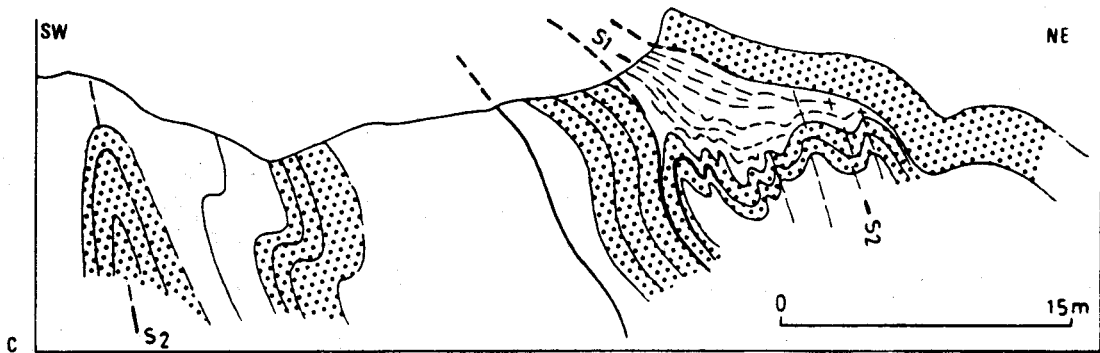
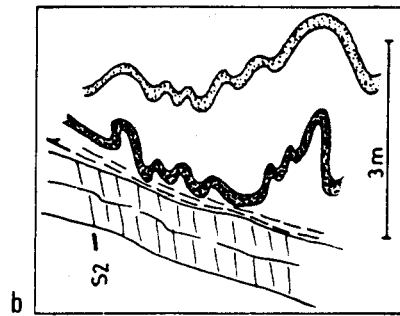
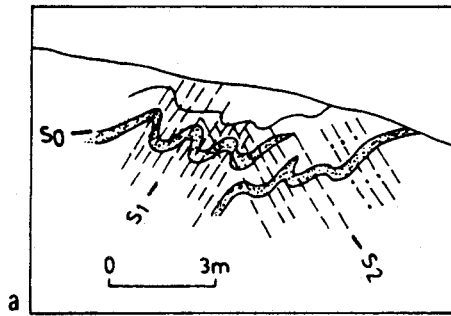


Fig. 223 -

Quelques structures à l'Est de la chaîne Swannell.

- a- genèse de deux clivages dans les niveaux incompetents.
- b- décollement entre deux types lithologiques.
- c- décollement et genèse de plis synschisteux.

Fig. 223 -

Some structures, eastern Swannell Ranges.

- a- creation of two cleavages in incompetent lithologies.
- b- decollement.
- c- decollement and genesis of folds.

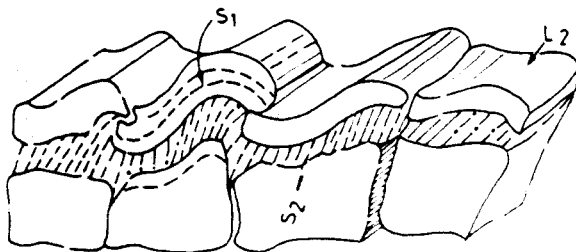


Fig. 224 - Meneaux créés par intersection de deux clivages.

Fig. 224 - Mullion structures.

Le pendage de la surface axiale des plis s'amenuise vers le coeur de la chaîne Swannell, là où le métamorphisme a été le plus intense. De nombreux cisaillements définissent une espèce de "mega strain slip", les plis situés entre les plans de discontinuité sont décamétriques (fig. 225). On peut supposer que l'ensemble a joué comme un jeu de cartes, chacune d'entre elles représentant un "megalithon". Le bombement tardif reprend et perturbe légèrement les éléments planaires antérieurs. Les derniers petits plis ne sont pas associés à une schistosité.

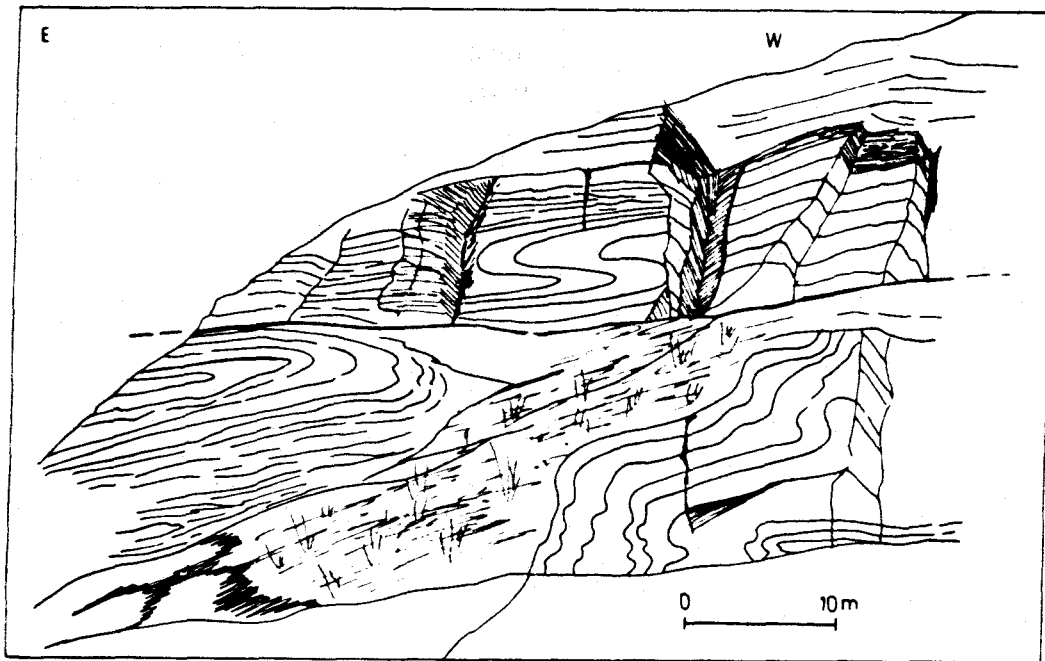


Fig. 225 - Plis et cisaillements au coeur de la chaîne Swannell.

Fig. 225 - *Folds and megashears in the core of Swannell Range.*

## 2. L'ORIENTATION DES PLIS.

Les plis qui sont les plus apparents sont encore une fois ceux de seconde phase ; leur direction est proche de  $120^{\circ}$ - $180^{\circ}$ N, avec un plongement moyen de  $15^{\circ}$  (stéréogramme n° 2, fig. 219). Le pendage de la foliation varie de  $10^{\circ}$  à  $70^{\circ}$ , cela en raison du changement de niveau structural, mais aussi à cause du bombement tardif.

## 3. LE METAMORPHISME ET LES RELATIONS TEXTURALES.

Dans ce domaine, on examinera l'évolution texturale depuis le coeur de la chaîne où le métamorphisme a été le plus intense (éch. 96-75), jusqu'à la disparition du disthène et de la staurotide (éch. 99-75) quelques kilomètres à l'Est.

Les relations interporphyroblastes sont parfois délicates à interpréter, Vernon (1976, 1977) propose des explications différentes de celles généralement admises. Il montre que des relations apparemment complexes peuvent être expliquées par un seul et unique assemblage plutôt qu'en une succession. Les relations schématisées sur la figure 226 proviennent d'une seule roche prélevée au coeur de ce domaine (éch. 96-75). L'essentiel des minéraux est plus ou moins postérieur à  $S_2$ , les grenats sont les premiers à apparaître pendant la formation de  $S_2$  et ils ont continué à se développer de façon subautomorphe postérieurement à  $S_2$ . On distingue les deux phases de blastèse, la première syncinématique, riche en inclusions, se développe durant  $S_2$  ; des ombres de pression naissent dans le sillage de ces grenats, la cristallisation post- $S_2$  se poursuit, enfin un aplatissage déforme légèrement  $S_2$  autour des grenats. On note aussi des grenats à double spirale d'inclusions, identiques à ceux décrits par Powell et Treagus (1967, 1970). La température et la pression étant suffisante,



la staurotide (parfois tardi  $S_2$ , souvent post  $S_2$ ) apparaît, elle peut partiellement envelopper les grenats déjà formés ; puis le disthène cristallise et entoure les minéraux antérieurs, les préservant d'une destabilisation future. Le disthène se forme parfois aux dépens de la staurotide qu'il épigénise. Les minéraux les plus tardifs sont le plagioclase ( $An_{30-35}$ ) et la chlorite magnésienne. Ces relations texturales observées dans une seule roche sont complexes, elles peuvent cependant être la conséquence d'un seul événement métamorphique.

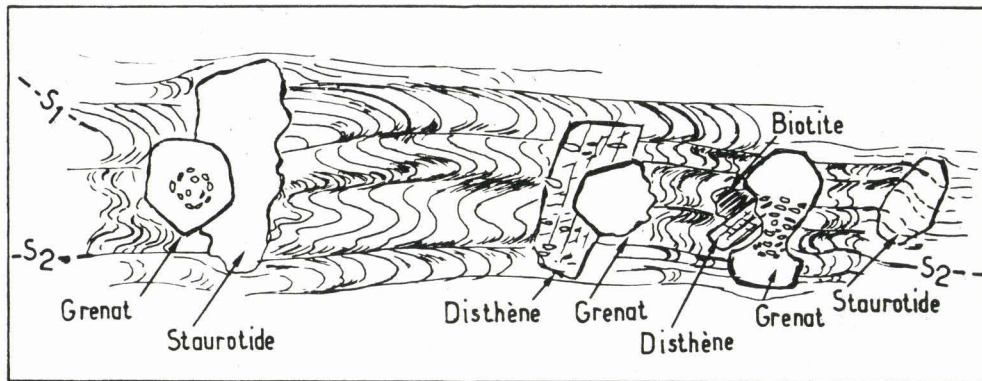


Fig. 226 - Relations schématiques entre cristallisations et déformations du coeur de la chaîne Swannell. Grenat, disthène, staurotide et biotite sont post  $S_2$  (éch. 96-75).

Fig. 226 - Diagrammatic relationships between cristallisations and deformations in the core of Swannell Ranges. Garnet, kyanite, staurolite and biotite are post  $S_2$  (sample 96-75).

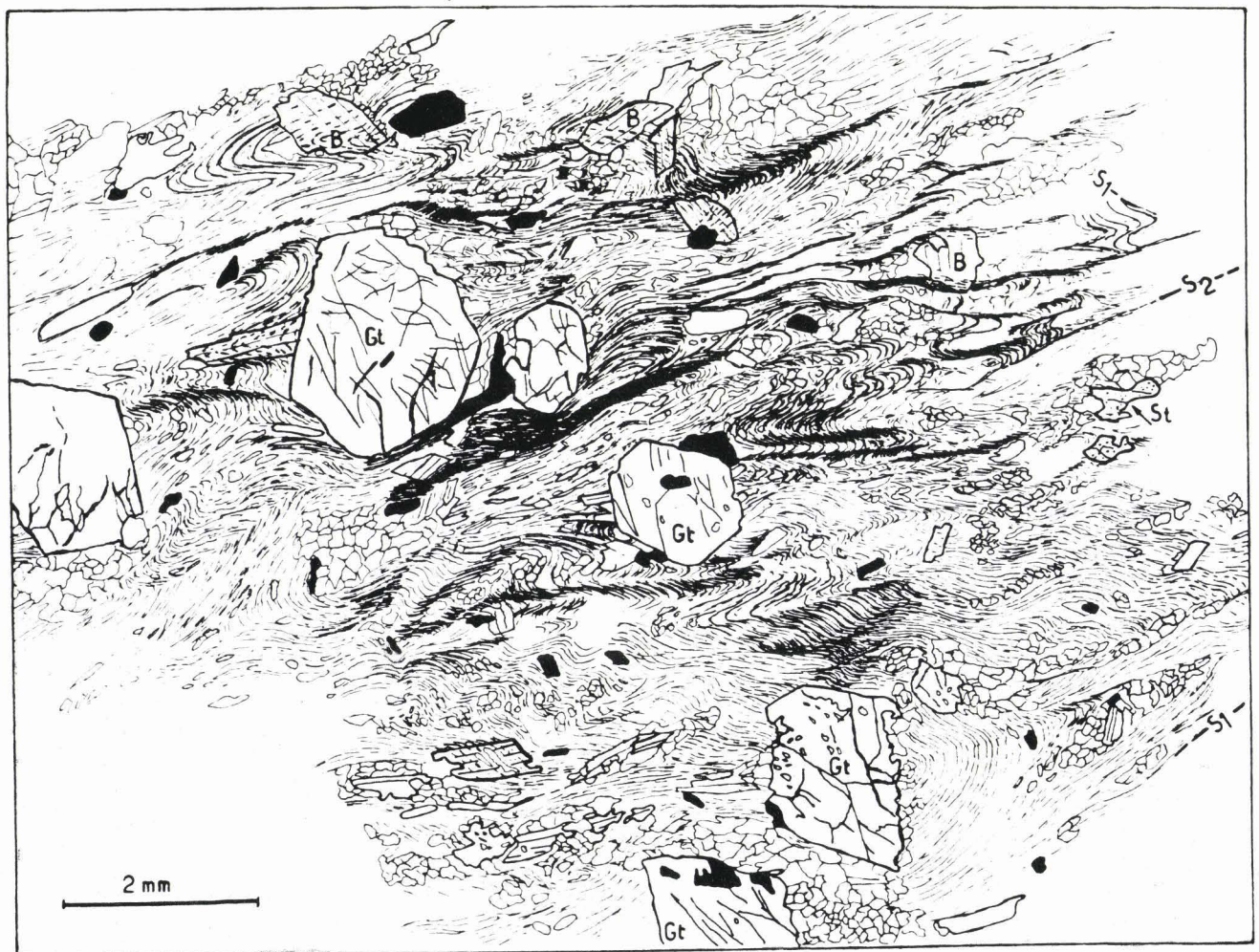


Fig. 227 - Les relations entre les blastèses et les déformations (éch. 99-75).  $S_2$  n'est pas très visible,  $S_1$  constitue la foliation principale reprise par un strain slip  $S_2$ . Là biotite (B) est postérieure à  $S_2$  car elle renferme des inclusions ferrifères qui soulignent le pli de  $S_1$ . Les grenats sont aussi postérieurs à  $S_2$  qu'ils recourent.

Fig. 227 - Thin-section of sample 99-75 Biotite (B) and garnet are post  $S_2$ , which is included in the porphyroblasts.



En s'éloignant de la zone centrale, vers l'Est, le métamorphisme diminue et la majorité des porphyroblastes est postérieure à la phase de strain slip (fig. 227, éch. 99-75).  $S_1$ , bien défini dans les micaschistes, est repris par un strain slip qui réoriente les micas primitifs et crée une foliation  $S_2$ . Des porphyroblastes de biotites se développent postérieurement à  $S_2$ , on peut suivre les inclusions noirâtres plissées de la matrice à l'intérieur du cristal. Les grenats recoupent  $S_2$ , certains sont quasiment euhédraux, d'autres ont une bordure qui semble en déséquilibre et partiellement résorbée. Une rétro-morphose partielle affecte le grenat, la staurotide et le disthène situés au coeur de ce domaine.

## E. LA MICROTTECTONIQUE ET LE METAMORPHISME À L'OUEST DE LA CHAÎNE SWANNELL (DOMAINE 3).

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS ET LEUR ORIENTATION.

La retombée occidentale de l'antiforme est très brutale, les pendages atteignent  $60^\circ$  à  $70^\circ$ . Des plis synschisteux, en arche gothique, reprennent une première foliation et des sills de granodiorite (Mansy et Dodds, 1976 ; Gabrielse et al., 1982). L'âge de ces sills sera discuté plus tard, disons pour l'instant que les zircons qu'ils renferment suggèrent des événements à 429 m.a. et 353 m.a. Ces sills et leur encaissant sont déformés par des plis en cascade isoclinaux qui ont une forme d'arche gothique d'axe moyen proche de  $130^\circ$ - $140^\circ$ N (stéréogramme 3, fig. 219). Leur amplitude est décimétrique et le rapport H/W de Hansen proche de 3. Ce bel agencement diminue lorsque l'on se rapproche de la faille Swannell, car les failles deviennent très nombreuses et les seuls plis observés sont dus à des transpositions dans les roches calcaires et une crénulation générale de phase 4 qui présente plusieurs axes,  $120^\circ$ - $135^\circ$ N,  $230^\circ$ - $255^\circ$ N et  $270^\circ$ - $290^\circ$ N. Ces crénulations sont parfois conjuguées, elles peuvent être la conséquence de mouvements décrochants.

### 2. LE METAMORPHISME ET LES RELATIONS TEXTURALES (DOMAINE 3).

Le métamorphisme y est plus faible que dans le domaine précédent, seuls la biotite et les grenats, souvent automorphes, sont abondants. La température est souvent supérieure à  $500^\circ\text{C}$  dans ce domaine (fig. 199) fortement recristallisé. La biotite cristallise dans le plan axial des plis isoclinaux et l'on observe les intermédiaires d'une cristallisation continue des porphyroblastes de biotite pendant et après la formation du strain slip au coeur des plis. Trois biotites peuvent être calées par rapport aux déformations, leur distinction est souvent délicate. L'une renferme les inclusions reliques d'une foliation, présente des queues de quartz et elle est entourée par  $S_2$  ( $B_1$  sur la fig. 228) ; l'autre est dans  $S_2$ , la dernière est à l'emporte pièce.

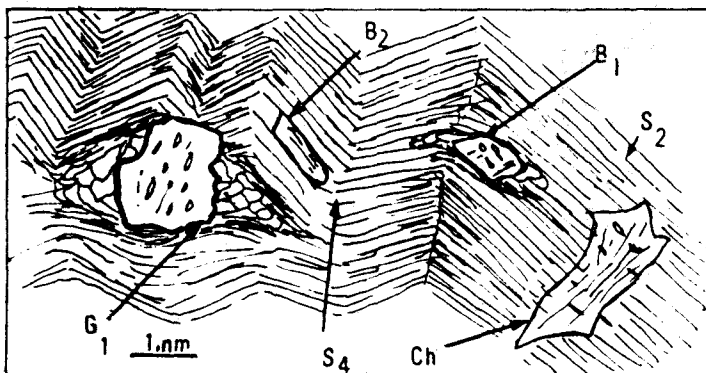


Fig. 228 - Les relations texturales dans le domaine 3.

Le grenat  $G_1$  et la biotite  $B_1$  sont antérieurs à la foliation principale, car ils possèdent des inclusions transversales par rapport à la foliation  $S_2$  qui les entourent. La biotite  $B_2$  est plus tardive, ses inclusions sont parallèles à  $S_2$ , et la chlorite (Ch) est postérieure à l'ensemble.

Fig. 228 - Textural relations in domaine 3.

Garnet ( $G_1$ ) and Biotite ( $B_1$ ) are ante- $S_2$ , their  $S_1$  is orthogonal to  $S_2$ . Chlorite (Ch) is late.

Les grenats sont de deux types, une première génération ( $G_1$  sur la fig. 228) possède des inclusions nettement discordantes par rapport à  $S_2$  et un sillage rempli de quartz ; la seconde génération qui n'a pas été représentée sur la figure a des faces bien nettes, elle est presque sans inclusion et postérieure à  $S_2$ . Au contact des sills granitiques, des porphyroblastes d'oligoclase se développent pendant ou après la dernière génération de biotite qu'ils corrodent. Cette corrosion est vraisemblablement originelle et l'âge créacé supérieur obtenu sur les biotites ne serait dû qu'à une "remise à l'heure" lors du métamorphisme.

Les faciès occidentaux ont des caractères métamorphiques voisins à la fois dans les relations texturales et dans les paléotempératures de ceux rencontrés dans les faciès orientaux. Ces deux ensembles étaient donc connexes lorsqu'ils furent métamorphisés.

## F. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME DANS LES CHAÎNONS DE WREDE ET D'INGENIKA (DOMAINES 4, 5, 6 ET 7).

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS ET DES ELEMENTS PLANAIRES.

Les plis de première phase n'ont été que très rarement observés dans ces domaines où affleure pour l'essentiel la Formation Swannell. La première schistosité est reprise par une phase 2 de strain slip. Cette seconde phase est parfaitement nette dans les phyllites où elle tend à rendre subparallèles  $S_0$  et  $S_2$  ; dans les passées plus quartzieuses  $S_2$  n'apparaît que lorsque  $S_1$  a été nettement marqué.

#### a. A L'ECHELLE MESOSCOPIQUE.

Une schistosité pénétrative  $S_1$  engendre des microlithons millimétriques, dans les phyllites et parfois dans les quartzites fins en blanc sur les figures 229 et 230,  $S_2$  déforme la première schistosité qui est alors subparallèle à  $S_0$ .  $S_2$  s'affirme dans les passées riches en phyllites (fig. 231).  $S_1$  et  $S_2$  sont ensuite repris par des plis amples, et peuvent aussi être crénelés (fig. 232).



Fig. 229 - Pli de  $S_1$  engendrant  $S_2$  parallèle à  $S_0$ , dans des bancs quartzitiques.

Fig. 229 - Folding of  $S_1$  and genesis of  $S_2$  parallel to  $S_0$  in quartzites.

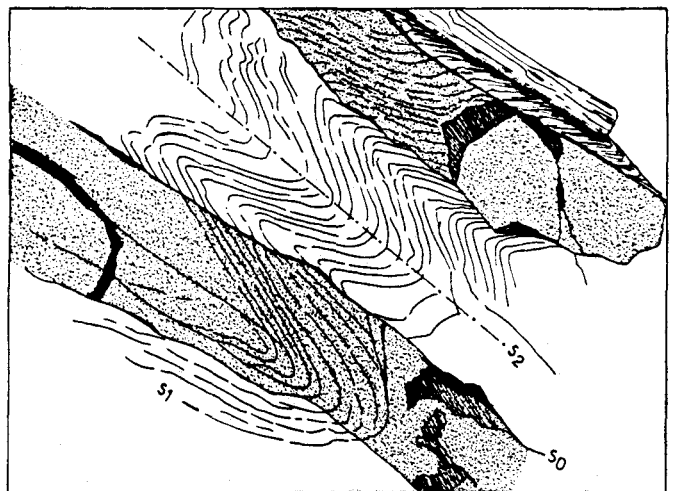


Fig. 230 - Pli de  $S_1$  engendrant  $S_2$  parallèle à  $S_0$ , dans des bancs quartzitiques.

Fig. 230 - Folding of  $S_1$  and genesis of  $S_2$  parallel to  $S_0$  in quartzites.

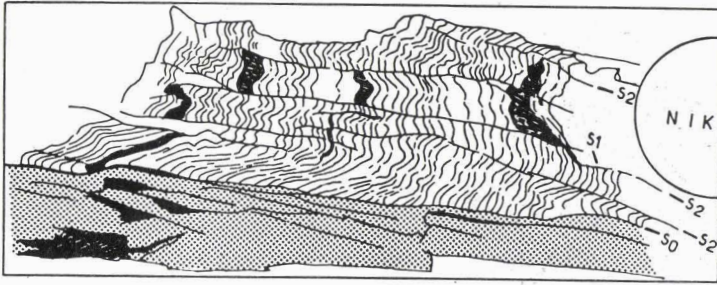


Fig. 231 - Naissance de  $S_2$  dans les phyllites.

Fig. 231 - Genesis of  $S_2$  in phyllites.

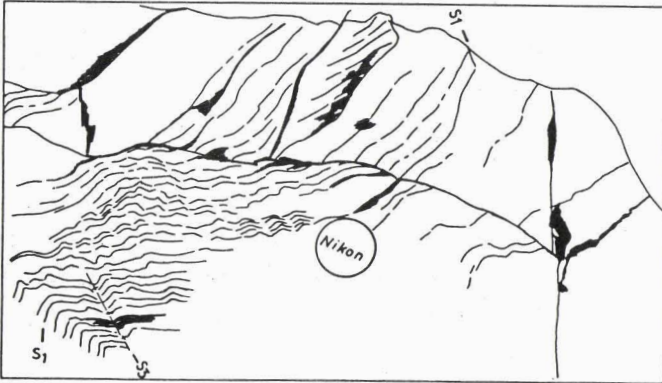


Fig. 232 - La crénulation tardive dans les phyllites n'apparaît pas dans les bancs de quartzites.

Fig. 232 - Late crenulation appears in phyllites and is not observed in quartzitic beds.

b. A L'ECHELLE MICROSCOPIQUE.

On observe le même type de relations, l'échantillon 12B 75 (photo 21 ) prélevé dans la partie orientale de la chaîne Ingenika (coupe 3, fig. 237) donne une idée sur la naissance de  $S_2$  (fig. 233). La transposition de  $S_1$  est exacerbée au contact entre les différentes lithologies, elle s'y traduit par une réorientation des phyllites et parfois la cristallisation de petites biotites.  $S_3$  et  $S_4$  déforment les éléments planaires antérieurs en donnant des petits plis de faible amplitude ( $S_3$ ) ou une crénulation ( $S_4$ ) (fig. 234).

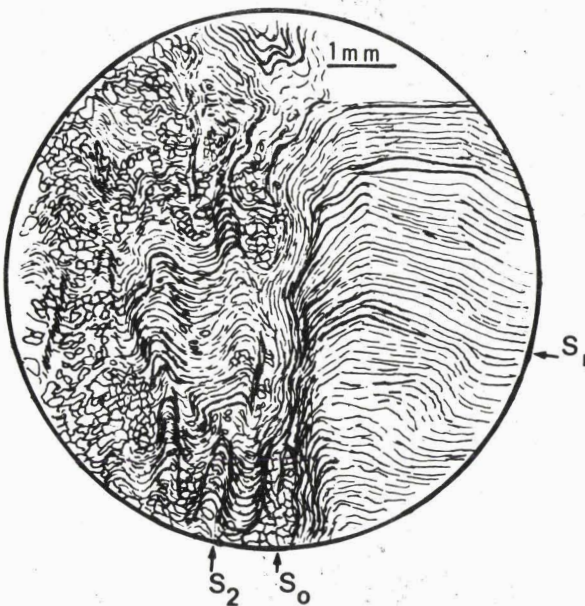


Fig. 233 - Naissance de  $S_2$  (12B75).

$S_0$  est reconnaissable par le niveau quartzieux,  $S_1$  transverse est visible dans les phyllades, une transposition donne naissance à  $S_2$ , subparallèle à  $S_0$ .

Fig. 233 - Genesis of  $S_2$  (12B75).

$S_0$  is underlined with quartzitic layers,  $S_1$  is across and clearly seen in phyllites; a transposition creates  $S_2$  subparallel to  $S_0$ .



Photo 21 -  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  dans l'échantillon 12B75, voir la légende ci-contre.

Photo 21 -  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  in sample 12B75, see legend 233.



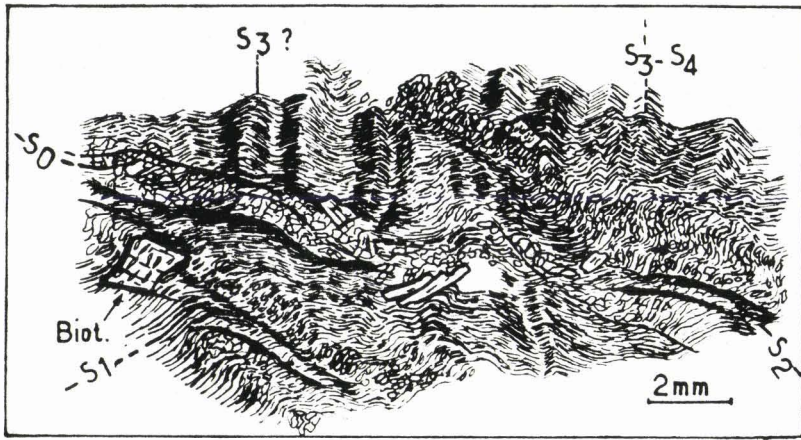


Fig. 234 - Crénulation tardive ( $S_3-S_4$ ).  
La biotite fossilise les derniers plissements.

Fig. 234 - Late crenulation ( $S_3-S_4$ ).  
Biotite is post late folding.

2. L'ORIENTATION DES PLIS.

Les rares plis de première phase affleurent dans le domaine 5, ils ont une direction comprise entre  $310^\circ N$  et  $355^\circ N$  et un plongement de  $10$  à  $25^\circ N$ . Une schistosité de plan axial accompagne ces plis avec une crénulation en leur coeur. Les axes de la première phase sont relativement dispersés, en raison de la dimension des domaines, mais sur un petit secteur ils sont quasiment homoaxiaux avec les axes de phase 2. (fig.235 )

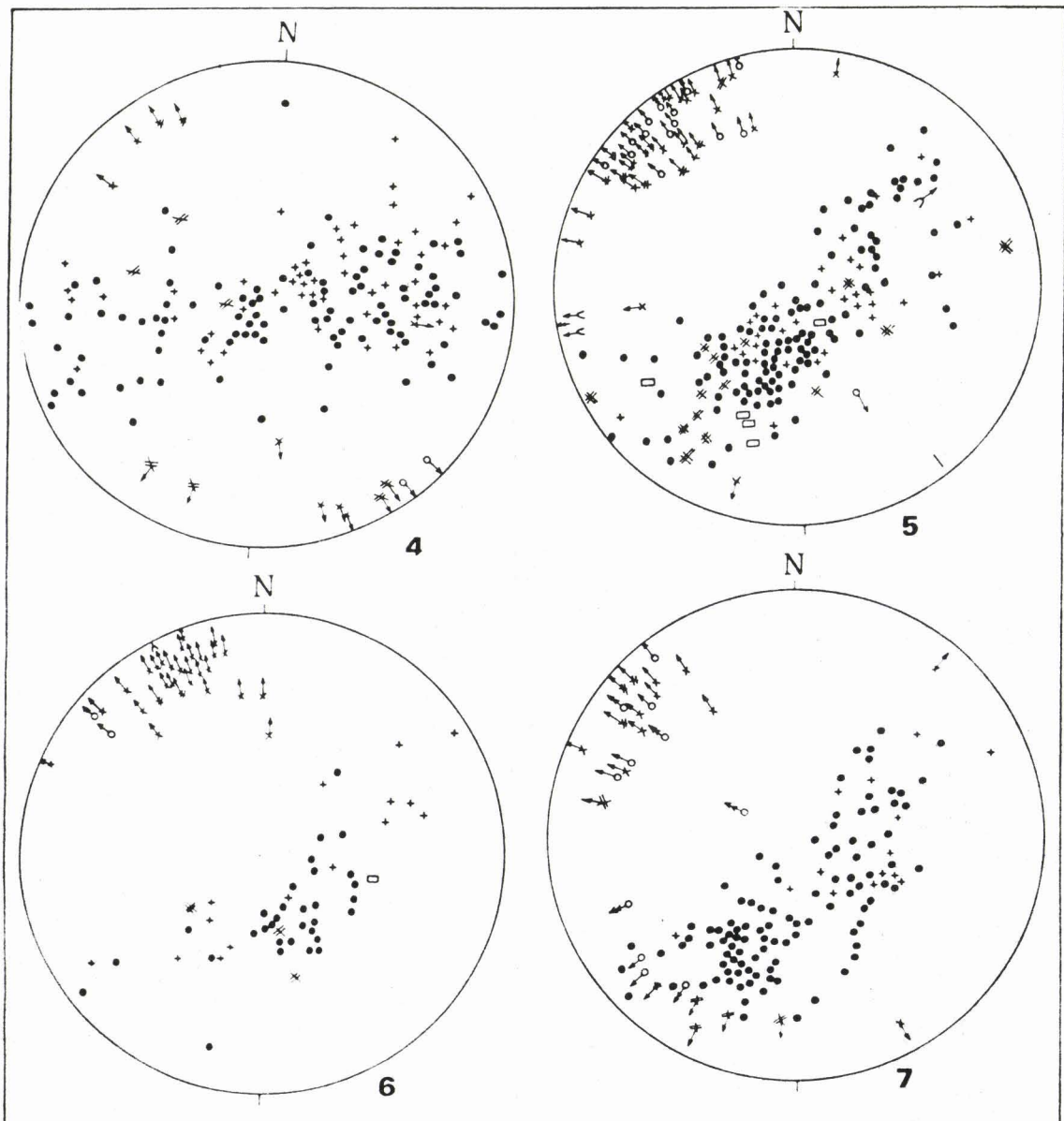


Fig. 235 - Stéréogrammes des domaines 4 à 7, voir la légende fig. 219.

Fig. 235 - Stereograms of domains 4 to 7, see legend fig. 219.



L'orientation générale des schistosités  $S_1$  et  $S_2$  relevée dans les chaînes de Wrede et d'Ingenika est indiquée sur la figure 236. Sur le flanc Est de l'antiforme,  $S_1$  descend lentement reprise par  $S_2$  qui possède un pendage variable (coupes 1, 2, 3 et 5, fig. 237). Sur le flanc Ouest on observe les mêmes relations géométriques, simplement affectées par le bombement qui leur est donc postérieur (coupe 3). Près du coeur de l'antiforme,  $S_2$  est plissé (coupe 5). La direction et les pendages des deux principales schistosités sont reportés sur deux cartes qui permettent de saisir les différences d'attitude.  $S_1$  est général et garde la même orientation au travers de toute la largeur de la chaîne, alors que  $S_2$ , relativement local, s'est formé durant le chevauchement de l'ensemble oriental sur l'ensemble occidental.

Dans le domaine 6, le métamorphisme atteint le degré le plus élevé (staurotide), les plissements y sont plus intenses bien que de même direction que ceux du domaine 5. Une crénelation et des kinks folds homoaxiaux de la première phase déforment  $S_1$ .

. Le secteur du Mont Lay est constitué par de nombreux plis isoclinaux synschisteux (fig. 217) qui sont l'équivalent de ceux rencontrés dans le domaine 3 ; la lithologie est d'ailleurs très voisine. Nous sommes ici au coeur de l'antiforme alors que le domaine 3 en est le bord occidental. La biotite et le grenat sont les seuls minéraux de métamorphisme observés dans ce domaine qui présente une direction de plis comprise entre  $280^\circ$  et  $310^\circ$ N (stéréogramme 7, fig. 235).

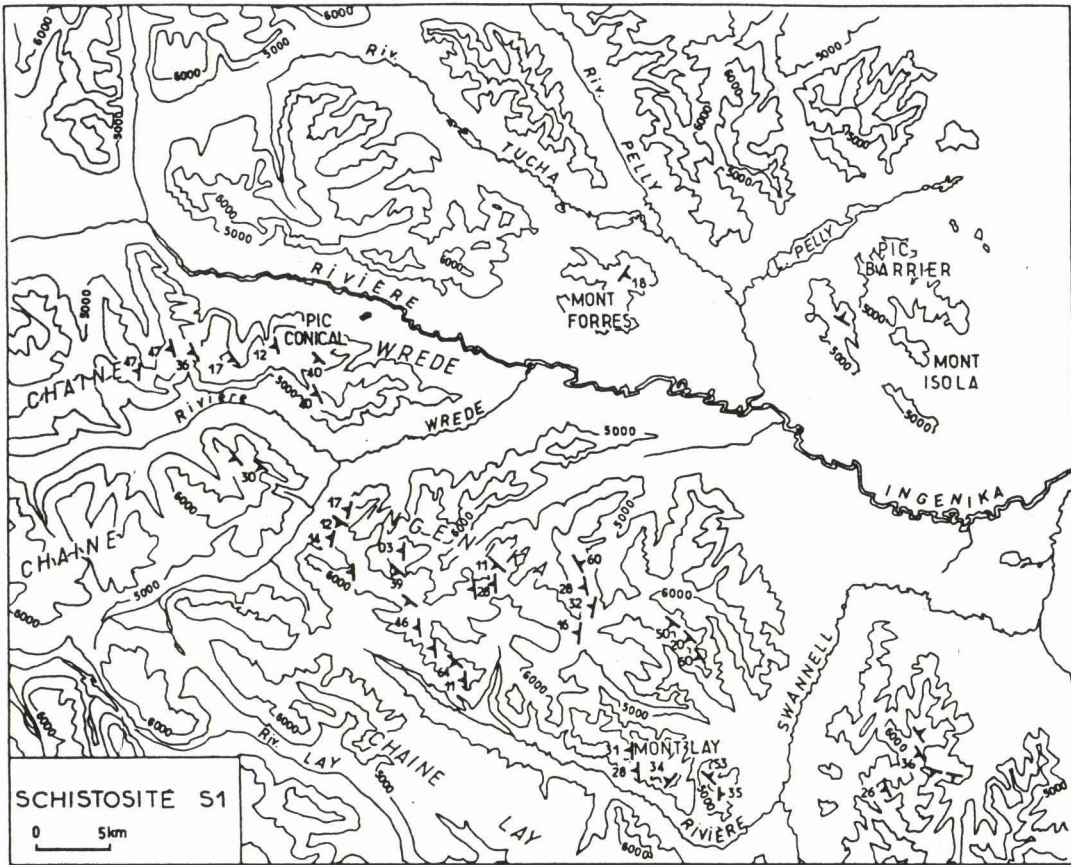


Fig. 236a - La schistosité  $S_1$  dans les chaînes de Wrede et d'Ingenika.

b - La schistosité  $S_2$  dans les chaînes de Wrede et d'Ingenika.

Fig. 236a -  $S_1$  in Wrede and Ingenika Ranges.

b -  $S_2$  in Wrede and Ingenika Ranges.



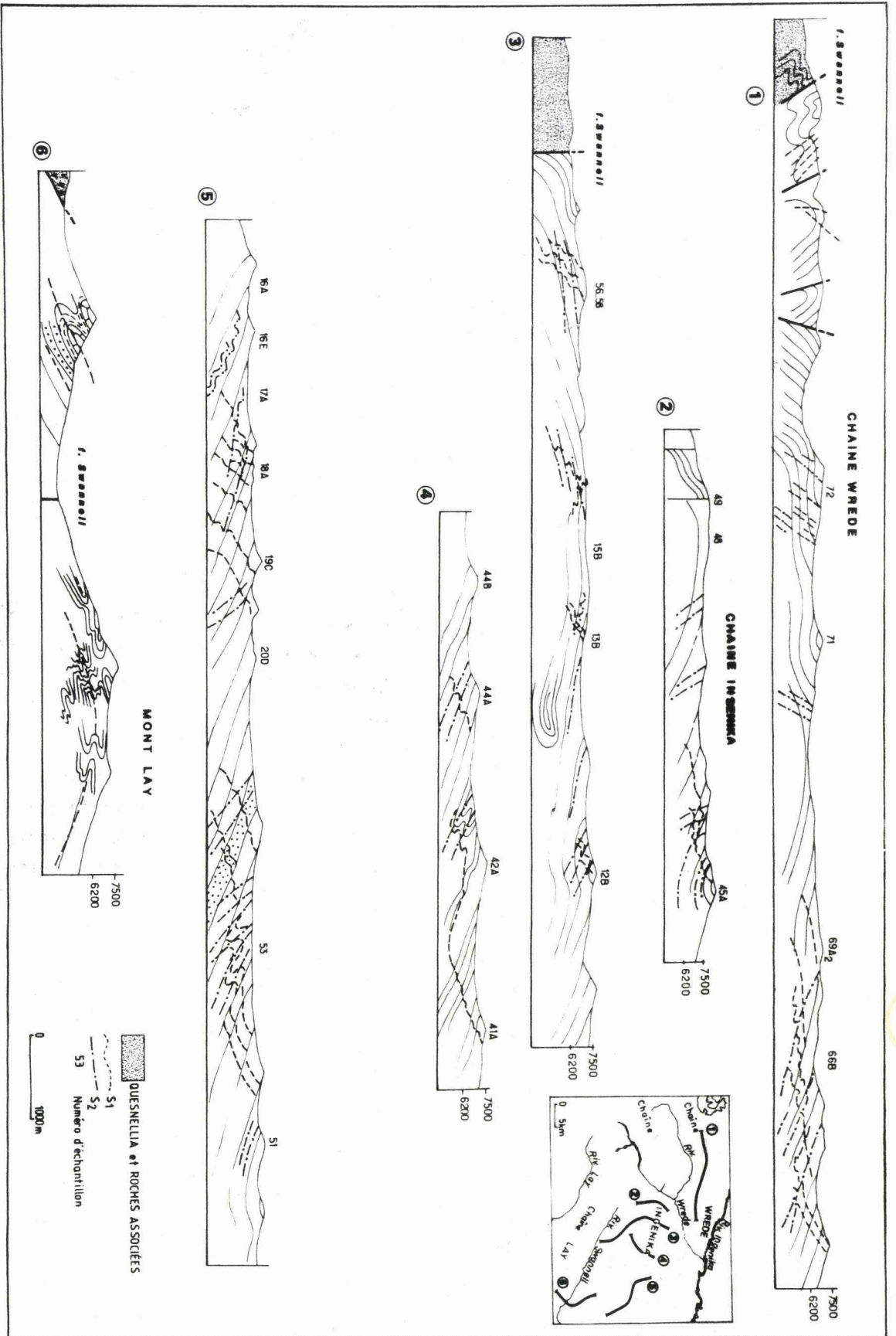


Fig. 237 - Les structures majeures, les schistosités  $S_1$  et  $S_2$  et les numéros d'échantillons dans les chaînes de Wrede et d'Ingenika.

Fig. 237 - Major structures,  $S_1$  and  $S_2$  attitudes, and sample numbers in Wrede and Ingenika Ranges.

BU FILE



### 3. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

. Au coeur du chaînon de Wrede, on note la même logique que dans les domaines 1 et 2. Dans les grenats automorphes de grande taille, la schistosité interne a subi une rotation mais elle reste en continuité avec la schistosité externe. Dans l'échantillon 69A<sub>2</sub> 73 (fig. 238) la rotation du porphyroblaste exprime un régime de déformation par cisaillement ; les biotites tournent légèrement et on remarque un aplatissement sur les bords externes inférieurs.

En s'éloignant du centre du chaînon vers l'Est, les grenats apparaissent tardivement par rapport aux déformations, et ils ne montrent plus de structures de rotation.

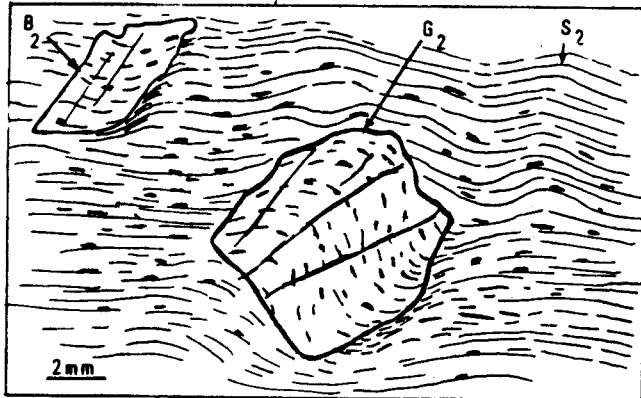


Fig. 238 - Grenat ( $G_2$ ) et biotite ( $B_2$ ) syncinématiques, on note l'aplatissement de  $S_2$  sur le bord inférieur du grenat.

Fig. 238 - Syntectonic garnet ( $G_2$ ) and biotite ( $B_2$ ) -  $S_2$  is flattened near the lower part of the garnet.

. Dans le Sud du chaînon d'Ingenika, on va suivre les relations entre les blastèses et les déformations depuis le coeur de la chaîne où apparaît la staurotide (point 16), au Nord du Mont Lay, jusqu'aux confins septentrionaux de la chaîne où apparaît la chlorite (point 51 sur la coupe 5). Les différentes coupes utilisées et les numéros d'échantillons sont sur la figure 237, la description lithologique est dans la partie stratigraphique.

L'échantillon 16A 75 renferme les relations texturales les plus variées; grenat et biotite forment la première blastèse synchronique de  $S_2$  avec une belle spirale de quartz (fig. 239) On n'observe pas de relations entre la foliation interne et externe, ce qui indique que la transposition  $S_2$  s'est poursuivie après la cristallisation du grenat.  $S_2$  est alors déformé, suivi par une blastèse postcinématique de grenat euhédral sans inclusion, de staurotide et de biotite, cette nouvelle blastèse n'est pas indiquée sur la figure précitée.

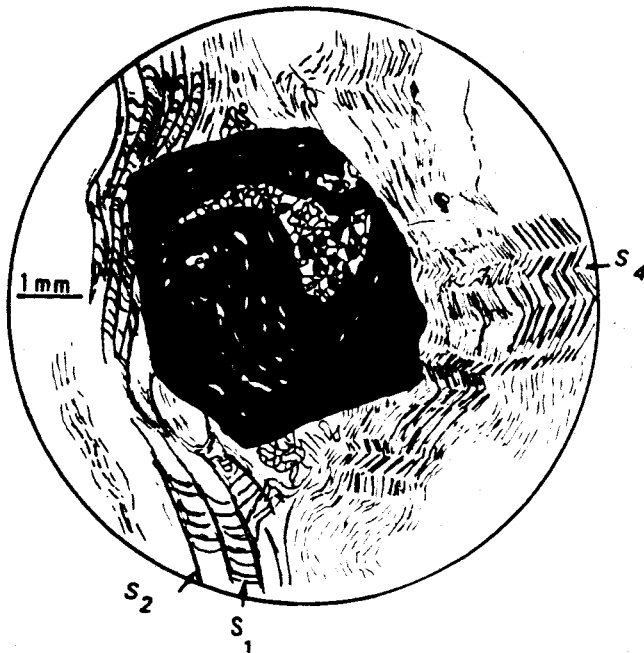


Fig. 239 - Grenat syncinématique précoce (16A75), la transposition  $S_2$  s'est poursuivie après la cristallisation du grenat -  $S_2$  est ensuite déformé par des petits kinks.

Fig. 239 - Early syntectonic garnet (16A75),  $S_2$  is a transposition which continues after cristallisation - Then  $S_2$  is flattened and kinked.

En s'éloignant vers le Nord, le métamorphisme est moins intense et les grenats synciné-  
matiques sont les plus fréquents (éch. 16E, fig. 240, 17A, fig. 241, photos 22 et 23). Ici  
la transposition se termine quasiment en même temps que la croissance du grenat ; on peut  
donc suivre sans discontinuité, la foliation interne rotationnelle et la foliation externe.  
Les grenats ont deux habitus, ils sont soit automorphes dans les niveaux phylliteux, soit  
branchus lorsqu'ils se développent dans les niveaux quartzeux.  $S_2$  est partout repris par une  
légère crénulation.

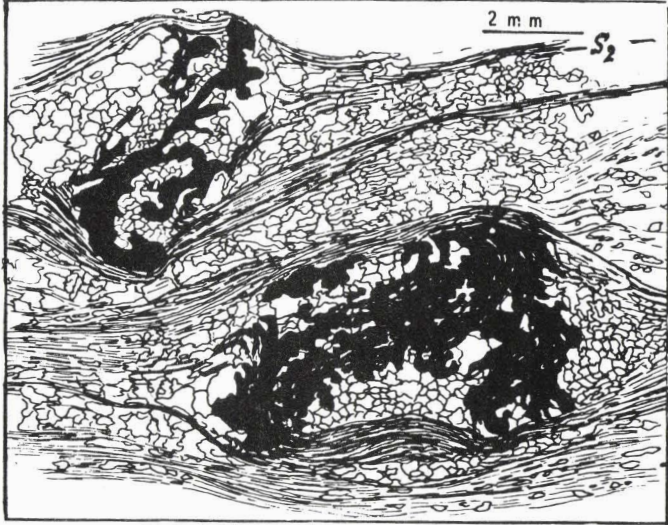


Fig. 240 - Grenats branchus syncinématiques, la schistosité interne et la schistosité externe sont en continuité, malgré un aplatissement postérieur (16E75).

Fig. 240 - Syntectonic skeletal garnet,  $S_i$  (internal schistosity) and  $S_e$  (external schistosity) are in continuity though there is a late flattening.

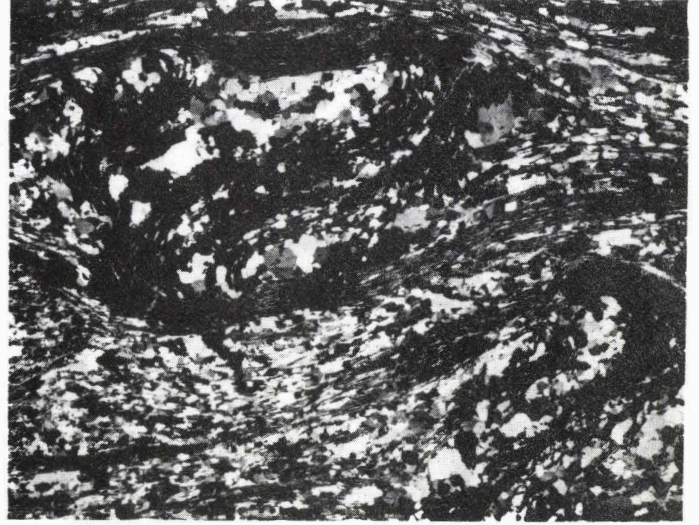


Photo 22 - Détail du grenat syncinématique sur la figure 240.

Photo 22 - Detail of syntectonic garnet on figure 22.

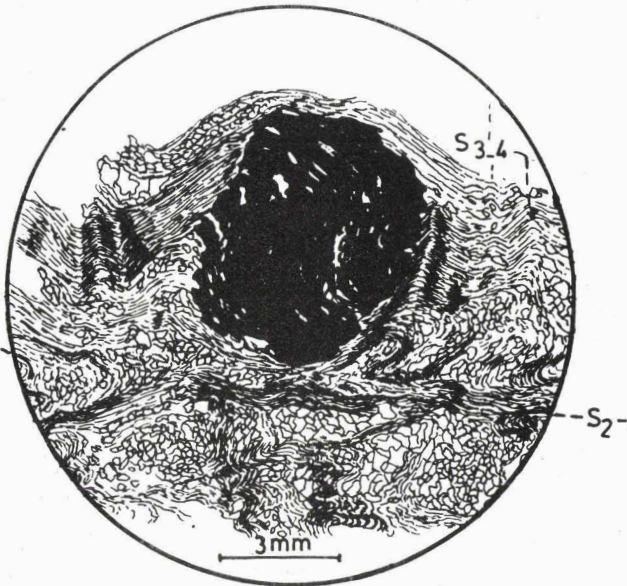


Fig. 241 - Grenat syntectonique. La croissance du grenat est totalement contemporaine de  $S_2$ , il n'y a pas de discontinuité entre la foliation interne et externe. Un léger plissement tardif affecte  $S_2$ .

Fig. 241 - Syntectonic garnet. Growth of garnet is limited and synchronous of  $S_2$ , there is no gap between internal and external foliation. Later  $S_2$  is lightly folded.

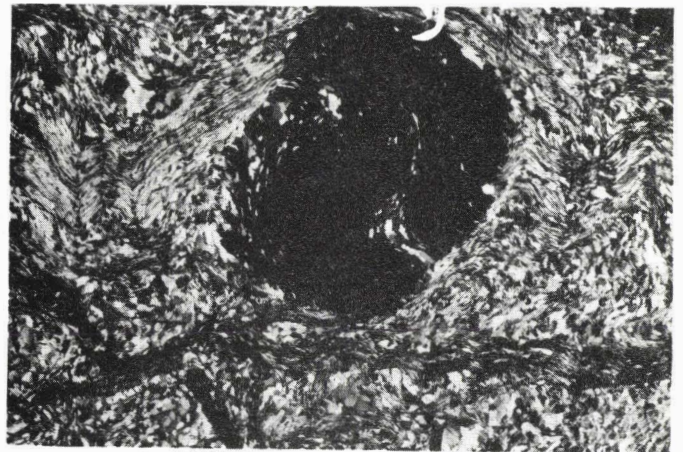
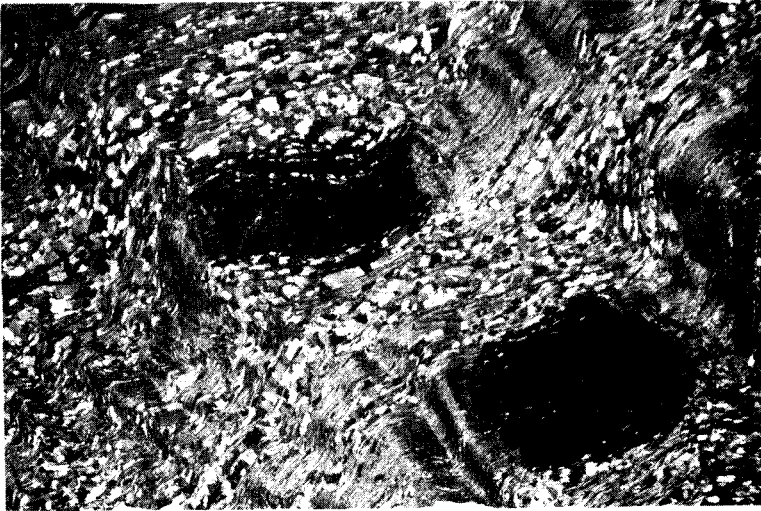


Photo 23 - Détail du grenat syntectonique représenté sur la figure 241.

Photo 23 - Detail of syntectonic garnet of figure 241.

BU  
LILLE

Dans l'échantillon 19, le grenat post  $S_2$  ne présente plus aucun signe de rotation, il fossilise  $S_2$  qui commence à être crénelé (photo 24). Ce grenat pourrait s'être formé au début de  $P_3$  ou même de  $P_4$ . Les premières biotites sont aplaties par  $S_2$ , les dernières biotites et la chlorite brun vert sont postérieures à  $P_3$ .



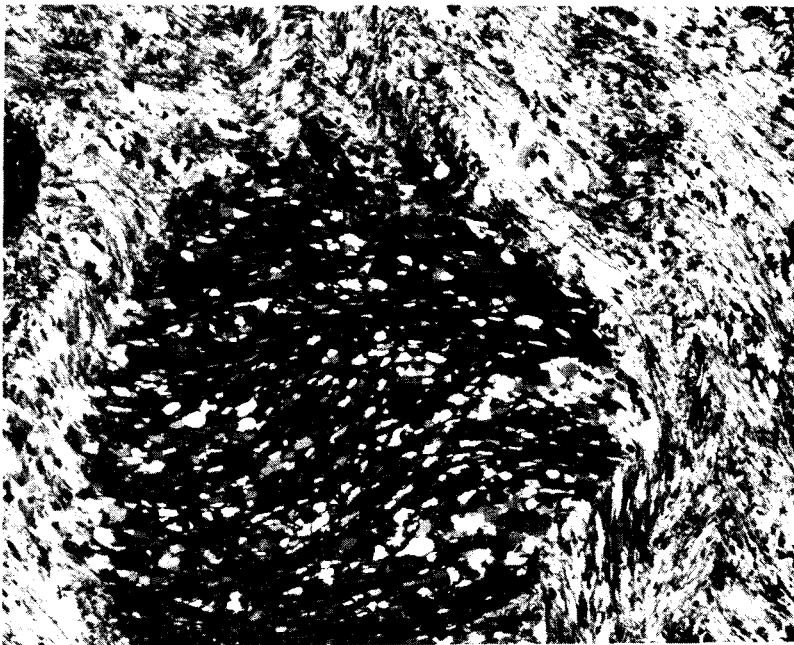
2mm

Photo 24 - Grenat tardif surimposé sur  $S_2$  plissé qu'il fossilise (pli  $P_3 - P_4$  ?).

Photo 24 - Late garnet superimposed on folded  $S_2$  (Fold  $P_3 - P_4$  ?).

Dans le Sud de ce chaînon, la phase de cristallogénèse principale est synchronique de  $S_2$  dans les milieux les plus métamorphisés, elle est beaucoup plus tardive dans les horizons moins métamorphiques.

Quelques relations complémentaires empruntées au centre du chaînon d'Ingenika permettent de préciser l'évolution tectono-métamorphique. Ainsi on trouve localement de l'albite et de la hornblende post  $S_2$  ; la genèse de ce strain slip a été évoquée à partir d'observations effectuées au point 12B. Le grenat peut être postérieur au strain slip et fossiliser celui-ci alors qu'il commence à se déformer pour donner la crénelation tardive d'axe  $P_3-P_4$  (photo 25 de l'échantillon 49 prélevé sur la coupe 2 de la figure 237).



2mm

Photo 25 - Grenat tardif. Le grenat croît pendant la déformation du clivage de strain slip qui engendre des kinks dans la matrice.

Photo 25 - Late garnet. Garnet growths during folding of the strain slip cleavage more accurate outside of the garnet.



G. CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE SWANNELL.

Les plis de première phase sont relativement rares dans cette chaîne, alors que les plis de seconde phase qui reprennent une schistosité ou une foliation antérieure sont fréquents. L'orientation des plis des phases 1 et 2 est identique. La schistosité primitive  $S_1$  a une direction générale N-S et un pendage W, elle est reprise par une schistosité  $S_2$  ENE. Cette schistosité est associée à un strain slip visible à toutes les échelles. Cette phase est interprétée comme le résultat du chevauchement de la partie orientale de la chaîne Swannell, sur sa partie occidentale. On constate que la phase génératrice de  $S_2$  est postérieure au début du métamorphisme dans les parties les plus profondes de la chaîne, alors qu'elle est contemporaine dans la partie moyenne et antérieure dans sa partie supérieure. Les nombreuses relations texturales observées dans la partie orientale de la chaîne sont reportées sur le schéma d'évolution de la figure 242.

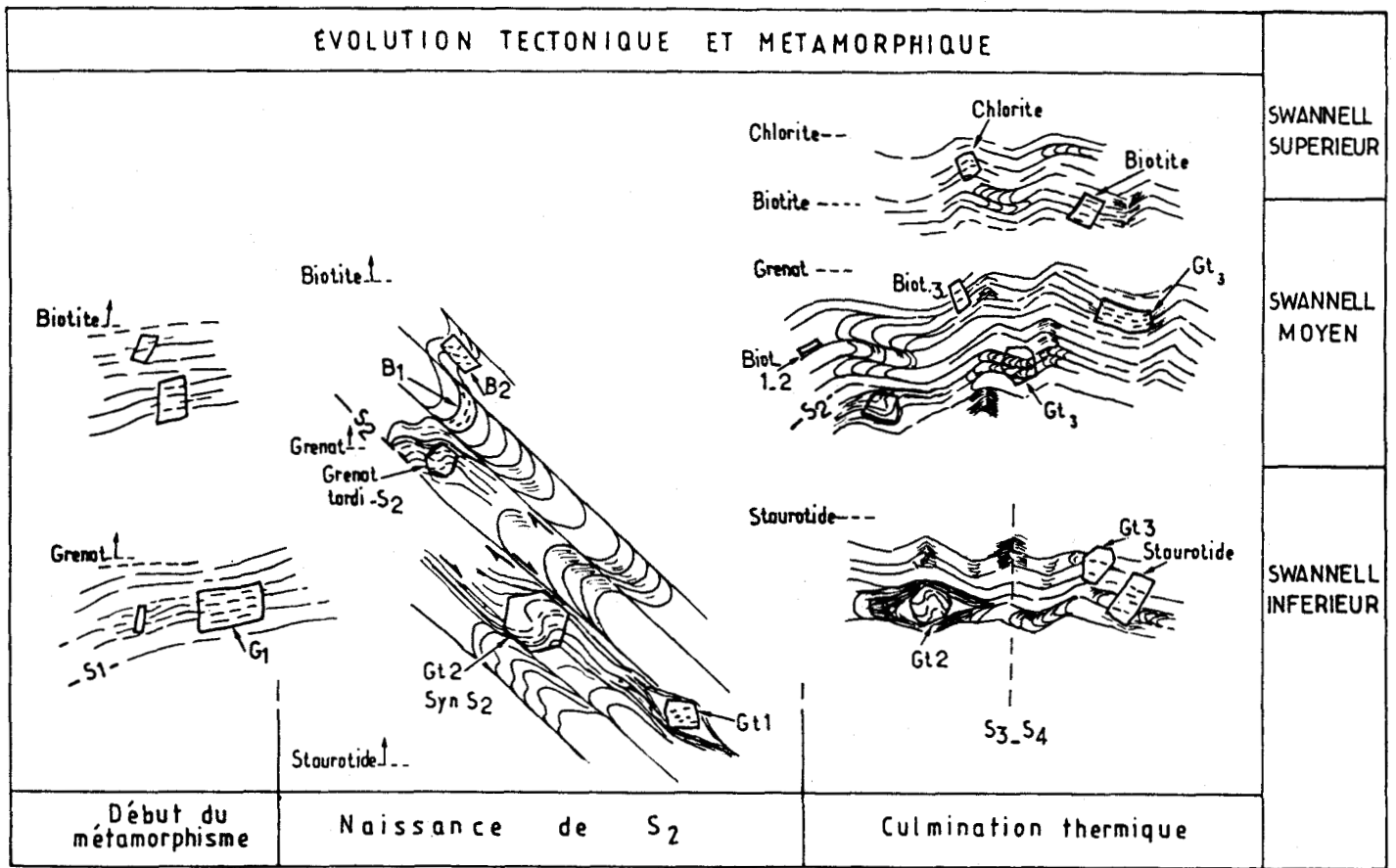


Fig. 242 - Les principaux événements tectoniques et métamorphiques dans la chaîne Swannell. La position des isogrades est indiquée pour chaque événement.

Fig. 242 - Main tectonic and metamorphic events in Swannell Ranges. Isograds are shown for each event.

On peut dire que, dans l'ensemble, la blastèse métamorphique accompagne ou suit immédiatement les chevauchements et les structures associées à vergence occidentale.



### III. LA CHAÎNE SIFTON

La chaîne Sifton a fait l'objet d'une étude préliminaire par la Commission Géologique du Canada en 1971. Des coupes complémentaires ont été effectuées par C.J. Dodds et moi-même durant la campagne de 1976, elles aboutirent à une première approche structurale (Gabrielse et al., 1977). La complexité de cette chaîne est telle qu'une étude de détail s'est avérée nécessaire, elle fut entreprise à partir de 1979 par C. Evenchick qui achève actuellement sa thèse. Une description générale de la chaîne Sifton est proposée dans ce mémoire en vue d'établir les grands événements tectoniques et métamorphiques qui l'affectent et surtout pour comparer son évolution avec celle des chaînes voisines et la replacer dans le puzzle général.

#### A. LES GRANDES STRUCTURES ET LES DOMAINES.

Deux grands ensembles ont été distingués dans la chaîne Sifton. (fig.121)

Un ensemble oriental constitué par des quartzites, des marbres et des amphibolites, unique dans cette partie de la cordillère. Evenchick et al. (1984) ont montré que des orthogneiss contenus dans cet ensemble ont un âge de 1.85 milliard d'années. Ce premier ensemble est chevauchant sur la partie occidentale de la chaîne Sifton, constituée de grits, de quartzites, de marbres, de shales et de calcschistes attribués au Protérozoïque supérieur - Paléozoïque moyen. Cette partie occidentale forme le deuxième ensemble.

La chaîne est polymétamorphisée et polydéformée ; deux événements métamorphiques y sont séparés par une phase de déformation parfois subcataclastique (elle sera appelée ici Sp) qui détruit partiellement la fabrique originelle. Lors de la première phase métamorphique, la biotite, le grenat, la staurotide et le disthène cristallisent, la deuxième phase de blastèse est caractérisée par du grenat, de la staurotide et de la sillimanite. Les structures majeures de la chaîne Sifton sont dessinées sur la figure 243, la phase tardive à vergence Ouest est la plus nette, son empreinte est beaucoup plus marquée à l'Est (dans l'ensemble 1) qu'à l'Ouest où elle apparaît surtout dans les plis mésoscopiques.

Trois domaines structuraux sont retenus : ils correspondent aux ensembles lithologiques décrits précédemment avec une subdivision de part et d'autre de l'isograde du grenat, au-dessus il est appelé domaine 3, au-dessous c'est le domaine 2. (fig.244)

#### B. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME À L'EST DE LA CHAÎNE SIFTON (DOMAINE 1).

C'est le domaine le plus ancien; les plis y sont soulignés par des lits de marbre blanc à trémolite, des lits de quartzites et des lits d'amphibolites. La dilacération au niveau du banc est importante, elle est due à une dislocation subparallèle au litage souvent accompagnée par une linéation bien exprimée. Près du contact avec la faille Sifton, l'étirement et le cisaillement confèrent une apparence onduleuse à la foliation et une texture cataclastique. Les roches sont souvent de type mylonitique et ultramylonitique. Elles sont parfois reprises dans des plis en fourreau (Evenchick, 1983).

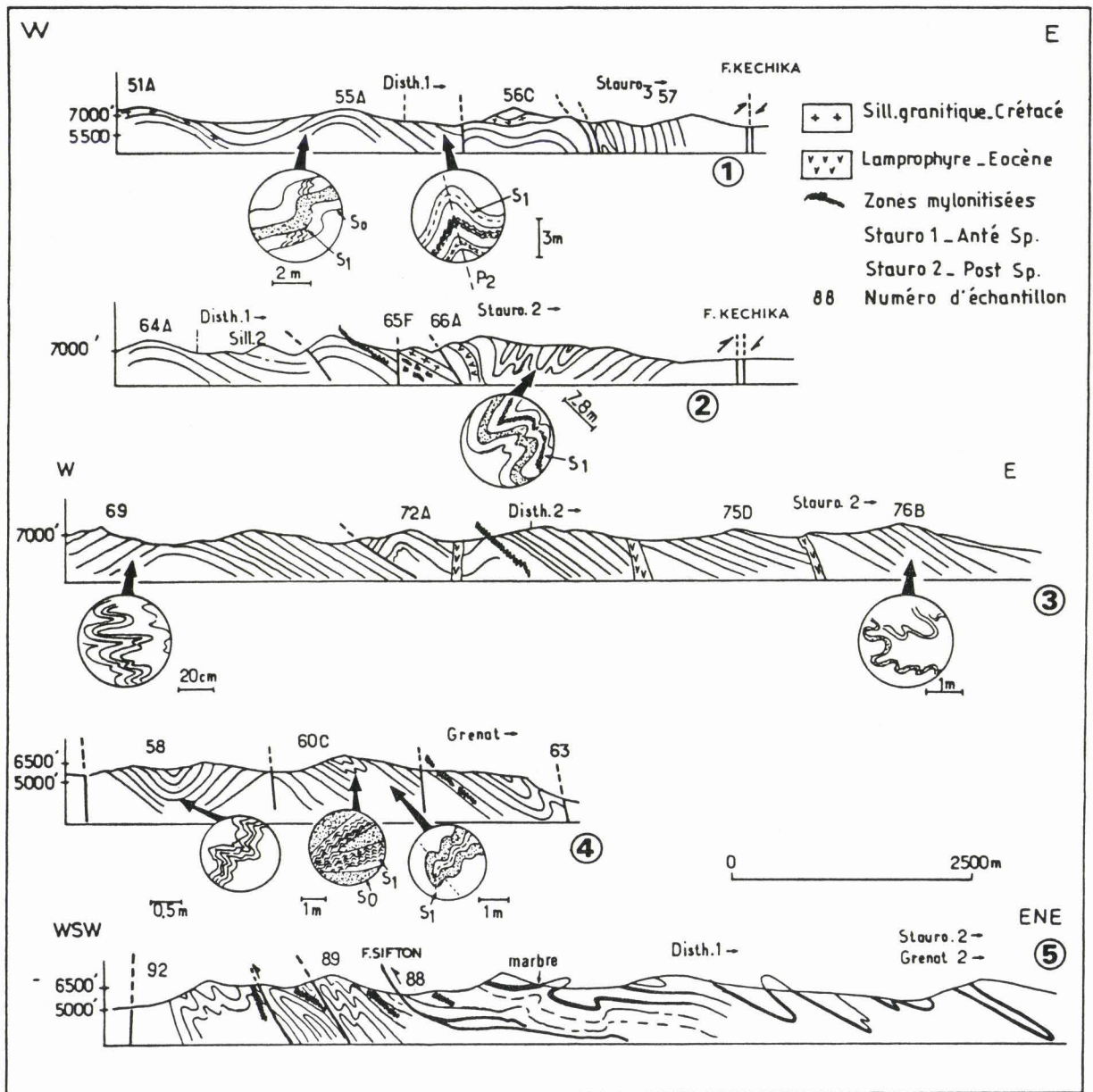


Fig. 243 - Les principales structures et la position des isogrades dans la chaîne Sifton. Les minéraux 1 sont anté-Sp, les minéraux 2 sont post-Sp. Les plis sont représentés dans les petits cercles. Les coupes sont localisées sur la figure 244.

Fig. 243 - Major structures and localization of isograds in Sifton Range. Minerals 1 are ante-Sp, minerals 2 are post-Sp. Folds are depicted in small circles. Cross sections are localized on figure 244.

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS ET LEUR ORIENTATION.

Les plis les plus remarquables apparaissent dans les quartzites et dans les amphibolites. Ils sont de type similaire, métriques à décamétriques avec une orientation variable, proche de 330° - 350°N. Leur plan axial change en raison du bombement tardif (coupe 5, fig. 243). Une linéation minérale pénétrative N - NW apparaît dans les amphibolites. Les mesures effectuées dans le domaine 1 sont peu nombreuses, elles ont été associées à celles du domaine 2 sur le stéréogramme n° 1 de la figure 245. De remarquables transpositions sont observées à



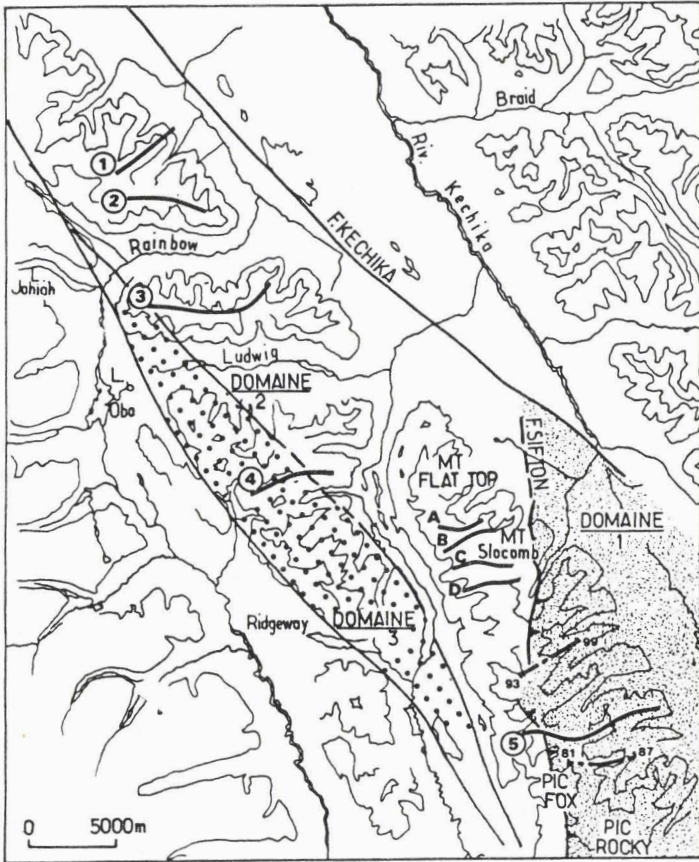


Fig. 244 - Les trois domaines de la chaîne Sifton, et la situation des coupes des figures 243 et 247.

Fig. 244 - Three domains of Sifton Range and situation of cross-sections on figures 243 and 247.

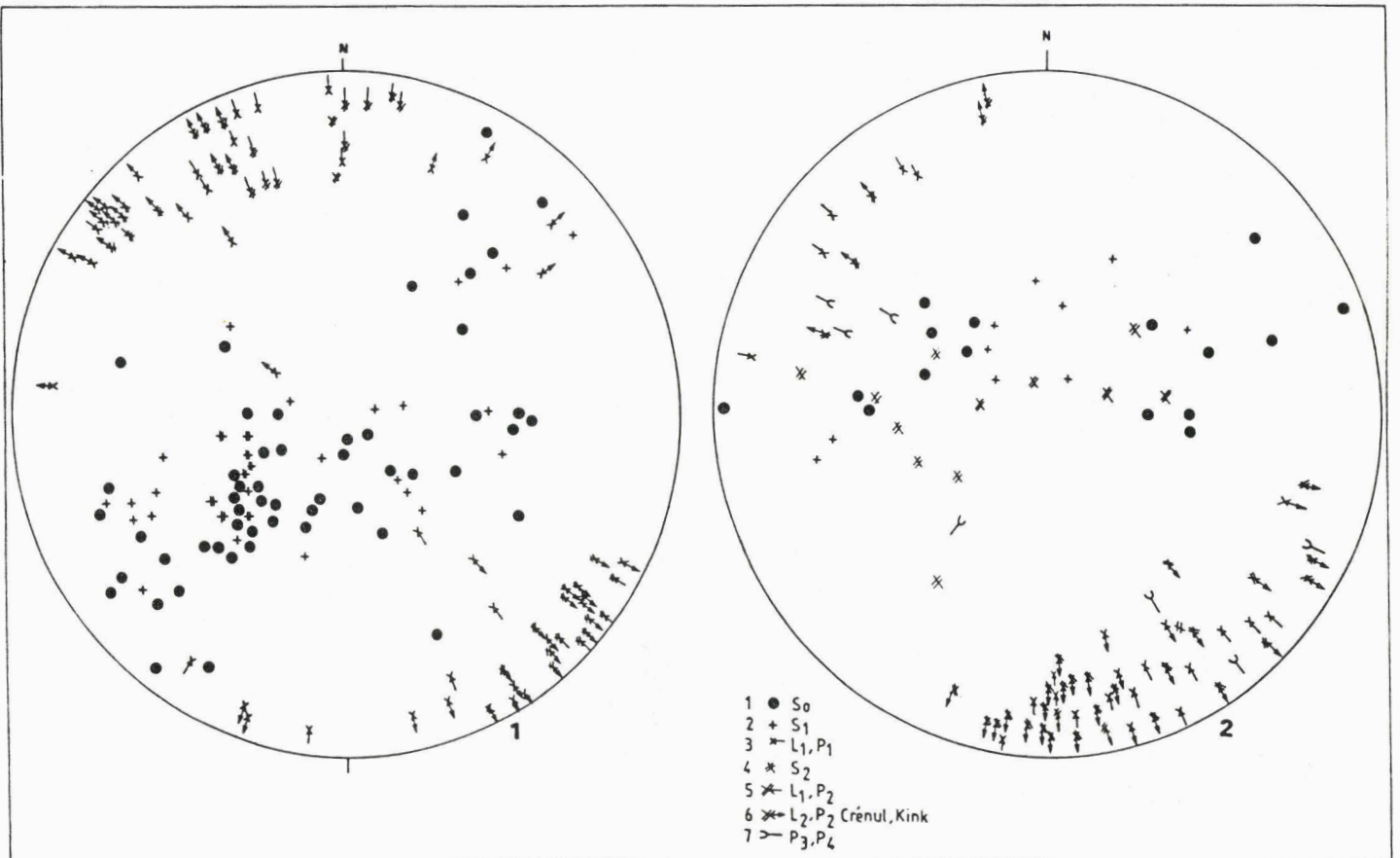


Fig. 245 - Les principaux éléments structuraux de la chaîne Sifton. Sur le stéréogramme 1 sont représentés les éléments structuraux des domaines 1 et 2, sur le stéréogramme 2 ceux du domaine 3.

Fig. 245 - Major structural elements of Sifton Range. On stereogram 1 are measurements of domains 1 and 2, on stereogram 2 are those of domain 3.

toutes les échelles, lorsqu'elles sont exacerbées, le litage originel s'étire jusqu'à devenir discontinu, chaque lithologie a alors un comportement spécifique. Par exemple, à la limite entre les quartzites et les amphibolites on peut remarquer une discontinuité tectonique définie par une zone de cisaillement, des plis similaires affectent les quartzites alors qu'aucun pli n'apparaît dans les amphibolites. Ailleurs, cette zone de cisaillement est reprise par des plissements tardifs à vergence SW.

A la limite occidentale du domaine 1 se situe la zone faillée de Sifton, mylonitisée sur plusieurs centaines de mètres, les plis y sont polyphasés, avec une surface axiale variable mais souvent redressée.

## 2. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

Deux coupes sont levées dans le domaine 1, les échantillons localisés sur la figure 244 portent les numéros 81 à 87 et 93 à 99. On y associera la partie orientale de la coupe 5 située à la limite des domaines 1 et 2. Nous étudierons l'évolution métamorphique de ce domaine du Sud vers le Nord.

La coupe la plus méridionale est levée à l'Est du Pic Fox. La foliation  $S_{2'}$ , de type strain slip, n'est bien visible que dans les niveaux pélitiques. Cette foliation, contemporaine de la blastèse de micas, de grenat et de disthène, est déformée par de nombreux micro-cisaillements qui induisent une nouvelle foliation, Sp. Les quartz ont une extinction roulante. La biotite et le disthène sont plissés en kink-bands (éch. 85D). La foliation Sp est reprise par les plis à vergence W, la staurotide et des grenats tardifs les fossilisent au centre et à l'Est du domaine 1. La croissance de ces blastes semble avoir commencé durant la genèse de Sp, et s'être poursuivie après celle-ci (fig. 246, photos 26 et 27). L'albite 2 et la chlorite magnésienne croissent tardivement et apparaissent à l'emporte-pièce par rapport à Sp. Elles ne sont pas sur la figure 246.

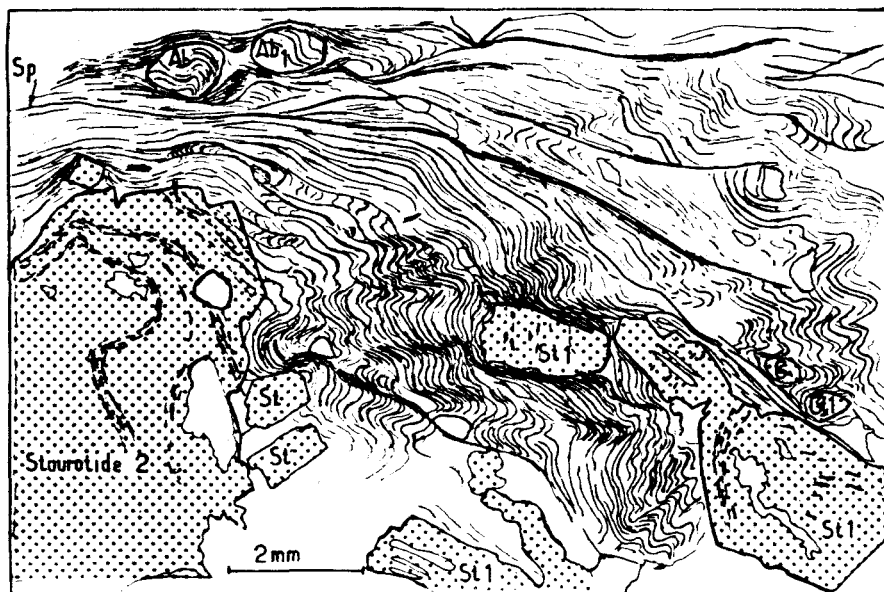


Fig. 246 - Les relations texturales dans le domaine 1.  
Les minéraux (1) sont antérieurs à la formation de Sp, les minéraux (2) sont post-Sp.  
(Ab = albite, St = staurolite, G = grenat).  
(éch. 85).

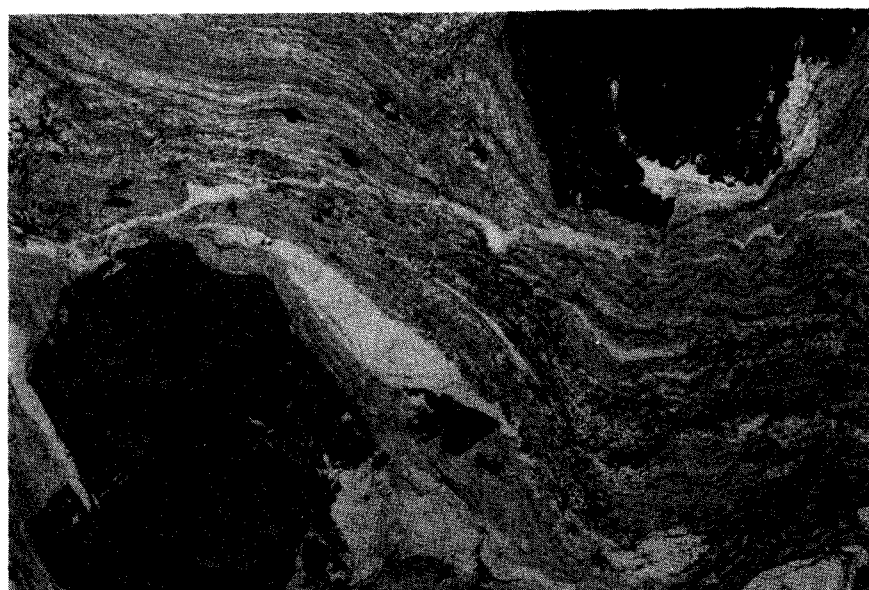
Fig. 246 - Textural relationships in domain 1.  
Minerals (1) are pre-Sp, minerals (2) are post-Sp.  
(Ab = albite, St = staurolite, G = garnet)  
(sample 85).



5mm

Photo 26 - Grenat syncinématique entouré par la foliation Sp. Des petits cristaux de staurotide apparaissent tardivement (éch. 85).

Photo 26 - Synkinematic garnet, wrapped by Sp foliation. Late staurolite overgrows the folds (sample 85).



5mm

Photo 27 - Grenat postcinématique. Les petits plissements sont fossilisés par le grenat (éch. 85).

Photo 27 - Postkinematic garnet. Garnet postdates small microfolds (sample 85).

Une coupe levée au Nord de ce domaine (éch. 93 à 99) apporte quelques précisions ; lors de la première phase métamorphique, du grenat rotationnel et de la staurotide ont cristallisé ; cette phase est contemporaine ou a été suivie par une mylonitisation plus ou moins importante. Les quartzites ont une texture rubanée, les grenats sont fracturés, l'étirement et les microcisaillements se concrétisent par des lentilles et des amygdales de quartz et de muscovite. Grenat staurotide et parfois sillimanite sont postérieurs à cette déformation. Dans les amphibolites deux générations d'amphibole ont cristallisé, la première plus petite est maintenant au coeur du grenat, la seconde beaucoup plus grande est dans Sp.

La troisième coupe levée à l'Ouest du domaine 1, près de la zone faillée de Sifton, renferme pour l'essentiel des roches cataclastiques. Les grenats anté Sp ont une texture syncinématique. Parmi ceux-ci on distingue trois types : le premier syncinématique, sans couronne, est enveloppé par la foliation cataclastique (90B), le second possède une couronne et il est aussi enveloppé par la foliation (89B, C, D), le troisième type possède une couronne post-mylonitisation (92). Dans les échantillons 89C et 89D, des grenats post Sp sont fréquents, typiques de la phase métamorphique tardive.

Deux événements métamorphiques anté et post Sp sont distingués dans ce domaine. Cela ne signifie pas qu'ils soient très éloignés chronologiquement.

Les grenats qui ont cristallisé durant le premier événement, fossilisent parfois une crénulation assimilée à  $S_2$ , ils ont toujours un caractère syncinématique, il est vraisemblable que l'a phase "cataclastique" Sp n'est que l'exacerbation du régime cisailant qui a produit  $S_2$ .

Le deuxième événement métamorphique se situe dans le même climat. Il est caractérisé par la genèse de grenat, de staurotide et parfois de sillimanite qui provient de la déstabilisation du disthène. Evenchick (1983) a étudié la région située au Sud du Pic Rocky et y a trouvé la même paragenèse.

## C. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME AU CENTRE DE LA CHAÎNE SIFTON (DOMAINE 2).

Les coupes 1, 2, 3 et A, B, C, D, localisées sur la figure 244 ont été levées dans ce domaine. Pour établir une continuité avec le domaine 1, on étudiera dans un premier temps les coupes levées immédiatement au Nord de ce domaine, près du Mont Slocomb, puis quelques coupes au Nord de la rivière Ludwig.

C<sub>1</sub>. Le domaine du Mont Slocomb.

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

Il est bien évident que la phase pénétrative Sp a effacé partiellement ou totalement les petites structures antérieures ; aujourd'hui restent visibles des plis tardifs à grand rayon de courbure qui engendrent des synformes et des antiformes. Si l'on a la chance d'avoir des marqueurs, la structure générale peut être tracée ; il en est ainsi entre le mont Slocomb et le pic Flat Top où affleurent plusieurs bancs de carbonates indiqués en noir sur la figure 247. Au coeur de l'antiforme des petits plis isoclinaux reprennent  $S_1$  ; ils sont traversés par des filons de pegmatite riches en muscovite, alors que d'autres sills de granitoides sont repris par la voussure de l'antiforme. La direction générale des plis microscopiques est de 300°N.

### 2. LE METAMORPHISME ET LES RELATIONS TEXTURALES.

La biotite, le grenat et le disthène cristallisent avant la formation de Sp. Le premier grenat fossilise un clivage de type strain slip ( $S_2$ ) au début de sa croissance syncinématique ; la rotation du grenat confère au  $S_2$  fossile une allure en courbe. La discontinuité entre la schistosité interne et la schistosité externe indique que le mouvement a persisté après la fin de la croissance du grenat (éch. 31, photo 28). Au cours de sa rotation, le grenat englobe du disthène qui a pu ensuite se déstabiliser en sillimanite fibreuse sur ses bords. Dans l'échantillon 33, la sillimanite apparaît sur la biotite, plissée ensuite par des kinks. Une rétroromorphose intense affecte le grenat et la biotite qui sont chloritisés.

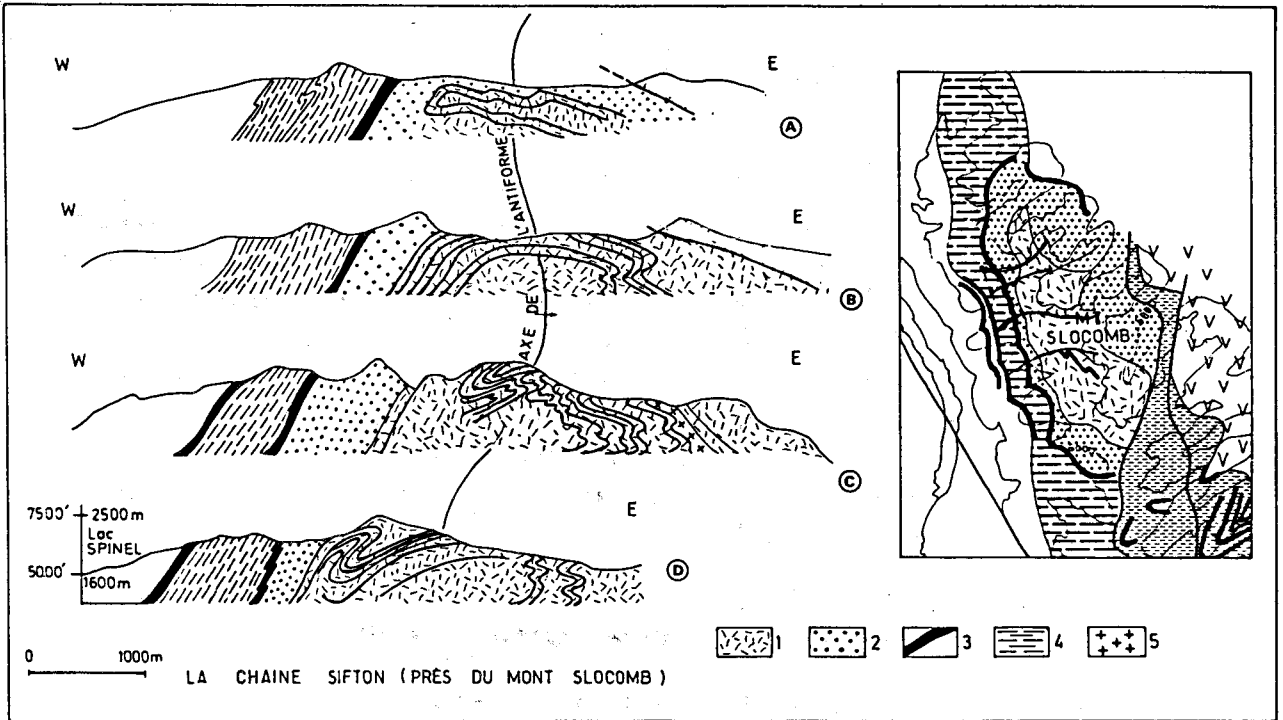


Fig. 247 -  
Carte géologique et coupes dans le domaine 2 de la chaîne Sifton. Geological map and cross sections across domain 2 of Sifton Range.

- 1 - quartzites, schistes et marbres à trémolite .
- 2 - paragneiss et micaschistes à sillimanite.
- 3 - marbres.
- 4 - schistes, micaschistes, conglomérats, grits.
- 5 - granite

- 1 - rusty quartzite, schist, tremolite marble.
- 2 - paragneiss and sillimanite garnet schist.
- 3 - marble.
- 4 - schist, pebble conglomerate, grits.
- 5 - granite

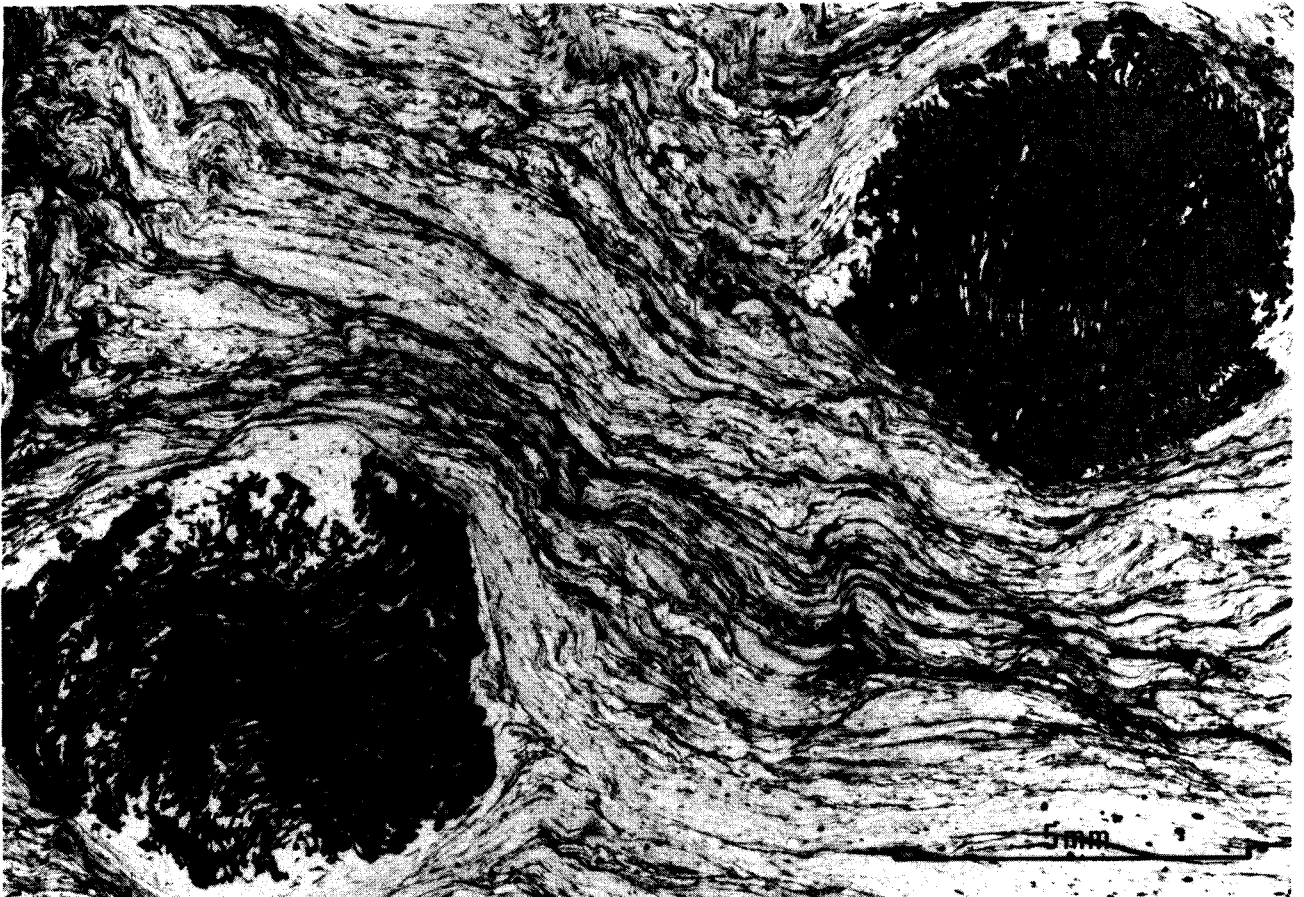


Photo 28 - Grenat synchrones de  $S_2$ . Le grenat se surimpose à un clivage strain slip, et subit une rotation pendant sa croissance. La transposition continue après la fin de la croissance (éch. 31).

Photo 28 - Rotational garnet. The garnet has overgrown a crenulation cleavage, and the included crenulation cleavage have rotated during the growing of the garnet. Transposition continues after the blastesis (sample 31).

C<sub>2</sub>. Le domaine situé au Nord de la rivière Ludwig.

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

Les plis les plus communs sont présentés dans les petits cercles de la figure 243. On distingue des plis métriques qui reprennent une foliation antérieure, souvent crénelée au coeur du pli; ces plis apparaissent dans les anciennes pélites lorsqu'un contraste lithologique important existe. Les micaschistes sont déformés par des kink-bands ou par une légère ondulation. Les axes de ces plis ont une direction 140° - 320°N, leur surface axiale est variable car elle est dépendante de l'ondulation finale. Elle indique souvent une vergence SW, sauf à la limite orientale des coupes 1 et 2, lorsque l'on se rapproche de la faille Kechika. Les quartzites clairs et purs situés à l'Ouest des coupes 1, 2 et 3 sont déformés par des plis similaires (point 69).

### 2. LE METAMORPHISME ET LES RELATIONS TEXTURALES.

L'étude se poursuit du Sud vers le Nord, par la coupe 3 qui comprend les échantillons 69 à 76. Des zones mylonitisées découpent le centre et l'Ouest de ce domaine, mais la foliation principale n'a plus un caractère cataclastique aussi net qu'à la limite des domaines 1 et 2. Il n'en reste pas moins que les minéraux anté-Sp, sont déformés; le disthène et la biotite sont disloqués par des plis en kinks. L'événement anté-Sp se caractérise par la genèse de biotite, de grenat, de staurotide et de disthène. Ce dernier apparaît à partir du centre de cette coupe, sur toute sa partie orientale alors que la staurotide et le grenat postérieurs à Sp ne se développent que sur la frange extrême orientale.

Des sills granitiques métriques, d'âge crétacé, traversent le Nord de la chaîne Sifton. On y observe la même logique que précédemment, avec une bordure orientale riche en grenat et staurotide postérieurs à Sp.

Dans la partie centrale de la coupe 1 les grenats syncinématiques sont enveloppés par la foliation (éch. 56, fig. 248). Ces grenats sont riches en inclusions de biotite, de muscovite et de disthène, ils ne sont pas fracturés. Ils sont entourés par la foliation qui plie les micas et fait glisser le disthène le long de ses plans de clivage pour donner des plis en kinks. Les grenats syncinématiques présentent des sections parallèles à l'axe de rotation qui ont une forme en D proches de celles illustrées par Rosenfeld (1970) ou Powell et Treagus (1970) pour qui ces grenats incorporeraient des textures planaires préexistantes durant leur croissance syncinématique. Nous aboutissons à des conclusions similaires (photo 29)

Dans la partie occidentale de la coupe 2, les premiers grenats ont rarement une texture syncinématique et la sillimanite cristallise dans les porphyroblastes de biotite. Il semble que la température ait été plus élevée au centre et à l'Ouest de cette coupe, ce qui est confirmé par les géothermomètres. Cependant la staurotide n'apparaît pas dans ce secteur, alors qu'elle apparaît plus à l'Est dans des conditions thermiques plus faibles.



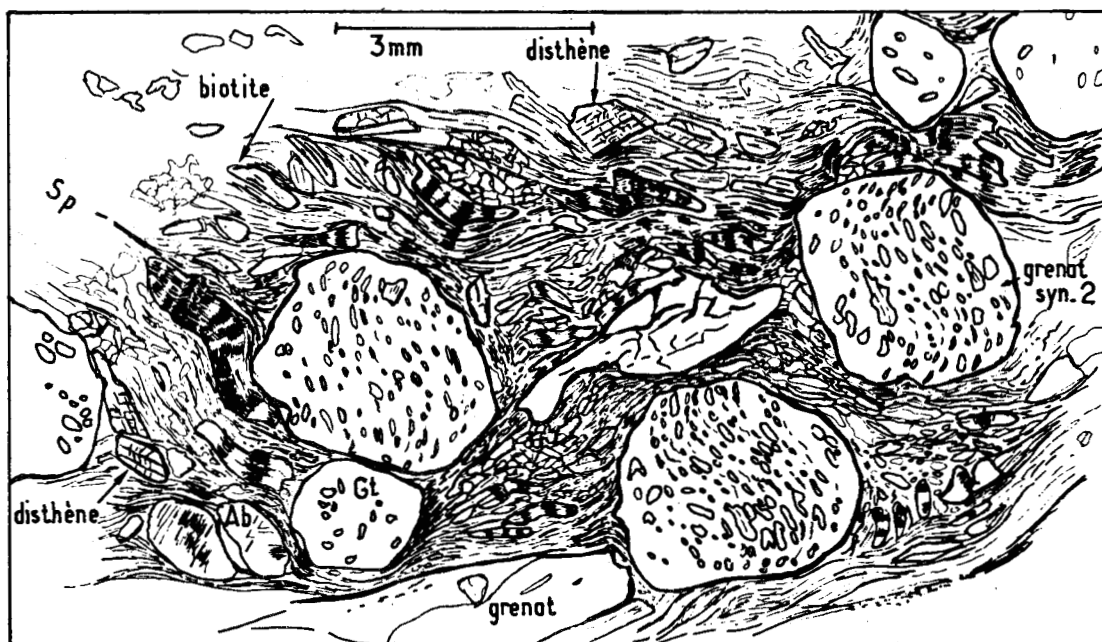
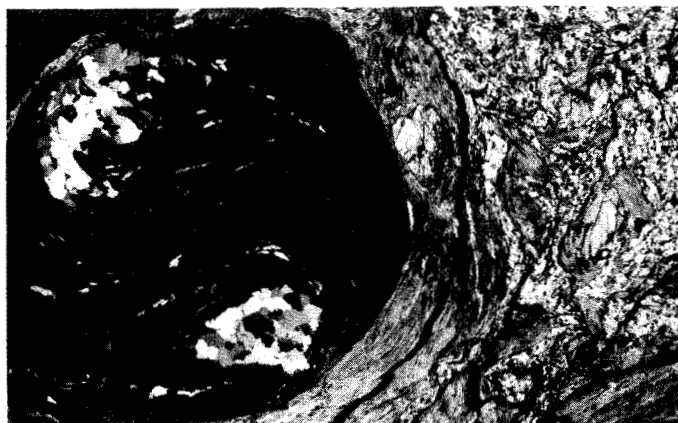


Fig. 248 - Grenats syncinématiques enveloppés par la foliation Sp qui déforme le disthène et les micas (éch. 56E).

Fig. 248 - Synkinematic garnets wrapped by Sp foliation which kinked kyanite and micas (sample 56E).



3mm

Photo 29 - Grenats syncinématiques (G) enveloppés par Sp, en lumière polarisée, et polarisée et analysée. La staurolite (St) apparaît postérieurement aux déformations (éch. 57).

Photo 29 - Synkinematic garnets (G) wrapped by Sp, ordinary light and crossed polarizers. Staurolite (St) overgrows late folds (sample 57).



## D. LE DOMAINE OCCIDENTAL DE LA CHAÎNE SIFTON (DOMAINE 3).

Ce domaine constitue vraisemblablement la couverture du domaine 2, bien qu'aucune relation continue n'ait été observée entre eux. En effet, la succession lithologique d'âge précambrien supérieur - paléozoïque moyen, est comparable à celle qui affleure au Sud de la rivière Turnagain. Ce domaine est nettement moins métamorphisé que les deux autres domaines de la même chaîne, il sera possible d'y distinguer plusieurs phases de plissement particulièrement bien développées dans les calcschistes attribués au Groupe Kechika.

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

Une première phase de plissement isoclinal génère des plis décimétriques très serrés repris par une seconde phase synschisteuse homoaxiale. Cette phase est bien exprimée, elle a un axe de  $150^{\circ}$  -  $180^{\circ}$ N et une vergence W ; elle se marque par des plis aigus ou souples en fonction de la lithologie et du caractère plus ou moins pénétratif de la schistosité initiale. Si les plans de schistosité sont peu espacés, il se crée des plis proches de kinks (point 58, coupe 4), si le litage est fort espacé, des plis de seconde phase plus souples sont créés (fig. 249). On obtient exceptionnellement des plis remarquables dont les axes mais aussi les surfaces axiales de phase 1 et 2, sont à près de  $90^{\circ}$  (photo 30).

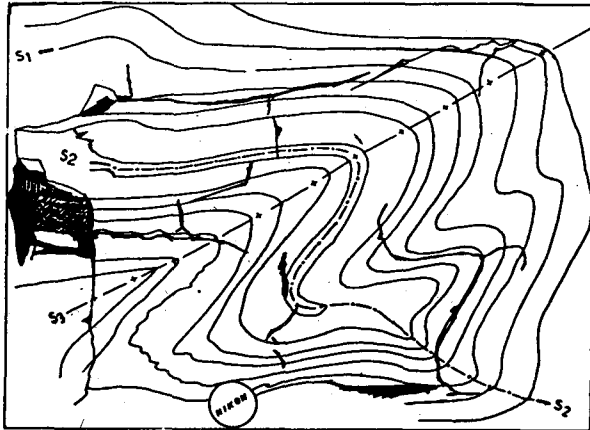


Fig. 249 - Pli polyphasé dans les calcaires attribués au Paléozoïque inférieur.

Fig. 249 - Polyphased folds of limestones possibly Lower Paleozoic.



Photo 30 - Plis orthogonaux dans les calcschistes du Groupe Kechika.

Photo 30 - Orthogonal folding in calcschists of Kechika Group.

## 2. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

La biotite et le chloritoïde sont aplatis par la schistosité pénétrative et donc antérieurs ou synchrones de la première phase. Il en est de même pour le grenat qui apparaît à la limite orientale de ce domaine. Le métamorphisme principal précède la déformation pénétrative et la phase à vergence W n'est pas suivie par une nouvelle cristallogenèse.

## E. CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE SIFTON.

La première partie de l'évolution tectono-métamorphique de la chaîne Sifton correspond à celle décrite dans la chaîne Swannell. On y distingue un strain slip, souvent fantomatique, parfois conservé en relique au sein des grenats. Une première blastèse à grenat, staurotide et disthène est contemporaine de  $S_2$ ; elle peut se poursuivre durant la déformation de cette foliation par une cataclase plus ou moins importante. Celle-ci est bien marquée dans les niveaux les plus profonds du domaine 1 par des mylonites et des ultramylonites qui se forment dans des bandes plus ou moins larges alors que des zones voisines sont moins touchées. Ce processus se traduit aussi par une formation de porphyroclastes micacés qui confèrent à la roche une "texture en bouton" (Higgins, 1971) et par la formation de quartz en rubans. Cette phase efface l'essentiel des éléments planaires antérieurs dans les zones profondes, alors que l'on peut encore distinguer des plis isoclinaux de première phase dans les zones plus superficielles.

Dans le domaine 2, les grenats sont moulés par la foliation  $S_p$  (post  $S_2$ ) constituée par du quartz à extinction roulante par du mica et du disthène maclés et polygonisés. Une température suffisante et des fluides abondants ont permis aux plans de glissement de se développer. Cette foliation est reprise par les plis les plus apparents dans cette chaîne qui ont un axe Nord-Sud et une vergence Ouest; ces plis souvent accompagnés par des petits kinks sont fossilisés par du grenat et de la staurotide dans la partie orientale de la chaîne. On remarque donc un déplacement des isogrades vers l'Est, on verra aussi que c'est à l'Est de la chaîne que l'on obtient les âges absolus les plus récents.

Il est vraisemblable que  $S_p$  soit la conséquence de l'exacerbation du régime cisailant ayant donné naissance à  $S_2$ . Le climat métamorphique qui régnait avant et après  $S_p$  ne présente pas de rupture, même s'il évolue vers des températures plus élevées et des pressions moindres. On remarque aussi que la plupart des porphyroblastes anté- $S_p$  sont post- $S_2$  et synchronématiques; on possède tous les maillons qui permettent d'établir une continuité entre les événements métamorphiques décrits dans ces domaines, elle sera précisée avec l'aide des âges absolus.

#### IV. LA CHAÎNE CASSIAR.

Cette chaîne est limitée par la faille Kechika au NE, par la faille Kutcho au SW et par le chevauchement Hottah au Sud. Dans ce chapitre nous nous intéresserons au seul aspect métamorphique et donc nous nous limiterons à l'étude d'une auréole d'une vingtaine de kilomètres autour du batholite Cassiar. Trois domaines structuraux sont distingués, le premier se situe au Sud de la rivière Turnagain et autour du Mont Sharktooth, le deuxième est constitué par les panneaux reliques au coeur du batholite, le troisième est compris entre le batholite et la faille Kutcho (fig. 203).

##### A. PRÉSENTATION DE LA CHAÎNE.

La région située au Nord du batholite Cassiar peut être divisée en deux grands ensembles limités par un jeu de failles. Depuis la rivière Dease jusqu'au Nord du mont Sharktooth affleure un premier ensemble très épais, d'âge protérozoïque à paléozoïque moyen et d'affinité cratonique ; à l'Ouest, affleure un deuxième ensemble peu épais, d'affinité incertaine, mal daté à sa base et d'âge dévonien au sommet ; il possède alors des caractères de plate-forme. C'est sur celle-ci que repose la nappe de Sylvester.

Le premier ensemble a un style lourd guidé par l'énorme masse compétente des groupes Ingenika et Atan ; les plis sont droits au Nord entre les rivières Blue et Dease alors qu'au Sud de celle-ci ils se déversent vers le SW. La Formation Espee est la plus ancienne qui y soit reconnue, avec la même logique que dans la chaîne Swannell; elle et les terrains surimcombants ne sont pas métamorphisés.

Le deuxième ensemble est caractérisé par une délamination générale qui affecte l'autochtone de la nappe de Sylvester. Depuis la barre carbonatée attribuée à la Formation Espee, jusqu'à la Formation "Black clastic" immédiatement sous la nappe; chaque entité lithologique est décollée de ses voisines et elle agit pour elle-même (Mansy, 1980). Harms (1985) montre qu'un duplex à vergence SW s'est constitué au sommet de l'autochtone, alors que l'allochtone renferme un empilement de copeaux tectoniques.

Une opposition de style tectonique apparaît aussi entre le craton s.s. et l'ensemble plus distal qui est supposé avoir formé l'extrême bord de la marge. Le métamorphisme "d'enfouissement" est relativement peu important, l'essentiel des événements métamorphiques est lié à la montée du granite.

Trois coupes sont présentées ici pour mesurer l'opposition des styles (fig. 250). Sur la coupe 1 on distingue : à l'Ouest la nappe de Sylvester et son substrat, à l'Est les dépôts d'affinité cratonique déformés par des plis à vergence SW. La limite entre ces deux ensembles est marquée par des déformations complexes. Les coupes sont localisées dans le volume 2.

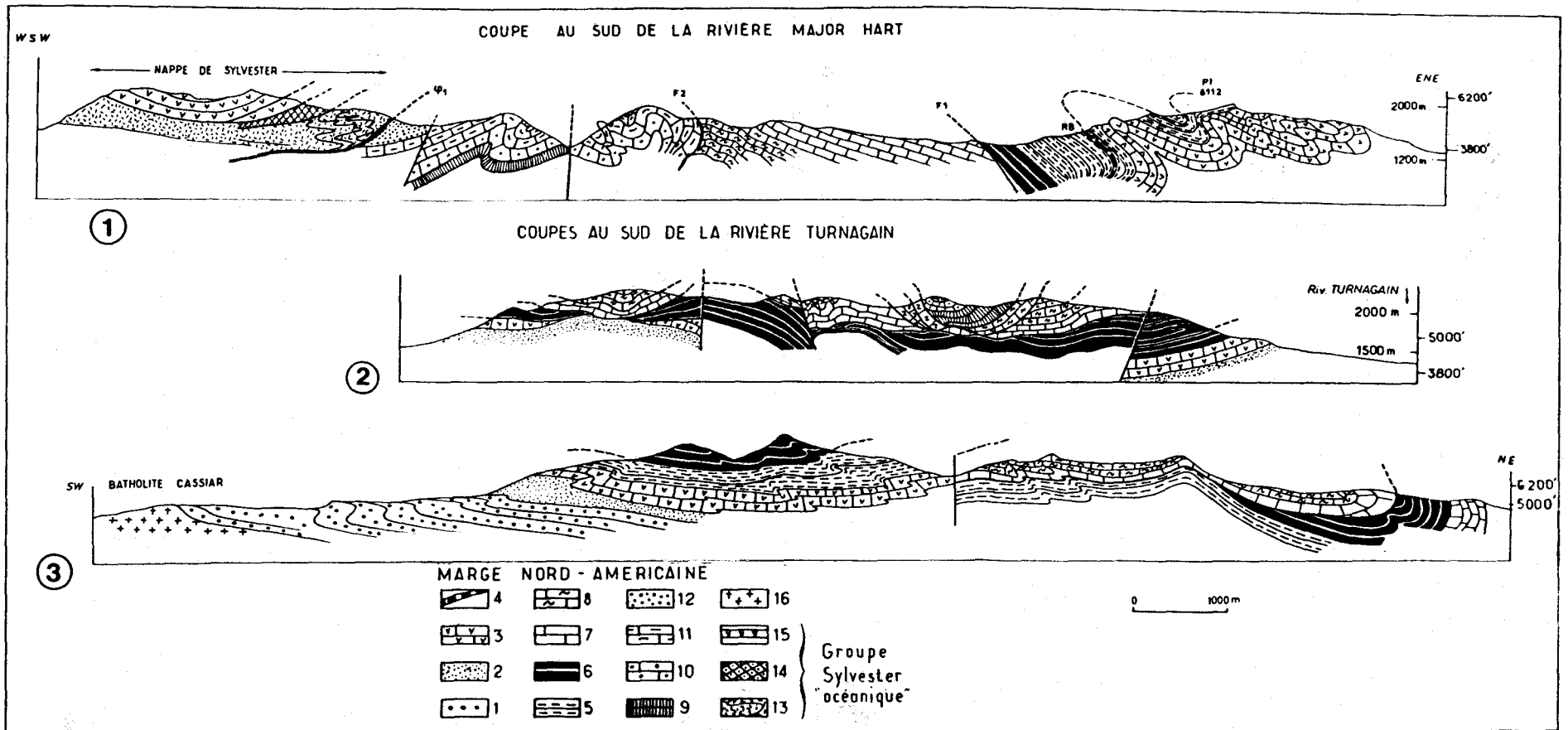


Fig. 250 - Coupes dans la chaîne Cassiar.

La plate-forme Nord Américaine :

1- F. Swannell ; 2- F. Espee ; 3- F. Espee ; 4- lits rouges ; 5- F. Stelkuz ; 6- F. Boya ; 7- G. Atan ; 8- G. Kechika ; 9- F. Road river ; 10- G. Sandpile ; 11- G. Mac Dame ; 12- "Black clastic" G. Sylvester ; 13- cherts ; 14- shales ; 15- R. volcaniques. Crétacé ; 16- granites.

Fig. 250 - Cross-sections in Cassiar Range.

North-American margin :

1- Swannell F. ; 2- Espee F. ; 3- Espee F. ; 4- Red beds ; 5- Stekuz F. ; 6- Boya F. ; 7- Atan G. ; 8- Kechika G. ; 9- Road river F. ; 10- Sandpile G. ; 11- Mac Dame G. ; 12- "Black clastic" Sylvester Group ; 13- cherts ; 14- shales ; 15- Volcanic rocks - Cretaceous ; 16- garnets.

La coupe 2 donne un exemple du "jeu de cartes" qui existe sous la nappe, le contact stratigraphique n'apparaît plus entre les différentes lithologies.

La coupe 3 est levée plus à l'Est, près de la faille Kechika, dans une série lithologiquement et structuralement identique à celle de la coupe 2; les plis tardifs ont ici une grande importance, en particulier près de la faille Kechika.

Les structures majeures de la chaîne étant présentées, on va s'attacher à l'étude mésoscopique de cette chaîne.

L'étude du premier ensemble, non métamorphisé, sera envisagée dans la partie tectonique, celle du second ensemble, métamorphisé, est divisée en trois domaines évoqués dans l'introduction.

## B. LA MICROTTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME AU NORD DU BATHOLITE CASSIAR (DOMAINE 1).

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS.

Les plis qui engendrent la schistosité initiale sont rarement observés; les plus communs reprennent  $S_0$  et  $S_1$  pour donner de belles structures transposées (Gabrielse et Mansy, 1980; Mansy, 1980). Cette transposition se traduit par des plis similaires  $P_2$ , limités par des plans de glissement  $S_2$ ; elle est nette dans les niveaux calcaires alors qu'elle s'amenuise dans les niveaux quartzitiques (fig. 251). Les axes des plis transposés  $P_2$  ont une direction de  $100^\circ - 280^\circ N$ ; le plan  $S_2$  repris par les plis tardifs a souvent un pendage très faible (stéréogramme 1 de la figure 252). Les plis tardifs  $P_3$  synschisteux ont une orientation N-S et une surface axiale  $S_3$  à pendage Est; une légère crénelation apparaît souvent à l'intersection de  $S_2$  et  $S_3$ . La phase tardive, comme dans la chaîne Sifton, est bien marquée près de la faille Kechika et elle disparaît plus à l'Ouest. Près du batholite de Cassiar, les éléments planaires  $S_0$ ,  $S_1$  et  $S_2$  sont redressés et recoupés par le granite.

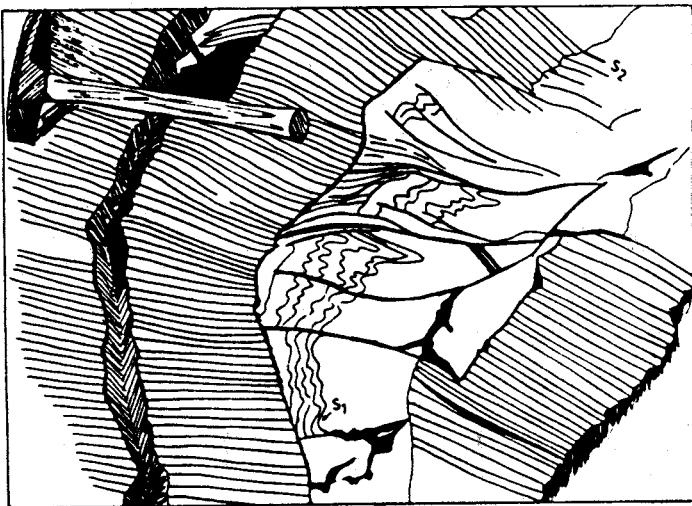


Fig. 251 - Plis de seconde phase dans le Groupe Kechika. Ces plis reprennent une première foliation  $S_1$  pour engendrer des plis similaires.

Fig. 251 - Second phase folding in Kechika Group.  $S_1$  is folded by the folds and creates similar folds.

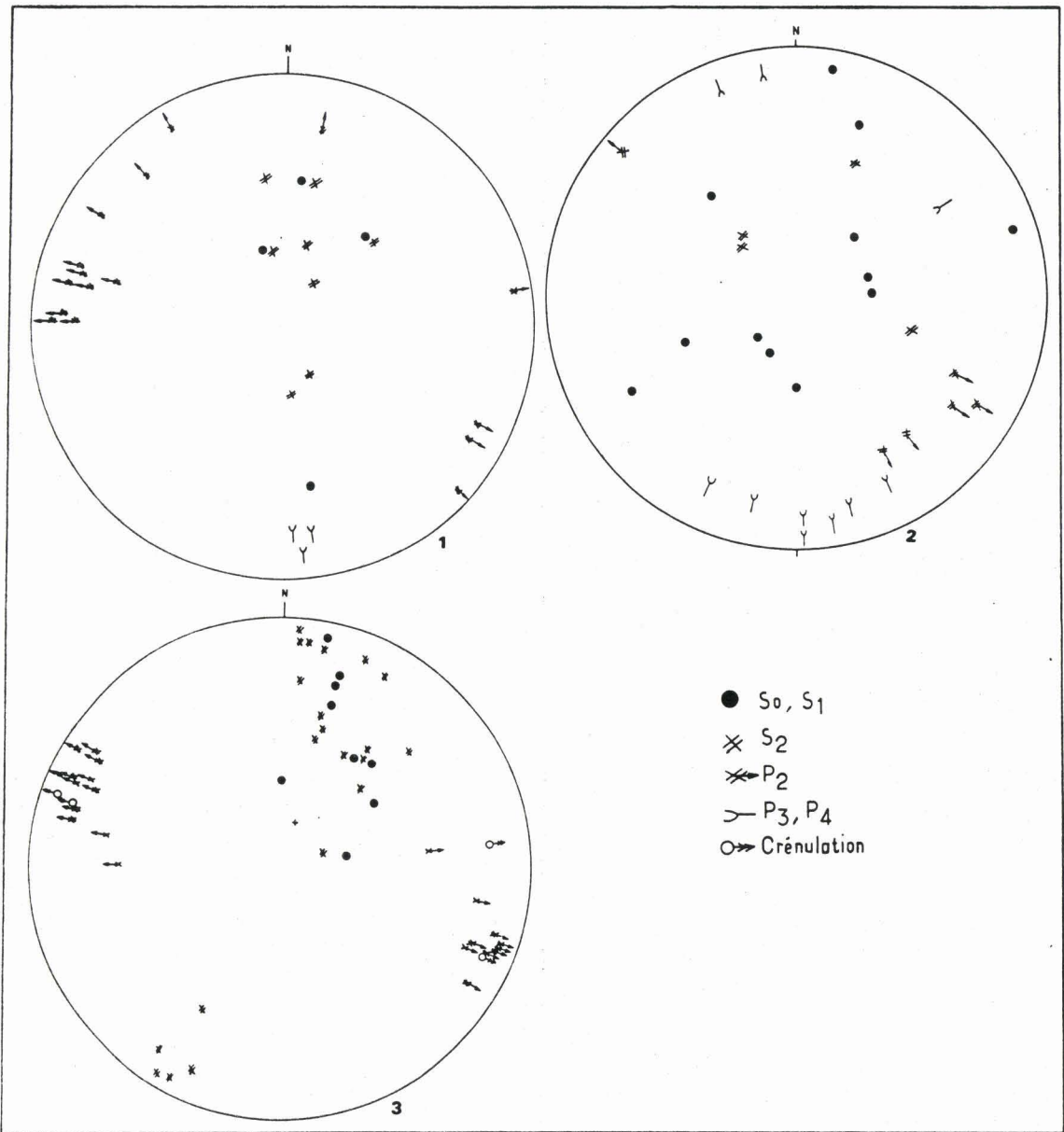


Fig. 252 - Les principaux éléments structuraux de la chaîne Cassiar reportés sur stéréogrammes.

Fig. 252 - Main structural elements of Cassiar Mountains on stereograms.

## 2. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

Les plis P<sub>2</sub> reprennent une première foliation qui renferme de la biotite dans les niveaux métamorphisés. S<sub>1</sub> peut aussi apparaître en reliques dans des cristaux de sphène enveloppés par S<sub>2</sub> repris par des petits plis tardifs. En se rapprochant du batholite, l'effet du métamorphisme de contact s'affirme; un kilomètre autour du massif, de la biotite post-S<sub>2</sub> apparaît puis, en se rapprochant, on note la présence d'andalousite tardi à post-S<sub>2</sub>. Les premiers effets de la montée du granite se sont fait sentir alors que la genèse de S<sub>2</sub> se terminait, les derniers effets thermiques sont postérieurs aux déformations planaires. Au contact du batholite, on observe des cornéennes à cordiérite, et une "sillimanitisation" de l'andalousite; ces minéraux forment la dernière paragenèse.

## C. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME DANS LES PANNEAUX RELIQUES (DOMAINE 2).

La localisation des coupes et le numéro des échantillons sont indiqués sur la figure 203. Les coupes sont décrites sur la figure 101.

### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS ET LEUR ORIENTATION.

Les structures transposées sont encore reconnaissables dans ce domaine; les plis  $P_2$  contiennent de la biotite dans leur surface axiale. Le plissement tardif  $P_3$  reprend des filons et des petites injections de granite, il a une direction de  $170^\circ N$  et une surface axiale à pendage Est. Les mesures effectuées dans le grand panneau central sont portées sur le stéréogramme 2 de la figure 252; celles qui ont été prises dans les enclaves septentrionales n'ont pas été reportées, en raison de leur petite taille et de basculements possibles.

### 2. LE MÉTAMORPHISME ET LES RELATIONS TEXTURALES.

Le minéral le plus caractéristique est l'andalousite qui croît pendant et après  $S_2$ . L'échantillon 78 prélevé au contact du batholite est riche en enseignements (coupe 1, fig. 101, à la limite des unités 2 et 3). On y distingue trois types texturaux d'andalousite : le premier type est précoce, il renferme des inclusions non déformées qui miment la foliation initiale  $S_1$ ; le second type est caractérisé par des andalousites en forme de S synchrones de  $S_2$  (photo 31); le troisième type apparaît sous la forme d'andalousites qui fossilisent  $S_2$  ou apparaissent sur les apophyses des andalousites antérieures. Ces trois types d'andalousite sont ensuite partiellement transformés en fibrolite. L'ensemble de ces observations est schématisé sur la figure 253. La fibrolite peut aussi apparaître sur la biotite. L'andalousite est parfois totalement pseudomorphosée par des porphyroblastes de muscovite, remplacés à leur tour par des cristaux de sillimanite prismatique qui se développent à la fois sur le cristal hystérogène et sur la matrice micacée, ce processus est nettement postérieur à la formation de  $S_2$  (fig. 208). Les conditions de genèse et le remplacement de ces minéraux a été envisagé précédemment (voir paragraphe 10 : les assemblages minéralogiques).

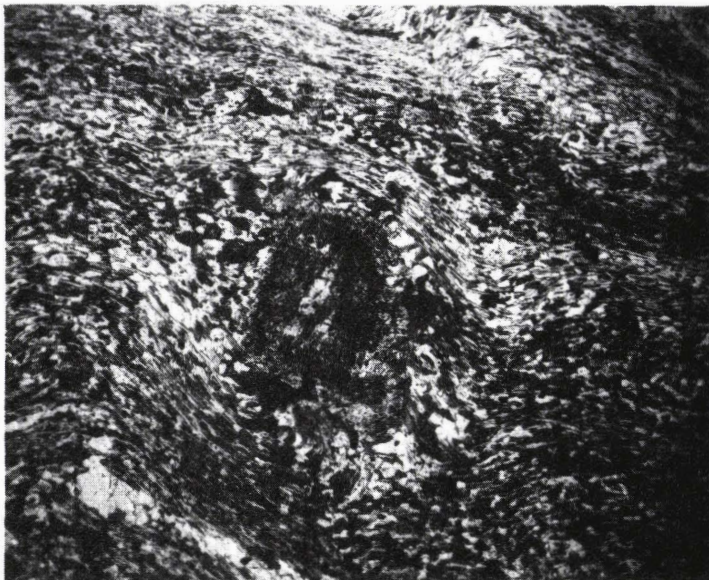


Photo 31 - Andalousite sigmoïdale qui s'est développée au début de la formation de  $S_2$  (éch. 78 - Lumière polarisée et analysée - X 8).

Photo 31 - Sigmoidal andalousite which develops during  $S_2$  (sample 78, crossed Nicols, X 8).



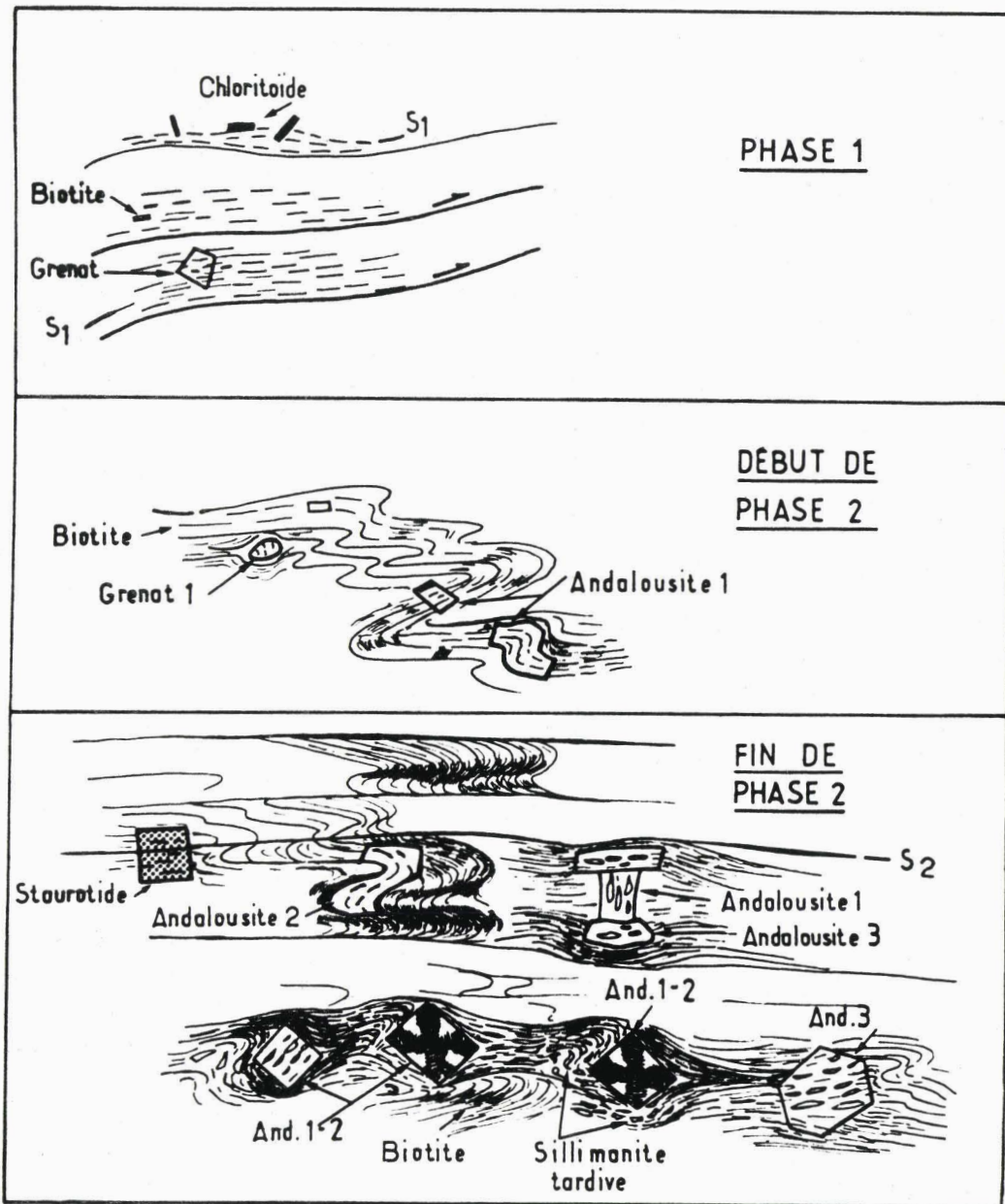


Fig. 253 - Quelques relations structurales relevées autour du batholite Cassiar. On note la succession des andalousites, et la "sillimanitisation" tardive.

Fig. 253 - Some textural relations around Cassiar batholith. We can see successive andalousites and a late "sillimanitisation".

#### D. LA MICROTECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME AU SUD DU BATHOLITE CASSIAR (DOMAINE 3).

Deux coupes ont été levées dans ce petit domaine où affleurent les faciès de transition qui renferment des micaschistes, des quartzites et des phyllites noires (coupes 1 et 3 de la figure 100).

##### 1. LA GEOMETRIE DES PLIS ET LEUR ORIENTATION.

La première phase de plissement isoclinal affleure en de rares endroits; la deuxième phase qui reprend S<sub>1</sub>, est encore une fois la plus nette. Les plis P<sub>2</sub>, synschisteux, ont une direction axiale de 270° - 280°N et un plongement d'une dizaine de degrés. La foliation associée à ces plis a une vergence Sud près du batholite et se redresse vers le Sud. Ces mesures du domaine 3 sont sur le stéréogramme 3 de la figure 252. La reprise de la schistosité S<sub>1</sub> engendre parfois une légère crénulation et un clivage de type strain slip.



Sur la coupe la plus septentrionale, des petits plis isoclinaux sont repris par  $P_2$  en créant de belles interférences qui apparaissent aussi dans le groupe Kechika au Sud de la rivière Turnagain dans le domaine 1 (Photo 32, des plis isoclinaux qui reprennent une foliation riche en biotite).

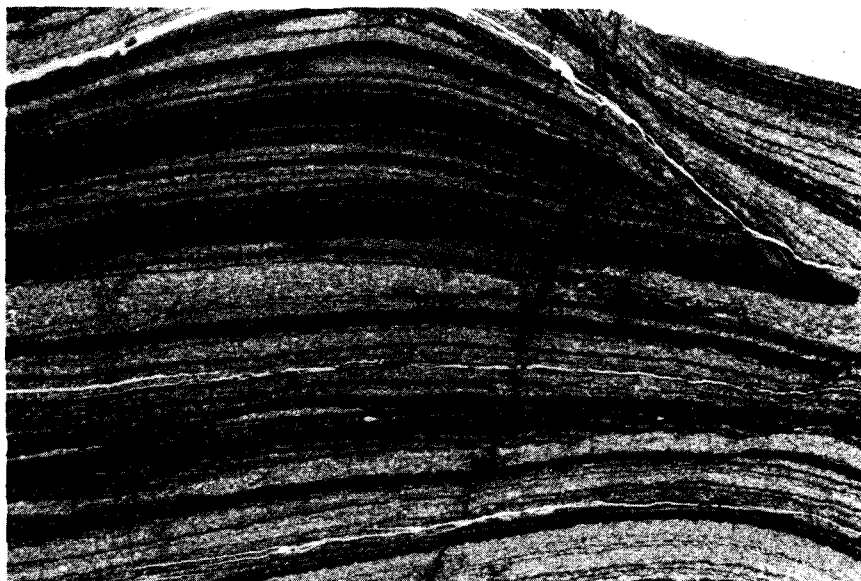


Photo 32 - Plis isoclinaux qui renferment une foliation riche en biotite. Des petites biotites croisées croissent postérieurement (X 2).

Photo 32 - Isoclinal folds of a biotite foliation, crossed biotites appears lately (X 2).

## 2. LE METAMORPHISME - LES RELATIONS TEXTURALES.

La première phase isoclinale reprend  $S_1$  qui contient de la biotite et du grenat. La phase  $S_2$  est accompagnée par la blastèse d'andalousite et suivie par de la biotite, de l'andalousite du grenat, de la staurotide et de la sillimanite. Cette cristallisation tardive est due à la montée thermique qui accompagne et suit la mise en place du granite.

## E. CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE CASSIAR.

Le métamorphisme n'affecte que le domaine des faciès de transition qui affleure sous la nappe de Sylvester. Trois phases de plissements sont observées dans ce domaine; la première relativement rare génère  $S_1$  qui contient souvent de la biotite; la seconde phase de plissement  $P_2$  transpose  $S_1$  en donnant naissance à un strain slip général  $S_2$ ; la troisième phase  $P_3$  reprend  $S_2$  par des plis droits. L'orientation de la première phase est mal définie, la deuxième phase a une direction E-W, la troisième phase est quasiment N-S dans le domaine 1 et elle a une direction de  $280^\circ\text{N}$  dans le domaine 3.

Le métamorphisme commence avant la formation de  $S_2$  qui enveloppe des porphyroblastes de sphène et de grenat, il se poursuit pendant la genèse de  $S_2$  avec la blastèse d'andalousite et se termine par la fossilisation des dernières déformations. Cette phase statique est marquée par la cristallisation de grenat, de staurotide, d'andalousite et parfois par la sillimanitisation de cette dernière. L'essentiel du métamorphisme anté- $S_2$  apparaît à la périphérie, alors qu'au contact du batholite cette première phase est suivie par la blastèse tardi à post- $S_2$ , calant ainsi la mise en place du granite.

## V. LA CHAÎNE FINLAY

La chaîne Finlay apparaît comme un large anticlinorium déversé et chevauchant vers le SW. Elle est constituée par des terrains d'âge protérozoïque à paléozoïque inférieur, peu ou pas métamorphisés. L'analyse des minéraux argileux et de la cristallinité de l'illite a montré que le domaine de l'anchimétamorphisme est atteint au niveau de la Formation Stelkuz, la chlorite apparaissant dans la Formation Tsaydiz et la biotite étant limitée à la Formation Swannell.

Dans cette partie du mémoire, l'étude de la chaîne Finlay est limitée à la géométrie des plis mésoscopiques et à leur orientation. Treize domaines structuraux y ont été définis, ils sont limités par des failles ou par des traits morphologiques majeurs (fig. 254). Chaque domaine a fait l'objet d'approximations successives pour essayer d'obtenir une grande homogénéité à laquelle il est difficile de parvenir dans les régions métamorphisées.

Pour ne pas trop disperser l'analyse géométrique, il ne sera fait qu'un commentaire général des principales structures mésoscopiques et microscopiques.

### A. PRÉSENTATION DE LA CHAÎNE.

Les structures majeures de la chaîne sont indiquées sur la figure 255 et localisées sur la figure 254. La coupe 2 est la plus représentative de la partie centrale de la chaîne. On y reconnaît trois grands ensembles structuraux. A l'Est, entre les failles  $F_1$  et  $F_3$ , les structures anticlinoriales sont nettes, les plis couchés à vergence SW sont bien développés avec un plan axial qui s'aplatit au centre de la coupe à l'Ouest du Pic Mac Graw. C'est dans ce premier ensemble qu'affleurent les formations les plus anciennes. Le second ensemble est limité à l'Est par la faille  $F_3$  et à l'Ouest par la faille  $F_2$ , les plis y sont plus lourds, car les roches du Groupe Atan qui les constituent sont plus compétentes. Cet ensemble est d'autant plus faillé que l'on se rapproche du chevauchement  $F_2$ ; au delà on distingue le troisième ensemble renfermant les roches incompetentes du Groupe Kechika qui affleurent bien au Nord de la rivière Stelkuz. Les déformations sont plus complexes et l'hétérogénéité croît au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'Ouest de la chaîne Finlay, nous étudierons d'abord les structures orientales qui semblent plus simples.

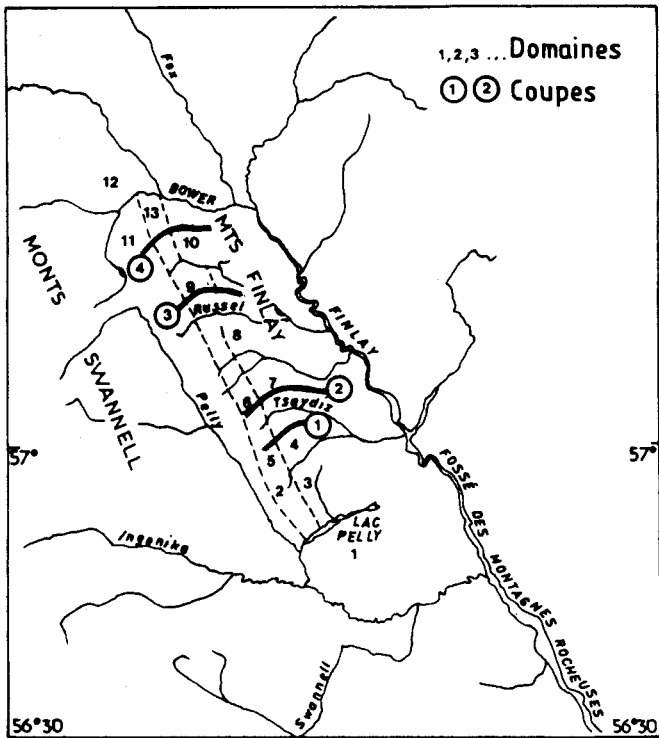


Fig. 254 - Domaines structuraux de la chaîne Finlay et localisation des coupes de la figure 255.

Fig. 254 - Structural domains of Finlay Range, and localization of cross-sections shown on figure 255.

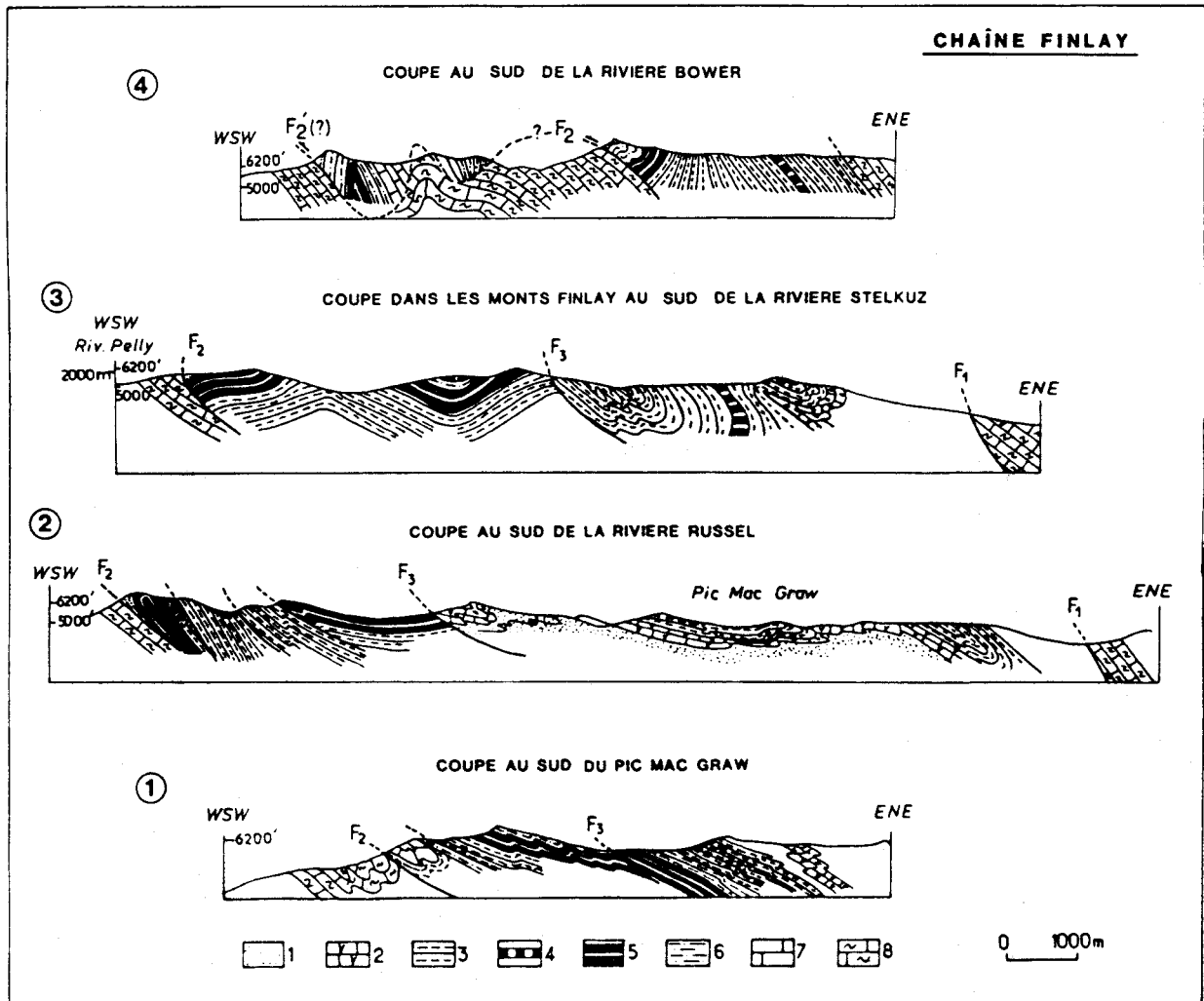


Fig. 255 - Coupes représentatives de la chaîne Finlay.

Protérozoïque : 1- F. Tsaydiz ; 2- F. Espee ; 3- F. Stelkuz ; 4- Lits rouges.  
Cambrien inf. : 5- F. Boya inf. ; 6- F. Boya sup. ; 7- F. Rosella.  
Cambro-Ordovicien : 8- G. Kechika.

Fig. 255 - Cross-sections through Finlay Range.

Proterozoic : 1- Tsaydiz F. ; 2- Espee F. ; 3- Stelkuz F. ; 4- Red Beds  
Lower Cambrian : 5- Lower Boya F. ; 6- Upper Boya F. ; 7. Rosella F.  
Cambro-ordovician : 8- Kechika Group.

## B. LES DIFFÉRENTS PLISSEMENTS.

### 1. LES STRUCTURES DE PREMIERE PHASE.

La phase la plus importante a mis en place les grands plis parfois isoclinaux de direction relativement constante, renversés vers le SW. Ces plis kilométriques affleurent bien au Nord de la rivière Stelkuz, ils sont associés à des structures mineures qui existent sur toute la chaîne.

- Dans l'ensemble l'oriental, les petits plis de première phase sont synschisteux, ils possèdent un plan axial à pendage très variable, fort à l'Est près de la faille  $F_1$ , il devient subhorizontal au centre de la chaîne près de la faille  $F_2$ .

La schistosité de fracture apparaît nettement dans la Formation Stelkuz, elle passe graduellement à une schistosité de flux, particulièrement bien exprimée dans la Formation Tsaydiz. Ces plis de première phase sont souvent accompagnés par une belle linéation d'intersection (photo 33), et par des meneaux particulièrement bien développés dans la Formation Espee (fig. 256). La schistosité est pénétrative et subhorizontale près du Pic Mac Graw, à la base de la Formation Stelkuz; l'ondulation de la schistosité  $S_1$  (fig. 257) indique que celle-ci a été reprise lors de la genèse de l'antiforme.



Fig. 256 - Plis de première phase, avec création de meneaux, par intersection entre  $S_0$  et  $S_1$  (Formation Espee).

Fig. 256 - First phase folding, with mullions created by interference between  $S_0$  and  $S_1$  (Espee Formation).

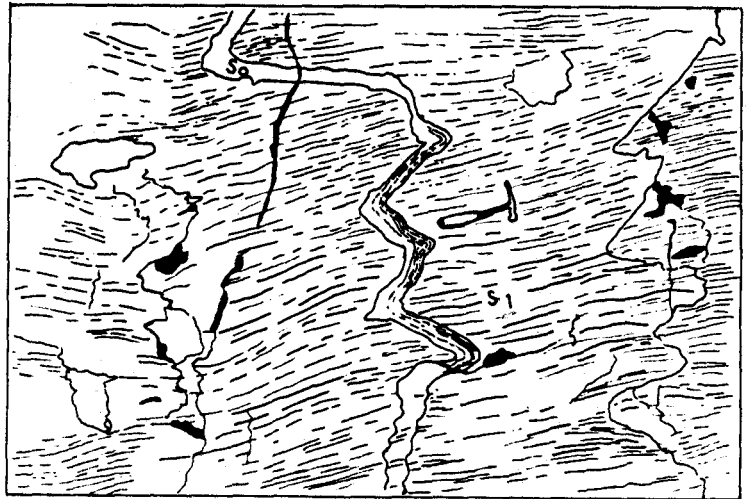


Fig. 257 - Plis de première phase synschisteux, à la base de la Formation Stelkuz, près du pic Mac Graw.

Fig. 257 - First phase folding, base of Stelkuz Formation near Mac Graw Peak.



Photo 33 - Plis première phase synschisteux de la Formation Stelkuz (Près de Russel Creek).

Photo 33 - First phase fold, with a penetrative cleavage. Stelkuz Formation near Russel Creek.

- Dans l'ensemble 2, les plis de première phase sont rarement observables à la base du Groupe Atan alors qu'on peut les distinguer dans la partie moyenne de ce groupe (Formation Boya supérieure). Lorsque les shales noirs sont prédominants, les plis sont marqués par une schistosité de fracture (photo 34), et de flux très nette (photo 35). La partie centrale de l'ensemble 2 est constituée par le flanc long d'un vaste pli couché, le flanc court laissant apparaître un petit synclinal de calcaires de la Formation Rosella (Cambrien inférieur).



Photo 34 - Schistosité de fracture dans la Formation Boya supérieure au Nord du Pic Ravenal.

Photo 34 - Fracture cleavage of Upper Boya Formation North of Ravenal Peak.

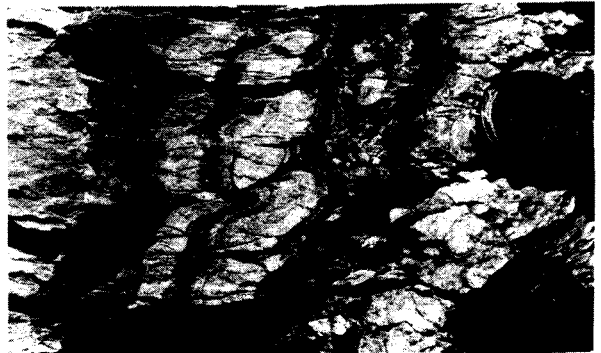


Photo 35 - Passage de la schistosité de flux à la schistosité de fracture, dans la Formation Boya supérieure au Nord du Pic Ravenal.

Photo 35 - Transition from fracture to flow cleavage, in Upper Boya Formation, North of Ravenal Peak.



- Dans l'ensemble 3, la stratification originelle est très difficile à suivre, en raison de la schistosité générale qui affecte les calcschistes du Groupe Kechika. Un seul pli attribué à la première phase est observé dans des niveaux plus compétents à l'Ouest du mont Irish (photo 36) ; il est repris lors d'une phase ultérieure.



Photo 36 - Pli polyphasé dans les calcaires du Groupe Kechika (W du mont Irish).

Photo 36 - Polyphased fold in Kechika Group limestone (W of Mount Irish).

## 2. LES STRUCTURES TARDIVES.

Les plis des phases tardives se marquent essentiellement par des kinks-banks dans les niveaux structuraux supérieurs (Formation Stelkuz et Boya), ils sont plus variés et plus fréquents dans les niveaux structuraux inférieurs (Formation Tsaydiz).

- Dans l'ensemble 1, les plis de deuxième phase des niveaux supérieurs ont une amplitude décimétrique, on les distingue des plis de première phase car ils reprennent une schistosité de flux et ils ont une orientation différente. Sur la photo 37, la première schistosité est caractérisée par un aplatissement, une réorientation et une recristallisation de la calcite et des phyllites bien marqués à la charnière des plis. Une seconde schistosité, de plan axial, apparaît ensuite dans les niveaux plus pélitiques, la combinaison des deux schistosités engendre un début de strain-slip appelé ici  $S_2$ . Lorsque l'alternance entre les niveaux calcaires et les niveaux pélitiques est millimétrique, on peut observer le passage de la schistosité de fracture à la schistosité de flux et au strain slip en fonction de la lithologie (fig. 258). A l'extrados du niveau compétent le strain-slip est en éventail, il se raccorde à la schistosité de fracture et vers le coeur du pli il affecte les niveaux compétents



Photo 37 - Lame mince d'un pli tardif qui affecte une schistosité de flux antérieure. Une schistosité de type strain slip apparaît au coeur du pli dans les pelites (x 1).

Photo 37 - Late fold of an early flow cleavage, a strain slip cleavage is created in the phyllites (x 1).





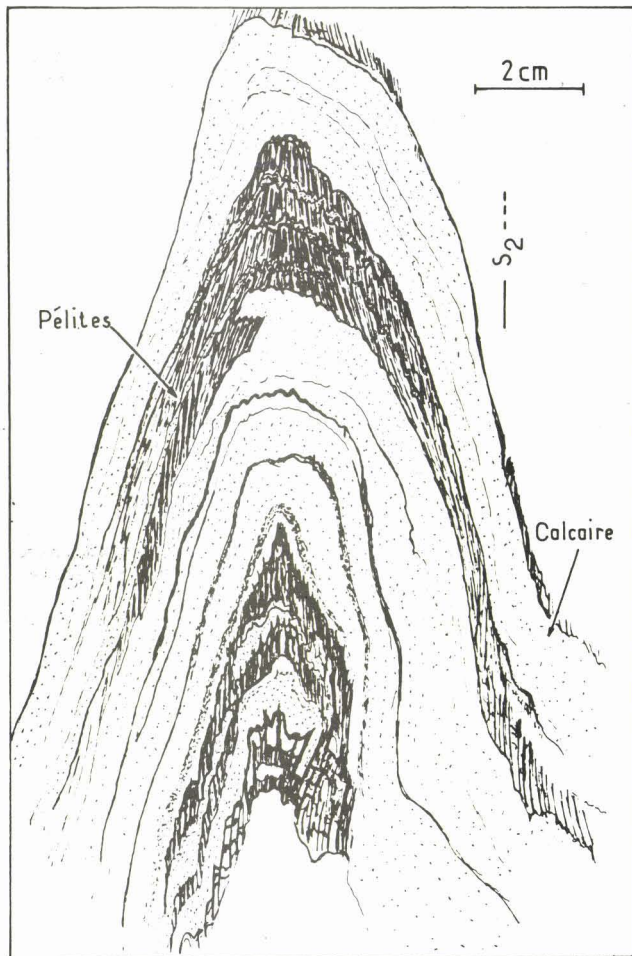


Fig. 258 - *Lame mince, montrant un pli tardif dans lequel on observe le passage entre la schistosité de flux et la schistosité de fracture.*

Fig. 258 - *Thin section showing transition between flow cleavage and fracture cleavage.*

Dans les niveaux structuraux inférieurs de la chaîne Finlay, les plis de deuxième phase sont associés à un strain-slip qui reprend une schistosité de flux antérieure parallèle à la stratification (photo 38). Le strain slip est évidemment bien exprimé en raison de la grande quantité de phyllites présente dans la Formation Tsaydiz, il se marque par des plans de clivage pénétratifs à l'échelle mésoscopique (fig. 259 et 260).



Photo 38 - *Schistosité de type strain slip, dans la Formation Tsaydiz, elle reprend une schistosité de flux primitive (x 1).*

Photo 38 - *Strain slip cleavage in Tsaydiz Formation, it affects an early cleavage (x 1).*

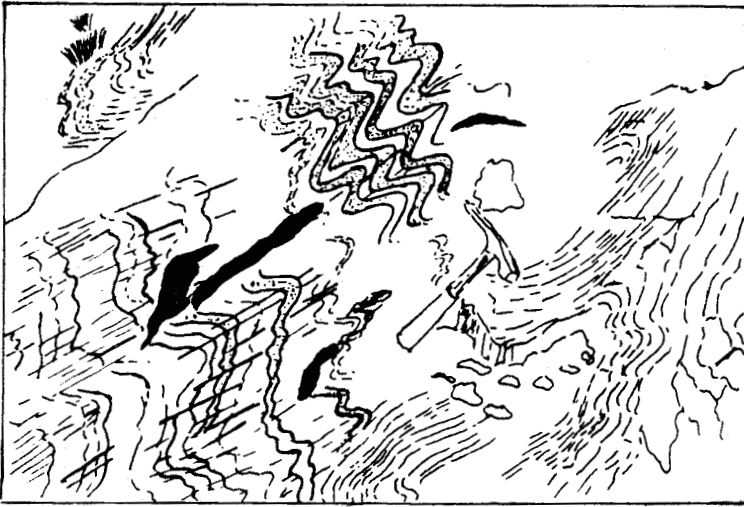


Fig. 259 - Plis tardifs synschisteux reprenant une schistosité de flux antérieure (Formation Tsaydiz).

Fig. 259 - Late Axial-plane fold of an early cleavage (Tsaydiz Formation).

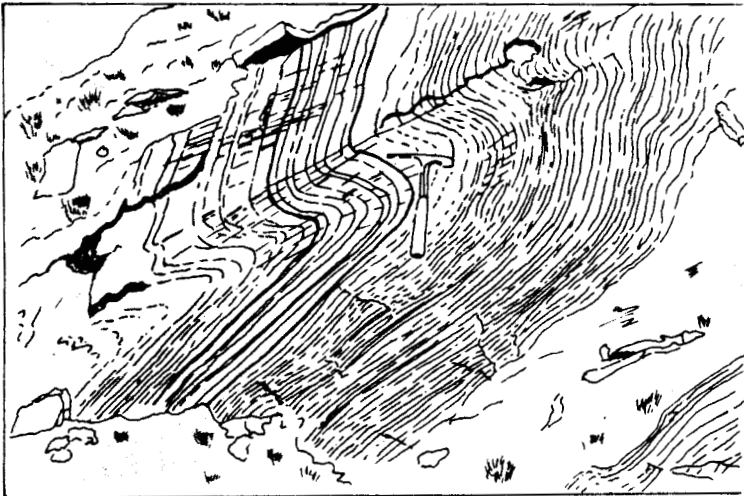


Fig. 260 - Pli tardif synschisteux dans la Formation Tsaydiz.

Fig. 260 - Late Axial-plane foliation in a fold (Tsaydiz Formation)

Près du Pic Pivot, une succession de déformations a été observée dans la Formation Tsaydiz. Une légère ondulation de la schistosité de flux  $S_1$  se traduit d'abord par une linéation  $L_2$  ; cette linéation est reprise ensuite par des plis décimétriques en kinks. Une schistosité fruste de type strain-slip ( $S_3$ ) accompagne ces plis tardifs, soulignés par une nouvelle linéation  $L_3$  (fig. 261).

A la limite des ensembles 1 et 2, les plis tardifs sont fréquents et vraisemblablement liés au jeu de la faille  $F_3$  (fig. 255). Ces plis tardifs ont les mêmes caractéristiques que ceux décrits sur la figure 258, bien que situés dans un contexte structural plus élevé. La schistosité de flux  $S_1$  est reprise dans des plis à allure variable selon la lithologie. La schistosité de strain-slip  $S_2$  est bien exprimée dans les niveaux pélitiques, alors qu'elle n'affecte pas les niveaux calcaires où  $S_1$  parallèle à  $S_0$  est très net et non déformé.

- Dans l'ensemble 2 les plis tardifs apparaissent sous la forme de kink-bands variant en taille du millimètre au décimètre dans les quartzites de la Formation Boya inférieur (coupe DD' au Sud du Pic Mac Graw).

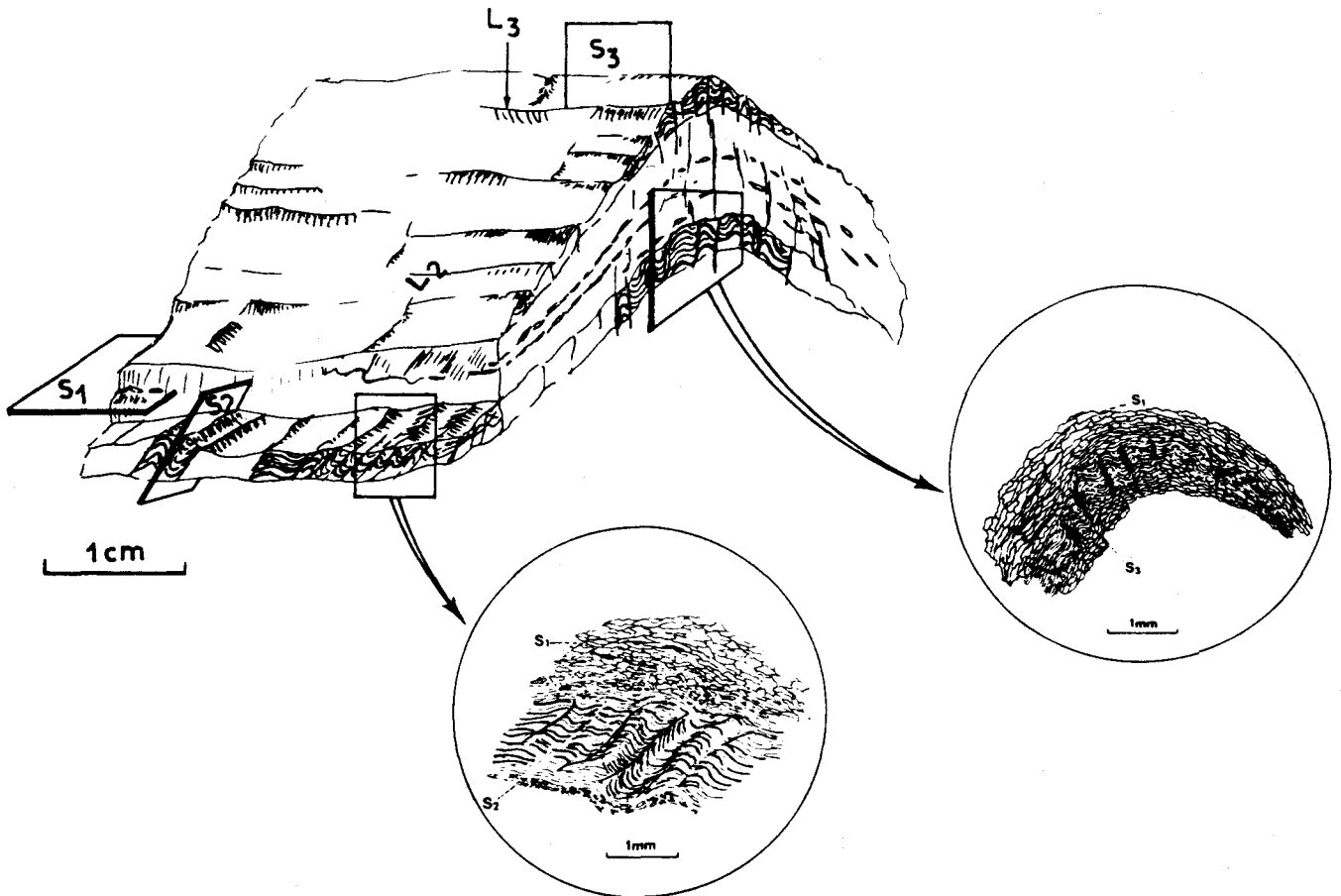


Fig. 261 - Relation entre divers éléments structuraux observés sur un pli issu de la Formation Tsaydiz - Pic Pivot.

Fig. 261 - Relationships between structural elements of Tsaydiz Formation (Pivot Peak).

- Dans l'ensemble 3, les déformations tardives sont les plus remarquables. Le groupe Kechika constitué pour l'essentiel de calcschistes, est affecté par un clivage  $S_1$  beaucoup plus prononcé que dans les horizons sous-jacents, on peut être surpris par cette observation, sauf si l'on admet que l'ensemble 3 est une zone structurellement indépendante ; nous reviendrons sur ce point dans les conclusions.

Le plan d'anisotropie  $S_1$  facilite la formation de kinks-bands conjugués dans les calcaires et de plis en accordéon dans les niveaux plus schisteux (Mansy, 1972, 1980). Ces plis sont bien exprimés à l'Ouest du Mont Irish, et au Nord de celui-ci, près de la rivière Finlay (photo 39, et fig. 262 et 263). Eisbacher (1972) situe cette phase de déformation immédiatement après le début de la sédimentation de la Formation Sifton (Crétacé supérieur), car les débris de phyllites déformées par des kinks se retrouvent à sa base. Dans ces dépôts lacustres de nombreuses traces de slumping soulignent des mouvements contemporains de la sédimentation. De très beaux exemples de ces plis sont observés à l'Est et à l'Ouest du mont Irish.

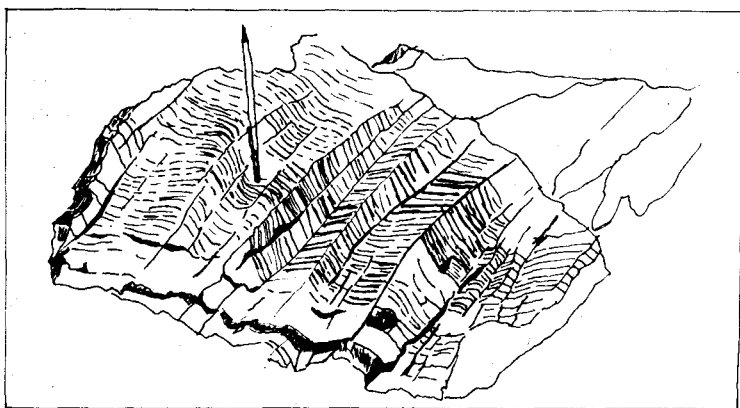


Fig. 262 - Plis en chevrons dans les calcschistes du Groupe Kechika.

Fig. 262 - Chevrons folds in calcschists of Kechika Group.

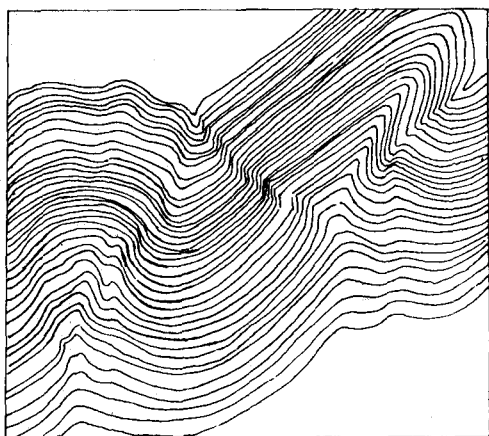


Fig. 263 - Kink-bands conjugués dans les calcaires du Groupe Kechika (E du mont Irish).

Fig. 263 - Conjugate kinks in limestones of Kechika Group (E of Mount Irish).

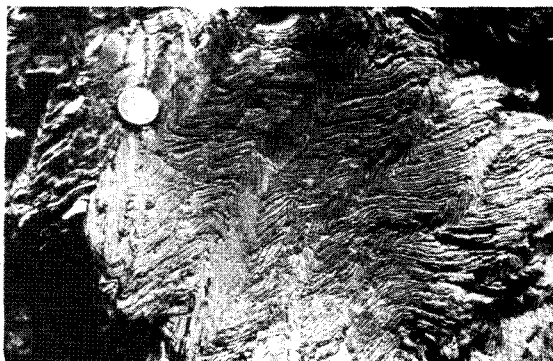


Photo 39 - Plis en accordéon dans les calcschistes du Groupe Kechika (Nord du mont Irish).

Photo 39 - Kink folds in calcschists of Kechika Group (North of Mount Irish).

### C. L'ORIENTATION DES PLIS ET DES ÉLÉMENTS ASSOCIÉS.

Comme on l'a vu précédemment, la superposition des plis est rarement observée dans la chaîne Finlay, par contre une différence dans le style, et dans l'orientation des plis est assez fréquente. Cette distinction n'est cependant pas suffisante pour déterminer les relations entre les phases de plissement. Ainsi, Williams (1970) a montré que l'hétéroaxialité et un style différent peuvent apparaître lors d'une même phase de plissement. Les relations entre les différentes schistosités constituent une chronologie relative plus sûre.

Les plis de première génération qui apparaissent dans les Formations Espee et dans les formations sus-jacentes sont souvent ouverts et de type parallèle, classe 1B de Ramsay (1967); dans les formations sous-jacentes ils sont de classe 2 et parfois de classe 3. Ces plis sont tous synschisteux, et l'anisotropie planaire ainsi créée va engendrer des différences dans les plis plus tardifs. Dans le niveau structural supérieur, la schistosité primitive est reprise par des plis en kink-bands, alors que dans les niveaux structuraux plus profonds, un strain slip apparaît.

Les premiers plis sont déversés et parfois renversés vers le SW, leur direction axiale reste assez uniforme à l'échelle d'un domaine, même si l'on constate des disparités entre des mesures effectuées dans des niveaux compétents et celles effectuées dans des niveaux incompétents, ces dernières révélant une plus grande dispersion.

Les stéréogrammes de la chaîne Finlay sont reportés sur les figures 264, 265 et 266, on remarque que les ensembles 1 et 2 sont relativement plus homogènes que les stéréogrammes relatifs à l'ensemble 3, pour lesquels la concentration ne sera pas suffisante pour tracer un grand cercle.

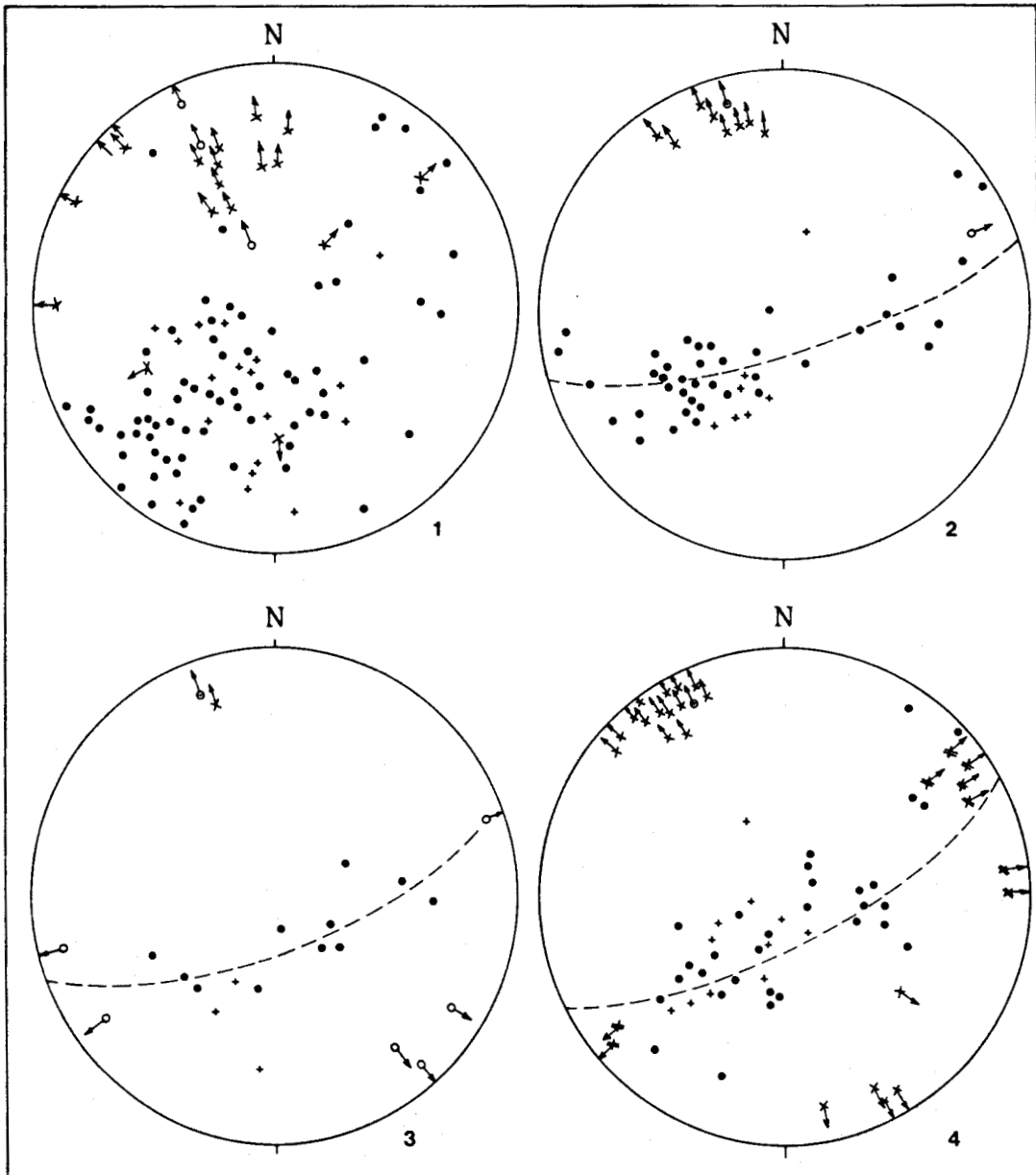


Fig. 264 - Stéréogrammes des domaines 1 à 4. Voir la légende figure 266.

Fig. 264 - Stereograms of domains 1 to 4. See legend figure 266.

Une dispersion apparaît aussi dans le domaine 1 situé près du Pic Barrier, en raison de la grande variété lithologique et surtout d'un polyphasage tectonique plus important que dans les autres domaines.

Les plis du domaine 1 ont une direction assez constante, proche de  $330^{\circ}\text{N}$ , alors que le plongement varie de  $10^{\circ}$  à  $70^{\circ}$ . Des plis avec un tel plongement apparaissent surtout dans les domaines polyphasés, on peut rechercher l'origine de ces plis dans la culmination du complexe de Wolverine et dans le jeu des grands décrochements, ces deux phénomènes pouvant être liés.

Dans les domaines 2 et 3, les plis majeurs ont un axe de  $340^{\circ}\text{N}$  et un plongement moyen de  $15$  à  $20^{\circ}$ . Il n'y a pas de différence notable entre les axes des petits plis et la valeur calculée que l'on peut obtenir à partir du grand cercle passant par  $S_0$ , sur les divers stéréogrammes.

Dans le domaine 4, des petits plis tardifs de direction  $60^{\circ}\text{N}$  et  $85^{\circ}\text{N}$  sont fréquents, ils reprennent la schistosité de flux  $S_1$ . L'axe des plis moyens est proche de l'horizontale dans le domaine 5, les plis mineurs ont un axe  $125^{\circ}$ - $310^{\circ}\text{N}$ , les plis tardifs sont relativement dispersés dans le quadrant N-E.

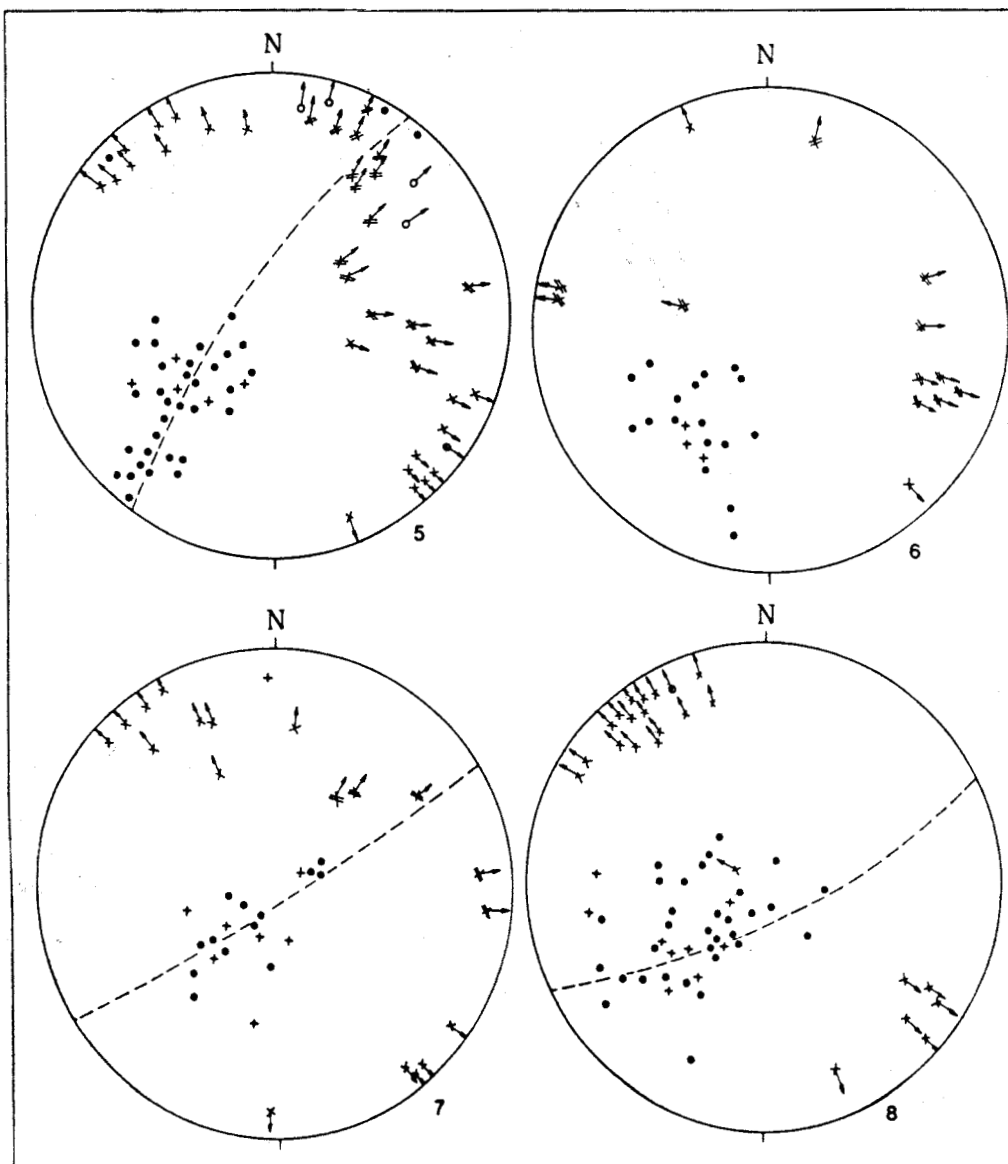


Fig. 265 - Stéréogrammes des domaines 5 à 8.

Fig. 265 - Stereograms of domains 5 to 8.

Le domaine 6 très faillé, ne permet pas de définir d'axe précis, les domaines 7, 8, 9 et 10 constituent l'ensemble 1 tel qu'il a été défini dans le préambule, l'axe calculé est très proche, il est compris entre 325°N et 338°N avec un plongement de 4 à 20°.

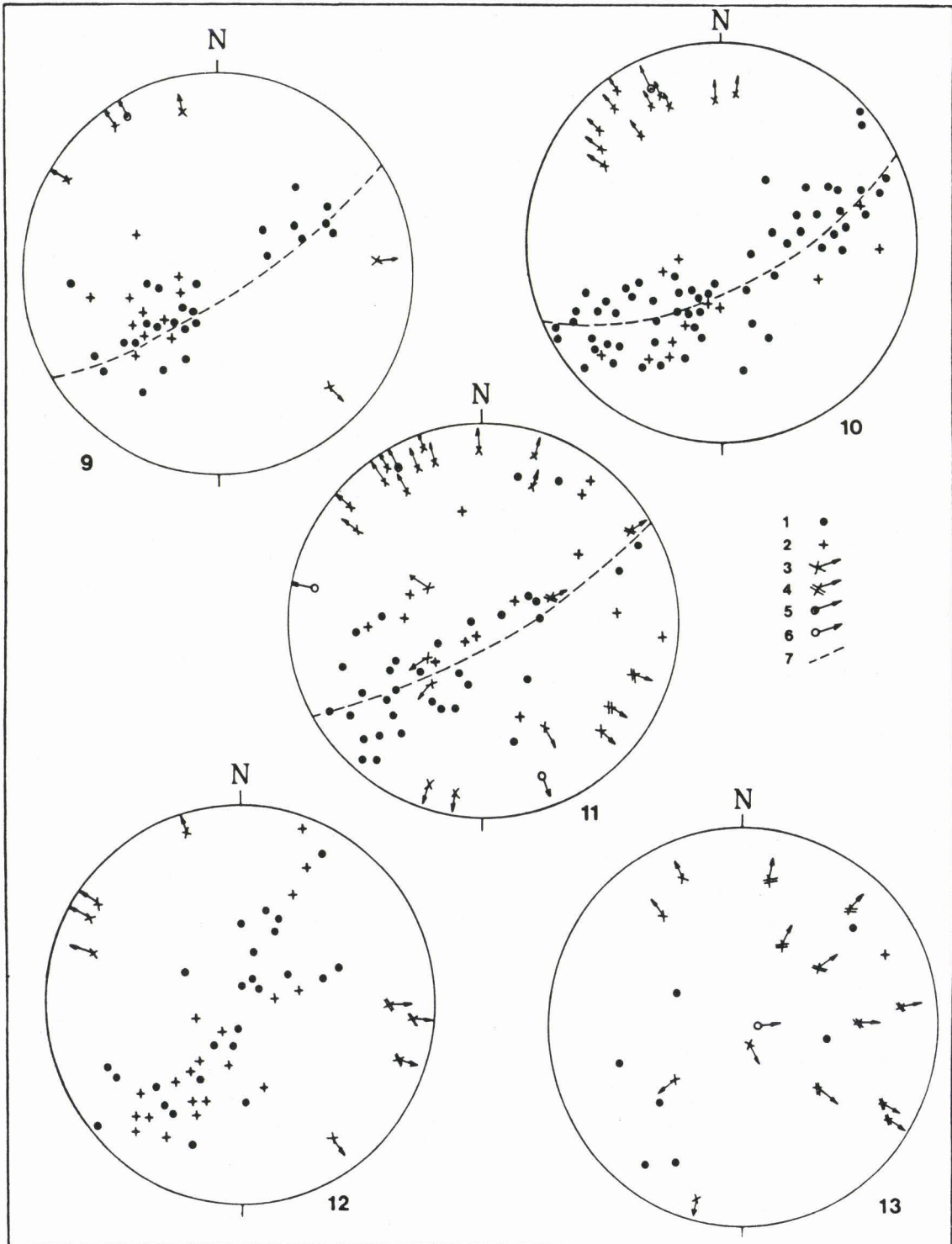


Fig. 266 - Stéréogrammes des domaines 9 à 13.

1-  $S_0$  ; 2-  $S_1$  ; 3- Linéation 1, Pli 1 ; 4- Linéation 2, Pli 2 ; 5- Axe calculé ; 6- Pli en kink ; 7- Grand cercle construit.

Fig. 266 - Stereograms of domains 9 to 13.

1-  $S_0$  ; 2-  $S_1$  ; 3- Linéation 1, Fold 1 ; 4- Linéation 2, Fold 2 ; 5- Computed axis ; 6- Kink-fold ; 7- Great circle.



Les domaines 11, 12 et 13 concernent l'ensemble 3, où règne une grande dispersion de  $S_0$  due au polyphasage de ces domaines. Les plis les plus fréquents sont des kink-bands qui ont des surfaces axiales orthogonales d'azimut  $150^\circ\text{N}$ - $330^\circ\text{N}$  et  $60^\circ\text{N}$ - $240^\circ\text{N}$ . Les joints ont en général une orientation proche des plans axiaux des kink-bands, qui sont d'ailleurs très souvent des plans de fracture. Les pôles des joints situés dans les domaines 1 à 6 sont reportés sur la figure 267. L'azimut principal de ces joints est proche de  $330^\circ\text{N}$ . Avec un pendage proche de la verticale, l'azimut secondaire est voisin de  $60^\circ\text{N}$ , on peut donc constater une certaine convergence spatiale entre les kinks-bands et les joints.



Fig. 267 - Stéréogramme montrant les concentrations (1, 2, 5 et 8%) des pôles de joints des domaines 1 à 7 (247 mesures).

Fig. 267 - Joint poles from domains 1 to 7 (1, 2, 5 and 8% : 247 points).

#### D. LE MÉTAMORPHISME DANS LA CHAÎNE FINLAY.

Le métamorphisme dans cette chaîne, augmente au fur et à mesure que l'on atteint les formations les plus anciennes. L'indice de cristallinité de l'illite augmente, pour atteindre sa valeur maximale dans la Formation Tsaydiz au coeur de l'anticlinorium (fig. 104 et 105). La biotite cristallise dans les grits de la Formation Swannell qui affleure dans la chaîne Russel.

L'ensemble 3 est affecté par un métamorphisme caractérisé par la blastèse de chloritoïde et de mica blanc. Les relations entre les cristaux de chloritoïde et la schistosité sont très variées, dans une même lame mince il est tantôt antérieur à la schistosité qui l'enveloppe, tantôt synchrone et tantôt postérieur avec le cristal disposé à l'emporte pièce. C'est un dispositif assez proche de celui observé dans le domaine 3 de la chaîne Sifton, les cristaux postschisteux y étant cependant moins fréquents. La présence de tous les cas texturaux suggère la contemporanéité du métamorphisme et de la déformation pénétrative qui affecte cet ensemble 3. Ceci est corroboré par les relations entre cristallogénèse et déformation observées lorsque l'on se rapproche de la chaîne Wolverine. Une mylonitisation importante accompagne le métamorphisme de cette chaîne qui semble structurellement équivalente de la chaîne Sifton, on aurait donc, au Nord, une continuité entre l'ensemble 3 de la chaîne Finlay et le domaine 3 de la chaîne Sifton, et au Sud, une continuité entre l'ensemble 3 et la chaîne de Wolverine. Gabrielse (1975) avait déjà suggéré une continuité structurale entre les calcaires du Groupe Kechika du Pic Pelly et ceux observés, à l'Ouest d'Ingenika cone au Sud de la rivière Ingenika.

## E. CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE FINLAY.

La chaîne Finlay présente plusieurs épisodes de déformation et un métamorphisme plus élevé dans les niveaux structuraux inférieurs. La première phase de déformation met en place les grandes structures déversées vers le SW. L'homogénéité de cette phase apparaît sur les stéréogrammes, l'axe moyen des plis se situant vers 325-340°N. L'exagération de ces plis se traduit par un bombement au coeur de la chaîne et des failles importantes.

Une seconde phase de plis affecte la première schistosité de flux et engendre des plis mineurs d'axe 60°N à 120°N qui traduisent des contraintes de direction différente. Ces plis tardifs sont peut-être contemporains du début du jeu des grands décrochements. Ils sont de même direction que les plis tardifs observés dans la chaîne Cassiar, où les derniers effets thermiques dus à la montée du batholite Cassiar d'âge Crétacé moyen sont postérieurs aux déformations ; les phases les plus tardives de la tectonisation de la chaîne Finlay sont donc relativement bien calées alors que l'âge des phases les plus précoces ne peut pas être déterminé dans cette chaîne.

## VI. LA CHAÎNE KECHIKA

Cette chaîne est située entre la faille Kechika à l'Ouest et le Fossé des Montagnes Rocheuses à l'Est. Son originalité réside dans sa vergence NE. En effet, c'est un des rares secteurs de la chaîne d'Omineca, situé à l'Ouest du Fossé à posséder cette vergence. Le polyphasage tectonique est particulièrement net près de la faille Kechika, et dans les formations les plus anciennes ; le métamorphisme est inexistant dans cette chaîne.

### A. PRÉSENTATION DE LA CHAÎNE.

La structure de cette chaîne est illustrée par la figure 268 ; les plis en échelon sont bien développés sur la coupe 1 plus septentrionale, le polyphasage tectonique est net dans la Formation Tsaydiz à l'Ouest de la coupe 2.

La chaîne Kechika a été divisée en deux grands domaines structuraux : le domaine 1 situé au Sud de la rivière Paddy étant le plus complexe, alors que le domaine 2 situé au Nord de cette rivière est un peu plus homogène.

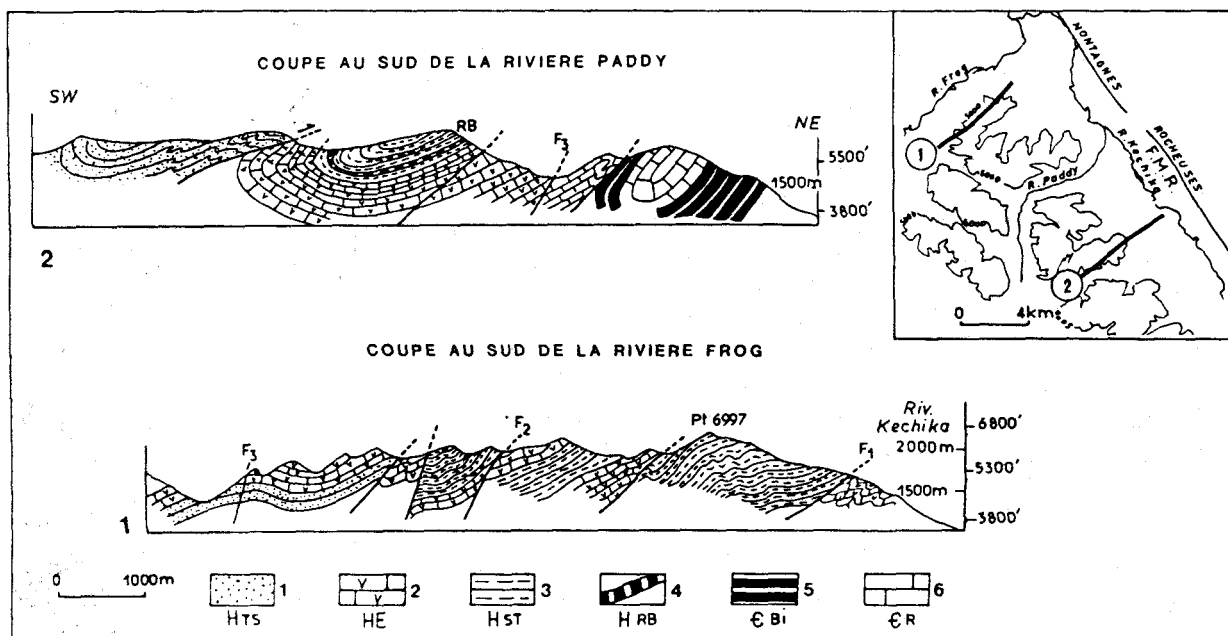


Fig. 268 - Coupes au travers du Sud de la chaîne Kechika.

Protérozoïque : 1- F. Tsaydiz ; 2- F. Espee ; 3- F. Stelkuz ; 4- Lits rouges.  
Cambrien : 5. F. Boya ; 6- F. Rosella.

Fig. 268 - Cross-sections through Southern Kechika Ranges.

Proterozoic : 1- Tsaydiz F. ; 2- Espee F. ; 3- Stelkuz F. ; 4- Red beds.  
Cambrian : 5. Boya F. ; 6- Rosella F.

B. LA GÉOMÉTRIE DES PLIS.

Dans cette chaîne les plis de première phase sont bien exprimés dans la Formation Tsaydiz. Les plis de seconde phase affectent par contre toutes les formations. Les éléments géométriques correspondant à ces plis sont reportés sur les stéréogrammes de la figure 269.

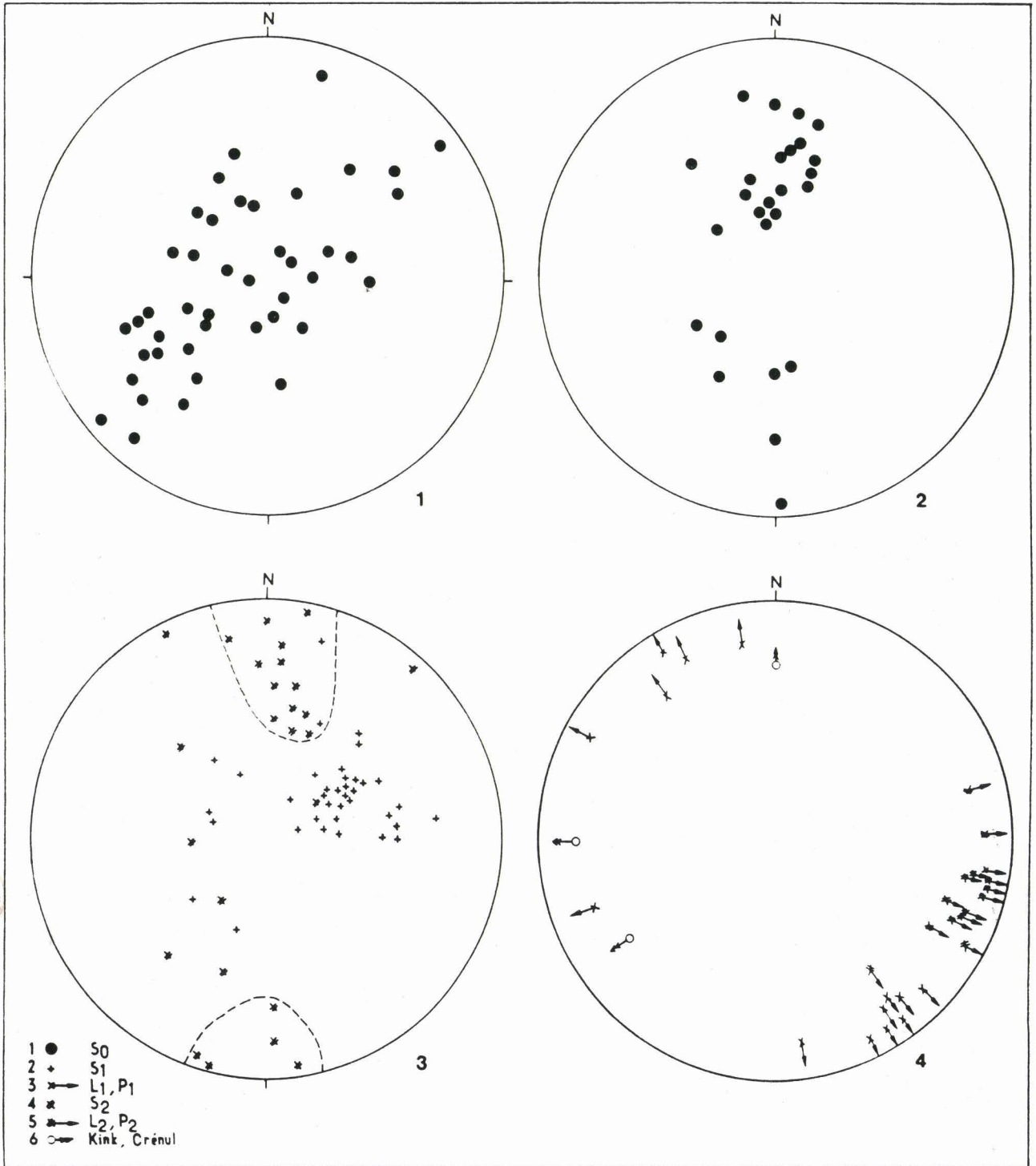


Fig. 269 - Stéréogrammes représentatifs de la chaîne Kechika.

1-  $S_0$  dans le domaine 1 ; 2-  $S_0$  dans le domaine 2 ; 3-  $S_1$  et  $S_2$  ; 4- Les plis :  $P_1$ ,  $P_2$ , kinks.

Fig. 269 - Stereograms showing structural elements of Kechika Ranges.

1-  $S_0$  in domain 1 ; 2-  $S_0$  in domain 2 ; 3-  $S_1$  and  $S_2$  ; 4- Folds :  $P_1$ ,  $P_2$ , kinks

Les plans de stratification reportés sur les stéréogrammes 1 et 2 sont relativement dispersés en raison du bombement final, cependant dans le domaine 1, l'axe moyen se situe autour de  $140^{\circ}N$ , alors que dans le domaine 2, l'axe moyen se situe vers  $100^{\circ}N$ . Le serrage et le bombement sont d'autant plus nets que l'on se rapproche du point de rencontre des deux principales zones de cisaillement qui affectent ce secteur : la Faille de Kechika et la zone faillée du Fossé des Montagnes Rocheuses.

Le cisaillement se concentre aux limites de la chaîne Kechika près des zones faillées, les terminaisons de plis tendent alors à se rapprocher de la direction de cisaillement et les surfaces axiales ont tendance au déversement vers l'extérieur du faisceau de plis en échelon (fig. 270). La géométrie des plis devient particulièrement complexe sur la bordure de la chaîne, les surfaces axiales sont variables en direction et en pendage et les axes ont des plongements changeants, ils sont issus d'une même phase tectonique.

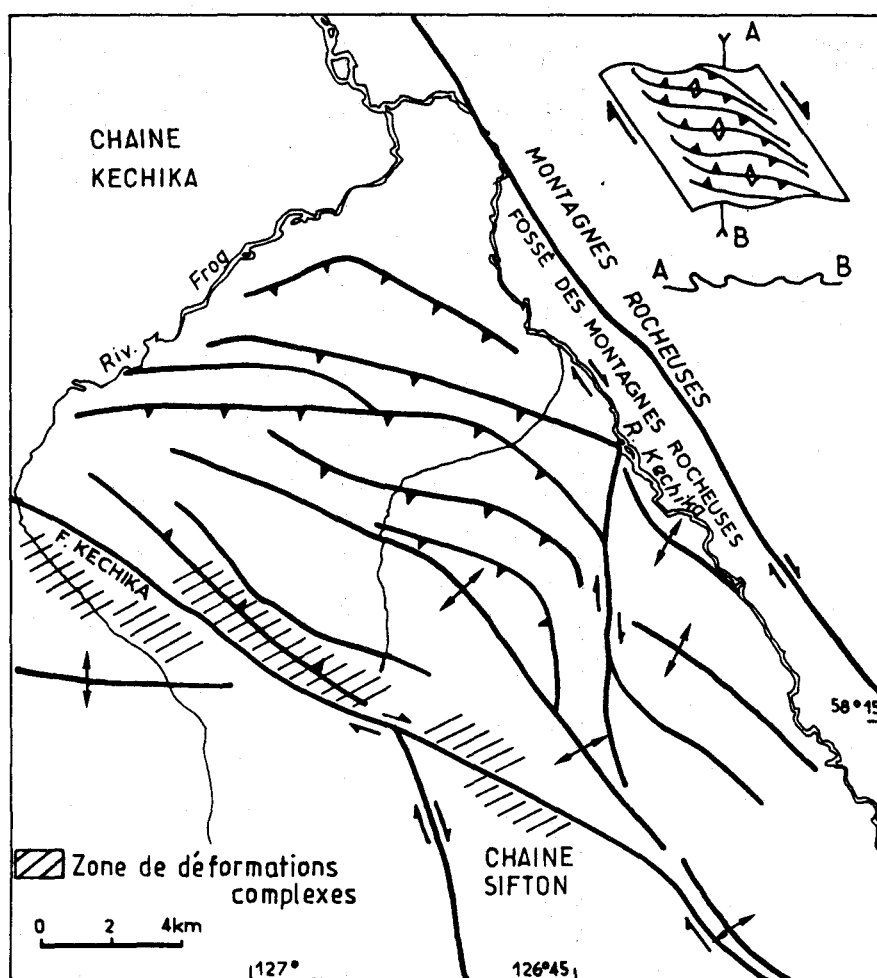


Fig. 270 - Les plis en échelon au Sud de la chaîne Kechika, le mécanisme qui les a engendré est représenté en haut à droite.

Fig. 270 - En echelon folding in Southern Kechika Range, mechanism which produces these folds is shown on the Upper right corner.

Au cœur de la chaîne, on observe la superposition de deux schistosités nettement exprimées dans la Formation Tsaydiz : la première est marquée par des phyllites aplaties dans un plan  $S_1$  légèrement oblique par rapport à  $S_0$  (fig. 271); la deuxième schistosité ( $S_2$ ) se concrétise par un début de strain slip, elle est quasiment orthogonale à  $S_0$ , reprend  $S_1$

et est associée à des petits plis d'axe 100°N (photo 40). Les plans de schistosité  $S_1$  et  $S_2$  sont reportés sur le stéréogramme 3 de la figure 269, les pôles de ces plans sont assez concentrés, la première schistosité est associée à des plis à vergence NE, la seconde à des plis à vergence Nord ou Sud. Les axes des plis mineurs sont portés sur le stéréogramme 4, la première phase a une direction de 160°N et la seconde phase une direction de 100°N. Les variations des axes et des surfaces axiales des plis en échelon de la seconde phase s'expliquent par le mécanisme qui les a engendrés, représenté en haut de la figure 270.

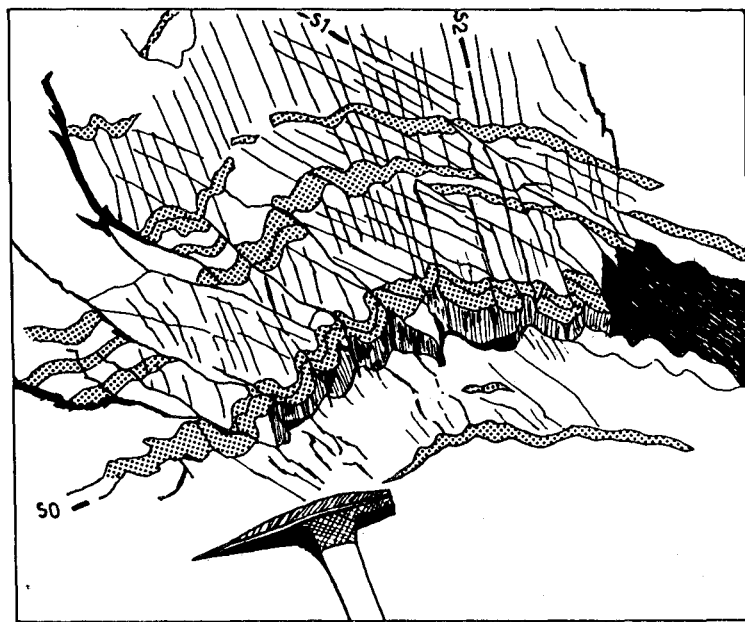


Fig. 271 - Schistosités superposées dans la Formation Tsaydiz au Sud de la chaîne Kechika.

Fig. 271 - Superposed cleavages in Tsaydiz Formation, in Southern Kechika Ranges.



Photo 40 - Deux schistosités dans la Formation Tsaydiz, la seconde schistosité ( $S_2$ ) est dans le plan axial des petits plis ; elle déforme légèrement  $S_1$  (lame mince, x 1).

Photo 40 - Two cleavages in Tsaydiz Formation, the second cleavage ( $S_2$ ) is an axial phase cleavage which deforms  $S_1$  (Thin section, x 1).

Des plis en kinks assimilés à une phase 3, apparaissent parfois dans les calcschistes de la Formation Tsaydiz, ils semblent plus nombreux au fur et à mesure que l'on se rapproche des bandes de cisaillement auxquelles ils sont vraisemblablement associés.

### C. CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION DE LA CHAÎNE KECHIKA.

La chaîne Kechika possède une vergence dominante vers le NE, unique au Nord de la chaîne d'Omineca. Trois phases plicatives ont été relevées dans cette chaîne, la première phase synschisteuse est de même type et donc sûrement contemporaine de grands plis à vergence Est que l'on peut observer, à l'Est du Fossé, dans les Montagnes Rocheuses s.s. Là, le style en écaillles domine (Gabrielse et al., 1977 ; Thompson, 1979), trois discordances majeures y ont été distinguées, chacune était recouverte d'une formation détritique d'autant plus récente que l'on se dirige vers l'avant-pays. La déformation commence au Jurassique terminal - Crétacé inférieur près du Fossé, pour se terminer au Paléocène dans la partie orientale des Rocheuses

(Mansy, 1980). Ce secteur situé à l'Ouest du Fossé et au contact de celui-ci, a donc été d'abord affecté par une phase plicative au Jurassique terminal, la seconde phase de direction générale E-W engendre des plis en échelon que j'associe au fonctionnement des grandes failles coulissantes qui s'étend du Crétacé inférieur au Paléocène. Dans les chaînes voisines, la granitisation et le métamorphisme oblitérent ou recourent cette seconde phase dont nous préciserons l'âge par des méthodes de géochronologie absolue dans le chapitre suivant.



## VII. L'ÂGE ABSOLU DU PLUTONISME ET DU MÉTAMORPHISME

Les déterminations d'âge absolu ont été effectuées à Ottawa par le laboratoire de Géochronologie de la Commission Géologique du Canada. L'essentiel des résultats a été publié dans les rapports de la Commission portant les numéros 10 à 15, parus entre 1971 et 1981. La plupart d'entre eux provient de datations au K-Ar pour lesquelles les constantes ont été rappelées au début du mémoire, dans le cadre méthodologique.

### A. LE PLUTONISME.

Les plutons granitiques mis en place depuis le Trias supérieur, jusqu'au Tertiaire inférieur occupent 90 000 km<sup>2</sup> dans la Cordillère centrale et orientale (Gabrielse et Reesor, 1974). Au Nord de la Colombie Britannique, on distingue trois grands groupes de plutons (fig. 272).

#### 1. LES PLUTONS TRIASIQUES ET JURASSIQUES LIÉS AUX LAVES.

Ces plutons sont liés spatialement, chimiquement et chronologiquement aux laves du bloc de Stikine, le plus important de ces plutons est le batholite d'Hotailuh étudié par Anderson (1978, 1979, 1980). Il observe une succession d'intrusions (fig. 89a et 273), la première phase renferme des granodiorites et des syénodiorites, elle constitue l'intrusion de Cake Hill (227 - 217 m.a.) comagmatique des laves du Groupe Stuhini qui l'entoure. On peut assimiler à cette phase les gabbros de Beggerlay qui semblent de même âge. La seconde phase est constituée par la diorite de Mac Bride datée de 190 m.a., elle est suivie par des granodiorites et des diorites qui forment le coeur du batholite daté de 170 à 150 m.a. Ces dernières intrusions sont comagmatiques des laves du Groupe Toodoggone (fig. 87). Anderson (1984) a étudié le batholite Stikine situé une centaine de kilomètres à l'Est du batholite Hotailuh, il y distingue une succession identique, et reconnaît trois grands ensembles de même nature et de même âge que dans le batholite Hotailuh (fig. 273). Les diverses intrusions qui constituent le batholite Stikine sont bien foliées alors que les intrusions plus méridionales et plus récentes (167 m.a.) ne sont pas foliées, un événement tectonique majeur affecte le bloc de Stikine entre 190 m.a. et 217 m.a., il peut correspondre à l'orogénèse d'Inklin.

#### 2. LES BATHOLITES CRETACES.

Le plus important est le batholite de Cassiar, composé essentiellement de monzonite quartzitique, il est rarement folié sauf près des cisaillements qui le bordent. Ce batholite traverse "le craton Nord-américain", la nappe de Sylvester, les terrains assimilés aux faciès de transition et le bord occidental du bloc de Stikine constitué ici des laves triasiques et du batholite de Pitman.



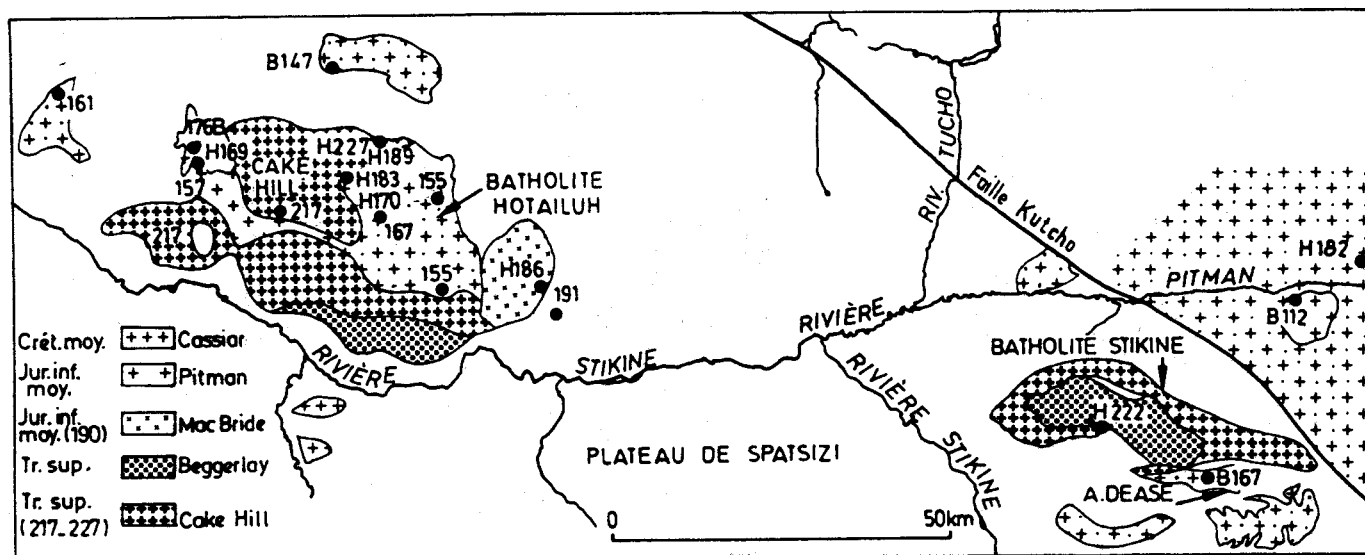


Fig. 273 - Les plutons des batholites Stikine et Hotailuh.

Fig. 273 - Distribution of plutons in Hotailuh and Stikine batholiths.

Le batholite Thudaka est le second batholite crétacé par ordre d'importance, il apparaît aujourd'hui comme la terminaison méridionale du batholite Cassiar décroché d'une cinquantaine de kilomètres vers le Sud. Ce batholite est d'ailleurs cisailé sur ses deux bords de façon spectaculaire, et les plans de cisaillement contiennent une linéation horizontale pénétrative.

Le stock de Whudzi, situé sur le bord Nord occidental de la chaîne Swannell, est de même âge (90 à 100 m.a.) et de même composition que le batholite de Cassiar. Ce stock est extrêmement déformé et mylonitisé (Mansy, 1980), des études géochronologiques récentes, non publiées, effectuées par R. Parrish indiquent que la mylonitisation serait contemporaine de la mise en place du granite. Ce stock est découpé par de nombreux cisaillements dextres qui constituent plus à l'Ouest la zone faillée de Finlay, ces cisaillements sont synchrones de la granitisation. Plus au Sud, on retrouve de part et d'autre de la faille Ingenika, des massifs granitiques oblongs de même nature et de même origine.

Les massifs granitiques crétacés ne sont donc pas aussi homogènes que le laissent prévoir la cartographie initiale, car de nombreuses enclaves sédimentaires migmatisées sont préservées au coeur de ces massifs, ainsi que des reliques granitiques (Mansy, 1980); les intrusions crétacées sont souvent oblongues et associées à des décrochements.

### 3. LES PETITS MASSIFS TERTIAIRES.

Ils se situent pour l'essentiel le long du Fossé des Montagnes Rocheuses, à l'Ouest de celui-ci dans la chaîne Sifton, et à l'Est, 125 km plus au Sud, dans le chaînon de Deserters (fig. 272). Ce sont des leucogranites et des adamellites fortement déformés, datés au K-Ar de 42 m.a. (Gabrielse et al., 1977). Ces massifs éocènes se sont mis en place dans des terrains polymétamorphisés, ils affleurent près du Fossé jusqu'au Sud de la Colombie Britannique, on peut citer le gneiss Malton, situé à l'Est des monts Cariboo qui a livré un âge éocène sur K-Ar, et un âge protérozoïque (707 m.a.) sur  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Wanless et al. 1978). La réactivation d'un socle n'est donc pas à exclure.

4. LES INTRUSIONS PALEOZOÏQUES DANS LES FACIES DE TRANSITION.

La partie occidentale de la chaîne d'Omineca est constituée de terrains intermédiaires entre "le craton et l'océan". Des indices d'une déformation et d'une granitisation paléozoïque sont décrits dans le Shuswap (Okulitch, 1984), ainsi que dans la chaîne Cariboo où l'orthogneiss de Quesnel (fig. 10a) a livré deux âges : 335 m.a. et 450 m.a. Ces intrusions granitiques situées à l'Ouest de la chaîne Swannell (fig. 20) ont été datées par la méthode U-Pb sur des zircons par Gabrielse et al. (1982). Deux échantillons de sills granitiques situés à plusieurs centaines de mètres l'un de l'autre ont été analysés. L'échantillon GA-MA 76-135 renferme deux familles de zircon la première claire, la seconde translucide ; le deuxième échantillon GA - 76-89A renferme des zircons translucides d'un type différent de celui rencontré dans l'échantillon précédent.

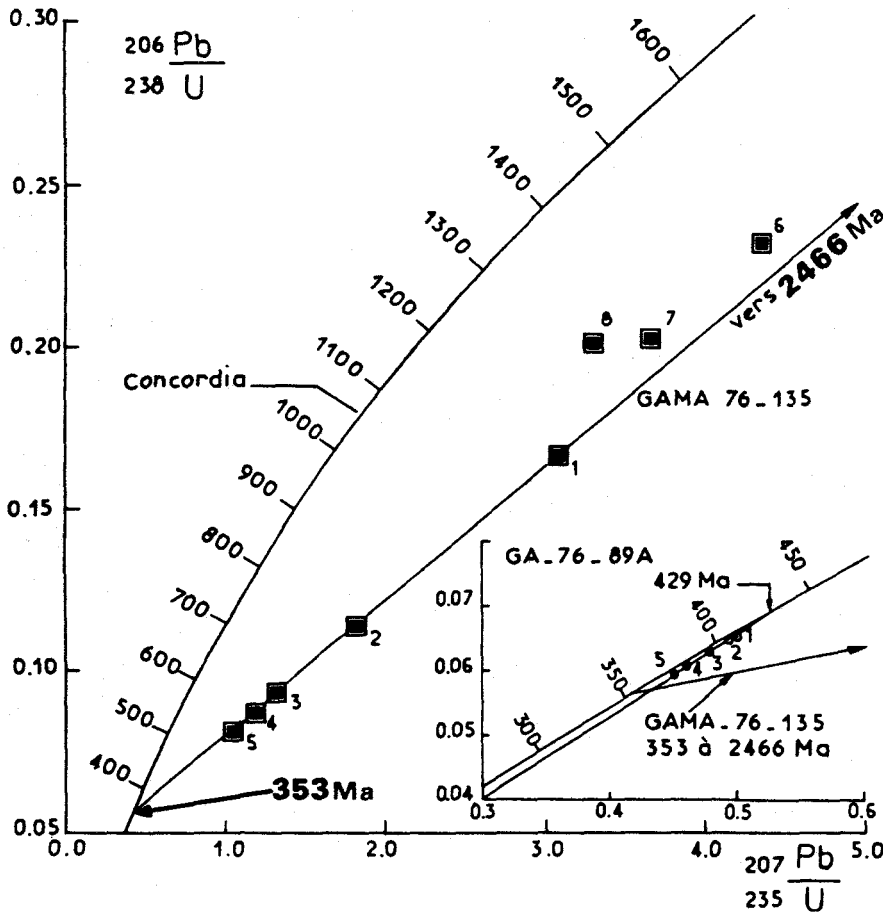


Fig. 274 - Analyses U-Pb sur zircons pour les échantillons GAMA 76-135 et GA 76-89A.

Fig. 274 - Concordia diagram showing the results of U-Pb analyses of zircons concentrates from GAMA 76-135 and Ga 76-89A.

Les résultats des analyses des deux échantillons sont indiqués sur le diagramme de la figure 274, le premier échantillon révèle deux âges  $2.466 \pm 30$  m.a. et  $353 \pm 10$  m.a. ; le deuxième échantillon livre un âge de  $429 \pm 10$  m.a. Les âges suggérés par les zircons ne correspondent pas à une activité tectonique ou un événement stratigraphique connu sur la plate-forme américaine, il est donc vraisemblable que la zone dans laquelle ces granites se sont mis en place était alors distante de la plate-forme américaine s.s. Cette zone métamorphisée, appelée ici zone de transition, correspond au Sud à la zone de Barkerville-Kootenay, et au Nord à la zone Yukon-Tanana (fig. 8 et 88), dans laquelle Mortensen et Jilson (1985) reconnaissent des roches métamorphiques d'âge paléozoïque (340 - 360 m.a.), et un contexte tectonique qu'ils comparent à celui de Barkerville-Kootenay.

## B. LE MÉTAMORPHISME.

Le type et l'intensité métamorphique varient selon la position structurale occupée dans la chaîne ; de type schiste bleu dans la zone de Cache Creek, le métamorphisme est essentiellement de type régional dans la chaîne d'Omineca. L'âge est d'autant plus récent que l'on se dirige vers l'avant pays.

### 1. LE MÉTAMORPHISME DANS LE BLOC DE STIKINE.

Les premières phases datées géochronologiquement sont permo-triasiques ; les roches anté-Trias moyen sont très déformées et légèrement métamorphisées alors que celles du Trias supérieur sont peu déformées et pas métamorphisées. Une datation effectuée sur des galets de micaschistes révèle un âge de 252 m.a. Le batholite Stikine daté du Trias supérieur, traverse et métamorphise l'encaissant (fig. 92), dans lequel on décèle deux phases métamorphiques. La première phase est caractérisée par la blastèse de hornblende et de grenats, la seconde phase est synchrone du métamorphisme de contact et marquée par le développement de biotite, de grenat, et de staurotide, elle est d'âge Trias supérieur. La première phase est post-viséenne et anté-Trias supérieur, elle affecte la partie septentrionale du bloc de Stikine.

Le métamorphisme du Groupe Cache Creek a un âge absolu de 220 m.a. (Wanless et al., 1978, 1979), il est contemporain des importantes venues granitiques qui traversent le bloc de Stikine.

### 2. LE MÉTAMORPHISME DANS LA CHAÎNE D'OMINECA.

Le métamorphisme de type barrovien qui affecte la chaîne d'Omineca se marque de deux façons :

- il apparaît conforme à la stratigraphie et aux structures, ce sont alors les terrains les plus anciens les plus touchés. Ce type de relations est observé dans les monts Swannell, Finlay, et Cariboo. Généralement la mésozone se situe dans la Formation Swannell ou son équivalent. Le bord occidental de ces chaînes est souvent marqué par un rétrochevauchement et les relations sont alors plus complexes. L'âge de ce métamorphisme daté au K-Ar est compris entre 140 m.a. pour les niveaux les plus superficiels à 100 m.a. pour les niveaux les plus profonds. Dans la chaîne Swannell, le métamorphisme est syn- à tardi-tectonique, les derniers mouvements qui l'accompagnent sont de type cisailant, ils sont bien exprimés dans la partie occidentale de la chaîne ;

- il apparaît à l'emporte pièce par rapport aux structures, c'est le cas observé dans les chaînes Sifton et Wolverine.

L'étude mésostructurale de chaîne a permis la distinction de deux phases métamorphiques séparées par une foliation pénétrative. La datation au K-Ar ne permet de dater que la seconde phase métamorphique, les micaschistes prélevés près du point 51 de la coupe 1, figure 243 ont révélé 103 m.a.; une pegmatite voisine 100 m.a. Les amphibolites qui proviennent du domaine 1 de la chaîne Sifton ont des âges voisins de 60 m.a., les âges les plus récents provenant du petit stock granitique situé au Sud de la chaîne Sifton ont des âges proches de 60 m.a.; les âges les plus récents proviennent du petit stock granitique situé au Sud de la chaîne près du mont Balourdet.

Les mesures sur zircon (U-Pb) effectuées sur des gneiss de la chaîne Sifton donnent un couple d'âges : 1851 m.a. et  $109 \pm 45$  m.a. ; celles effectuées dans la chaîne Deserters révèlent 728 m.a. et  $83 \pm 76$  m.a. Les âges absolus évoluent de 100 m.a. à l'Ouest des monts Sifton, à 60 m.a. près du Fossé. Il apparaît une relative migration du métamorphisme, atténuée par le fait que les terrains les plus anciens et vraisemblablement les plus profonds se situent à l'Est de la chaîne. De plus, dans chacune des chaînes, le métamorphisme le plus récent semble synchrone des coulissements qui sont associés à la montée de petites intrusions granitofidiques, et parfois de dykes lamprophyriques.

### C. CONCLUSIONS.

Les granites du Nord de la Cordillère sont associés au fonctionnement d'un arc insulaire ou à la collision entre les "blocs" et le craton Nord Américain. L'essentiel du métamorphisme régional est lié à cette collision. Les premiers granites associés aux laves sont d'âge permien, ceux associés à la collision sont d'âge crétacé. Les grands décrochements sont jalonnés par des petits plutons éocènes et par une réactivation métamorphique.

Parrish (1979) a montré que près de la montagne Chase dans le complexe de Wolverine, les roches étaient refroidies à  $220^\circ \pm 40^\circ\text{C}$ , température de blocage de la biotite pour le K-Ar, il y a 80 m.a., alors qu'elles étaient encore à  $500^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ , température de blocage de la muscovite Rb-Sr, il y a 166 m.a. Parrish en déduit un taux moyen de refroidissement de  $4^\circ\text{C}$  par m.a. Il est vraisemblable que la chaîne Sifton située dans un contexte identique obéit aux mêmes règles, le calcul n'a pu être effectué de façon précise, car on ne dispose pas de mesures au Rb-Sr. Après la collision le soulèvement a été rapide, il est estimé à 2 ou 3 mm par an, ce qui implique une érosion de 8 à 12 km sur une période de 40 m.a. Les débris de cette érosion se trouvent d'abord dans les bassins de Bowser, puis dans les bassins de Sustut et Sifton. Ils renferment d'ailleurs de la muscovite détritique datés au K-Ar de 97 à 151 m.a. (Wanless et al., 1978). L'essentiel du soulèvement de la chaîne d'Omineca s'effectue au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, avant la déformation principale de l'avant pays.





SIXIEME PARTIE

Etude tectonique

I. LA TECTONIQUE DE LA CHAINE CASSIAR

- A. LA REGION DU LAC GOOD HOPE
- B. LA REGION DE LA RIVIERE MAJOR HART
- C. LA REGION AU SUD DE LA RIVIERE TURNAGAIN
- D. LA REGION AU NORD DU MONT SHARKTOOTH
- E. LA REGION A L'OUEST DU LAC DENETIAH
- F. CONCLUSIONS TECTONIQUES SUR LA CHAINE CASSIAR

II. LA TECTONIQUE AU SUD DE LA CHAINE KECHIKA

III. LA TECTONIQUE DANS LA CHAINE FINLAY

- A. LE NORD DE LA CHAINE FINLAY : LA REGION DU MONT FINLAY
- B. LA REGION DU MONT IRISH
- C. LA REGION AUTOUR DE LA RIVIERE STELKUZ
- D. LE CENTRE DE LA CHAINE FINLAY
- E. LA CHAINE RUSSEL
- F. LA REGION AU SUD DU LAC PELLY
- G. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA CHAINE FINLAY

IV. LA CHAINE SWANNELL

- A. L'EST DE LA CHAINE SWANNELL : LES CHAINES ESPEE ET FORRES
- B. LA CHAINE FISHING
- C. LA TECTONIQUE DANS LA PARTIE CENTRALE ET OCCIDENTALE
- D. LE SUD DE LA CHAINE SWANNELL
- E. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA CHAINE SWANNELL

V. LA CHAINE SIFTON

VI. LE BLOC DE STIKINE

- A. LA REGION DU BATHOLITE HOTAILUH
- B. LE SUD DU SILLON DE WHITEHORSE
- C. LE CENTRE DE LA CARTE DU LAC CRY
- D. LE NORD DE LA CARTE DU LAC CRY
- E. LA TECTONIQUE A L'OUEST DE LA CHAINE SWANNELL

VII. LES MONTS CARIBOO

- A. LE SYNCLINORIUM DE BLACK STUART
- B. LE PASSAGE AU SHUSWAP

VIII. CONCLUSIONS : LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRUCTURAUX

### Généralités.

Dans cette partie, les grandes chaînes seront envisagées avec un regard d'ensemble dans le but de mieux comprendre les planches de coupes du volume 2. L'étude commence par la chaîne d'Omineca, couverte du 60° Nord jusqu'au 56°N (fig. 276 et 277) ; elle se termine par le bloc de Stikine et les zones transitionnelles. Enfin un survol rapide des monts Cariboo (fig. 276 et 279) complètera cette étude tectonique.

Les grandes chaînes du Nord de la Colombie Britannique et leurs limites sont sur les figures 277, 278a et 278b, celles du Sud de la Colombie Britannique sont reportées sur la figure 279. Sur cette dernière l'appartenance de certains "terrane" au craton Nord-Américain est problématique. Il est vraisemblable qu'une partie du Shuswap et des terrains situés à l'Est de la rivière Columbia soient suspects au sens de Monger (1984), et donc partiellement dissociés de la marge Nord-Américaine.

## I. LA TECTONIQUE DE LA CHAÎNE CASSIAR

### A. LA RÉGION DU LAC GOOD HOPE.

Cette région a été cartographiée par Gabrielse (1963) puis reprise par l'auteur (1978, 1980). On distingue sur la carte du lac Good Hope deux grands ensembles : la nappe de Sylvester à l'Ouest, et l'autochtone d'âge précambrien et paléozoïque (fig. 280). Une étude récente de la nappe de Sylvester a été effectuée en cet endroit par Gordey et al. (1982) qui y décrivent trois unités (voir fig. 84, p. 221). L'échelle de base<sup>(1)</sup> renferme des cherts, des shales, des roches vertes et des serpentinites datées du Mississippien (?) au Permien. L'échelle supérieure<sup>(2)</sup> est constituée de basaltes porphyriques à augite, de shales, de cherts, de grès et de calcaires d'âge pennsylvanien à permien. Le troisième ensemble composé de tuffs, de diorites et de gabbros et en contact faillé avec les précédents. La mise en place de la nappe, dont les éléments les plus anciens pourraient appartenir au Silurien (Gabrielse, communication orale), a commencé très tôt. Harms (1985a) montre qu'une activité tectonique ancienne affecte l'allochtone de Sylvester. En effet, une intrusion de tonalite datée provisoirement du Permien tardif traverse une des failles de cet allochtone, trahissant une activité tectonique antérieure à la mise en place sur la marge.

Les coupes effectuées dans l'autochtone révèlent un style lourd, avec des plis droits synschisteux, limités par de nombreuses failles verticales (fig. 282 et photos 41 et 42). Deux lits repères permettent de cerner les grandes structures : les lits rouges de la Formation Stelkuz (figuré 3) et les quartzites blancs de la Formation Boya inférieure.

## B. LA RÉGION DE LA RIVIÈRE MAJOR HART.

Cette région se trouve dans le même contexte structural que la précédente, à une soixantaine de kilomètres au SE. On distingue sur la figure 283, les deux grands ensembles reconnus précédemment : la nappe de Sylvester et la marge Nord-Américaine qui peut être ici subdivisée en deux sous-ensembles limités par la faille  $F_2$ . A l'Ouest de celle-ci, et sous la nappe de Sylvester, le Paléozoïque moyen et supérieur est bien développé alors que le Paléozoïque inférieur et le Précambrien sont très peu épais ; à l'Est de la faille  $F_2$ , dans le second sous-ensemble, le Précambrien est très épais, compétent, et la vergence SW y est particulièrement bien marquée.

Les coupes au Nord de la rivière Major Hart montrent cette opposition de style qui ira en s'exacerbant vers le Sud (fig. 285 et 286). La zone limitrophe des deux sous-ensembles est extrêmement déformée (à l'Ouest de  $F_1$  sur la coupe BB' ou près de  $F_2$  sur la coupe FF').

La nappe de Sylvester s'est mise en place sur une marge légèrement plissée qu'elle tronque à son front (Gabrielse et Mansy, 1980). Elle est alors accompagnée par une délamination de la marge reprise ultérieurement par un rétrochevauchement visible au niveau de la faille  $F_2$  sur les coupes CC' et DD'.

Le sous-ensemble oriental (chaîne Four Brothers) est caractérisée par des plis couchés d'amplitude kilométrique, parfois faillés au niveau du Groupe Kechika incompetent. Des failles tardives subparallèles à la faille Kechika affectent ce secteur, elles sont parfois accompagnées par des montées de dykes.

La tectonisation est terminée lors de l'intrusion du batholite de Cassiar qui apparaît au niveau de la coupe HH'.

On assiste depuis le Nord de la chaîne Cassiar à une exacerbation de la vergence SW exprimée sur une dizaine de kilomètres à l'Ouest de la faille Kechika ; elle a quasiment disparu sous la nappe de Sylvester.

## C. LA RÉGION AU SUD DE LA RIVIÈRE TURNAGAIN.

Cette région comprend pour l'essentiel, le substrat de la nappe de Sylvester constitué par du Précambrien et du Paléozoïque (fig. 287). La coupe DD' apparaît comme la plus complexe de ce secteur, elle sera explicitée d'Ouest en Est.

La partie occidentale de la coupe révèle un *décollement général* des couches, aucun contact stratigraphique normal n'y est observé, affinant de façon drastique toutes les formations. Le contact entre niveaux compétents est parfois souligné par une légère cataclase. Les plis originels sont transposés et repris lors des phases tardives qui engendrent de belles interférences synmétamorphiques.

La partie orientale de la coupe DD' présente le même style, les calcaires dévoniens sont marmorisés et transposés. Un exemple de cette tectonique est représenté par la photo 43, sur laquelle les Groupes Kechika (K) et Sandpile (S) sont tronqués par des failles à faible pendage. La délamination initiale est vraisemblablement contemporaine de la mise en place de la nappe de Sylvester. Le rétrochevauchement apparaît lorsque ce domaine relativement incompetent est "arrêté" par l'ensemble oriental compétent décrit dans le secteur précédent (Gabrielse et Mansy, 1980 ; Mansy, 1986). Harms (1985b) qui a étudié la base de la nappe de Sylvester est arrivé à une conclusion identique, elle montre qu'il y a formation d'un duplex limité à son toit par la faille basale de la nappe de Sylvester. La vergence SW de ce duplex est faiblement exprimée, elle correspond à l'atténuation du phénomène observé plus à l'Est. On remarque aussi la présence de failles et de vergences autithétiques au coeur de cette région (Gabrielse et Mansy, 1977). L'intrusion du batholite de Cassiar accompagnée par des déformations à la périphérie, et par un métamorphisme de contact scelle les derniers événements tectoniques (fig. 290).

#### D. LA RÉGION AU NORD DU MONT SHARKTOOTH.

Cette région se situe au contact et à l'Est de la précédente, la partie méridionale est traversée par une apophyse granitique issue du batholite de Cassiar, la partie septentrionale assure la continuité structurale et stratigraphique avec l'ensemble affleurant sous la nappe de Sylvester décrit dans le paragraphe précédent.

Des structures transposées apparaissent à l'intérieur de chaque couche, elles ont été symbolisées dans les calcaires de la Formation Espee et les calcschistes de la Formation Tsaydiz (fig. 293). La dilacération est telle que les formations sont lenticulaires, mais la superposition stratigraphique originelle est généralement respectée. La Formation Espee constitue des lentilles pluri-hectométriques, sur la coupe DD' de la figure 294, elle est recouverte par la Formation Stelkuz et la Formation Boya plissées et tronquées. Un rétrodéversement apparaît dans la partie orientale de cette région, il n'atteint pas l'ampleur observée dans la chaîne Four Brothers. La montée du granite et le métamorphisme qui l'accompagnent sont postérieurs à toutes ces déformations.

#### E. LA RÉGION À L'OUEST DU LAC DENETIAH.

Cette région est limitée par les failles coulissantes de Thudaka à l'Ouest et de Kechika à l'Est. Elle constituait le prolongement de la chaîne Four Brothers, avant le coulissement dextre de 60 km le long de la faille Thudaka (fig. 295). Deux grandes catégories de structures affectent cette région, des structures chevauchantes à vergence Ouest, et des structures verticales cassantes ; les premières sont en continuité avec le rétrochevauchement observé plus au Nord, les secondes forment un angle faible avec les décrochements, et sont vraisemblablement à rattacher à ces derniers. La Formation Tsaydiz très incompetente est un lieu privilégié pour les grands chevauchements (fig. 298).

## F. CONCLUSIONS TECTONIQUES SUR LA CHAÎNE CASSIAR.

Trois grands domaines structuraux affleurent dans la chaîne Cassiar : la nappe de Sylvester, le substrat de cette nappe et le domaine situé à son front, limité à l'Est par la faille Kechika. Chacun de ces domaines a eu une réponse mécanique différente lors des collisions qui ont engendré la chaîne d'Omineca.

La nappe de Sylvester, limitée à sa base par une faille subhorizontale, est constituée par un empilement de copeaux tectoniques qui ont commencé à se mettre en place *in situ* à partir du Permien supérieur ; la mise en place sur la marge étant vraisemblablement d'âge jurassique inférieur à moyen (Mansy, 1980 ; Gabrielse et Mansy, 1980).

Le substrat de la nappe est un domaine incompetent à séries condensées (schistes noirs de l'Ordovicien-Silurien, calcschistes du Groupe Kechika...) qui se transforme en jeu de cartes lors de la mise en place de la nappe.

Le domaine oriental très compétent, constitue un butoir contre lequel les mouvements initiaux s'amortissent puis sont rétrocharriés. Les rétrocharriages à vergence SW sont plus accentués dans ce domaine lorsqu'il est moins large ; il varie du simple au double entre la chaîne Four Brothers et la chaîne du lac Good Hope où les plis restent droits. Les déformations majeures se produisent avant ou se terminent pendant l'intrusion du batholite de Cassiar.

## II. LA TECTONIQUE AU SUD DE LA CHAÎNE KECHIKA

Le Sud de la chaîne Kechika est constitué par des formations d'âge précambrien et cambrien qui sont, pour la plupart, très compétentes. Elles ont un comportement mécanique proche de celui observé à l'Est de la chaîne Cassiar qui renferme les mêmes roches. La traduction tectonique sera pourtant totalement différente, puisque la vergence dominante est orientale ou nord-orientale (fig. 299). La tectonique tardive de ce secteur est la conséquence de sa position entre deux failles coulissantes majeures : le Fossé des Montagnes Rocheuses et la Faille Kechika.

Deux domaines structuraux ont été déterminés dans ce secteur (p. 429). Le domaine 1 plus complexe est situé au Sud de la rivière Paddy, alors que le domaine 2 qui fait preuve d'une plus grande homogénéité est situé au Nord de cette rivière.

La tectonisation de la chaîne Kechika s'est effectuée en deux épisodes, chacun d'entre eux étant caractérisé par la création d'une schistosité (photo 40, p. 432).

Les plissements de première phase sont rarement observés, on peut cependant y associer des chevauchements primitifs comme celui qui affecte la Formation Stelkuz sur la coupe FF' de la figure 302. Cette phase est sûrement contemporaine du début de la tectonisation des Montagnes Rocheuses, elle en possède la vergence et le style.



Les plis de seconde phase sont bien développés sur toute cette chaîne, en particulier entre les rivières Frog et Paddy (fig. 301). Ils sont associés au fonctionnement des failles coulissantes majeures qui génèrent des plis en échelon selon le modèle proposé sur la figure 270. Le cisaillement qui se concentre sur les bords de la chaîne entraîne un déversement partiel vers l'extérieur des plis en échelon, le déversement vers le SW n'apparaissant que sur le bord oriental de la chaîne (coupes LL' et MM' de la fig. 304).

La première déformation peut être d'âge Jurassique terminal - Crétacé inférieur (si elle est contemporaine de celle qui affecte le bord occidental des Montagnes Rocheuses), alors que la seconde phase associée aux failles coulissantes s'étend du Crétacé inférieur (ou même antérieurement) au Paléocène.

### III. LA TECTONIQUE DANS LA CHAÎNE FINLAY

La chaîne Finlay est un anticlinorium large d'une vingtaine de kilomètres, déversé vers le SW (fig. 278B). Elle est encadrée par deux failles majeures ; la faille Pelly à l'Ouest et le Fossé des Montagnes Rocheuses à l'Est. Trois grands ensembles structuraux y ont été définis, ils sont limités par les failles  $F_1$ ,  $F_2$  et  $F_3$  représentées sur la figure 278B.

L'anticlinorium est bien exprimé dans le premier ensemble situé à l'Est entre les failles  $F_1$  et  $F_3$  ; le second ensemble est limité par les failles  $F_3$  et  $F_2$ , il est de plus en plus faillé au fur et à mesure que l'on se rapproche de la faille  $F_2$  qui constitue le chevauchement frontal.

Au delà de  $F_2$ , apparaît le troisième ensemble renfermant pour l'essentiel le Groupe Kechika extrêmement déformé.

#### A. LE NORD DE LA CHAÎNE FINLAY : LA RÉGION DU MONT FINLAY.

Le Nord de la chaîne Finlay est caractérisé par l'extension du troisième ensemble, et par la présence de nombreuses failles (fig. 305). Le Groupe Kechika affleure à l'Est de  $F_1$  et à l'Ouest de  $F_2$ , il est toujours en contact par faille avec les autres formations.

Le mont Finlay est un anticlinal déversé dont les flancs sont constitués par les calcaires à Archeocyathes et le coeur par les quartzites de la Formation Boya supérieure (coupe AA', fig. 307). Cet ensemble est en contact faillé avec le Groupe Kechika qui est très clivé, et affecté par un métamorphisme léger marqué par l'apparition de chloritoïde alors que les formations plus anciennes ne sont pas métamorphosées. Les plis sont nombreux dans le Groupe Kechika, quelques uns ont été représentés de façon symbolique sur la coupe CC' de la figure 307.



## B. LA RÉGION DU MONT IRISH.

Cette région est située immédiatement au Sud de la précédente, on y distingue les mêmes entités structurales, un peu mieux exprimées (fig. 308). Le chevauchement principal ( $F_2$ ) est net au Sud du mont Irish (coupe DD', fig. 310 et photo 44). A l'Ouest de ce chevauchement, affleurent des "îlots" de Cambrien inférieur, limités par failles et toujours entourés par le Groupe Kechika. On peut les interpréter, soit comme des horsts limités par des failles subverticales, soit comme des klippes dont le contact basal aurait été replissé. Cette interprétation a été retenue pour plusieurs raisons :

- le groupe Kechika apparaît plus déformé et surtout plus métamorphisé (chloritoïde, mica blanc, et parfois de la biotite naissante) que les Groupes Atan et Ingenika plus anciens. L'étude de la cristallinité de l'illite montre que la limite anchizone-épizone est atteinte au niveau de la Formation Tsaydiz ; le métamorphisme est donc en règle générale moins élevé dans l'ensemble chevauchant plus ancien que dans l'ensemble chevauché, il en est ainsi dans les klippes de Cambrien inférieur, alors que l'on serait en droit d'attendre un métamorphisme plus intense d'horizons situés originellement sous le Groupe Kechika remontés à la faveur de failles verticales ;
- les "klippes" renferment les mêmes terrains et des structures similaires à "l'autochtone" méridional situé dans leur prolongement axial. Le front du chevauchement ( $F_2$ ) apparaît plus au Sud en continuité avec  $F_4$  ;
- les déformations et le polyphasage tectonique sont plus importants dans le Groupe Kechika qui forme l'ensemble 3 que dans les ensembles 1 et 2. Il a subi une histoire structurale partiellement différente et il sera donc dissocié.

## C. LA RÉGION AUTOUR DE LA RIVIÈRE STELKUZ.

Cette région montre la complexité du chevauchement frontal  $F_2$ , sous lequel on trouve un écaillage et des petits lambeaux de poussée appartenant au Groupe Kechika (coupe BB' et CC', fig. 313). Les photos 44 et 45, prises face à ce chevauchement, et latéralement par rapport à celui-ci, permettent de mieux saisir sa complexité.

Sur les coupes DD' et EE' de la figure 313, le deuxième ensemble compris entre les failles  $F_2$  et  $F_3$ , est interprété comme le flanc normal d'un vaste pli couché repris par des plis ouverts et droits. Le plissement tardif est contemporain et du même ordre que celui qui affecte le contact basal du chevauchement dessiné sur la coupe DD', fig. 310.

Le premier ensemble de la chaîne Finlay est constitué par les terrains les plus anciens déversés vers le SW. Un exemple de pli kilométrique est illustré par la photo 46, sur laquelle on observe les Formations Espee et Stelkuz provenant de la partie orientale de la coupe EE'.

#### D. LE CENTRE DE LA CHAÎNE FINLAY.

Le premier ensemble est très développé dans cette partie de la chaîne, il y atteint une dizaine de kilomètres près du pic Mac Graw (fig. 314). On peut reconnaître dans cette région le motif primitif de la chaîne Finlay, il est constitué par un pli à flanc long, kilométrique et à flanc court, hectométrique répété entre cinq et dix fois sur la largeur de la chaîne. L'axe de l'anticlinorium se situe à l'Ouest du pic Mac Graw et les axes des synclinoriums se situent à l'Est de l'ensemble 1 et à l'Ouest de l'ensemble 2 (fig. 316).

L'ensemble 2 largement chevauché près du mont Russel, s'élargit vers le Sud de ce secteur, où l'on peut distinguer le flanc long, normal et faillé d'un vaste pli (photo 48 et coupe EE', fig. 316).

#### E. LA CHAÎNE RUSSEL.

Les trois ensembles structuraux définis dans la chaîne Finlay affleurent bien dans la chaîne Russel.

La Formation Swannell constitue le coeur du premier ensemble, elle est affectée par un métamorphisme léger à biotite.

Le second ensemble renferme, pour l'essentiel, la Formation Boya chevauchée par le premier ensemble au moyen d'un pli-faille plus ou moins accentué ( $F_3$ , fig. 319, coupes CC' et EE').

Le contact avec le troisième ensemble est bien exposé près du pic Ravenal, on peut suivre le plan du chevauchement qui le caractérise jusqu'au lac Pelly (photo 49). Près de la faille  $F_2$  les plis tardifs reprennent les quartzites de la Formation Boya très fracturée.

#### F. LA RÉGION AU SUD DU LAC PELLY.

La lecture de la carte (fig. 321) révèle qu'il n'y a pas de continuité entre les affleurements situés de part et d'autre du lac Pelly. Un décrochement senestre peut partiellement expliquer cette discontinuité ; il faut cependant remarquer que le rejet entre les quartzites de la Formation Boya inférieure affleurant près du pic Barrier et les mêmes quartzites situés à l'Est de la faille  $F_3$ , n'est pas de même ampleur que le rejet séparant  $F_2$  de part et d'autre du lac Pelly. Une importante composante verticale associée à un léger coulissage permet de replacer les deux compartiments en coïncidence.

Le deuxième ensemble qui affleure à l'Est de la faille  $F_2$ , a des caractères voisins à ceux décrits au Sud du pic Mac Graw ; cependant le flanc court du pli est ici bien exprimé, il culmine au pic Barrier (fig. 323).

Au contact avec le troisième ensemble le plissement est intense, dans les petits synclinaux la Formation Rosella affleure. Le Groupe Kechika est très clivé, plissé et légèrement métamorphisé, il est aussi traversé par de nombreuses intrusions vraisemblablement liées au fonctionnement de la faille Pelly (Roots, 1954).

## G. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA CHAÎNE FINLAY.

La chaîne Finlay est divisée en trois ensembles structuraux limités par les failles  $F_1$ ,  $F_2$  et  $F_3$  (fig. 278B).

Le premier ensemble est caractérisé par des plis déversés à couchés qui possèdent un flanc long pluri-kilométrique et un flanc court hectométrique. Les terrains les plus anciens y affleurent, ils ne sont que légèrement métamorphisés.

Le deuxième ensemble est limité, pour l'essentiel, à un flanc long constitué par la Formation Boya (fig. 323, coupe AA'). Un plissement tardif le reprend engendrant des plis droits ouverts (fig. 313) ou déversés au contact de  $F_2$  (fig. 320 et 323).

Le troisième ensemble est limité par la faille Pelly à l'Ouest et la faille  $F_2$  à l'Est, il est constitué par le Groupe Kechika. Le métamorphisme est souvent épizonal avec une blastèse de chloritoïde et de mica blanc. Au Nord de la chaîne Finlay, des "îlots" de l'ensemble 2 encadrés par des failles, affleurent au sein du Groupe Kechika. Ils sont interprétés comme des klippes, préservées à l'avant du chevauchement frontal qui aurait été replissé.

Ces klippes présentent les mêmes terrains et les mêmes structures que l'ensemble 2 situé dans l'axe, quelques kilomètres plus au Sud.

Le métamorphisme est moins élevé dans ces klippes constituées par des roches plus anciennes, que dans les roches environnantes, pourtant plus récentes, il est donc difficile d'en faire des horsts.

Le plissement (tardif) de la base du chevauchement, nécessaire pour expliquer l'allure des contacts, est identique à celui de l'ensemble 2 situé dans l'axe. La flèche de ce chevauchement serait au minimum d'une dizaine de kilomètres.

#### IV. LA CHAÎNE SWANNELL

La chaîne Swannell a été divisée en deux grands ensembles lithologiquement différents : les faciès orientaux d'âge précambrien, riches en grits massifs épais, et les faciès occidentaux qui possèdent une lithologie plus variée, pauvre en grits, d'âge précambrien et cambrien. C'est dans cet ensemble que l'on relève des indices d'une déformation et d'une granitisation d'âge paléozoïque (p. 337).

##### A. L'EST DE LA CHAÎNE SWANNELL : LES CHAÎNES ESPEE ET FORRES.

La carte géologique des chaînes Espee et Forres montre qu'elles sont constituées par le Groupe Ingenika (fig. 324). Les coupes levées dans ces chaînes révèlent un contraste avec celles levées dans la chaîne Finlay. On ne distingue ici que des plis amples qui renferment parfois une schistosité antérieure pour laquelle il n'a pas été observé des plis mégascopiques. Des failles verticales hachent ces chaînes.

##### B. LA CHAÎNE FISHING.

Elle compose la partie septentrionale de la chaîne Swannell, qui se termine en un biseau limité à l'Ouest par la zone faillée de Finlay et à l'Est par la faille Pelly (fig. 328). Le métamorphisme est épizonal à mésozonal, il culmine près du stock granitique de Whudzi.

Les coupes levées au travers de cette chaîne révèlent un contraste dans le style tectonique, lié à la lithologie des roches et au niveau structural dans lequel elles se sont déformées. La Formation Tsaydiz calcaro-pélimitique compose la partie orientale de la coupe JJ' (fig. 331), elle est déformée par des plis droits relativement ouverts. L'épine dorsale de la chaîne Fishing renferme les grits massifs de la partie supérieure et moyenne de la Formation Swannell qui sont peu déformés au regard des déformations observées dans les marbres et les pélimites de la partie inférieure de la Formation Swannell. Ces plis sont synschisteux et de seconde génération car ils reprennent une schistosité antérieure en créant des interférences dont l'étude a été effectuée précédemment (p. 379).

Les failles chevauchantes ont un pendage qui s'atténue vers le centre de la chaîne, leur jeu est considéré comme étant synchrone des failles à vergence SW de la chaîne Finlay. Une tectonique cassante et décrochante affecte le stock de Whudzi daté du Crétacé moyen. La forme de ce stock qui semble s'étirer le long de ces failles, et une datation des mylonites donnant un âge identique à celle du stock, suggère une mise en place synchrone des décrochements.

##### C. LA TECTONIQUE DANS LA PARTIE CENTRALE ET OCCIDENTALE.

Un fort contraste lithologique a permis de circonscrire des faciès orientaux et des faciès occidentaux dans la chaîne Swannell (fig. 332). Il apparaît aussi un contraste entre les

styles tectoniques qui affectent ces deux secteurs, à l'Est de la rivière Flameau on reconnaît un style caractérisé par la création de mégacisaillements subhorizontaux (p. 383 et fig. 334), alors qu'à l'Ouest de cette rivière les failles verticales parfois décrochantes prédominent (fig. 335).

Le passage du sommet du niveau structural inférieur observable dans la chaîne Fishing, à sa base qui affleure du coeur de la chaîne Swannell, se traduit par une accentuation des cisaillements et leur horizontalisation (fig. 334). Ce système cisailant affleure sur plusieurs centaines de mètres, il constitue la base du rétrochevauchement dans ce secteur, l'étude métamorphique de ce secteur (p. 383) montre que le métamorphisme général à grenat, staurotide et disthène est synchrone ou légèrement postérieur par rapport à ces déformations majeures. Le granite de Whudzi a un âge proche de 100 m.a., le métamorphisme de la chaîne Swannell a un âge qui varie de 147 m.a. à 107 m.a., la vergence SW de la chaîne étant "fossilisée" par ce métamorphisme, elle lui est antérieure, et donc quasiment achevée au Jurassique terminal.

La partie occidentale de la chaîne Swannell est découpée par un important jeu de failles verticales, qui présentent des indices de coulissage au niveau des unités 2 et 3 (fig. 335). Les rares structures originelles sont préservées dans l'unité 1 où les plis isoclinaux synschisteux sont très nombreux. Ce secteur offre les indices d'un métamorphisme primitif qui n'est pas décelé dans les autres parties de la chaîne (p. 385). Le métamorphisme principal tardif est du même type et de même intensité que celui décrit à l'Est de la chaîne Swannell, les deux ensembles étaient donc connexes lorsqu'ils furent métamorphisés au Jurassique terminal. Les failles qui décalent la partie occidentale sont associées au fonctionnement de la faille Finlay et à la dilacération du stock de Whudzi au Crétacé moyen.

#### D. LE SUD DE LA CHAÎNE SWANNELL.

La partie occidentale de la chaîne est très déformée même dans les niveaux superficiels. L'exemple le plus spectaculaire est illustré par le mont Lay où sur plusieurs centaines de mètres de hauteur on assiste à la répétition d'une même série par des plis isoclinaux (fig. 237, p. 391). A l'Ouest de la faille Swannell on reconnaît le même type de structures dans une série calcaro-pélimitique (peut-être d'âge cambrien) ; ces structures sont ensuite reprises dans de grandes ondulations qui ont une genèse contemporaine de l'antiforme de la chaîne Swannell.

La partie orientale de ce secteur de la chaîne a été décrit en détail sur la figure 237, sur laquelle on distingue l'antiforme tardif, bien exprimé au niveau de la chaîne Wrede (coupe 1), alors qu'il est largement découpé dans sa partie occidentale un peu plus au Sud.

## E. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA CHAÎNE SWANNELL.

Deux ensembles lithologiques et structuraux sont différenciés dans la chaîne Swannell, un ensemble oriental d'affinité cratonique et un ensemble occidental d'affinité incertaine. Dans le premier ensemble les plis sont déjetés ou déversés vers l'Ouest, ils reprennent une schistosité primitive pour laquelle il n'a pas été observé de plis mégascopiques.

Au centre de la chaîne, dans le premier ensemble, de nombreux cisaillements subhorizontaux à vergence ouest découpent la Formation Swannell inférieure. Ils sont mimétiques du strain-slip qui apparaît à l'échelle de la lame mince et précède la blastèse métamorphique datée du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. C'est à la phase cisillante et chevauchante anté-métamorphique que l'on doit la mise en place de l'ensemble oriental sur l'ensemble occidental.

La partie occidentale de la chaîne Swannell est affectée par de nombreux plis isoclinaux jusque dans les niveaux structuraux supérieurs peu métamorphisés. Ces plis peuvent être précoces ils déforment des granitoïdes datés du Paléozoïque. Le métamorphisme est un peu moins élevé que dans la partie orientale, il est caractérisé par la présence de l'almandin. Les paléotempératures mesurées dans les deux ensembles structuraux qui constituent la chaîne Swannell sont assez proches, corroborant ainsi une structuration et une juxtaposition antérieures au métamorphisme principal.

## V. LA CHAÎNE SIFTON

Cette chaîne est divisée en deux grands ensembles structuraux séparés par un contact chevauchant, ils ont été définis p. 397. Les coupes représentées sur les figures 340 et 341 caractérisent les principales structures de cette chaîne.

A l'Est de la faille Sifton (coupe 5), on reconnaît de vastes plis, soulignés par des lits de marbres dilacérés au milieu d'amphibolites et de quartzites.

A l'Ouest de la faille Sifton, les marqueurs ont disparu, rendant délicat l'établissement des grandes structures. Les vergences majeures sont indiquées sur les coupes 1 à 5. On remarque aussi la présence de nombreuses bandes mylonitiques, qui révèlent l'état de la déformation, unique, dans cette partie de la chaîne d'Omineca.

L'étude métamorphique de ce secteur fait apparaître la présence de deux blastèses séparées par une foliation parfois cataclastique (p. 401). Le plissement à vergence occidentale et les structures à l'Ouest de la chaîne Sifton sont contemporains ou postérieurs au métamorphisme principal, alors que les plis à vergence orientale, et les structures à l'Est de la chaîne Sifton sont antérieurs au dernier épisode métamorphique.

Si les différentes blastèses sont issues d'un même épisode métamorphique, (voisin de 100 m.a.), nous en possédons tous les maillons, l'onde orogénique antérieure à synchrone de la blastèse métamorphique dans l'Est de la chaîne est postérieure à l'essentiel de celle-ci dans sa partie occidentale, elle migrerait vers l'Ouest, et serait associée au rétrochevauchements évoqués par ailleurs.

## VI. LE BLOC DE STIKINE.

La tectonique qui affecte ce secteur présente plusieurs facettes, le Paléozoïque y est déformé par des plis isoclinaux parfois synschisteux, alors que le Mésozoïque est caractérisé par des plis amples et ouverts et des petits chevauchements.

### A. LA RÉGION DU BATHOLITE HOTAILUH (FIG. 342).

Les coupes levées dans ce secteur montrent les différents aspects évoqués dans l'introduction. Les roches du Paléozoïque sont très plissées près du mont Tsaybahe (coupe CD de la figure 345), elles sont surmontées par du Mésozoïque peu déformé. Le contact entre ces ensembles n'est pas bien exposé, il laisse le choix quant aux interprétations : une faille, un chevauchement ou plus classiquement la discordance attribuée à l'orogénèse tahltanienne anté Trias supérieur. On ne peut cependant pas écarter la possibilité d'un contact anormal, le Paléozoïque affleurant alors en fenêtre entouré par les laves triasiques du bloc Stikine. Ce Paléozoïque, très déformé, pourrait alors constituer le sommet des faciès de transition. Dans le même contexte structural Struik (1984) décrit dans les monts Cariboo des calcaires cambriens qui peuvent être interprétés comme des fenêtres situées 30 km à l'arrière du front de la nappe de Quesnel (p. 59 et 250).

L'ensemble paléozoïque supérieur du mont Tsaybahe est caractérisé par plusieurs schistosités et un léger métamorphisme. Les interférences entre les différentes phases de plis engendrent des figures en dômes et en bassins, suggérant des directions de contraintes variées. Le Mésozoïque est affecté par de légères ondulations et parfois par de petits chevauchements, tel que celui illustré par la figure 344, le chevauchement post-Toarcien fait reposer le Groupe Stuhini du Trias supérieur sur des grès toarciens non métamorphisés.

### B. LE SUD DU SILLON DE WHITEHORSE.

Le sillon de Whitehorse, situé au Nord du bloc de Stikine, est compris entre les failles King Salmon et Nahlin (fig. 346). Ce sillon a fonctionné à partir du Trias supérieur jusqu'au Jurassique inférieur ; la présence concomitante de galets de granite qui ne peuvent provenir du bloc Stikine et de galets de l'Hinterland belt (Groupe Cache creek *pro parte*) suggère que le voisinage ou la liaison de ces blocs.

La Formation Inklin, détritique, est intensivement clivée, elle est marquée par un aplatissement, une rotation des clastes décimétriques et un clivage de fracture près de la faille King Salmon ; ce clivage disparaît totalement au Sud de cette faille dans la Formation Takwahoni de même âge, suggérant que la déformation du sillon de Whitehorse précède le chevauchement de King Salmon. Cette région est ensuite hachée par des failles verticales et traversées par des venues de basaltes récents qui la ponctuent jusqu'au Yukon.



### C. LE CENTRE DE LA CARTE DU LAC CRY.

On reconnaît au coeur de la carte du lac Cry les failles les plus importantes limitant les "blocs suspects" du Nord de la Colombie Britannique : King Salmon, Nahlin, Thibert, Kutcho et Hottah, elles convergent sur une vingtaine de kilomètres (fig. 349). Le Nord du bloc de Stikine, représenté par les laves du Groupe Stuhini, chevauche sur les faciès de transition par l'intermédiaire de la faille Hottah, qui se poursuit sous l'unité 3 d'appartenance incertaine. Deux phases métamorphiques affectent ce secteur, la première voit la blastèse de grenat et de biotite enveloppés par la foliation principale reprise par des plis isoclinaux, la seconde un strain slip accompagné par la cristallisation de biotite, de grenat, de staurotite et de sillimanite. On peut interpréter la première comme étant contemporaine du chevauchement du bloc de Stikine, et la seconde a pu accompagner la mise en place du batholite de Cassiar, très proche.

### D. LE NORD DE LA CARTE DU LAC CRY.

C'est une région couverte par des granites qui affleurent entre la faille Thibert et la nappe de Sylvester (fig. 352). La granitisation s'est faite aux dépens de la zone des faciès de transition qui constituent des panneaux reliques à l'Est de la faille Kutcho. Les coupes de la figure 354 montrent l'intensité du plissement, de la granitisation, et de la migmatisation qui apparaît sur les bords du batholite.

Près des rivières Beady et Eagle, des métaquartzites et des métashales parfois mylonitisés sont entourés par des granites foliés et faillés. Les roches sédimentaires appartiennent aux faciès de transition chevauchés par le bloc de Stikine. Le chevauchement est antérieur au granite non folié du Jurassique supérieur qui le cloue (fig. 355). Tempelman Kluit (1979) décrit au Yukon des ensembles structuraux et une tectonisation de même nature.

### E. LA TECTONIQUE À L'OUEST DE LA CHAÎNE SWANNELL.

Le contact entre les faciès de transition et le bloc de Stikine peut être observé à l'Ouest de la chaîne Swannell (fig. 356) ; il est partiellement masqué par de nombreuses failles verticales, qui ont parfois une composante horizontale.

Deux coupes sont proposées sur la figure 358, la première levée au niveau du pic Giegerich, montre que les plis dans les faciès occidentaux ont une vergence SW et un caractère similaire. Les calcaires sont en contact par faille avec les tuffs paléozoïques. La coupe commence sur la figure 337, se termine avec la coupe CD de la figure 358. La faille Swannell met en contact les calcaires des faciès occidentaux avec des shales attribués au Permien par analogie. Ces shales sont intensément plissés et en contact faillé avec le Trias volcanique compétent. Le plissement des faciès occidentaux révèle un polyphasage et une grande diversité de vergences. La vergence occidentale est tardive, elle est synchrone des chevauchements qui affectent l'Est de la chaîne Swannell, elle reprend les accidents primitifs à vergence orientale. La faille Swannell est vue de face sur la photo 51, prise depuis les vulcanites du Trias.

## VII. LES MONTS CARIBOO

Les monts Cariboo occupent une position similaire à celle des chaînes Cassiar et Swannell. La nappe de Slide Mountain équivalente de celle de Sylvester repose sur le synclinorium de Black Stuart que nous étudierons (fig. 362 et 363). Les faciès de transition, appelés ici terrains de Barkerville-Kootenay, affleurent largement à l'Ouest du synclinorium de Black Stuart, ils sont traversés par des granitoïdes d'âge paléozoïque moyen (Mortensen, 1985). Le contact entre les deux ensembles est souligné par la faille de Pleasant Valley (fig. 363).

### A. LE SYNCLINORIUM DE BLACK STUART.

Il est composé par une succession de roches de même nature et de même composition que celles rencontrées dans les chaînes de Cassiar, Finlay et Swannell. Une discordance régionale a été mise en évidence entre le Cambrien et le Groupe Black Stuart d'âge ordovicien-silurien (Mansy, 1970).

Le style tectonique est représenté par la coupe 2 de la figure 365 qui traverse le synclinorium de part en part. La vergence SW est bien marquée, elle est accompagnée par des petits chevauchements d'autant plus nombreux que l'on se rapproche de la faille Pleasant Valley à vergence ouest.

Sur la coupe 1, la nappe de Slide Mountain repose sur le Groupe Snowshoe qui constitue une partie des terrains de Barkerville-Kootenay. Une opposition de vergence apparaît dans ces terrains, elle est interprétée comme la limite occidentale de l'influence du rétrochevauchement.

### B. LE PASSAGE AU SHUSWAP.

La campagne de 1983, en collaboration avec B. Struik, a montré que les terrains d'affinité cratonique du Groupe Cariboo étaient chevauchants avec une vergence ouest sur le Groupe Snowshoe (fig. 364 et coupe 3 de la figure 365). Le contact de base est cataclasé en de nombreux endroits, il est contemporain du métamorphisme principal qu'il ne perturbe pas. L'histoire métamorphique est assez complexe, elle est caractérisée par deux blastèses, la seconde accompagne ou est légèrement postérieure à la mise en place du chevauchement repris par des plissements tardifs. On retrouve une histoire proche de celle des chaînes Cassiar, Swannell et Sifton.

Le Shuswap est défini par l'apparition de l'isograde de la sillimanite, le secteur étudié se situe à la limite septentrionale du Shuswap, qui est donc partiellement constitué par les terrains suspects du Groupe Snowshoe. La coupe 3 montre les relations entre les domaines, elle traverse le mont Wötzke et se dirige vers le NE. La faille Matthew, plus tardive, fait chevaucher la partie interne des monts Cariboo sur son bord occidental, ce type d'accident peut avoir joué en décrochement.

## VIII. CONCLUSIONS : LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRUCTURAUX

La chaîne d'Omineca est constituée par des ensembles d'affinités très variées, juxtaposés au cours de différentes collisions du Jurassique et du Crétacé. Les grands domaines ont été distingués p. 24, leurs relations actuelles sont dessinées sur les figures 366 et 367 qui représentent des coupes d'ensemble depuis le bassin de Bowser, à l'Ouest, jusqu'au Fossé des Montagnes Rocheuses (F.M.R.) à l'Est. Les principaux contacts répertoriés sur ces figures concernent :

- la nappe de Sylvester qui repose en contact anormal sur la plate-forme de Cassiar et sur les faciès de transition (coupes 1 et 2) ;
- le bloc de Stikine "avec ses laves et ses granites", qui chevauche les faciès de transition près du monts Dark (coupe 2) ;
- les "décollements" dans le substrat de la nappe de Sylvester (coupe 2) ;
- les chevauchements (failles Nahlin et King Salmon) et la vergence occidentale des plis à l'intérieur de l'*Hinterland Belt* (coupe 4) ;
- la vergence occidentale dans les chaînes Finlay et Swannell accompagnée de chevauchements et de rétrochevauchements anté à synmétamorphiques, (coupes 6 et 7) ;
- les plis et la vergence orientale dans les Montagnes Rocheuses et dans la chaîne Kechika (coupes 2 à 7) ;
- les décrochements, qui découpent toute la chaîne, ils sont symbolisés par les flèches dessinées en perspective.

La tectonisation du Nord de la Colombie Britannique peut se décomposer en plusieurs phases :

- une mise en place des nappes de matériel océanique, accompagnée par la délamination du substrat. Ces structures primitives ont une vergence orientale, elles sont anté-Jurassique moyen ;
- un rétrochevauchement localisé sur une cinquantaine de kilomètres. Il précède ou accompagne le métamorphisme principal anté-Jurassique terminal à Crétacé basal ;
- une granitisation intense qui précède ou accompagne le jeu des failles décrochantes durant le Crétacé moyen et le Paléocène.

# LES RELATIONS ENTRE LES GRANDS DOMAINES DU NORD DE LA COLOMBIE BRITANNIQUE

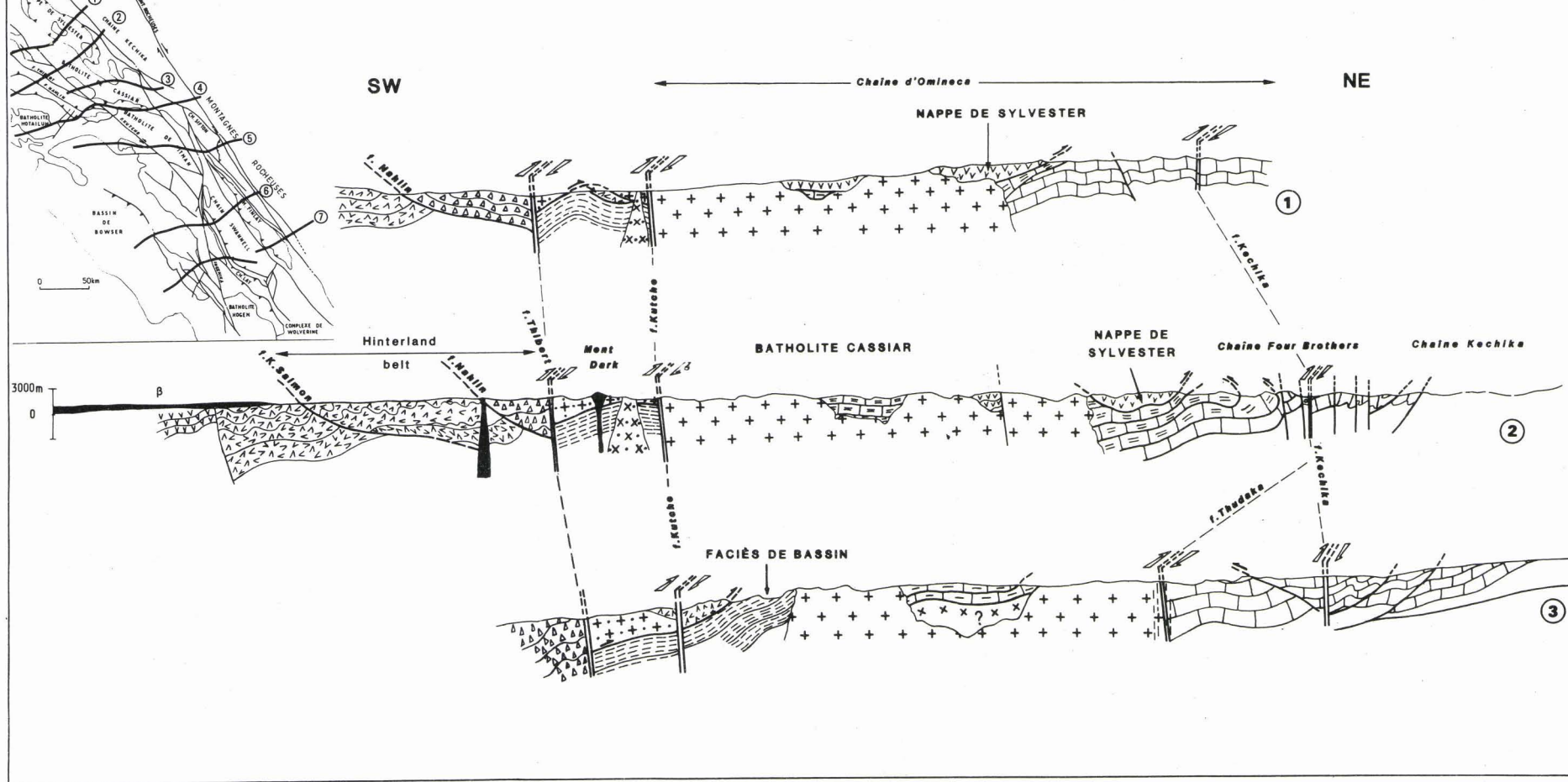


Fig. 366 - Coupes générales montrant les relations entre les domaines structuraux (voir légende fig. 367).

Fig. 366 - Cross-sections showing relations between terranes of Northern British Columbia (see legend fig. 367).







**SEPTIEME PARTIE**

**Conclusions générales**



- I. PRESENTATION DES CONCLUSIONS GENERALES
- II. CONCLUSIONS TECTONO-STRATIGRAPHIQUES - PRESENTATION D'UN MODELE
- III. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE AU NORD DE LA CORDILLERE CANADIENNE
  - A. LES GRANDES NAPPES
  - B. LA TECTONIQUE ET LE CONTEXTE METAMORPHIQUE
  - C. LE CHANGEMENT DE REGIME : LES COULISSAGES

## I. PRÉSENTATION DES CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les conclusions sont données en trois parties :

- la première partie reprend intégralement un article paru au Bulletin de la Société géologique de France. On y trouve quelques éléments de stratigraphie, les principaux traits structuraux de la chaîne d'Omineca, et un modèle géodynamique ;
- la seconde partie reprend les apports concernant le climat métamorphique à l'intérieur de chacun des domaines, et les relations tectoniques entre les différents domaines ;
- la troisième partie permet de replacer cette région dans un contexte de géodynamique global et de comprendre l'importance des failles coulissantes.

Les conclusions relatives à la stratigraphie ont été indiquées au fur et à mesure dans la deuxième et dans la troisième partie, elles ne seront pas reprises ici.

## II. CONCLUSIONS TECTONO-STRATIGRAPHIQUES - PRÉSENTATION D'UN MODÈLE - (ARTICLE INTÉGRAL, BULL. SOC. GÉOL. FRANCE, 1986).

### I. INTRODUCTION

Jusqu'en 1960 la Cordillère américaine a été classiquement interprétée comme un orogène de type andin, riche en roches volcaniques et sans grand déplacement horizontal. La mise en évidence de grands déplacements horizontaux (Hill et Dibblee, 1953), et surtout des grands décrochements des anomalies magnétiques au large de la Californie (Vacquier et al., 1961) suggéra le découplage du continent et de la croûte océanique. L'hypothèse de la tectonique des plaques fit le reste. L'originalité de la Cordillère Nord-américaine réside en de grands coulissages qui permettent la juxtaposition de terrains de même âge, mais qui ont une histoire totalement différente. En 1974, Hellwig introduit la notion de "collage orogénique", qui a, entre autres, pour but d'explicitier la présence de faunes d'affinités téthysiennes du groupe Cache Creek, voisines de faunes d'affinités Nord-américaines (Monger et Ross, 1971 ; Ross G.A. et Ross J.P.R., 1981). Les études paléomagnétiques récentes confirment l'importance des grands déplacements latitudinaux, longitudinaux, et de rotations. Yole et Irving (1980), Irving et al. (1980), montrent que le bloc de Wrangell (fig. 368-1, île de Vancouver p.p.) a migré de plusieurs milliers de kilomètres depuis le Trias, alors que le bloc de Stikine aurait migré de l'Orégon jusqu'à sa position actuelle depuis le Crétacé (Monger et Irving, 1980). La notion de terrain suspect (Coney et al., 1981 ; Monger, 1984) est la conséquence logique des effets du collage et des grands déplacements latitudinaux. Le terme "terrain suspect" couvre différents types de relations :

- a) le premier type est défini par une localisation de part et d'autre d'une faille majeure, les terrains y sont de même âge, ils ont une affinité identique (par exemple la marge Nord Américaine) mais des faciès différents. Parmi ce premier type on distingue les terrains de Barkerville - Kootenay (B.K., fig. 368-1) et de Yukon-Tanana (Y.T., fig. 368-1) qui constituent une transition avec les faciès océaniques francs ;
- b) le deuxième type renferme des terrains d'affinité océanique considérés comme relativement proches de l'Amérique du Nord, parmi ceux-ci on distingue les nappes de Sylvester et de Slide Mountain (S.S., fig. 368-1) ;
- c) le troisième type renferme les terrains d'affinité océanique, plus lointains, souvent appelés exotiques, parmi ces derniers on retiendra les blocs de Cache Creek, de Stikine et de la Wrangellia. Les limites entre ces "terrains suspects" sont toujours tectoniques.

\* Fig. 368-1. La numérotation de l'article originel est indiquée en second.

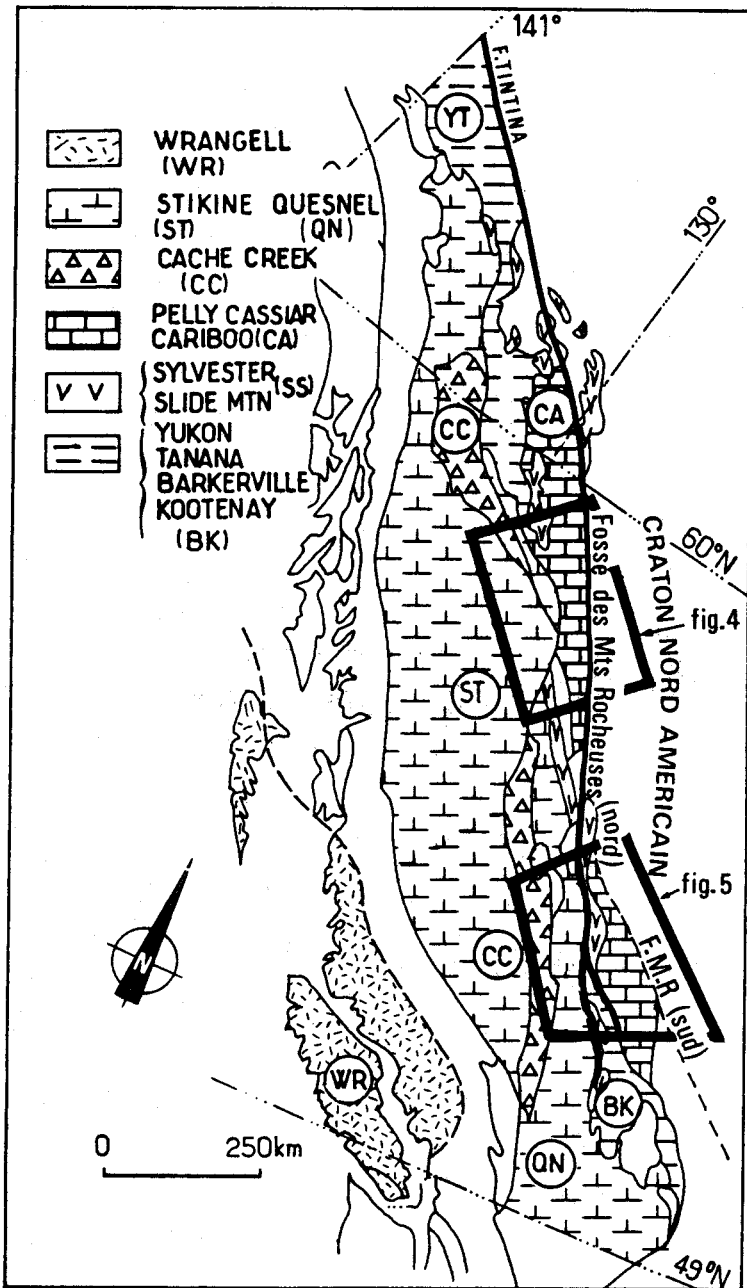


Fig. 368-1 - Les "domaines suspects" de la Cordillère Canadienne (modifié d'après Monger, 1984).

Fig. 368-1 - Main "suspect domains" of the Canadian Cordillera (modified from Monger, 1984).

Les terrains d'affinité cratonique situés à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses, les terrains suspects du premier type appelés faciès de transition et les terrains suspects du deuxième type forment la chaîne d'Omineca telle qu'elle a été définie par Wheeler en 1970.

Il sera montré que la plate-forme de Cassiar (CA, fig. 368-1) située à l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses est constituée par des faciès et par une succession lithologique identiques à ceux observés au cœur des Montagnes Rocheuses.

Les séries transitionnelles de Barkerville-Kootenay ont une affinité incertaine. Ces séries affleurent le long d'une bande étroite sur toute la Cordillère canadienne, elles sont caractérisées par une grande abondance de grits (microconglomérats), de shales,

et elles sont traversées par des intrusions de granites d'âge ordovicien et fini-dévonien ; c'est souvent sur cette série que reposent les nappes du Paléozoïque supérieur constituées par les groupes de Sylvester au Nord et la Formation Antler (Slide Mtn p.p.) au centre de la Cordillère (Mansy, 1980a ; Struik, 1980).

Le bloc de Stikine (ST, fig. 368-1) plus interne chevauche les séries de transition (Mansy, 1980a ; Gabrielse et Dodds, 1982), on y distingue des roches volcaniques acides et basiques du Paléozoïque supérieur au Jurassique, et les terrains exotiques appartenant au Groupe Cache Creek qui sont toujours en contact anormal avec les terrains connexes.

L'originalité du Groupe Cache Creek réside dans son histoire spécifique : il contient des schistes bleus du Trias supérieur, et une faune d'affinité téthysienne déjà évoquée.

Le puzzle cordillèrain est le fruit de collision avec des "blocs exotiques", puis du découpage de la chaîne par les grands coulissages. L'importance de ces coulissages a été montrée du Nord de la Colombie Britannique par Gabrielse et al. (1977), Mansy (1980a) et récemment précisée par Gabrielse (1985). Les conséquences de ces mouvements au centre et au Sud de la Cordillère seront envisagées. Une reconstitution de la paléogéographie au Protérozoïque et au Paléozoïque permet de mieux comprendre certaines disparités tectoniques observées dans la Cordillère.

## II. QUELQUES ELEMENTS STRATIGRAPHIQUES DES CHAINES CASSIAR, FINLAY ET CARIBOO.

Les chaînes Cassiar, Finlay et Cariboo constituent le coeur de la chaîne d'Omineca' (fig. 371-4 et 372-5) ; elles se composent des terrains d'âge protérozoïque supérieur et paléozoïque, traversés par des granites mésozoïques. L'étude stratigraphique de ces chaînes montre qu'elles renferment les mêmes successions et les mêmes éléments distinctifs. La stratigraphie du Protérozoïque supérieur évoquée par ailleurs permet des corrélations faciologiques précises (Mansy et Gabrielse, 1978 ; Mansy et al., ce volume). Il est possible de retrouver des caractères paléogéographiques similaires dans ces chaînes et ainsi de reconstituer la proto-marge nord-américaine. La Formation Stelkuz est divisée en trois mégaséquences (Mansy, 1975 ; Mansy et Gabrielse, 1978). La première est très différenciée, les rythmes sont constitués de trois types lithologiques : calcaires, grès, shales qui se succèdent sur plusieurs centaines de mètres. La deuxième mégaséquence contient des lits rouges, qui constituent un remarquable marqueur. La base de cette mégaséquence est carbonatée, parfois bréchique, elle renferme des clastes micritiques rouges encroûtés par une pellicule d'origine algair ; le sommet est plus pélitique, il est riche en goethite et en hématite. La troisième mégaséquence est détritique, on y observe des grès, des quartzites et des shales. On suit les lits rouges depuis la chaîne Cassiar au Nord, jusqu'aux Montagnes Rocheuses centrales où je les assimile aux Formations Old Fort Point et Hector telles qu'elles ont été définies par Charlesworth et al. (1967) et Aitken (1969).

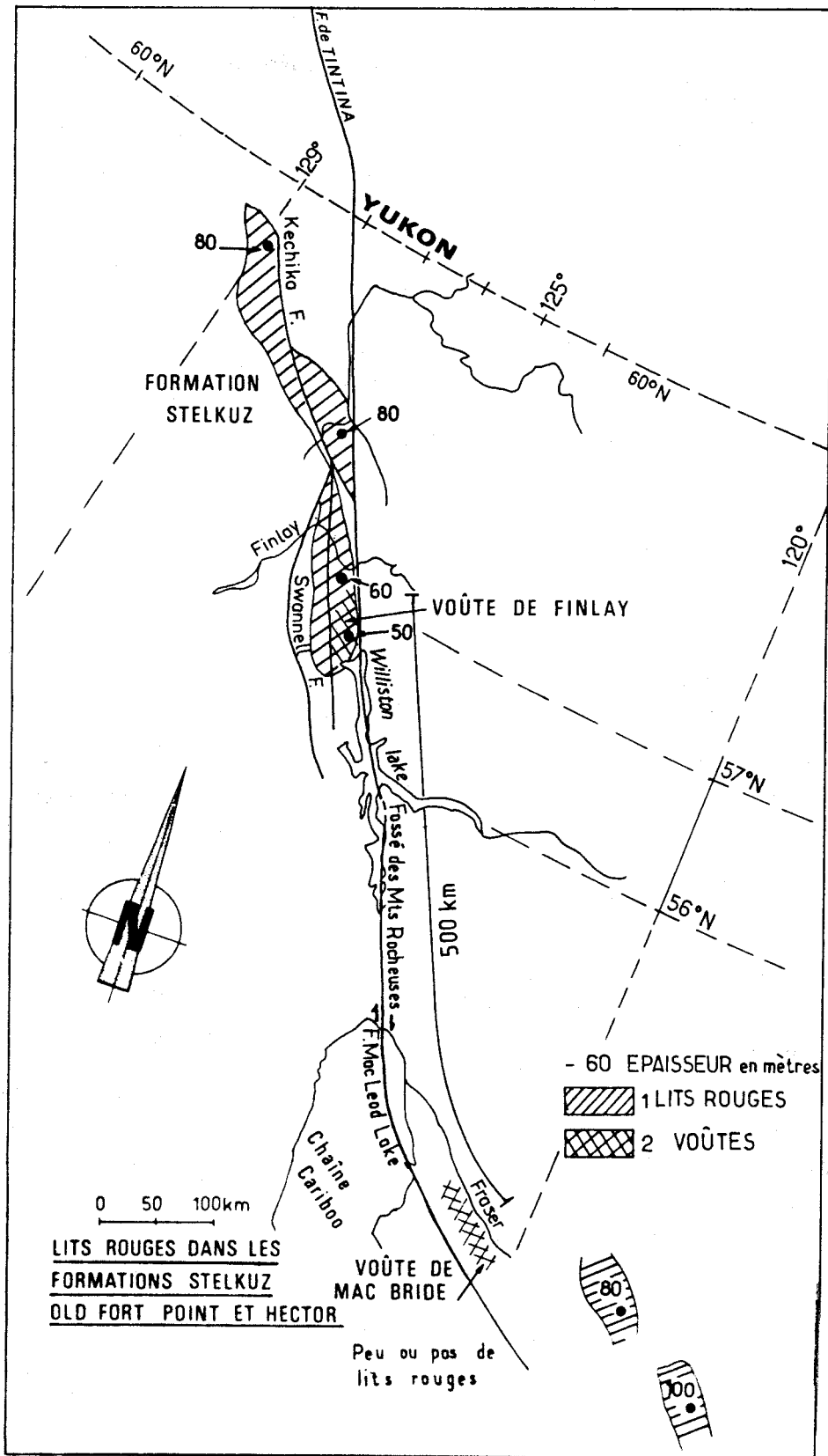


Fig. 369-2 - Les lits rouges dans la Formation Stelkuz (Protérozoïque supérieur). Les épaisseurs sont indiquées en mètres.

Fig. 369-2 - Red Beds of the Stelkuz Formation (Upper Proterozoic). Thicknesses are shown in meters..

En de rares endroits, la première et la seconde mégaséquence sont érodées, la Formation Espee est alors directement recouverte en légère discordance par les quartzites de la troisième mégaséquence, érodant plusieurs centaines de mètres de dépôts. Ces zones limitées à tendance émergives, constituent les voûtes de Finlay et Mac Bride (fig. 369-2) ; de part et d'autre de ces voûtes on observe une répartition de faciès similaires. Un coulisage dextre de 500 km, le long du Fossé des Montagnes Rocheuses et de la Faille de Mac Leod, est nécessaire pour replacer ces voûtes en face l'une de l'autre. De plus la reconstruction de la paléoplate-forme nécessite un coulisage de 200 km le long de la Faille Kechika (fig. 369-2). Les lits rouges, ainsi replacés, occupent un paléobassin linéaire, de près de 400 km, légèrement oblique par rapport au décrochement.

Un raisonnement identique, permet de limiter le "bassin" cambrien inférieur dans lequel se sont déposés les shales noirs de la Formation Boya supérieure qui affleurent dans les chaînes Finlay et Cassiar, et ceux de la Formation Midas qui affleurent dans la chaîne Cariboo (fig. 370-3). Ce bassin disparaît vers le Nord où se déposent les quartzites clairs, immédiatement surmontés par les carbonates du Cambrien inférieur. La limite orientale du bassin se situe à une vingtaine de kilomètres à l'Est du Fossé des Montagnes Rocheuses près de Mac Bride (Young, 1979). Les chaînes Finlay et Cassiar font partie du "bassin", alors que la chaîne Kechika qui ne renferme pas de shales noirs, appartient à son bord oriental. On peut reconstituer un petit bassin linéaire de plus de 500 km.

La Formation Rosella (Cambrien inférieur) est caractérisée par deux membres carbonatés à Archéocyathes qui encadrent des pélites. Cette trilogie affleure dans la chaîne Cassiar, dans la chaîne Finlay et près de Jasper, au voisinage des lits rouges de la Formation Old Fort Point. (Mountjoy, 1980). Les chaînes de Cassiar, Finlay, Cariboo et les Montagnes Rocheuses centrales ont joué le rôle d'une plate-forme durant le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque supérieur (Mansy *et al.* ce volume). Une reconstruction est donc nécessaire, elle permet de comprendre la fausse hétérogénéité de la chaîne d'Omineca. Pour cette reconstruction, un déplacement de 500 km est nécessaire le long du Fossé septentrional des Montagnes Rocheuses, qui se poursuit au Sud du 56°N, par la faille de Mac Leod Lake et s'anastomose le long d'un réseau de failles dextres bien développé dans les Monts Cariboo (Struik, 1985). Un coulisage minimum de 150 km le long de la faille Kechika est aussi nécessaire pour reconstituer le paléobassin où se sont déposées les formations Boya et Rosella. La région du Mont Haskin, dépourvue de shales noirs, se retrouve alors en face de la partie méridionale de la chaîne Kechika (fig. 370-3).



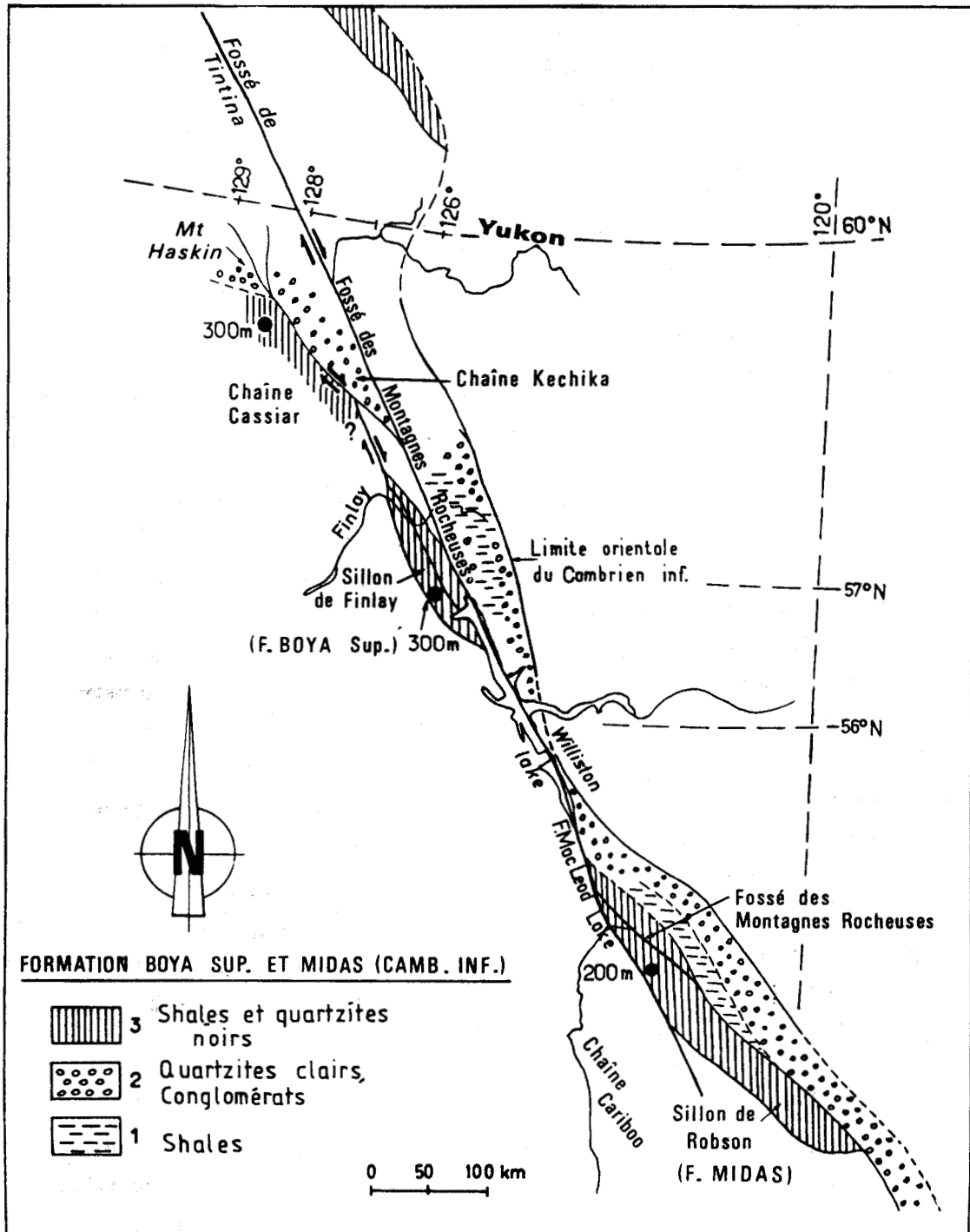


Fig. 370-3 - Les faciès dans les Formations Boya supérieure et Midas (Cambrien inférieur). Les épaisseurs sont indiquées en mètres.

Fig. 370-3 - Facies distribution in Upper Boya and Midas Formations (Lower Cambrian). Thicknesses are shown in meters.

La paléogéographie du Paléozoïque moyen et supérieur ne sera pas discutée dans cet article, notons cependant que la limite actuelle entre la plate-forme carbonatée et le bassin riche en shales a une direction générale NE-SW au Nord du 57°N et une direction NW-SE au Sud du 54°N (Mansy *et al.*, ce volume). Cette plate-forme constitue un promontoire pendant l'essentiel du Paléozoïque. La limite de ce môle est peut-être constituée au Nord par les aulacogènes de Peace River et d'Athapuscow.

Sa position avancée du centre de la Colombie Britannique sera déterminante lors de la collision avec les blocs exotiques, c'est là que se produiront les déformations les plus complexes, alors que les bassins plus externes seront moins exposés.

Une histoire stratigraphique cohérente se dégage de l'étude des Monts Cassiar, Finlay et Cariboo; Peut-on aussi reconstituer une histoire tectonique homogène dans ces chaînes ?

### III. LES GRANDS TRAITs STRUCTURAUX DE LA CHAÎNE D'OMINECA.

La chaîne d'Omineca a été déformée lors de la collision avec les blocs de Stikine puis de Wrangell (Monger et Price, 1979; Mansy, 1980a). Cette chaîne se situe à la lisière de l'ancienne marge Nord-américaine couverte durant le Protérozoïque et le Paléozoïque par des faciès de plate-forme. A l'Ouest de celle-ci, on observe les faciès de bassin puis les faciès de transition : Barkerville-Kootenay au Sud, Yukon-Tanana au Nord. C'est dans ces faciès distaux que l'on observe une histoire structurale précoce (Okulitch, 1984; Crasquin *et al.*, ce volume). On y distingue une "orogénèse" au Paléozoïque supérieur, alors que le craton n'est marqué que par l'arrivée des produits de celle-ci.

Les premières déformations importantes qui affectent l'ancienne plate-forme Nord-américaine ont un âge jurassique inférieur à moyen, d'autant plus récent que l'on se dirige vers le bouclier, avec généralement une vergence NE, bien exprimée dans les Montagnes Rocheuses, et d'autant plus récente que l'on se dirige vers le bouclier. A l'Ouest du Fossé des Montagnes Rocheuses une zone large d'une cinquantaine de kilomètres est affectée par une déformation à vergence SW. On peut la suivre depuis le Shuswap jusqu'à la chaîne Cassiar.

Cette bande se situe au front du môle de Peace River, noyau dur durant le Protérozoïque et le Paléozoïque, bordé par des bassins riches en pélitiques, au Nord le bassin du Liard, au Sud le bassin du Sud Alberta (Mansy *et al.*, ce volume). La collision se traduit par une bande de rétrocharriage local, qui disparaît au Nord des Montagnes Cassiar.

#### a. La chaîne Cassiar.

La coupe 1, (fig. 373-6, localisation sur la fig. 371-4)) se situe à la limite septentrionale de la région affectée par une vergence SW. Le Protérozoïque et le Cambrien inférieur constituent l'essentiel de la coupe, dominée par des plis droits synschisteux.

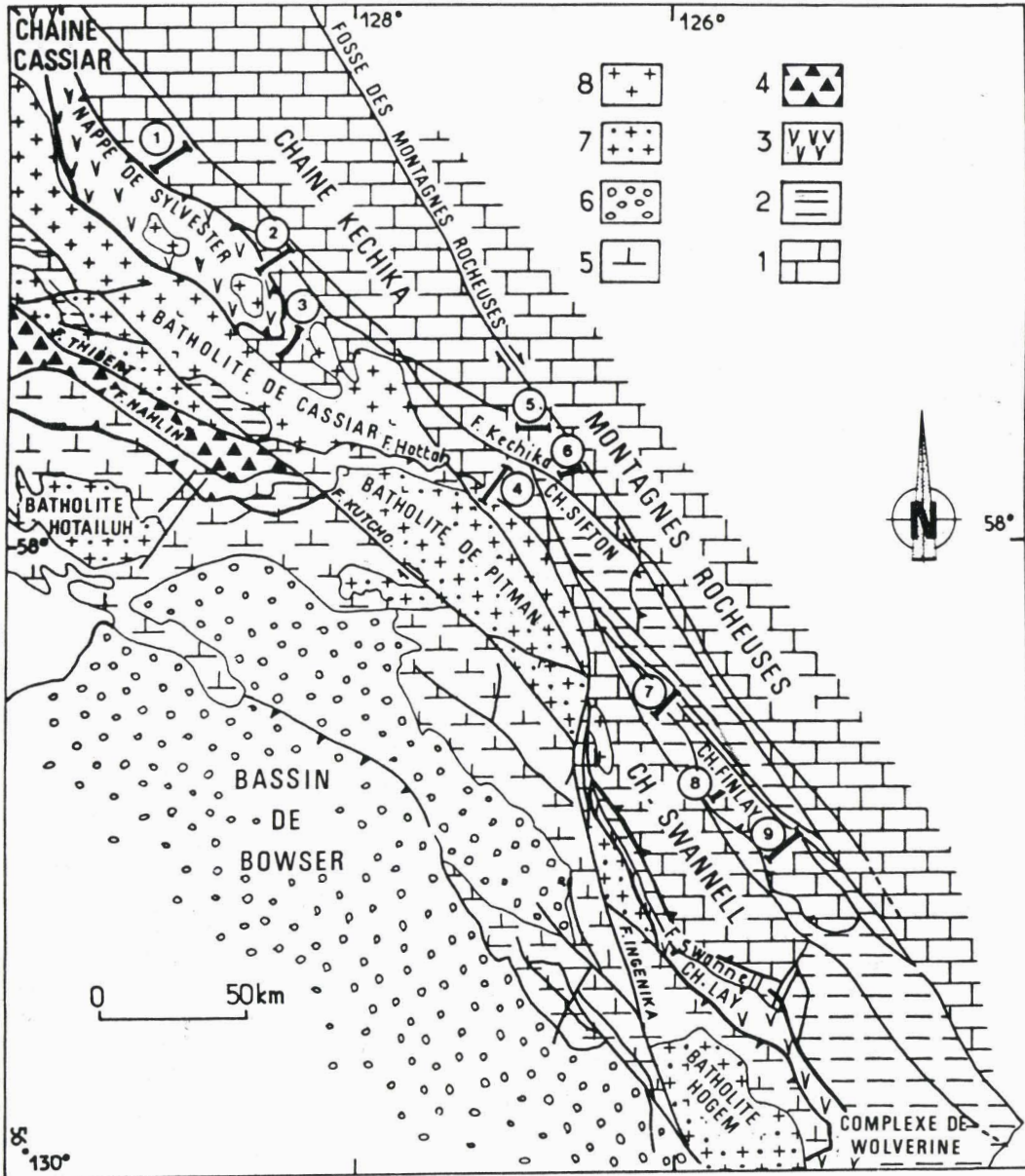


Fig. 371-4 - Les grands domaines au Nord de la Colombie Britannique.

1. Craton Nord-américain - 2. Faciès de transition - 3. Nappe de Sylvester - 4. Cache Creek - 5. Bloc de Stikine - 6. Molasse jurassique et crétacé - 7. Granite jurassique - 8. Granite crétacé.

Fig. 371-4 - Major domains in Northern British Columbia. Locations of sections.

1. North American craton - 2. Transitional faciès - 3. Sylvester Nappe - 4. Cache Creek - 5. Stikine block - 6. Jurassic and Cretaceous molasse - 7. Jurassic granite - 8. Cretaceous granite.

La coupe 2 est levée au front de la nappe de Sylvester, on y décèle une vergence SW bien exprimée sur une bande large d'une dizaine de kilomètres. Cette phase tardive reprend une première schistosité, elle se traduit par des plis hectométriques de direction 120°N.

La nappe de Sylvester constitue une énorme klippe de matériel océanique qui repose sur les carbonates de la plate-forme Nord-américaine (Gabrielse et Mansy, 1980 ; Mansy, 1980).



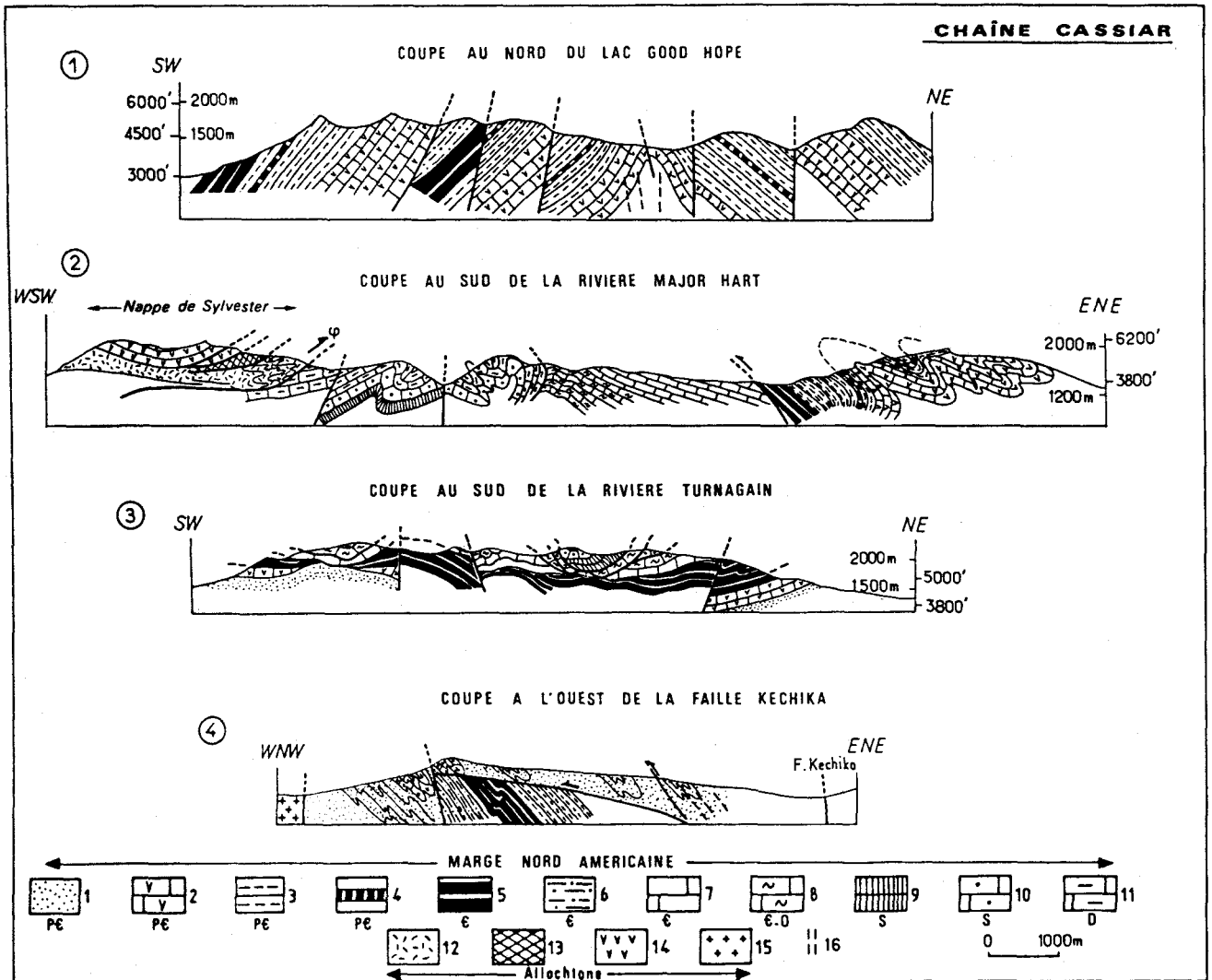


Fig. 373-6 - Coupes dans la chaîne Cassiar.  
 Marge Nord Américaine.  
 Protérozoïque supérieur : 1. Formation Tsaydiz - 2. Formation Espee - 3. Formation Stelkuz - 4. Lits rouges.  
 Cambrien inférieur - 5. Formation Boya inférieure - 6. Formation Boya supérieure - 7. Formation Rosella.  
 Cambrien-Ordovicien - 8. Groupe Kechika - 9. Formation Road River.  
 Silurien-Dévonien - 10. Groupe Sandpile - 11. Groupe-Mac Dame.  
 Allochtone océanique : Carbonifère - Groupe Sylvester - 12. Cherts - 13. Roches volcaniques et sédimentaires - 14. Laves.  
 Crétacé moyen - 15. Granite.

Fig. 373-6 - Cross-sections in Cassiar Mountains.  
 Nord American margin.  
 Upper Proterozoic - 1. Tsaydiz Formation - 2. Espee Formation - 3. Stelkuz Formation - 4. Red beds.  
 Lower Cambrian - 5. Lower Boya Formation - 6. Upper Boya Formation - 7. Rosella Formation.  
 Cambrian and Ordovician - 8. Kechika Group - 9. Road River Formation.  
 Silurian and Devonian - 10. Sandpile Group - 11. Mac Dame Group.  
 "Oceanic terranes": Carboniferous - Sylvester Group - 12. Cherts - 13. Volcanic and sedimentary rocks - 14. Lavas.  
 Mid. Cretaceous - 15. Granite.

La faille de base est plane et ne semble pas reprise par une tectonique ultérieure. Les terrains les plus récents de la nappe sont du Trias (Gabrielse, 1963), et elle est traversée ainsi que l'autochtone par le batholite Cassiar d'âge crétacé moyen.

La structuration de l'allochtone commence "dans l'océan" au Permien (Harms, 1985), elle se poursuit lors de sa mise en place sur le craton Nord-américain, puis par une crénulation pénétrative contemporaine de l'intrusion du batholite Cassiar (Gabrielse, 1963 ; Gabrielse et Mansy, 1980).

La coupe 3 est levée au Sud de la rivière Turnagain, sous la nappe de Sylvester et dans l'axe de celle-ci. Deux points y sont remarquables : la succession lithologique est très voisine de celle rencontrée plus à l'Est, elle est cependant beaucoup moins épaisse, à la fois d'origine, mais aussi en raison des décollements observés entre chacune des formations. Ce type de déformation apparaît sous la nappe et son prolongement supposé à l'Ouest de la faille Kechika (fig. 371-4). Ce secteur n'est pas ou peu affecté par la phase de rétrocharriage, sauf près de la faille de Kechika. Une crénulation synmétamorphique à andalousite et sillimanite accompagne la mise en place du batholite.

La coupe 4 se situe dans une bande comprise entre le batholite Cassiar et la faille Kechika dans laquelle la vergence ouest est dominante. D'importants chevauchements sont recoupés par des failles verticales tardives associées à la mise en place du batholite du Crétacé moyen. C'est un style proche de celui observé à l'Est de la coupe 2 qui apparaît, ici il est légèrement accentué.

#### **b. La chaîne Kechika.**

La coupe 5 levée dans la chaîne Kechika, montre l'opposition qui existe entre des secteurs connexes situés de part et d'autre de la faille Kechika. Les plis ont une vergence NE, ils sont contemporains de la mise en place de petites écailles (fig. 374-7).

La coupe 6 se situe au point de rencontre de deux failles décrochantes dextres : le Fossé des Montagnes Rocheuses et la faille Kechika. Plusieurs phases synchistesuses y apparaissent, elles sont bien marquées dans la Formation Tsaydiz, à l'Ouest de la coupe. Les chevauchements originels (jurassiques ?) sont repris par des failles à fort pendage liées aux décrochements d'âge crétacé, à la manière de ceux décrits près de San Andreas par Sylvester et Smith (1976).

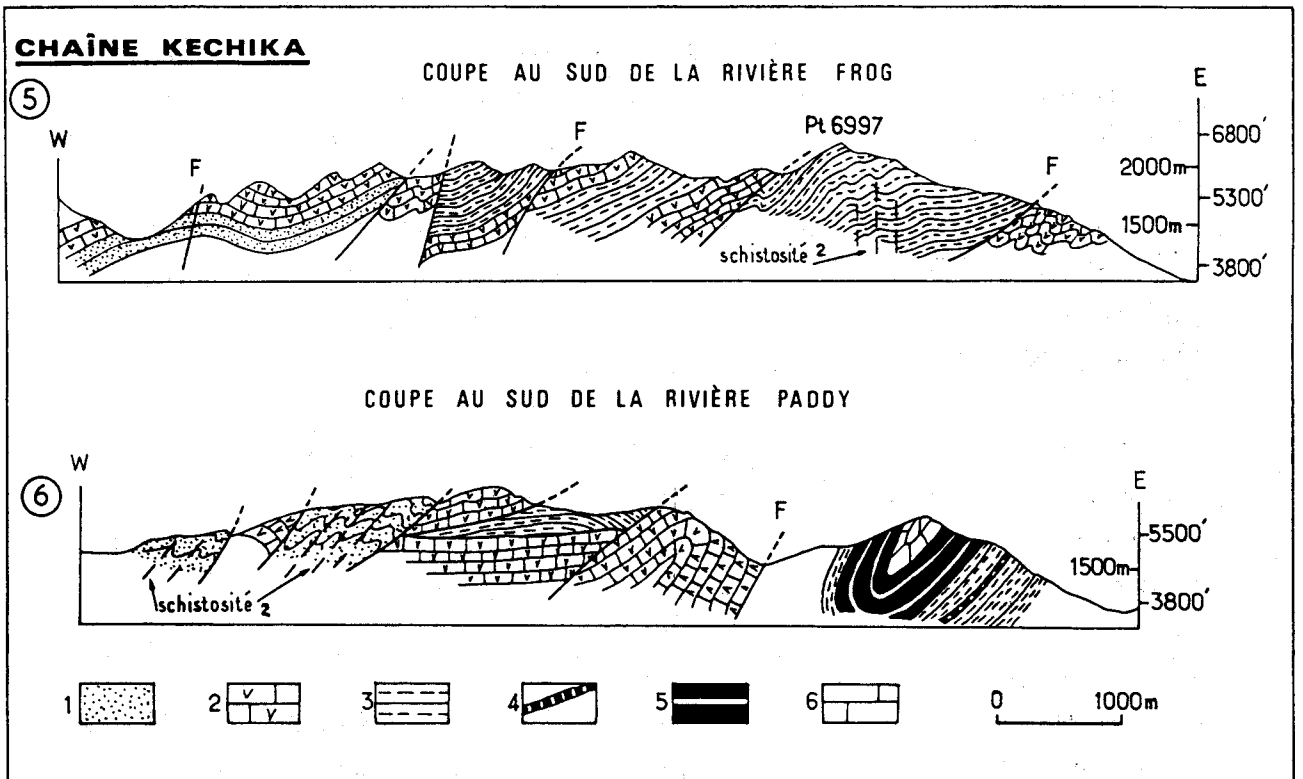


Fig. 374-7 - Coupes dans la chaîne Kechika.

Même légende que la figure 373-6 ; la Formation Boya inférieure et supérieure sont groupées.

Fig. 374-7 - Cross-section in Kechika Mountains.

Same legend than figure 373-6. Lower and Upper Boya Formation are together.

### c. La chaîne Finlay.

Deux ensembles structuraux affleurent au Nord de cette chaîne . Le coeur renferme des formations précambriennes et cambriennes épaisses compétentes et peu déformées, elles sont rattachées au craton (figurés 1 à 7 sur la fig. 375-8). En contact anormal avec cet ensemble affleure, à l'Est et à l'Ouest, la zone des faciès de bassin, dans laquelle les roches précambriennes sont polydéformées, peu épaisses et recouvertes par le groupe Kechika incompetent (figuré 8, fig. 375-8). L'histoire différente de ces deux zones, est en partie due à sa localisation par rapport au craton, la zone des faciès de transition plus distale a été fortement déformée lors de la collision avec les "blocs exotiques".

- La coupe 7 sur la figure 375-8 est située au Nord de la chaîne Finlay (fig. 371-4), on y reconnaît le chevauchement de l'ensemble cambrien précambrien central sur la zone des faciès de bassin. Au front de ce chevauchement, affleure une lanière de Précambrien, entourée par des failles verticalisées, interprétées comme les limites d'une klippe reprise par une tectonique tardive.

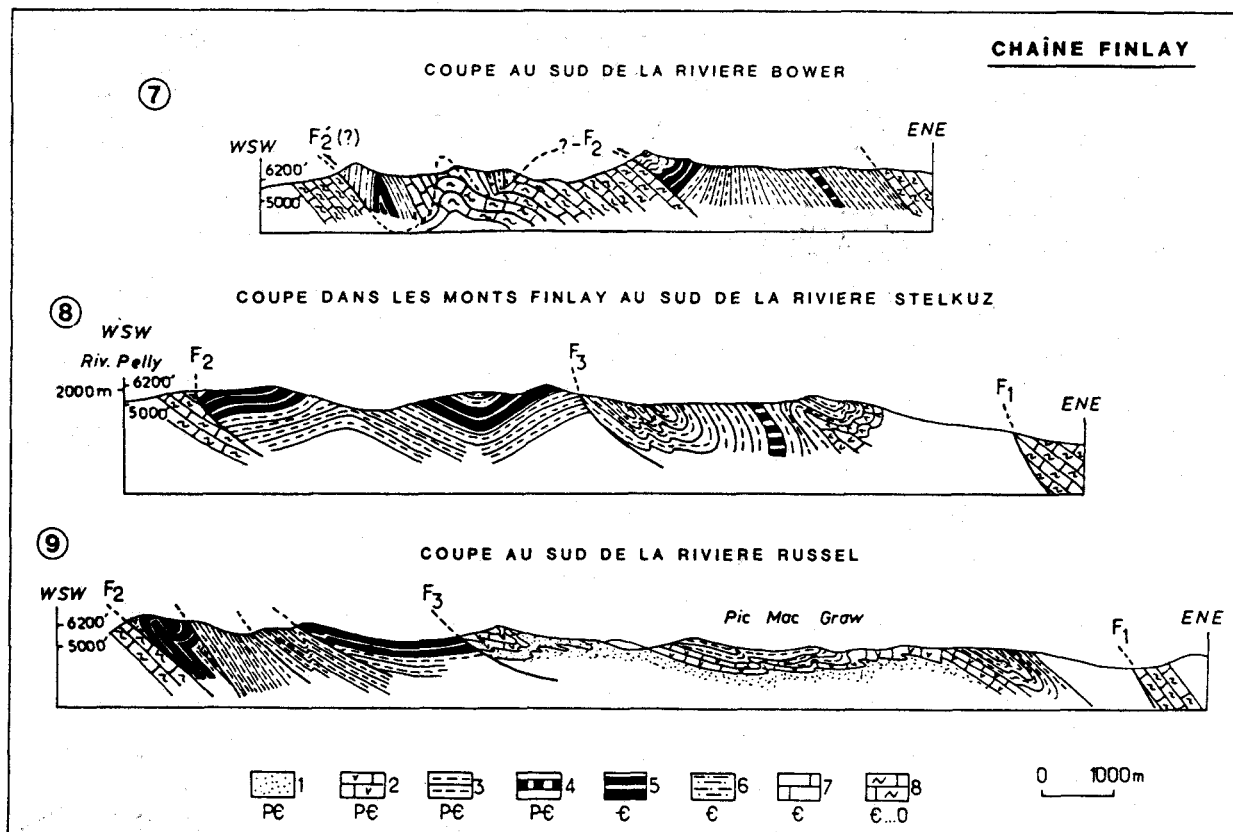


Fig. 375-8 - Coupes dans la chaîne Finlay.  
Même légende que la figure 373-6.

Fig. 375-8 - Cross-sections in Finlay Mountains.  
Same legend as in figure 373-6.

- Les coupes 8 et 9 sont significatives de la tectonique de la chaîne Finlay. On y reconnaît des plis hectométriques d'axe 340°N déversés vers le SW, qui reprennent parfois une schistosité fruste parallèle à la stratification. Les plis plus tardifs (d'axe E-ESE) sont d'amplitude métrique et relativement rares. A l'Est des coupes 8 et 9, les plans axiaux de première phase ont un fort pendage, une compression tardive les horizontalise au centre de la chaîne (Mansy, 1980b).

Un faible métamorphisme caractérisé par l'apparition de chlorite et de biotite affecte les formations les plus anciennes au coeur de l'anticlinorium. Les passées de shales alumineuses du groupe Kechika renferment localement du chloritoïde, qui dans une même lame mince peut être enveloppé ou recouper la foliation.

#### d. Les monts Cariboo.

Cette région se situe 500 km au Sud de la chaîne Finlay. Elle est limitée, à l'Ouest par un réseau de failles décrochantes dont la plus importante est la faille de Mac Leod Lake, à l'Est par le prolongement méridional du Fossé des Montagnes Rocheuses. Le coeur des monts Cariboo est constitué par des formations tout à fait comparables à celles observées dans la chaîne Finlay (Campbell, 1970, 1973 ; Mansy, 1975).



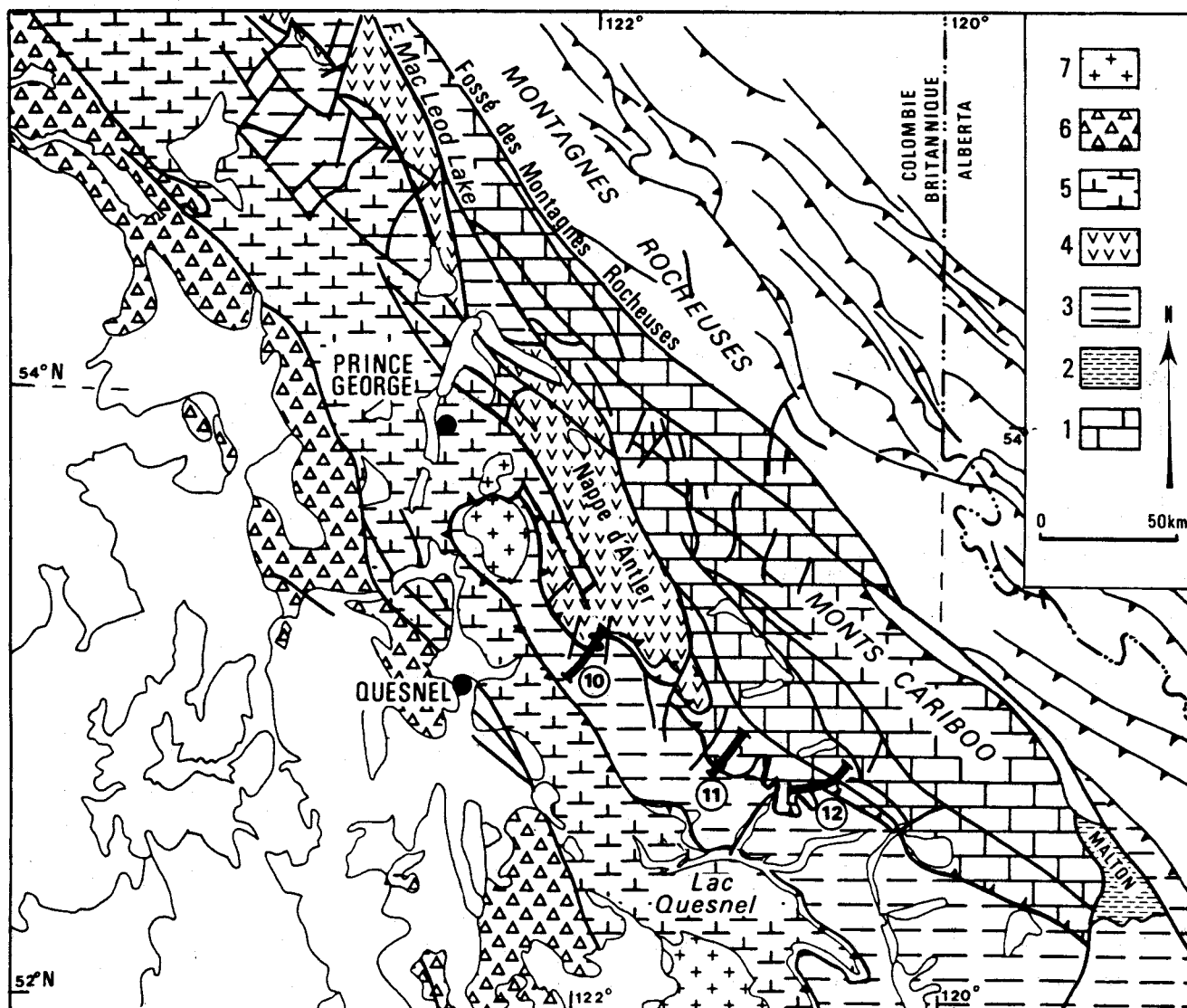


Fig. 372-5 - Les grands domaines au centre de la Colombie Britannique. Localisation des coupes.

1. Craton Nord-américain - 2. "Gneiss Malton" - 3. Faciès de transition (Barkerville-Kootenay) - 4. Nappe d'Antler - 5. Bloc de Stikine - 6. Cache Creek - 7. Granites.

Fig. 372-5 - Main domains in Central British Columbia. Location of sections.

1. North American Craton - 2. "Malton Gneiss" - 3. Transitional facies (Barkerville-Kootenay) - 4. Antler Nappe - 5. Stikine Block - 6. Cache Creek - 7. Granites.

La nappe d'Antler et son autochtone occupent une situation homothétique de celle de la nappe de Sylvester (fig.371-4 et fig. 372-5). La stratigraphie des Monts Cariboo et la logique paléogéographique qui y est observée correspondent trait pour trait à celles des Monts Finlay, alors que de légères différences sont observées dans la chaîne Cassiar.

L'étude de quelques coupes situées sur la limite du craton et des faciès de transition, permet de comparer la structuration du Nord et du centre de la chaîne d'Omineca (fig. 376-9).

La coupe 10 levée à l'Ouest de la nappe d'Antler, montre les relations avec le para-autochtone constitué par le Groupe Snowshoe attribué aux faciès de transition (terrains de Barkerville - Kootenay, fig. 368-1 et 372-5). L'ensemble para-autochtone légèrement métamorphisé est repris par des plis à vergence SW (Struik, 1980).

La coupe 11, située dans le prolongement méridional de la nappe d'Antler occupe une situation identique à celle de la coupe 3. Une succession lithologique plus fine mais plus complète qu'à l'Est de la faille Mac Leod affleure au coeur du synclinal de Black Stuart. Les terrains d'âge ordovicien et dévonien reposent en discordance sur le Cambrien inférieur, l'essentiel du Groupe Kechika ou son équivalent est absent.

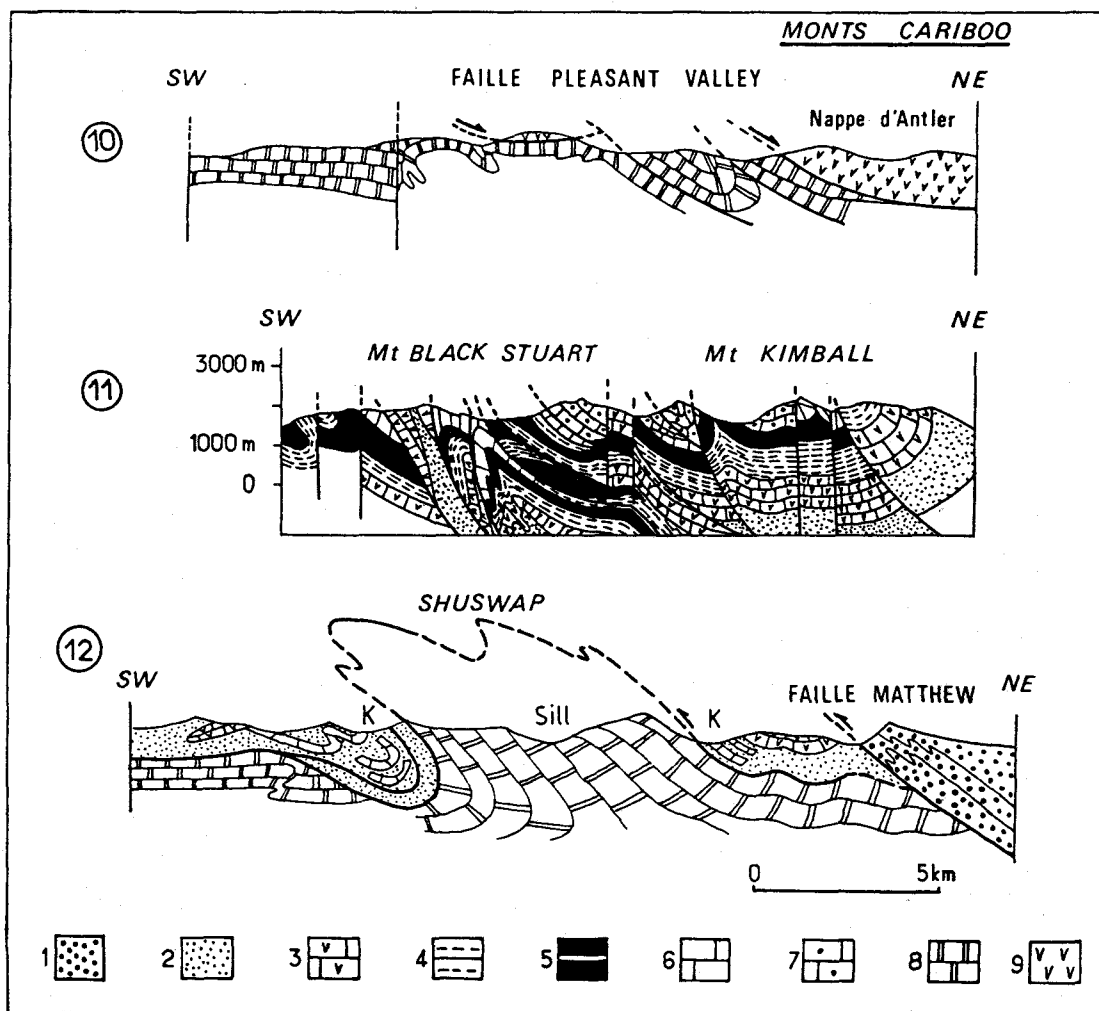


Fig. 376-9 - Coupes dans les Monts Cariboo.

Protérozoïque supérieur - 1. Groupe Kaza - 2. Formation Isaac - 3. Formation Cunningham - 4. Formation Yankee Belle. Cambrien inférieur - 5. Formation Yanks Peak et Midas - 6. Formation Mural.  
Ordovicien-Silurien - 7. Groupe Black Stuart.  
Faciès de transition - 8. Groupe Snowshoe -  
Allochtone océanique - 9. Nappe d'Antler..

Fig. 376-9 - Cross section in Cariboo Mountains.

Upper Proterozoic - 1. Kaza Group - 2. Isaac Formation -  
3. Cunningham Formation - 4. Yankee Belle Formation.  
Lower Cambrian - 5. Yanks Peak and Midas Formation - 6.  
Mural Formation.  
Ordovician - Silurian - 7. Black Stuart Group.  
Transitional facies - 8. Snowshoe Group.  
"Oceanic terranes" - 9. Antler Nappe.

De nombreux cisaillements affectent le coeur du synclinal, déversé vers le SW, de manière plus prononcée que dans le secteur de la rivière Turnagain (coupe 3, fig. 373-6).

La coupe 12 plus méridionale précise l'ampleur du chevauchement à vergence SW, le Groupe Cariboo d'affinité cratonique chevauche le Groupe Snowshoe (faciès de transition) sur une vingtaine de kilomètres. Ce "rétro" chevauchement synmétamorphisme est repris par des plissements tardifs. La partie centrale de la coupe constitue la terminaison septentrionale du Shuswap; en effet, Reesor (1965); Wheeler (1970) limitent ce complexe métamorphique à l'apparition de l'isograde de la sillimanite, l'âge des formations métamorphisées reste controversé; il comprend des terrains dont les âges s'étendent du Protérozoïque au Mésozoïque inférieur. La difficulté de reconnaître la suture entre les "terrains suspects" et le craton Nord-américain est en partie due à cette tectonique tardive syn- à post-métamorphique (Fletcher et Greenwood, 1979; Okulitch, 1984). Le "terrain suspect" le plus proche du craton ici constitué par le Groupe Snowshoe passe plus au Sud à des terrains d'âge paléozoïque traversés par des granites dévoniens (Okulitch, 1979a). Les structures primitives observées dans cette zone sont mal identifiées, Okulitch (1979 a et b) suggère un âge paléozoïque pour les premières nappes et il les assimile aux structures décrites par Read et Wheeler (1976) dans l'Arc de Kootenay.

#### e. Conclusions.

La chaîne d'Omineca constitue l'épine dorsale de la Cordillère Canadienne. Sa situation à la lisière de l'ancienne marge Nord-américaine est particulièrement intéressante pour comprendre la chronologie des collisions et leur impact sur la marge. On constate une même évolution tectono-métamorphique limitée à une bande large d'une centaine de kilomètres que l'on suit du Yukon jusqu'aux Etats-Unis. Les premières déformations sont d'âge jurassique et les dernières accompagnent la mise en place des plutons du Crétacé moyen. Un métamorphisme de type barrovien est plus ou moins lié à ces différents mouvements (Mansy, 1980b et c). L'histoire la plus complexe apparaît dans les zones les plus distales par rapport au craton, alors que les zones plus externes sont moins polyphasées (Dercourt, 1970).

## IV. LES PRINCIPAUX DOMAINES DE LA CORDILLERE ET LEUR EVOLUTION.

### a. Précambrien supérieur-Cambrien inférieur (fig. 377-10).

Plusieurs phases de rifting ont affecté la marge du craton nord américain durant le Protérozoïque (Monger et Price, 1979; Mansy et al., ce volume). Des zones à tendance émerives (voûtes de Mac Bride et de Finlay) sont alors entourées de zones plus profondes dans lesquelles les indices d'émersion seront rares et les dépôts épais.

A l'Ouest de cet ensemble d'affinité cratonique qui affleure essentiellement dans la chaîne d'Omineca, on distingue des faciès différents, d'affinité incertaine. Brown (1981) suggère qu'une partie de cet ensemble, le complexe de Monashee, soit un fragment continental séparé du craton par un bassin marginal. Plus au Nord, dans les Monts Cariboo, Struik (1980) a montré qu'il existait d'importantes variations de faciès de part et d'autre de la faille Pleasant Valley. Ces faciès de transition occidentaux sont appelés faciès de Barkerville (Struik, 1982 ; Monger, 1984). ils sont généralement plus fins que les faciès plus proximaux. Dans la chaîne Swannell, j'ai montré que des variations analogues existaient, elles se marquent par la quasi disparition des grits à l'Ouest de la chaîne (Mansy, 1975).

#### **b. Ordovicien.**

Sur la proto-marge, on distingue des faciès carbonatés de plate-forme et des faciès pélitiques de bassin (Kechika). ; la limite entre les faciès est très nette.

Dans les Monts Cariboo une discordance post-cambrienne a été mise en évidence près du Mont Black Stuart (Mansy, 1970) (Barkerville-Kootenay sur figure 368-1). Les faciès de transition, mal datés, sont traversés par des granitoïtes d'âge ordovicien près du lac de Little Shuswap (Okulitch, 1979). Ces manifestations magmatiques précoces sont aussi reconnues plus au Nord à l'Ouest de la chaîne Swannell (Gabrielse et al., 1982).

#### **c. Dévonien supérieur - Mississippien.**

La différenciation des zones se précise à partir du Dévonien supérieur. On distingue d'Est en Ouest :

- une plate-forme carbonatée qui occupe la majeure partie des Montagnes Rocheuses et de la chaîne Cassiar. Cette plate-forme est recouverte au Famennien par des conglomérats riches en galets de cherts à radiolaires d'origine interne (Mansy, 1980a) ;
- La zone des faciès de transition où des intrusions granitiques fines dévoniennes sont reconnues sur une grande partie de la Cordillère : dans l'Arc de Kootenay à l'Ouest du Shuswap (Okulitch et al., 1975), les intrusions et des déformations sont cachetées par un conglomérat de base d'âge Mississippien (Wheeler, 1965). A l'Ouest des Monts Cariboo, le groupe Snowshoe est traversé par des granites attribués au Paléozoïque supérieur. Plus au Nord, à l'Ouest des Monts Swannell une importante activité magmatique a été reconnue (Mansy, 1980b) et attribuée à la limite au dévono-Carbonifère (Gabrielse et al., 1982).

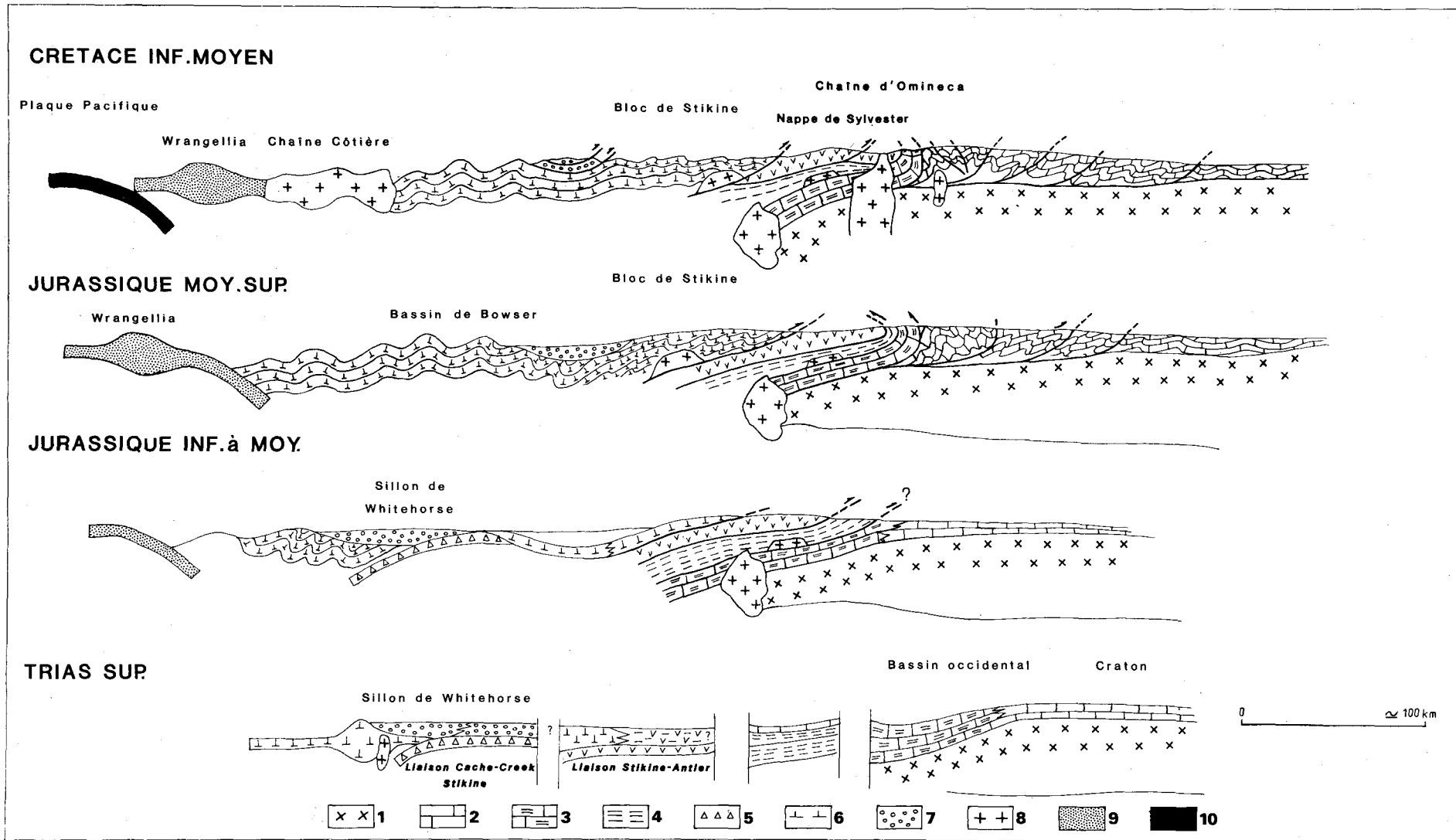


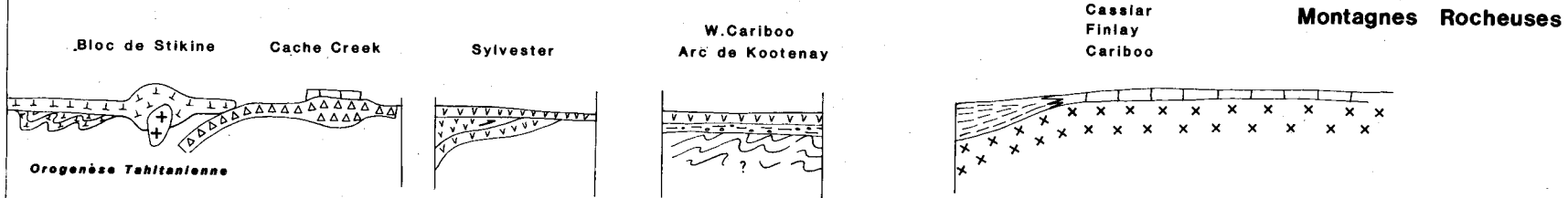
Fig. 378-11 - L'évolution de la Cordillère Canadienne du Trias au Crétacé.

1. Bouclier - 2. Dépôts de plate-forme - 3. Faciès de bassin et plate-forme de Cassiar - 4. Faciès de transition - 5. Cache Creek - 6. Stikine - 7. Molasses - 8. Granites - 9. Wrangellia - 10. Plaque Pacifique.

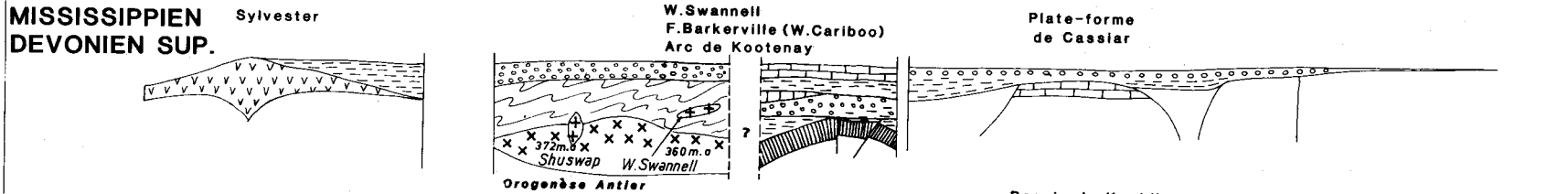
Fig. 378-11 - Evolution of Canadian Cordillera from Triassic to Cretaceous.

1. Shield - 2. Platform deposits - 3. Basin Facies and Cassiar platform - 4. Transitional facies - 5. Cache Creek - 6. Stikine - 7. Jurassic and Cretaceous Molasses - 8. Granites - 9. Wrangellia - 10. Pacific Plate.

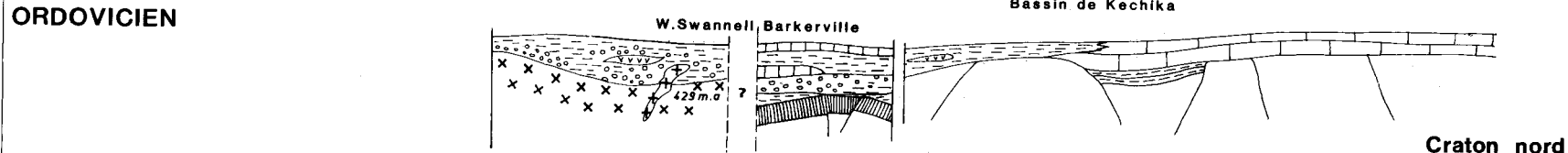
**TRIAS MOYEN**



**MISSISSIPIEN  
DEVONIEN SUP.**



**ORDOVICIEN**



**CAMBRIEN INF.  
PRECAMBRIEN SUP.**

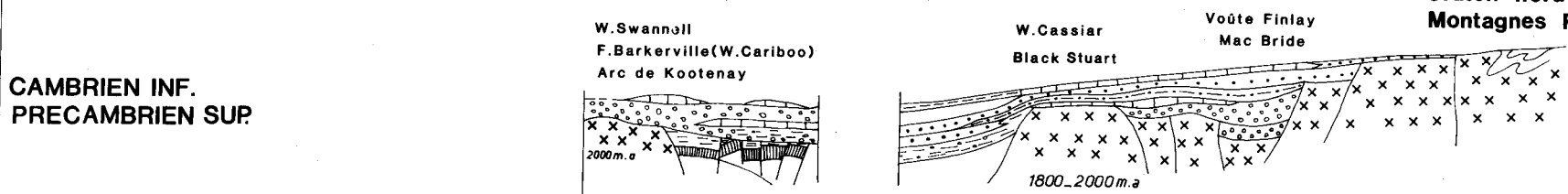


Fig. 377-10 - L'évolution de la Cordillère Canadienne du Protérozoïque au Trias.

- 1. Bouclier et équivalents - 2. Roches volcano-sédimentaires - 3. Grits, grès - 4. Shales, pélites - 5. Roches volcaniques - 6. Carbonates - 7. Roches volcano-sédimentaires (bloc de Stikine) - 8. Granites.

Fig. 377-10 - Evolution of the Canadian Cordillera from Proterozoic to the Triassic.

- 1. Shield - 2. Volcanic and sedimentary rock - 3. Grits, Sandstones - 4. Shales, pelites - 5. volcanic rocks - 6. Carbonates - 7. Volcanic and sedimentary rocks (Stikine block) - 8. Granites.

- Une zone océanique franche apparaît pour la première fois dans la Cordillère, elle est datée du Mississippien. On la reconnaît au Yukon (Tempelman-Kluit, 1979), dans la chaîne Cassiar (Gabrielse et Mansy, 1980), dans les Monts Cariboo (Struik, 1980) et autour du Shuswap (Okulitch, 1979a ; Brown, 1981). Elle constitue aujourd'hui l'essentiel des nappes d'Anvil, Sylvester et Antler.

#### **d. Le Trias moyen.**

Il est peu connu sur le craton Nord américain, alors qu'il apparaît clairement dans les zones internes. Une orogénèse dite tahltanienne affecte la partie NW du bloc de Stikine, qui est alors recouvert par des puissantes séries volcano-détritiques.

#### **e. Le Trias supérieur.**

Les laves du Trias supérieur reposent en discordance sur leur substrat plissé. Au Sud de la Cordillère, les laves du Trias supérieur cachètent les terrains de Quesnel (appendice oriental du bloc Stikine) et ceux de la nappe d'Antler (*in* Monger, 1984). Au Nord de la Cordillère, des faciès grauwackeux d'âge norien reposent à la fois sur le bloc de Stikine et sur le bloc de Cache Creek suggérant leur liaison à partir du Trias supérieur. Dans les exemples de liaison cités par Monger (1984) le cachetage par une formation lithologiquement continue n'est pas directement observé, il est souvent fait appel à des variations de faciès (fig. 378-11).

#### **f. Le Jurassique inférieur à moyen.**

Une intense activité tectonique et métamorphique affecte alors la Cordillère américaine. Au Yukon, Tempelman Kluit (1979) montre que des ophiolites du Paléozoïque supérieur, des roches sédimentaires d'affinité incertaine et des granites mésozoïques sont obductés sur la marge continentale (fig. 378-11).

Au Nord de la Colombie Britannique, le bloc de Stikine traversé par les granites du Trias et du Jurassique inférieur, chevauche l'ancienne marge continentale (Mansy, 1980a ; Gabrielse et Dodds, 1982).

Dans les Monts Cariboo, une obduction du même type est observée, elle précède le métamorphisme jurassique moyen (?) (Struik, 1982). Au Sud de la Cordillère, Mattauer *et al.* (1983), Read et Brown (1981), et Brown et Read (1983) parviennent à des conclusions similaires ; de plus, ils soulignent l'aspect compressif et synmétamorphique des déformations. Une importante activité sédimentaire a précédé et suivi la collision, elle se concrétise par d'épais dépôts dans les sillons de Whitehorse et de Quesnel.



**g. Le Jurassique moyen à supérieur.**

Les déformations qui affectent la limite orientale du bloc de Stikine et la chaîne d'Omineca se poursuivent (Mansy, 1980b, c). Des bassins molassiques apparaissent de part et d'autre de cette ceinture orogénique, ils sont alimentés par sa destruction (Eisbacher, 1981).

**h. Crétacé inférieur à moyen.**

Les données paléomagnétiques indiquent que les blocs de Stikine et de Cache Creek se situaient au Crétacé à une paléolatitudo voisine du Sud de l'Oregon (Monger et Irving, 1980). Le bloc de Wrangell aurait occupé une paléolatitudo plus méridionale encore, (Yole et Irving, 1980), avant de venir s'accoler au bloc de Stikine durant le Crétacé, donnant alors naissance à la chaîne Côtière.

La montée de ces blocs à des latitudes plus septentrionales s'effectue à la faveur de grandes failles décrochantes durant le Crétacé et le Tertiaire ; elle s'accompagne d'importantes modifications dans la chaîne d'Omineca et le bloc de Stikine.

La vague métamorphique migre vers l'Est et traverse parfois le Fossé des Montagnes Rocheuses. L'intensité reste élevée, les blastes (disthène et sillimanite) fossilisent les déformations tardives. Le coeur des zones métamorphiques est traversé par le batholite de Cassiar et quelques satellites. Le "rétrochevauchement" et les grands cisaillements horizontaux sont cloués par ces intrusions. Les décrochements constituent un réseau anastomosé, leur jeu se poursuit durant le Tertiaire, décalant les granites et les isogrades métamorphiques (Mansy, 1980a ; Gabrielse, 1985).

**Conclusions générales.**

La chaîne d'Omineca constitue durant le Paléozoïque l'ancienne marge continentale de l'Amérique du Nord. L'hétérogénéité actuelle de cette chaîne est essentiellement due aux décrochements mésozoïques qui l'ont dilacérée.

On peut reconstituer la proto-marge à partir de traits paléogéographiques majeurs, au centre de la Colombie Britannique apparaît alors un môle carbonaté entouré de faciès plus profonds. La marge est peu déformée durant le Paléozoïque, les premiers indices d'une tectonisation des zones internes apparaissent au Mississippien avec l'arrivée de clastes à radiolaires.

Une zone de transition avec "l'Océan" est déformée durant le Paléozoïque supérieur, et traversée par des granitoïdes fini-dévonien synchrones de l'orogénèse Antler décrite aux U.S.A. (Nilsen et Stewart, 1980 ; Roure, 1984).

Dans les zones plus internes (Sylvester, Stikine) des déformations d'âge permien et anté-trias supérieur sont observées. La liaison entre ces blocs s'effectue avant la collision avec le craton. Durant le Jurassique, le bloc de Stikine vient chevaucher l'ancienne marge qui sera complètement dilacérée par des décrochements dextres d'âge crétacé et tertiaire.

. Une histoire stratigraphique précambrienne et paléozoïque similaire est reconnue dans les chaînes Cassiar, Finlay et Cariboo. L'histoire structurale qui s'y superpose est aussi très proche, on y distingue les mêmes structures que l'on relie parfaitement, en prenant en compte les décrochements tardifs. Aussi on peut reconstituer sur plusieurs centaines de kilomètres, des zones dans lesquelles la stratigraphie, l'histoire tectonique et les vergences sont tout à fait comparables.

### III. EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE AU NORD DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

On constate dans les chaînes qui constituent le Nord de la Colombie Britannique des faibles variations de style et d'orientation dans les plissements à l'intérieur d'une même chaîne lorsque l'on change de niveau structural, mais d'importantes variations lorsque l'on change de chaîne.

La Cordillère Nord-Américaine est le résultat de collisions entre des microplaques et le continent. Les relations entre ces plaques agglutinées au craton sont difficiles à décrypter car des plissements tardifs, une importante granitisation et la reprise des anciennes sutures en décrochement masquent les relations originelles.

Reprenons les grandes étapes tectoniques qui ont procédé à l'élaboration de la Cordillère, en décrivant les relations interblocs, et le contexte métamorphique dans lequel elles se sont produites.

#### A. LES GRANDES NAPPES.

La Cordillère fut considérée comme une chaîne andine jusqu'à la fin de la dernière décennie, Tempelman Kluit (1979), puis Gabrielse et Mansy (1980) ; Mansy (1980) ; Struik (1981a) ont montré le caractère chevauchant de la nappe de volcanites du Paléozoïque supérieur reconnue sur toute la Cordillère. La nappe de Sylvester est constituée d'un empilement de petites écaillés, qui aurait joué de façon précoce (Harms, 1975) avant sa mise en place, au Jurassique, sur la plate-forme de Cassiar.

Le front de cette nappe repose souvent sur des dépôts dévoniens à caractère de plate-forme, alors que la zone radicale repose sur les faciès de transition.

Une centaine de kilomètres plus au Nord, au Yukon, Tempelman-Kluit (1979), puis Mortensen et Jilson (1985) proposent une flèche d'une centaine de kilomètres pour la nappe "d'Anvil - Yukon - Tanana", ils la divisent en trois ensembles allochtones : la base renferme un mélange d'âge mésozoïque, la partie médiane les ophiolites d'Anvil (comparables à la Formation Sylvester) et la partie supérieure renferme les orthogneiss de Simpson.

Le contact entre le bloc de Stikine et les domaines plus externes présente souvent un caractère chevauchant (fig. 351 et 365), parfois affecté par le rétrochevauchement, comme par exemple, près de la faille Swannell (Mansy, 1974). Dans les monts Cariboo, la flèche du chevauchement est au minimum de 30 km, si l'on assimile les calcaires du Cambrien trouvés à l'arrière aux faciès de Barkerville-Kootenay; ils affleurent à la faveur d'une fenêtre (Struik, 1984).

Le caractère chevauchant des différents blocs sur le continent Nord-Américain remet en cause la notion de collage développée par Hellwig (1974) et de nombreux géologues américains qui ne voulaient voir que le rapprochement et la juxtaposition de blocs, sans grande conséquence sur l'avant pays.

La mise en place de nappes est accompagnée par de nombreux décollements dans l'autochtone qui se comporte comme un jeu de cartes. Cette tectonique primitive est anté-Jurassique moyen, elle est suivie par un rétrochevauchement à vergence SW qui précède ou accompagne le métamorphisme principal. C'est à cette phase que les chaînes Cassiar, Finlay, et Swannell doivent leurs structures majeures.

### B. LA TECTONIQUE ET LE CONTEXTE MÉTAMORPHIQUE.

La répartition des principales séries isopiques avant leur tectonisation, sans tenir compte des décrochements, est proposée sur la figure 379a. Le "motif initial", en allant des zones internes vers les zones externes, est composé des blocs de Stikine-Quesnel, de la nappe d'Anvil-Sylvester-Slide Mountain, des faciès de transition distants (Barkerville-Kootenay), des faciès plus proximaux avec la plate-forme de Pelly-Cassiar et la couverture de la chaîne Sifton, et enfin du craton Nord-Américain.

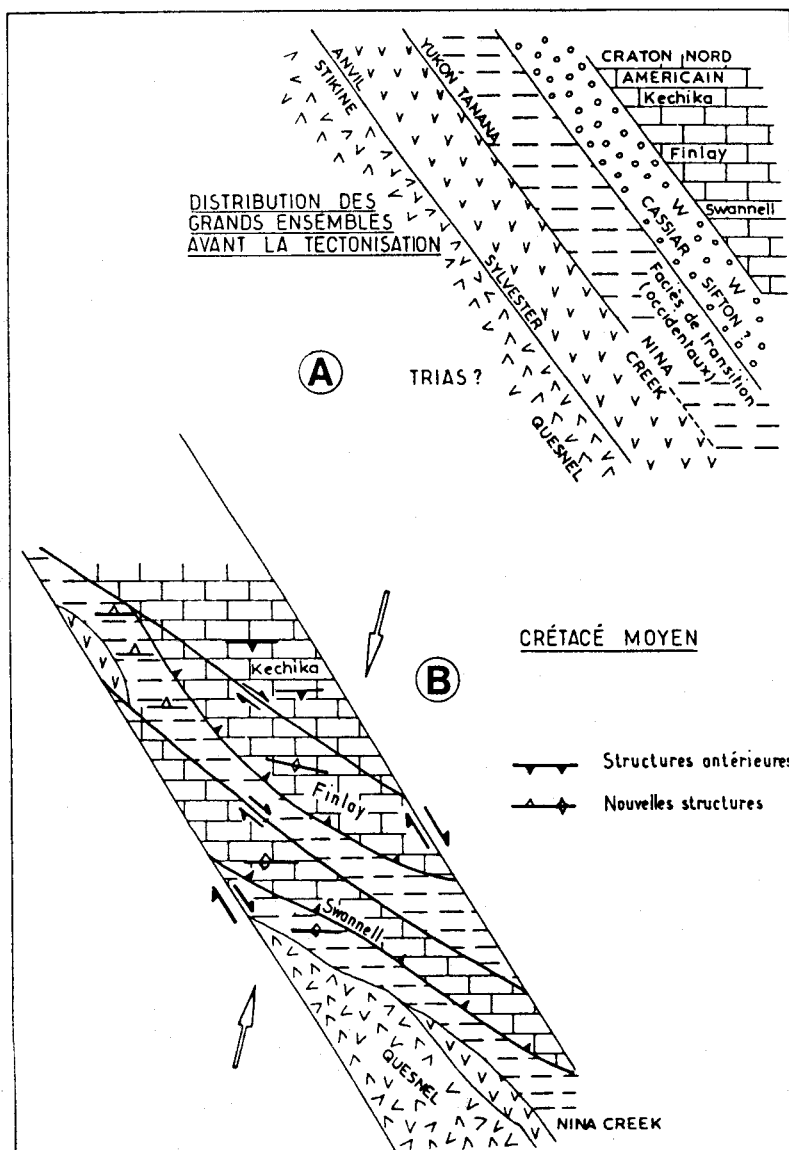


Fig. 379 - La répartition des grands ensembles :  
a- Au Trias  
b- Au Crétacé moyen.

Fig. 379 - Distribution of major terranes :  
a- Triassic  
b- Mid-Cretaceous.

La distribution initiale est perturbée par le jeu des premières failles décrochantes en biseau qui vont permettre sa répétition (fig. 379b). Les chaînes de Finlay, Four Brothers, Good Hope sont encore en continuité alors que la chaîne Swannell est déjà légèrement décrochée. A l'Ouest le bloc de Stikine est encore cohérent, il vient de chevaucher le craton avec le Groupe Cache Creek en son sein (fig. 380). La couverture de la chaîne Sifton est en continuité avec le substrat de la nappe de Sylvester (région de Turnagain) car ces deux régions renferment la même succession lithologique, et une même histoire structurale qui reste spécifique.

Le décrochement précoce de la chaîne Swannell par rapport à la chaîne Finlay, permet d'expliquer la continuité structurale entre la partie méridionale de la chaîne Swannell et le complexe de Wolverine (Gabrielse, 1975). L'accident coulissant précoce étant repris par la phase rétrochevauchante, on comprendrait mieux les différences de styles tectoniques de part et d'autre de la faille Pelly.

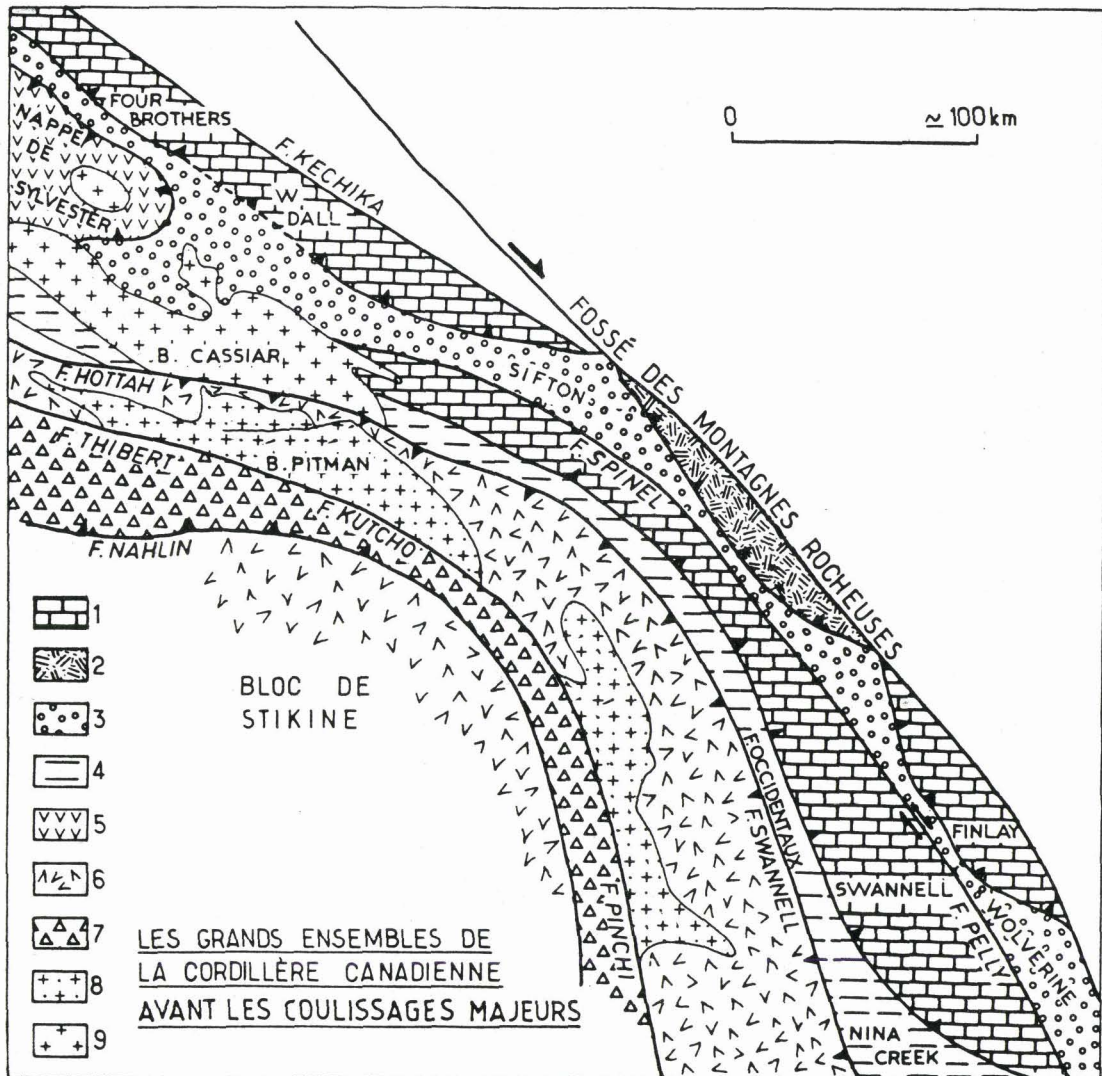


Fig. 380 - Reconstitution avant les coulissages majeurs.

1- Plate-forme Nord-Américaine ; 2- Noyau métamorphique ; 3- Couverture des zones métamorphiques ; 4- Faciès de transition distaux ; 5- Nappe de Sylvester ; 6- Blocs de Stikine et Quesnel ; 7- Cache Creek ; 8- Granite (Trias-Jurassique) ; 9- Granite (Crétacé).

Fig. 380 - Restoration of major domains before wrench-faulting.

1- North-American platformal deposits ; 2- Metamorphic core ; 3- Upper levels of metamorphic zones ; 4- Distal transitional facies ; 5- Sylvester nappe ; 6- Stikine and Quesnel blocks ; 7- Cache Creek ; 8- Granite (Triassic-Jurassic) ; 9- Granite (Cretaceous).

Une coupe hypothétique permet de comprendre les relations entre les divers blocs, alors que le rétrochevauchement commence (fig. 381). La chaîne Four Brothers vient chevaucher la chaîne de Turnagain, et l'Est de la chaîne Swannell chevauche les faciès de transition distaux.

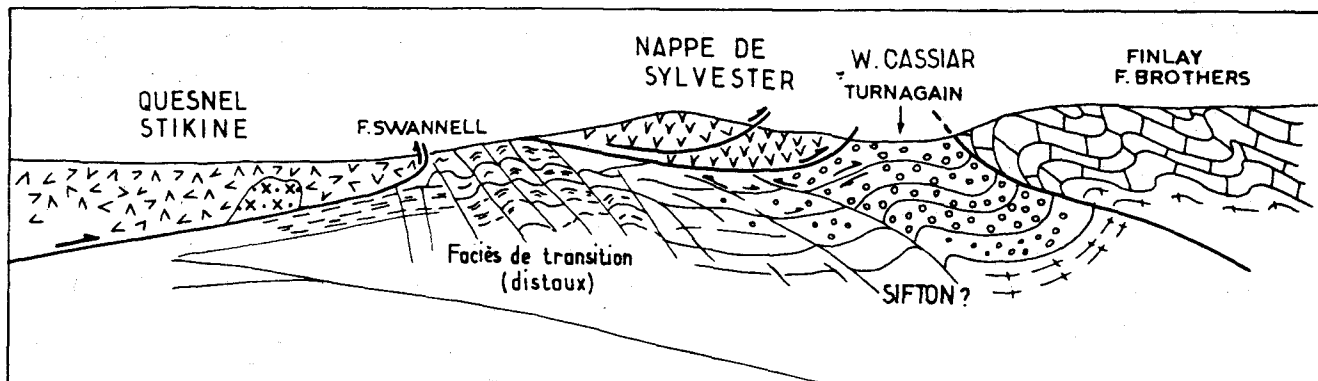


Fig. 381 - Coupe hypothétique montrant les relations entre les divers domaines avant les chevauchements.

Fig. 381 - Hypothetic cross-section showing relations between major domains before wrench-faulting.

Cette tectonisation précède ou accompagne une phase métamorphique de type barrovien qui est contemporaine puis postérieure aux chevauchements et aux structures associées à vergence SW. Elle est datée de 140 m.a. dans les niveaux structuraux les plus élevés et de 110 m.a. dans les niveaux structuraux les plus profonds. La phase de rétrochevauchement est donc terminée au Jurassique terminal. L'étude métamorphique et structurale de la chaîne Sifton montre une évolution tardive différente après une première histoire comparable à celle de la chaîne Swannell où apparaissent successivement : une schistosité  $S_1$ , puis  $S_2$ , cette dernière étant accompagnée puis suivie par une paragenèse à grenat, staurotide et disthène. Cette blastèse est suivie par une importante phase de déformation qui se traduit par une foliation parfois cataclastique, plissée et recoupée par des cristaux hystérogènes de staurotide et de sillimanite. Cet épisode tardif caractérise des pressions plus faibles et une température plus élevée estimée à 600° - 650°C.

L'histoire tectono-métamorphique des chaînes Sifton et Swannell est donc initialement très proche, puis elle se diversifie. Elle est quasiment terminée dans la chaîne Swannell alors qu'elle continue dans la chaîne Sifton par une nouvelle déformation suivie par la dernière blastèse au Crétacé.

### C. LE CHANGEMENT DE RÉGIME : LES COULISSAGES.

Le premier stade de la formation de la Cordillère est terminé au Jurassique terminal, le deuxième stade a commencé après un changement dans le régime des plaques qui constituaient le paléopacifique. Après la collision entre le bloc de Stikine et le continent, on assiste à une fragmentation de la Cordillère en liaison avec le mouvement vers le Nord de la plaque Kula, puis de la plaque Pacifique (Atwater, 1970) (fig. 382a). Le contact entre la plaque et le continent est alors de nature transformante, et à la manière de la faille San Andreas il dilacère la protocordillère. Les "morceaux" de celle-ci remontent ainsi vers le Nord depuis le Crétacé, les failles décrochantes qui se sont alors créées, constituent un treillis complexe sur toute la Cordillère Canadienne. Un exemple de ce réseau est donné par la figure 383, sur laquelle les principales failles coulissantes sont répertoriées. Le rejet de ces failles est évalué à l'aide du décalage des granitoïdes jurassiques et Crétacés, et des grandes structures retrouvées dans les divers compartiments.



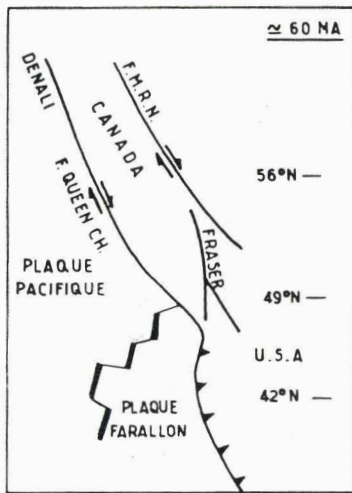
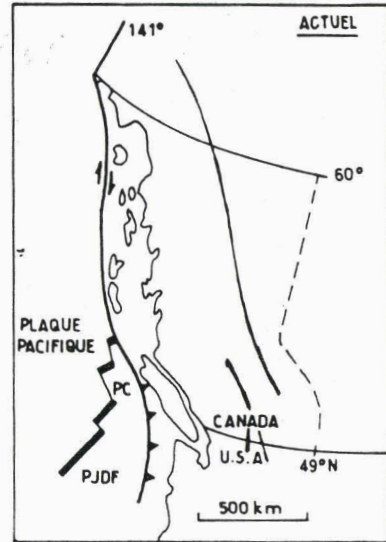
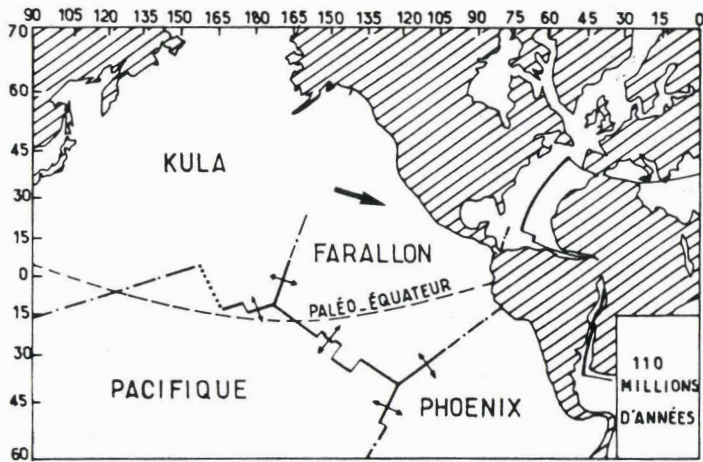


Fig. 382 - La position des plaques de l'Est Pacifique au Crétacé, au Paléocène et à l'actuel (d'après Atwater, 1970, modifié).

Fig. 382 - Settling of East Pacific plates, at cretaceous, Paleocene, and recent time (modified from Atwater, 1970).

Ces coulissements sont soulignés par des intumescences thermiques et la montée de granites tardifs que l'on peut observer sur toute la Cordillère. Le Nord de la Colombie Britannique n'est pas affecté par l'extension éocène généralisée à l'Est du Shuswap, et plus au Sud dans les "Basin and Range" (fig. 385).

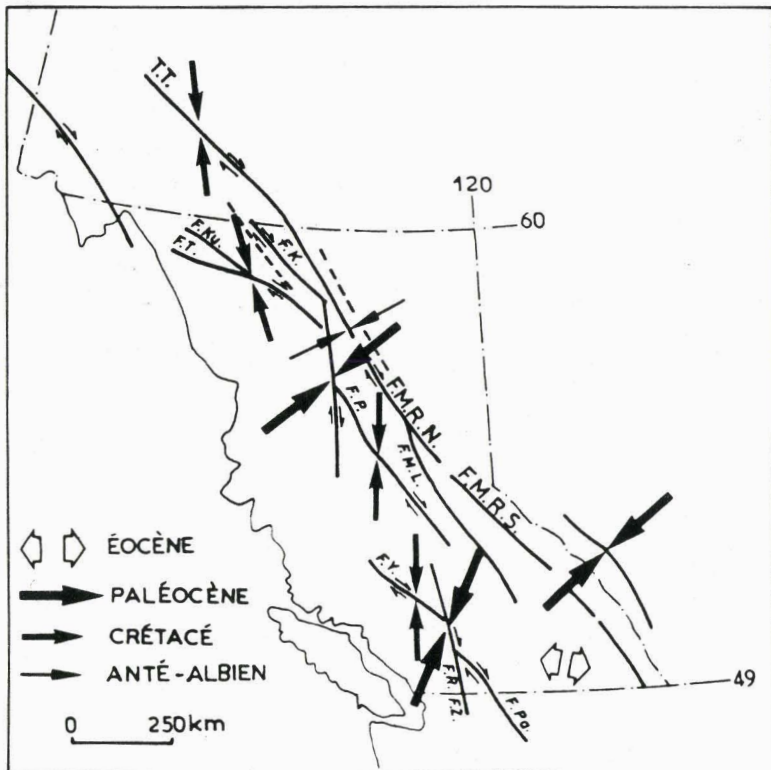


Fig. 385 - Evolution du régime de contraintes en Colombie Britannique (d'après Gabrielse, 1985).

FT : Faille Thibert ; FK : Faille Kechika  
 FKU : Faille Kutcho ; FP : Faille Pinchi  
 FMRN : Fossé des Montagnes Rocheuses  
 FML : Faille Mac Leod ; FY : Faille Yalakom  
 FFR : Faille Fraser ; FPA : Faille Pasayten

Fig. 385 - Regional stress orientations in B.C. (from Gabrielse, 1985).

FT : Thibert Fault ; FK : Kechika Fault  
 FKU : Kutcho Fault ; FP : Pinchi Fault  
 FMRN : Rocky Mountain Trench  
 FML : Mac Leod Fault ; FY : Yalakom Fault  
 FFR : Fraser Fault ; FPA : Pasayten Fault







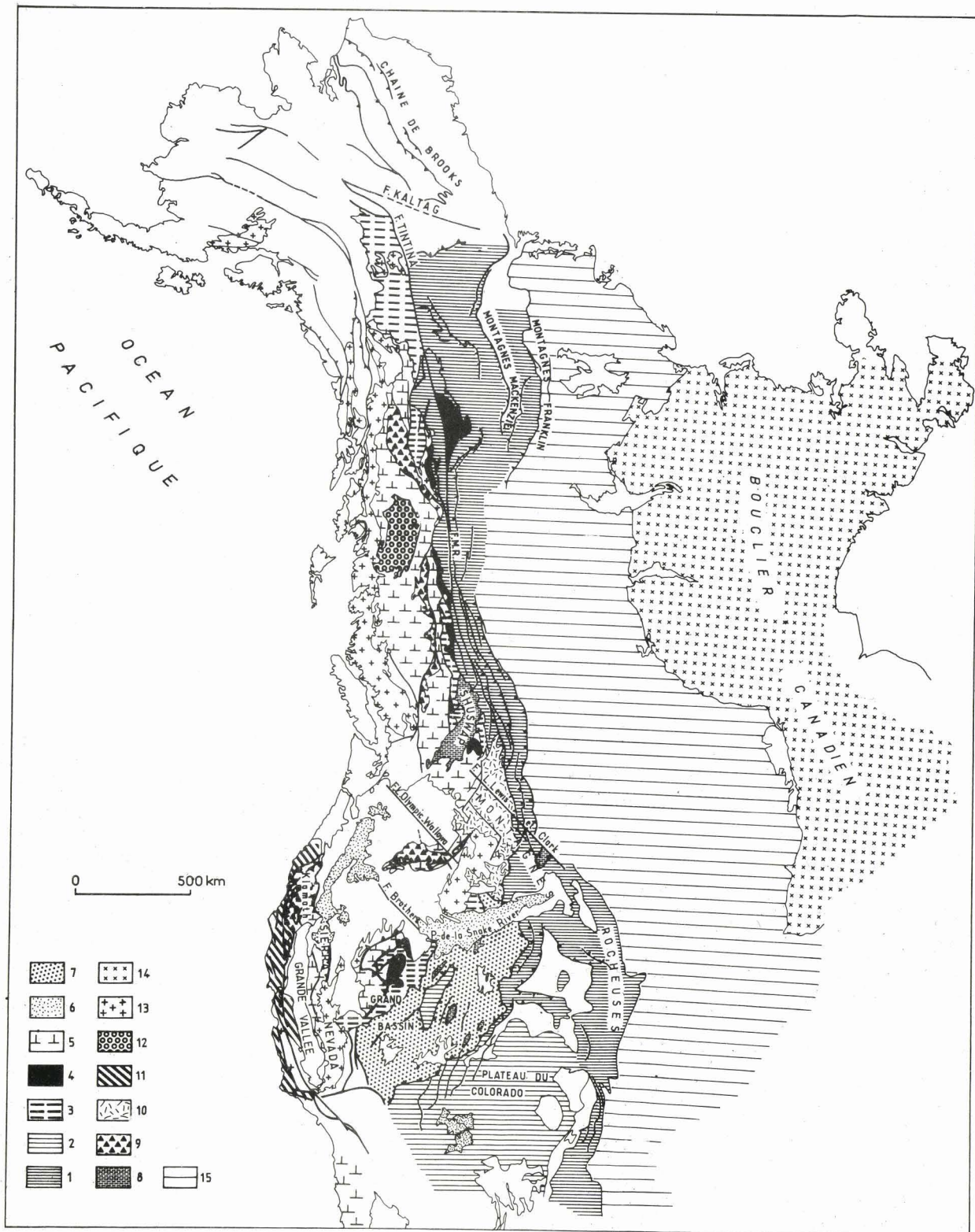


Fig. 384 - Carte structurale de la Cordillère Nord-Américaine.

1- Avant pays cordilleraire ; 2- Socle de l'avant pays ; 3- Facies de transition ; 4- Nappes du Paléozoïque supérieur (Sylvester, Slide Mountain, Golconda) ; 5- Stikine, Quesnel, Eastern Klamath ; 6- Basaltes ; 7- Séries miogéosynclinales ; 8- Noyaux métamorphiques ; 9- Cache Creek et équivalents ; 10- Belt ; 11- Domaine Franciscain ; 12- Molasses jurassiques ; 13- Granites ; 14- Bouclier.

Fig. 384 - Structural map of American Cordillera.

1- Foreland ; 2- Basement ; 3- Transitional facies ; 4- Upper Paleozoic nappe (Sylvester, Slide Mountain, Golconda) ; 5- Stikine, Quesnel, Eastern Klamath ; 6- Basaltes ; 7- Miogeoclinal series ; 8- Metamorphic core Complexes ; 9- Cache Creek and equivalents ; 10- Belt ; 11- Franciscan domain ; 12- Molasses ; 13- Granites ; 14- Shield.

