

50376
1985
161

50376
1985
161

n° d'ordre : 1266

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE EN GEOLOGIE

Mention GEOLOGIE APPLIQUEE

par Eric MERCIER

Précambrien
de "Coal Creek Dome"

(montagnes Ogilvie,
Yukon, Canada)

soutenu le 6 Juin 1985

devant la commission d'examen



Président — J.F. RAOULT

Rapporteurs — J.L. MANSY

R.I. THOMPSON

Examineurs — H. CHAMLEY

J.J. CHAUVEL

J. DERCOURT

B. PLAUCHUT

AVANT-PROPOS

Avant d'aborder les résultats scientifiques de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Mes voyages au Canada ont été rendus possibles grâce à l'aide financière de l'A.S.P. Cordillère Nord-Américaine du C.N.R.S., dirigée par Monsieur le Professeur J. Aubouin, membre de l'Institut. Je le remercie de la confiance qu'il m'a accordée.

L'exploration géologique dans une région aussi lointaine et isolée que les montagnes Ogilvie n'est possible qu'avec un très important support logistique. J'ai bénéficié, pendant la totalité de mes séjours au Canada de celui du "Geological Survey of Canada". J'en remercie très vivement R.A. Price (Directeur général) et R.B. Campbell (Chef de la division Cordillère). R.I. Thompson, m'a chaleureusement accueilli dans son équipe et a guidé mes premiers pas de géologue sur la Cordillère. Qu'il trouve ici le témoignage de mon amitié.

Cette thèse a été réalisée au sein de l'E.R.A. 764 du C.N.R.S., dans le laboratoire de géologie structurale dirigé par Monsieur le Professeur J.F. Raoult. Il m'a prodigué de nombreux conseils tout au long de la préparation de ce mémoire, je lui exprime toute ma gratitude. Monsieur J.L. Mansy, m'a confié ce travail. Il a suivi toutes les étapes de son élaboration en me consacrant une partie de son précieux temps en dépit de la rédaction d'un important ouvrage. Je lui exprime ici tous mes remerciements amicaux.

Monsieur le Professeur J. Dercourt, de l'Université de Paris VI, est l'initiateur de la collaboration entre le laboratoire de géologie structurale de Lille et le "Geological Survey of Canada". C'est sur ses conseils avisés que je me suis lancé dans l'aventure d'une thèse sur le Canada. Je lui exprime ma plus vive gratitude.

Monsieur le Professeur H. Chamley, de l'Université de Lille I, a accepté de s'intéresser au problème de la diagenèse des argiles contenues dans les séries étudiées. Il m'a permis d'utiliser le matériel de son laboratoire et m'a conseillé pour l'interprétation. Je lui adresse le témoignage de ma gratitude.

Monsieur le Professeur J.J. Chauvel, de l'Université de Rennes m'a conseillé pour la réalisation des préparations de microflore, puis il m'a chaleureusement accueilli dans son laboratoire pour la détermination. Pendant ce séjour nous avons eu de nombreuses discussions sur divers aspects de la sédimentation au Précambrien. Je tiens à lui exprimer mes plus sincères remerciements.

Monsieur B. Plauchut, Responsable exploration de la délégation USA à la SNEA(P) connaît très bien l'Arctique canadien, je lui suis très reconnaissant de me faire l'honneur de juger ce mémoire.

Je remercie également J. Bertrand Sarfati (Montpellier) et J.M. Degardin (Lille) qui ont accepté d'examiner les quelques macrofossiles que j'ai rapportés.

B. Blaise m'a accompagné lors de ma première campagne de terrain. Il en a ramené le matériel de son DEA. Son mémoire a constitué une référence très solide à laquelle certaines parties de cette thèse doivent beaucoup.

J'ai bénéficié de l'aide scientifique et de stimulantes conversations de camarades : C. Berquer, B. Broudoux, B. Datcharry, J.F. Deconinck, F. Guillot, P. de Hédouville, F. Lécuyer, T. Imbert ; je les en remercie.

Je remercie également J.P. Leclercq, M. Pluquin et P. Recourt qui m'ont guidé avec beaucoup de disponibilité dans l'utilisation du matériel de précision confié à leur garde.

Madame E. Hanton a réalisé la frappe de ce mémoire avec beaucoup de soin, de compétence et de bonne humeur, je la prie de trouver ici l'expression de tous mes remerciements.

Je remercie également Monsieur J. Carpentier pour le travail photographique, Madame A. Brebion pour le tirage offset et Messieurs P. Dorn et C. Cornil pour la réalisation des lames minces.

PRÉSENTATION DU TERRAIN

I. GÉNÉRALITÉS.

La région étudiée, centrée sur le point 64°50'N, 139°15'W, se situe dans les Territoires du Yukon (Canada). C'est un polygone de 1200 km² dont la limite méridionale se trouve à 80 km au Nord de Dawson City. Cette petite ville, sur le Fleuve Yukon, possède un aéroport et est reliée par la "Klondike Highway" au réseau routier de l'Ouest canadien (centré sur l'"Alaska Highway"). Dawson City (fig. 0-1) fut fondée vers les années 1898 lors de la ruée vers l'or du Klondike immortalisée par les ouvrages de Jack London. Elle doit son nom à un géologue du gouvernement : G.M. Dawson. Au plus fort de la prospection aurifère, la population atteignit 30 000 personnes, ce qui en faisait la plus grande ville du Canada à l'Ouest de Winnipeg. Actuellement Dawson City n'est plus qu'un petit village qui continue en partie à vivre de l'exploitation des placers du Klondike. En dehors de cet établissement humain, les points habités les plus proches de la zone étudiée se situent à plusieurs centaines de kilomètres.

II. CADRE NATUREL.

La région étudiée est centrée sur la ligne de partage des eaux entre les bassins des fleuves Yukon et Porcupine. Il s'agit d'une splendide région montagneuse dont les sommets atteignent 2200 m d'altitude ; les vallées se situant entre 900 et 1300 m. Les crêtes sont aigues, les vallées ont un profil en auge qui témoigne, avec les nombreux cirques, lacs et sols polygonaux, des conditions glaciaires qui ont régné pendant la mise en place de la morphologie observable.

Le climat actuel est sub-arctique : été très court, température généralement froide (température nocturne souvent inférieure à 0°C), pluviosité abondante. La végétation, qui n'est présente qu'au fond des vallées, est donc essentiellement une végétation de "toundra" à mousses, lichens et buissons d'hauteur décimétrique. Seules les vallées fermées au Nord, et dont l'altitude est inférieure à 1000 m (conditions qui ne sont réunies que dans la bordure sud du terrain) sont parsemées d'aulnes et d'épiceas malingres.

Les animaux (élan, caribou, grizzlys (fig. 0-2), marmottes, mouflons, gélinottes ...) sont peu farouches mais rares. Dans ces terres désolées, mais magnifiques, seuls prospèrent des millions de moustiques ...!

III. CONDITIONS D'AFFLEUREMENTS.

En fonction de ce qui précède, on comprendra que les meilleurs affleurements se situent sur les crêtes ; les versants étant tapissés d'éboulis et les vallées de formations fluvio-glaciaires. Les crêtes permettent généralement d'observer, quasiment en continu, les formations géologiques. Les lacunes d'observations sont rares et ne dépassent que très rarement la dizaine de mètres; d'excellentes coupes peuvent donc y être levées. Néanmoins il peut arriver (particulièrement dans le cas de certaines unités et/ou lithologiques : cf.

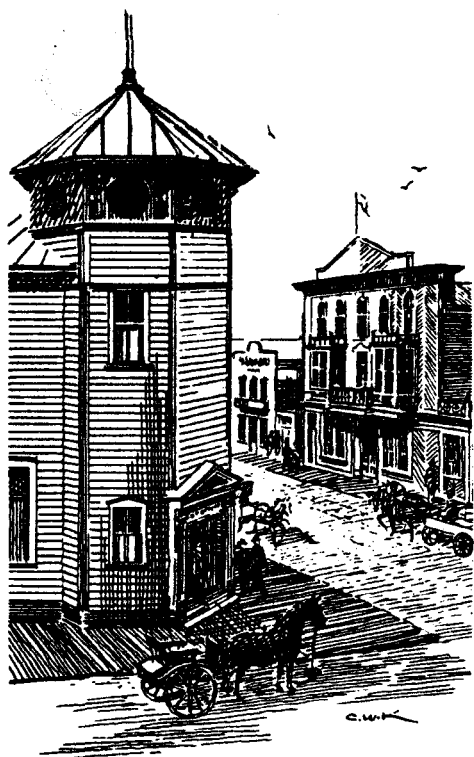


Fig. 0-1 - Aspect de Dawson City : la vieille poste (1900) (au premier plan) et le théâtre (1899).



Fig. 0-2 - Grizzly.

chapitre 2) que les bancs aient subi une intense cryofraction ; les crêtes sont alors constituées de monceaux de cailloux qui, vu leurs positions, ne peuvent être que d'origine très locale. Dans ces cas là, sans qu'aucune observation sédimentologique ne puisse être faite, la cartographie demeure très précise.

IV. LE TRAVAIL SUR LE TERRAIN.

Ce mémoire repose sur un travail de terrain réalisé en cinq mois pendant deux campagnes (étés 1982 et 1983). Ces campagnes ont été réalisées au sein d'une mission du "Geological Survey of Canada" (dirigée par le Docteur R.I. Thompson). Cette mission était dispersée *en permanence*, en équipes de deux personnes (un géologue et un assistant porte-marteau), dans différents fly-camp, sur toute la région autour de "Coal Creek Dome" (fig.1-6). Ces camps reliés deux fois par jour par radio, étaient ravitaillés et déménagés par hélicoptère tous les 3 à 6 jours. J'ai, pour ma part, ainsi pu installer 22 camps à partir desquels ont été réalisés les itinéraires schématisés sur la figure 0-3. Notons que ce type d'organisation en "fly-camp" empêche généralement de revenir sur une coupe déjà levée. Par ailleurs, la fréquence des déménagements étant imposée, certaines régions ont été moins précisément étudiées, notamment à cause de conditions climatiques défavorables. Au total 400 kg d'échantillons ont été rapportés à partir desquels 290 lames minces ont été réalisées.

BU
LLE

V

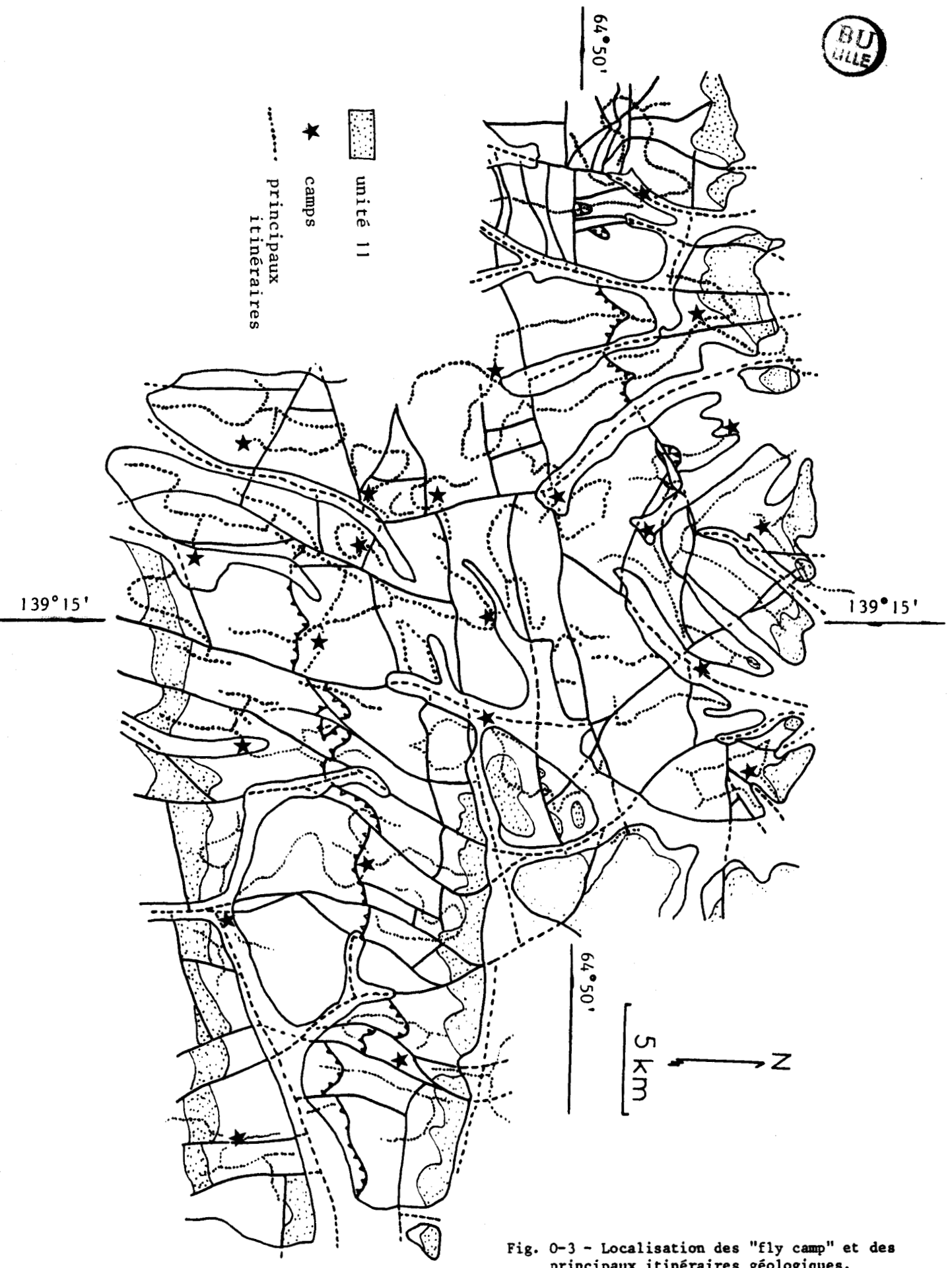


Fig. 0-3 - Localisation des "fly camp" et des principaux itinéraires géologiques.

Chapitre 1

INTRODUCTION

1. L'AMÉRIQUE DU NORD.

Le socle du craton américain affleure largement dans le Bouclier canadien. Ce Bouclier se prolonge d'une part, sous les plates-formes (sédiments phanérozoïques tabulaires) et d'autre part, par les Boucliers groenlandais et britannique aujourd'hui séparés par l'ouverture mésozoïque et cénozoïque des rameaux de l'Atlantique Nord.

Les événements orogéniques les plus anciens décelés dans le Bouclier sont datés à 3500 m.a. (millions d'années) (datations Rb/Sr, Douglas, 1980). Mais ces événements sont masqués par de plus récents. En effet, les études radiochronologiques K/Ar sur les roches orogéniques du Précambrien ont permis de déterminer quatre orogénèses majeures (Stockwell, 1964). Ces orogénèses constituent le cadre des divisions stratigraphiques et structurales du craton précambrien de l'Amérique du Nord (fig. 1-1 et 1-2).

EON	ERE	SOUS-ERE	Orogenèse et âge(K/Ar)
Protérozoïque	Hadrymien		Grenvillien 1000 m.a.
	Hélikien	Néohélikien	Elsonien 1400 m.a.
		Paléohélikien	Hudsonien 1750-1755 m.a.
	Aphébien		Kénoranien 2515-2520 m.a.
Archéen			

Fig. 1-1 - Chronostratigraphie du Précambrien de l'Amérique du Nord (Stockwell, 1964, modifié d'après Douglas, 1980). La limite supérieure est fixée à 530 m.a. (Odin, 1982), la limite inférieure se situe vers 4500 m.a. Ce sont les orogénèses qui servent de limites dans la division du temps.

- L'Archéen (4500 m.a. (?) - 2515 m.a.) est l'époque de la différenciation de la croûte continentale, on y a décrit une tectogenèse très particulière, limitée aux "ceintures volcano-sédimentaires", et dont la nature (intracratonique ou non) reste controversée (cf. Baragar et Mc Glynn, 1976 ; Mareschal et West, 1979, 1980 ; Windley, 1981 ; Dimroth *et al.*, 1983, et Kröner, 1984).

- L'Aphébien (2515 m.a. - 1750 m.a.) est caractérisé par l'existence de plusieurs continents, constitués à l'époque précédente, et entourés de marges continentales dont la paléogéographie est assez similaire à celle connue aux temps phanérozoïques. Ces continents se seraient rapprochés au cours de l'Aphébien et seraient entrés en collision il y a 1750 m.a. (orogénèse hud-

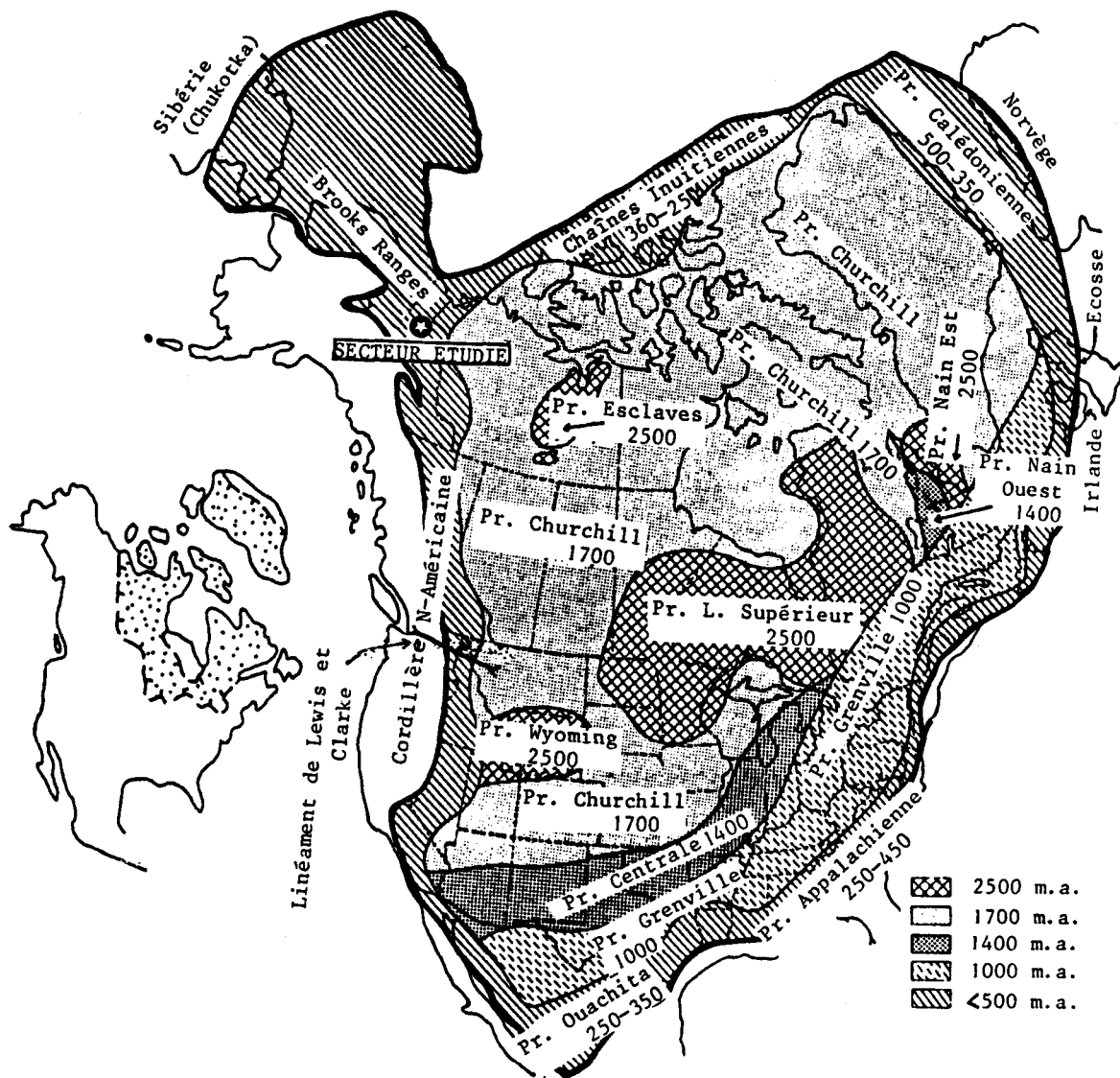


Fig. 1-2 - Les différentes provinces du Craton Nord-Américain (l'océan Atlantique étant refermé). Chaque province est caractérisée par l'âge de la dernière déformation; pour les provinces précambriennes c'est l'âge K/Ar des roches métamorphiques ou plutoniques qui sert de référence (d'après Stockwell, 1964, 1969 ; Seyfert et Sirkin, 1979). m.a. = millions d'années.

Dans le cartouche, le Bouclier canadien (Craton précambrien affleurant) apparaît en pointillé. Le craton précambrien est entouré de toutes parts par des ceintures orogéniques phanérozoïques.

sonienne) pour créer des orogènes alpinotypes linéaires. Corrélativement, il y aurait eu tectonisation des aulacogènes perpendiculaires aux marges et rajeunissement, sur de grandes surfaces, de l'âge K/Ar du socle archéen (Dimroth et al., 1970 ; Gibbs et Walcott, 1971 ; Hoffman et al., 1974 ; Gibb, 1975 ; Campfield et Gough, 1977 ; Dimroth, 1978 ; Hoffman, 1981 et Dutch, 1983).

- Après l'orogénèse hudsonienne (1750 m.a.) le coeur du craton nord-américain est constitué. Son histoire se limitera à des dépôts de plates-formes, à la différenciation et la tectonisation de quelques aulacogènes (Stewart, 1976) et à la tectonisation des marges. Sur la façade atlantique trois ceintures orogéniques linéaires vont se superposer. Vu la très mauvaise conservation des structures, la signification des deux plus anciennes ceintures n'est pas claire (Stockwell et al., 1968 ; Dewey et Burcke, 1973 ; Stewart, 1976). On peut trouver dans Tozer et Schenk (1978) une synthèse sur l'histoire de la ceinture la plus récente.

Sur la façade arctique, Churkin (1969) avait décrit une cordillère septentrionale constituée des Brooks-Ranges et des Chaînes *inuïtiennes*. En fait le premier élément fait partie de la cordillère occidentale (Cordillère canadienne) (Churkin et al., 1979) et le deuxième est constitué par deux bassins intracontinentaux superposés (Plauchut, 1972) .

Sur la façade pacifique, la Cordillère nord-américaine constitue une chaîne complexée, avec des épisodes de tectonisation qui se répartissent du Précambrien à l'Actuel.

On peut diviser la Cordillère en plusieurs tronçons, à l'histoire plus ou moins autonome, limités par des linéaments transversaux. Je ne m'intéresserai ici qu'à la partie située au Nord du "linéament de Lewis et Clarke" (cf. fig. 1-2). Cette partie correspond à la Cordillère canadienne.

II. LA CORDILLÈRE CANADIENNE.

Cette chaîne est une chaîne de collision (Dercourt, 1970 et 1972 ; Monger et al., 1972 ; Churkin et Eberlein, 1977 ; Monger et Price, 1979 ; Tempelman-Kluit, 1979 ; Irving et al., 1980 ; Mansy, 1980 ; Monger, 1984). Il est en effet possible de diviser la Cordillère canadienne en une partie constitutive du craton américain et qui sera étudiée dans le paragraphe suivant ; deux ceintures principales que l'on peut qualifier d'allochtones. En effet chacune de ces ceintures est constituée d'un "bloc" (qualifié d'exotique par les auteurs) qui a eu une histoire autonome par rapport au craton, avant d'entrer en collision avec lui (fig. 1-3).

La première ceinture (I de la fig. 1-3A) est constituée par le bloc de Stikine ou plateaux intérieurs (surtout volcanites du Trias supérieur au Jurassique) et, sur sa bordure orientale, par des chaînons, plus ou moins charriés sur le craton, issus de bassins océaniques ou marginaux. Parmi ceux-ci, citons le "Yukon-Tanana-Cataclastic Terrane" (Tempelman-Kluit, 1976, 1981 a) situé à proximité de la zone étudiée et qui correspondrait à un mélange de subduction à schistes bleus, éclogites et lambeaux d'ultrabasiques (Edmer et Helmstaedt, 1983). Ces chaînons sont les traces de l'accrétion de Stikine sur le craton au Jurassique (peut-être Crétacé inférieur au Nord).

La deuxième ceinture (II de la fig. 1-3A) est constituée par le bloc de Wrangellia ou chaîne insulaire (granites, volcanites et sédiments datés du Cambrien supérieur au Néogène) et sur sa bordure orientale, par la chaîne côtière (granites et roches métamorphiques essentiellement crétacés) qui soulignerait la zone d'accrétion de Wrangellia sur l'ensemble Stikine/craton.

Une troisième ceinture encore plus occidentale et de même type que les précédentes est sans doute présente au Sud de l'Alaska (Bruns et al., 1984). (bloc de Yakutat)

Les différentes zones de collision ont été, par la suite, le siège de décrochements dextres de grande ampleur (fig. 1-3C).

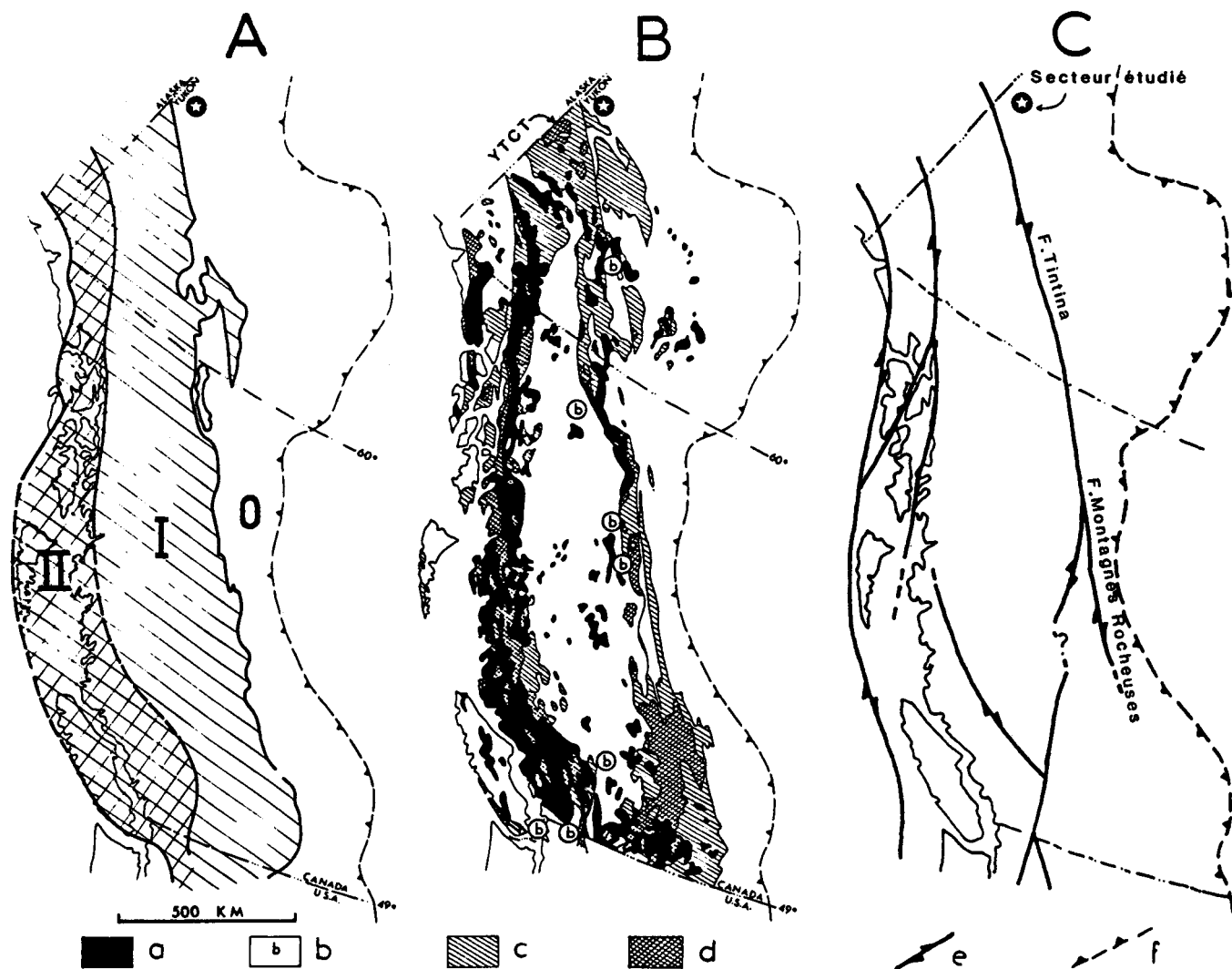


Fig. 1-3 - A et B d'après Monger (1984), C d'après Mansy (1980).

A : les ceintures constituant la Cordillère canadienne . O : Craton américain ; I : Bloc de Stikine et éléments à affinité océanique liés à son accrétion sur le craton ; II : Bloc de Wrangellia et éléments liés à son accrétion sur l'ensemble Craton/ Stikine.

B : Carte métamorphique simplifiée de la Cordillère canadienne (faciès inf. aux schistes verts négligés). Notons la coïncidence entre les limites des ceintures et les zones métamorphiques majeures qui correspondent, en fait, aux zones de collision.

C : Les décrochements majeurs sont dextres et souvent localisés à la limite des ceintures.

a : roches granitiques ; b : faciès des schistes bleus ; c : faciès des schistes verts ; d : faciès des amphibolites ; e : décrochements majeurs (F : Faille); f : limite des déformations de la Cordillère ; YTCT = Yukon Tanana Cataclastic Terrane.

III. LA PARTIE CRATONIQUE DE LA CORDILLÈRE.

Les affleurements attribués au craton dans le centre de la Cordillère canadienne sont séparés par un trait morphologique majeur : le Fossé des Montagnes Rocheuses. Celui-ci se prolonge vers le Nord par le fossé de Tintina (fig. 1-3). Ces fossés correspondent à une faille crustale majeure dextre dont le déplacement est de 450 km depuis le Crétacé.

Vers le Sud cette faille semble être relayée, au moins en partie, par une multitude de failles de moindre importance (Mansy, com. pers.). Les affleurements du craton situés à l'Ouest de cette faille sont appelés chaîne d'Omineca. A l'Est il s'agit des Montagnes Rocheuses. Ces deux régions ont une histoire commune jusqu'au Dévonien.

Le Précambrien est classiquement divisé en deux grands ensembles (Gabrielse, 1972) (fig 1-4, 1-5 et 1-6)

- à la base des sédiments mal datés et hétéroclites connus au Nord et au Sud de la Cordillère, et pour lesquels les corrélations interrégionales sont encore sujettes à discussion ;
- au-dessus et en discordance reposent les niveaux détritiques du Supergroupe Windermere (ou Séquence C de Young et al., 1979) qui commencent par des niveaux glaciaires (tillites) et qui affleurent sur presque toute la longueur de la Cordillère (cf. fig. 1-5).

OROGENESES (SUD de la CORDILLERE)			S SEDIMENTS PRECAMBRIENS de la cordillère N	OROGENESES (NORD de la CORDILLERE)	
Mc Mechan et Price (1982)	Harrison (1972) et Young (1981)	Age (m.a.)		Age (m.a.)	Young et al. (1979)
Or. Goat River	Or. East Kootenay	800	S.G. Windermere = Séquence C	800	Or. Hayhook
Or. East Kootenay	Ev. Coeur d'Alene	1300	Belt "supérieur" (G. Missoula) ? Séquence B	? (1300)	Or. Racklan
			Belt "inf et moy" Séquence A (S.G. Wernecke)		

Fig. 1-4 - Schéma des sédiments précambriens de la Cordillère canadienne. On distingue les niveaux du Supergroupe de Windermere et les niveaux sous-jacents. Les discordances régionales, qui les limitent, sont attribuées à des "orogènes" (Or). On remarque, au Sud, les deux acceptions possibles du terme "orogène East Kootenay". Parmi les différentes orogènes indiquées, seule l'orogène East Kootenay (au sens de McMechan et Price (1982) est clairement une orogène compressive. La nature de l'orogène Racklan est inconnue (ainsi que son âge, bien qu'elle soit souvent corrélée à la précédente et supposée, de ce fait, être compressive : Mc Mechan et Price, 1982 ; Young et al., 1979 ; Young, 1981 ; Badham 1978). Les orogènes Goat River et Hayhook sont distensives.

Le substratum de ces niveaux est inconnu ; leur sommet est défini par la limite avec le Paléozoïque

La description des différentes séries et l'évocation des problèmes liés à l'histoire précambrienne de la Cordillère seront faites dans le cours de ce travail. (chapitre 5)

Le Paléozoïque inférieur succède au Supergroupe de Windermere en continuité. La position exacte de la limite Précambrien/Cambrien n'est que très rarement connue (Aitken et al., 1973 ; Gabrielse et al., 1973 ; Mansy, 1980 ; Fritz, 1980 ; Morris et Fritz, 1980 ; Hofmann, 1981 ; Hofmann et al., 1983). Le Cambrien inférieur est souvent détritique sauf dans la partie Nord.

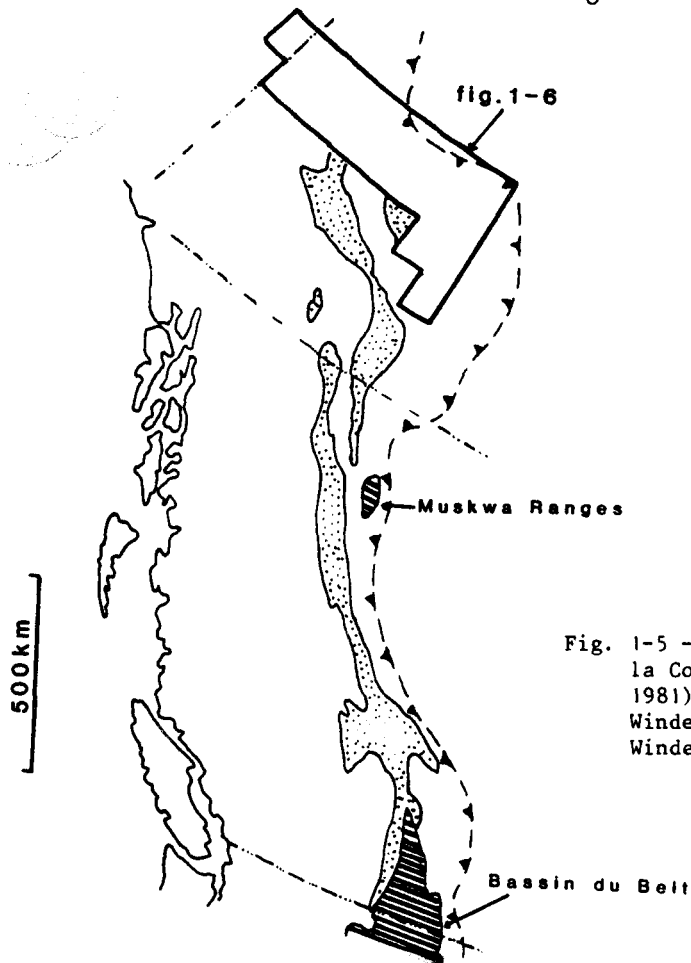


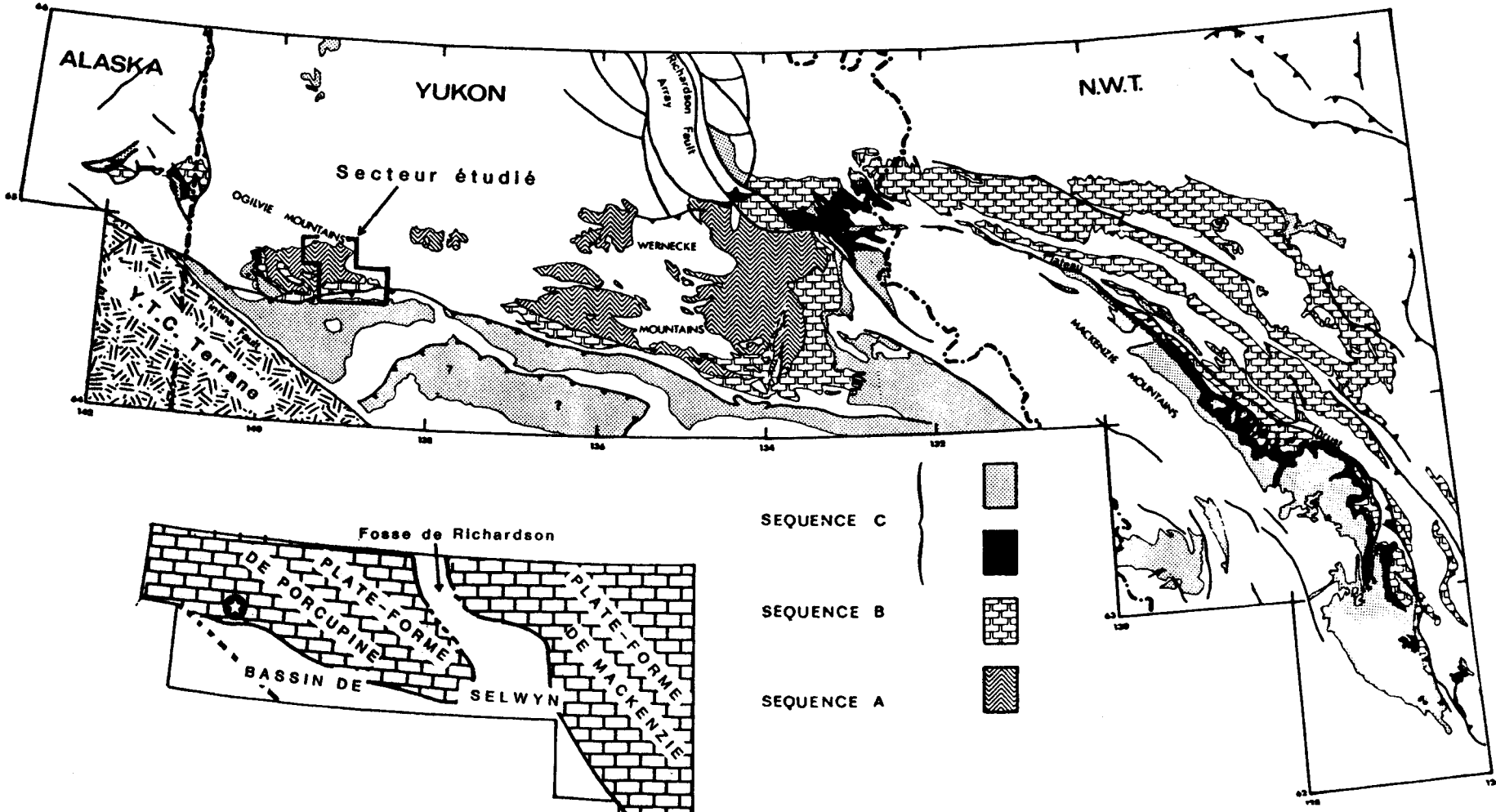
Fig. 1-5 - Les affleurements précambriens de la Cordillère canadienne (d'après Young, 1981) ; en pointillés le Supergroupe de Windermere, en hachures les niveaux anté-Windermere.

A partir du Cambrien moyen, qui repose parfois sur le Cambrien inférieur à la faveur d'une discordance angulaire, les faciès sont transgressifs et généralement plus carbonatés. La sédimentation est synchrone de phénomènes épirogéniques incluant l'action de failles verticales actives jusqu'au Dévonien.

Dans le Nord de la Cordillère, à partir du Cambrien moyen ou de l'Ordovicien (Gordey, 1980 ; Tempelman-Kluit, 1981 a; Cecile, 1982 ; Norris, 1983) s'installent des bassins caractérisés par des faciès profonds parfois associés à des volcanites (parmi ces-ci signalons le bassin de Selwyn immédiatement au Sud de la région étudiée). Ces faciès de bassins (Formation Road River) débordent par la suite (Silurien supérieur/Dévonien inférieur) largement sur les plate-formes (fig. 1-6).

Fig. 1-6 - (d'après Yeo, 1981). Affleurements des séquences précambriennes (fig. 1-4) dans le Nord de la Cordillère canadienne (localisation : fig. 1-5). (en noir : niveaux glaciaires de la base de la séquence C). Les affleurements précambriens sont surtout localisés le long d'un arc : l'Arc de Mackenzie (Aitken et Long, 1978).

La distribution des séquences dans les montagnes Ogilvie (cadre) est interprétée par Yeo (1981) d'après la carte de Green (1972). Je proposerai pour ces affleurements qui constituent l'objet de ce travail, d'autres attributions. En blanc, sont représentés essentiellement des sédiments paléozoïques ; dans le cartouche on distingue les grandes régions paléogéographiques du craton au Paléozoïque inférieur (Tempelman-Kluit, 1981a). Le "Yukon Tanana cataclastic Terrane" (Y.T.C. Terrane au Sud-Ouest) est constitué de roches métamorphiques très déformées, et fait partie de la ceinture I de la figure 1-3A, le reste de la région représentée fait partie du craton.



SEQUENCE C

SEQUENCE B

SEQUENCE A

100 km

Le Paléozoïque supérieur est caractérisé à l'Est du craton, par des dépôts essentiellement détritiques marins. Dans la chaîne d'Omineca et sur la plate-forme de Cassiar, on assiste à des éruptions volcaniques. Cette différenciation du craton en deux zones à histoire différente est peut-être liée à une phase compressive dévonienne (phase Antler : cf. Monger et Price, 1979). Tempelman-Kluit (1979) n'y voit qu'une phase cassante de distension. Eisbacher (1983) relie cette "phase" au mouvement hypothétique senestre des Failles de Richardson/Fossé des Montagnes Rocheuses.

Au Mésozoïque on assiste au dépôt de quelques niveaux carbonatés (Trias) puis, au Jurassique et au Crétacé, à une sédimentation très détritique liée à des déformations dues à l'installation d'une subduction, puis à l'accrétion du bloc de Stikine sur le craton (fig. 1-3).

IV. L'ÉTAT DES CONNAISSANCES DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE.

Green (1972) a localisé pour la première fois des affleurements de terrains précambriens dans les montagnes Ogilvie. Il a nommé cet ensemble "Coal Creek Dome". Ce "dome" se situe dans la partie septentrionale de la Cordillère où les structures sont orientées Est-Ouest, mais près d'une zone de direction dominante Nord-Sud (fig. 1-7). Cette direction méridienne locale serait un effet de la rotation anti-horaire de l'Alaska (Freeland et Dietz, 1973).

Green (1972) a distingué 6 unités[★] lithostratigraphiques, dans "Coal Creek Dome", épaisses de 4000 m. Thompson et Roots (1982) ont réalisé, dans le cadre d'un nouveau projet du "Geological Survey of Canada" (G.S.C.) de cartographie à 1/50 000 de cette région, une étude préliminaire sur sa partie Sud-Est (carte à 1/167 000) et ont complètement refondu la stratigraphie de Green (1972) pour distinguer 12 unités lithostratigraphiques numérotées de 1 à 12. En dépit du très important progrès réalisé, il ne leur a pas été possible de proposer un ensemble de corrélations avec les autres séries précambriennes du Nord de la Cordillère. Par ailleurs, ces auteurs ont signalé des déformations synschisteuses dont l'importance et l'âge n'ont pas pu être établis.

Green (1972) avait montré que le bassin de Selwyn était au contact de "Coal Creek Dome". Il interprétait ce contact comme un chevauchement mésozoïque majeur : "Dawson Fault" qui est représenté immédiatement au Sud de la zone étudiée sur les fig. 1-6 et 1-7. Selon Thompson (com. pers.) Tempelman-Kluit (1981 b) et Roots (1983) il s'agirait plutôt d'un contact stratigraphique.

★ unité est utilisée ici, comme dans le reste du mémoire, au sens canadien du terme qui est un équivalent informel d'une "Formation" (Hedberg, 1976) dans une nomenclature provisoire.



Chapitre 2

STRATIGRAPHIE



Généralités

Ce travail fait suite à celui de Thompson et Roots (1982) et fait partie du même projet du G.S.C. On comprendra donc que la nomenclature que j'ai retenue pour la lithostratigraphie est la plus proche possible de celle utilisée par ces auteurs. La définition formelle des unités lithostratigraphiques ne pourra être envisagée qu'après l'achèvement de la cartographie de "Coal Creek Dome". Les quelques modifications et adaptations qui ont été nécessaires seront signalées au fur et à mesure. Un des apports de ce travail est d'avoir montré que l'on peut définir deux coupures majeures délimitant trois ensembles d'unités lithostratigraphiques. Ces ensembles seront définis dans ce qui va suivre par les termes informels de : groupes I, II et III. Les groupes I et II sont de l'Aphébien et/ou du Paléohélikien (fig. 1-1), le groupe III date de l'Hadrymien "inférieur". Au-dessus de cette série précambrienne, et en accordance sur le groupe III (quand il est présent), on trouve l'unité 11 et la Formation Road River, tous deux du Paléozoïque inférieur.

Il faut souligner que le système de nomenclature provisoire à chiffre qui a cours au Canada (Blachadar *et al.*, 1979) suggère des continuités qui ne sont en fait que des relations de terrain ; deux unités dont les numéros se suivent peuvent être séparés par une lacune. De plus l'adaptation de la nomenclature de Thompson et Roots (1982) m'a obligé à introduire des subdivisions dans les dénominations d'unités, en utilisant des lettres en indices. Cette division en deux étapes consécutives ne suppose pas que les limites où le chiffre change (4b/5 p. ex.) aient une valeur différente des autres (1a/1b p. ex.). Par contre, j'ai réalisé quelques légères modifications dans la nomenclature précédente pour faire correspondre les coupures majeures avec un changement de chiffre (2d/3a et 3c/4a).

On trouvera sur la planche hors texte 2 la localisation des différentes coupes étudiées dans ce chapitre. Soulignons que ce travail correspond à un travail de reconnaissance. En raison de la surface de la carte (1200 km²) et l'épaisseur totale des séries étudiées (+ 10 km), l'analyse sédimentologique précise n'a pas été le but principal poursuivi sur le terrain. Les conclusions sédimentologiques que je proposerai ici, sont des hypothèses de travail pour de futures études dans cette zone. Des analyses séquentielles précises, des mesures d'orientations de figures sédimentaires beaucoup plus nombreuses, seraient, sans nul doute, souhaitables pour confirmer les hypothèses émises ici.

Le groupe I

I. INTRODUCTION

D'après les corrélations (chapître 5), ce groupe serait Aphébien (cf. fig. 1-1)

Thompson et Roots (1982) ont reconnu un niveau repère de dolomies orangées (unité 2) encadré en concordance par des niveaux détritiques (unités 1 et 3). L'unité 1, a en fait cartographiquement beaucoup plus d'importance que ne l'avait supposé ces auteurs. D'autre part on verra que l'unité 3 des auteurs est constituée de deux ensembles distincts séparés par une discordance.

Pour faire correspondre les faits stratigraphiques avec la nomenclature, et avec l'accord de R.I. Thompson, j'ai dû rattacher la partie inférieure de l'ancienne unité 3, qui est concordante sur l'unité 2, à cette même unité 2 (unité 2d de ma nomenclature). La partie supérieure de l'ancienne unité 3 sera décrite dans le groupe II.

Le groupe I est un ensemble de plus de 5000 m, constitué de sédiments détritiques très fins et d'une importante passée carbonatée (unités 2a, 2b et 2c) localisée dans la partie supérieure. Les lithologies rencontrées sont très homogènes et une très large majorité des roches de ce groupe correspond, dans les classifications pétrographiques classiques (Petitjohn, 1957 ; Folk, 1954), à des grauwackes ou à des arkoses. En fait sur le terrain et en lame, il est possible de distinguer dans ces grauwackes, un certain nombre de types différents pour lesquels j'ai choisi de conserver une terminologie de terrain : "grès quartzeux", "siltstones" plus ou moins sableux, et "schistes noirs". Je décrirai chacune de ces lithologies lors de la première mention qui en sera faite.

Dans ce qui va suivre, j'utiliserai les termes "laminé" et "rubané" pour décrire de fines alternances. Laminé signifiera qu'une des deux couleurs est sous-représentée par rapport à l'autre et n'apparaît que sous forme de film. Rubané au contraire, indique une répartition sensiblement égale des deux couleurs.

Sur la carte géologique (pl. h.t. 1) on observe que le groupe I affleure dans trois grandes régions, séparées les unes des autres soit par des affleurements du groupe II, soit par des failles. On verra au chapitre tectonique que ces failles reprennent très vraisemblablement des chevauchements, localement visibles, mais d'ampleur, et de géométrie inconnus. A l'époque du dépôt du groupe I, il est donc envisageable que les distances séparant ces trois domaines étaient beaucoup plus importantes qu'actuellement, et il est même possible que leurs positions relatives aient été différentes. Dans ce qui va suivre, je les qualifierai néanmoins selon leur position actuelle : domaine septentrional, domaine médian et domaine méridional (cf. fig. 2-1 et pl. h.t. 3).

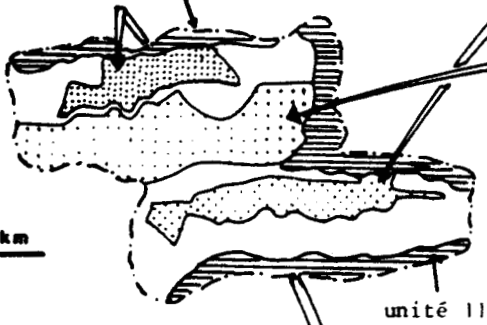
N

Domaine Médian



S

limite zone étudiée



10km

unité 11

Domaine Septentrional

Domaine Méridional

500m



Dolomies



Dolomies bréchiques



Turbidites grésopélitiques



Schistes vert-bleuté



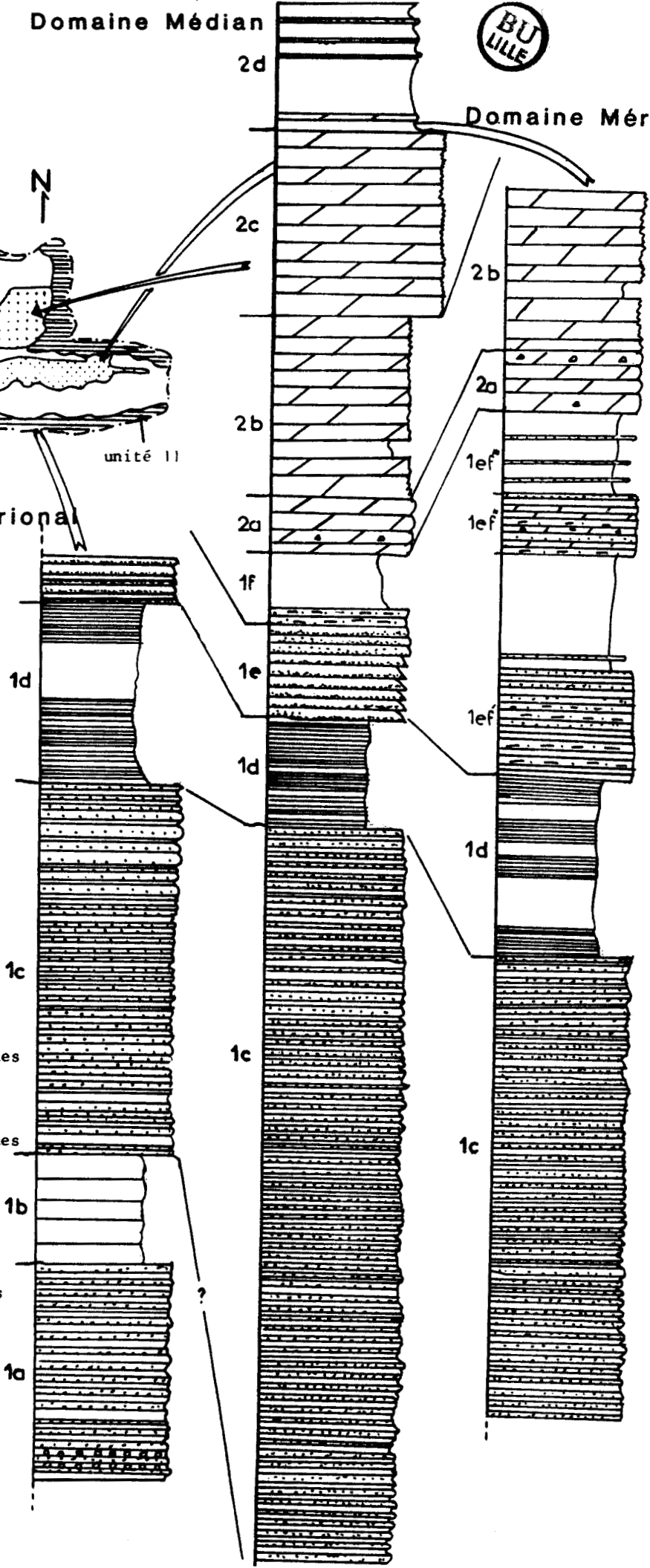
Shales et schistes noirs



Alternances grésopélitiques



Conglomérats



1d

1c

1b

1a

2d

2c

2b

2a

1f

1e

1d

1c

2b

2a

1ef

1ef

1ef

1d

1c

Signalons enfin que les roches les plus pélitiques du groupe I, sont affectées par une schistosité assez pénétrative (localement à aspect de schistosité de flux) oblique par rapport à la stratification. Cette schistosité est liée à des déformations qui induisent une discordance angulaire entre les groupes II et I.

II. LES UNITÉS DU GROUPE I.

Je me propose de décrire ici ces unités et de présenter, et d'interpréter, les observations sédimentologiques; mais le problème de l'organisation des paléogéographies successives ne sera envisagé qu'en conclusion. Ceci notamment à la lumière des mesures d'orientation faites sur les figures sédimentaires.

A. L'UNITE 1a.

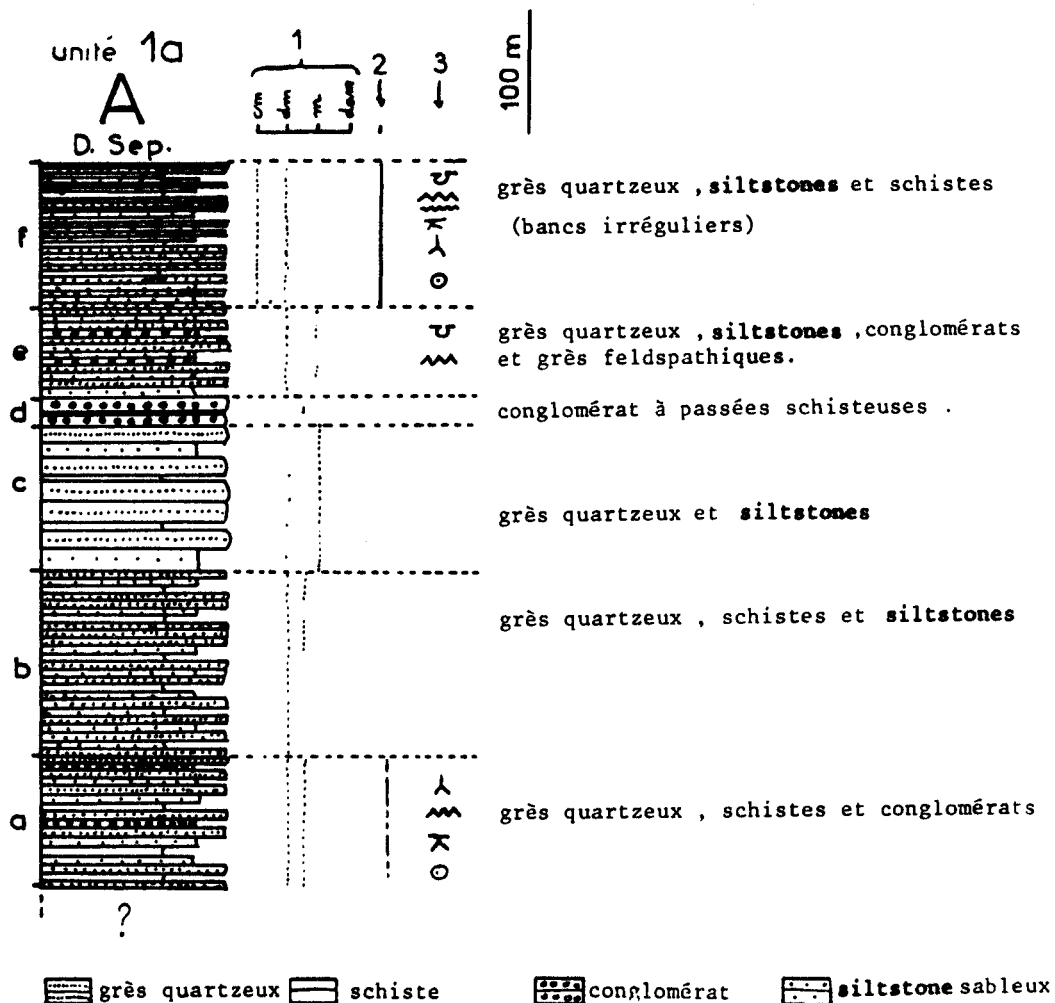


Fig. 2-2 - L'unité 1a sur la coupe A (domaine septentrional) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : trait noir = bancs d'épaisseur irrégulière ; 3 : figures sédimentaires ; λ : fentes de retrait ; ~ : rides ; π : stratifications obliques ; U : chenaux ; ~ : micro-rides ; ⊙ : pseudo-nodules et autres figures de charge.

Cette unité lithostratigraphique, épaisse d'au moins 600 m, n'affleure que dans le domaine septentrional. Elle est constituée essentiellement d'alternances schisto-gréseuses localement très riches en figures sédimentaires. Ces niveaux particuliers correspondent à des faciès de plage, les autres niveaux correspondent à des milieux marins plus profonds. Une seule colonne (fig. 2-2) sera décrite ; elle illustre une partie (base) de la coupe A sur la pl. h.t. 2.

1. Description de la colonne.

a- (100 m visible) alternance de bancs de grès quartzeux gris clair, discrètement laminés, et de schistes noirs.

Les grès quartzeux se présentent sur le terrain comme des roches très compactes et très dures, à grains très fins et à cassure esquilleuse. Elles sont très homogènes ; les rares laminations, légèrement plus sombres, sont très fines et souvent très discrètes.

En lame mince on observe de nombreux minéraux blancs anguleux, à majorité de quartz souvent à extinction roulante (plus de 70% ; le reste étant constitué de feldspaths souvent altérés), à granulométrie très homogène (20 à 30 μ m). Ces minéraux blancs sont noyés dans une matrice chloriteuse à granulométrie supérieure à 4 μ m (siltstone) représentant 30 à 50% de la lame. Cette matrice englobe tous les grains qui ne se trouvent que très rarement en contact. Quelques rares niveaux réguliers très fins (< 0,1 mm) sont constitués uniquement de matériel phylliteux. Ils correspondent aux laminations visibles sur l'échantillon.

Sur l'échantillon, comme en lame, aucune schistosité n'est observable.

Les schistes noirs sont des roches d'aspect mat, tendre. Ils sont habituellement finement stratifiés avec une alternance plurimillimétrique à centimétrique de niveaux plus ou moins sombres (rubanement discret). Ces roches ont un débit en plaquettes centimétriques parallèles à la schistosité.

En lame on observe, dans un fond de mudstone phylliteux, des minéraux blancs (quartz et feldspaths) (10 μ m) plus ou moins abondants selon les lits (1 à 5%).

En plus des fractures, la schistosité se matérialise par un enchevêtrement assez dense de films anastomosés, légèrement onduleux, assez pénétratifs, obliques par rapport à So et statistiquement parallèles entre eux. Ces observations seront reprises et interprétées dans le chapitre tectonique(4)

- Dans des niveaux gréseux on peut parfois observer des lentilles de conglomérats, de 5 à 15 cm d'épaisseur, de couleur ocre, s'étendant sur plusieurs mètres et présentant un granoclassement.

La matrice de ces conglomérats représente 50% de la lame. Elle est constituée de siltstone sableux avec près de 22% de plages polycristallines (1 à 2 mm de diamètre) de calcite. On observe également des cristaux millimétriques d'orthopyroxène (?) altérés, des feldspaths plurimillimétriques altérés, des quartz (500 μ m) hexagonaux présentant des golfes de corrosion (quartz volcaniques) et des plages millimétriques de forme quelconque occupées par des sphérolites de silice radiaire (variété calcédonite). Les clastes observables dans ces conglomérats ont une taille millimétrique à centimétrique. Il s'agit essentiellement de galets de mudstones lités ou à structure concentrique (galets mous) dans lesquels apparaissent des rhomboèdres de carbonate (20 à 50 μ m). On peut observer également des galets de grès quartzeux et de siltstones plus ou moins sableux. Signalons enfin l'existence, sur une des lames, d'un galet de 1 cm de diamètre constitué de lamelles de chlorite entrecroisées, de nombreux minéraux opaques et de quelques grains de quartz de taille inférieure à 200 μ m. Il s'agit vraisemblablement d'une ancienne roche volcanique basique très altérée.

Les figures sédimentaires sont assez abondantes dans ce niveau (cf. fig. 2-2). Une discussion sur leur signification aura lieu en conclusion de l'étude de cette colonne.

b- alternance de bancs de grès quartzeux vert (parfois en plaquettes à surfaces micacées), de schiste noir, de siltstone peu à très sableux.

Les siltstones sableux sont des roches massives, compactes, à grains très fins et à cassure mate, moins dures que les grès quartzeux. Sur le terrain j'ai distingué les siltstones très, moyennement et peu sableux, en fonction de la difficulté à les rayer,

Dans les deux premiers cas la couleur est noire ou verdâtre, avec une bordure d'altération rouge brique, et l'on peut souvent observer de discrètes laminations plus sombres qui dessinent parfois des stratifications obliques. Dans le troisième cas, la couleur est noirâtre et l'on observe la plupart du temps une alternance de fines stratifications (millimétriques) plus ou moins foncées (rubanement discret).

Il est exceptionnel d'observer une schistosité de fracture à l'affleurement dans ces roches.

En lame, on observe des minéraux blancs anguleux (autant de quartz, souvent à extinction roulante, que de feldspaths souvent très altérés) de granulométrie constante 30 à 80 μm , (10 à 30 μm pour les siltstones peu sableux). On observe également des baguettes de muscovite (50 à 100 μm de long) assez abondantes (1 à 3 %) et des minéraux opaques (< 0,02 mm). La matrice très chloriteuse à granulométrie supérieure à 4 μm (siltstone) occupe généralement 65 à 80 % de la lame. Sa proportion atteint parfois 80 à 95 % pour les siltstones peu sableux, et elle varie entre 50 à 65 % pour les siltstones très sableux. Quelques rares niveaux réguliers très fins (< 0,1 mm) sont constitués de matériel phylliteux, ils correspondent aux laminations.

En lame, dans les niveaux les plus phylliteux, la schistosité se traduit par un enchevêtrement de films noirs plus ou moins anastomosés qui ne dépassent pas 0,5 mm de longueur.

- c- 120 m ; alternance de bancs de grès quartzeux gris clair, sans lamination visible, avec des bancs de siltstone moyennement à très sableux. Localement on observe des niveaux décimétriques de schiste noir ou de siltstone peu sableux.
- d- 25 m ; conglomérat homogène à matrice silto-sableuse légèrement calcaire (cf. niveau a). Les éléments lithiques atteignent fréquemment 2 à 3 cm de diamètre. La stratification, dans ce niveau, n'est soulignée que par deux lits, de 30 cm d'épaisseur, de schiste noir.
- e- 75 m ; alternance de bancs de grès quartzeux verdâtres ou gris clair, de siltstone moyennement à peu sableux, de conglomérat et de grès feldspathique blanc.

Les grès feldspathiques blancs sont des roches massives, très claires, sans laminations visibles. En lame, ils sont caractérisés par l'absence de matrice phylliteuse, par une granulométrie plus importante que dans le cas des grès quartzeux (de l'ordre de 0,3 à 2 mm) et par l'abondance des feldspaths, souvent très altérés (70 à 90 %). L'abondance de points triples et de phénomènes d'interpénétration indiquent des phénomènes de recristallisation. Des plages polycristallines, de 0,5 à 1 mm, de carbonates (dolomie) occupent 1 à 2% de la lame. Aucune schistosité n'est observable, en lame ou sur échantillon.

Le conglomérat peut parfois remplir des chenaux de 20 à 50 cm de profondeur, qui sont creusés dans des bancs de grès quartzeux.

- f- 120 m ; alternance de bancs de grès quartzeux verdâtre souvent laminés avec de nombreuses stratifications obliques, de grès quartzeux gris clair, de siltstone sableux noir ou verdâtre, de schiste noir et quelques rares lentilles décimétriques de microconglomérat. Les caractéristiques principales de ce niveau sont l'irrégularité de l'épaisseur de chacun des bancs, et l'abondance des figures sédimentaires.

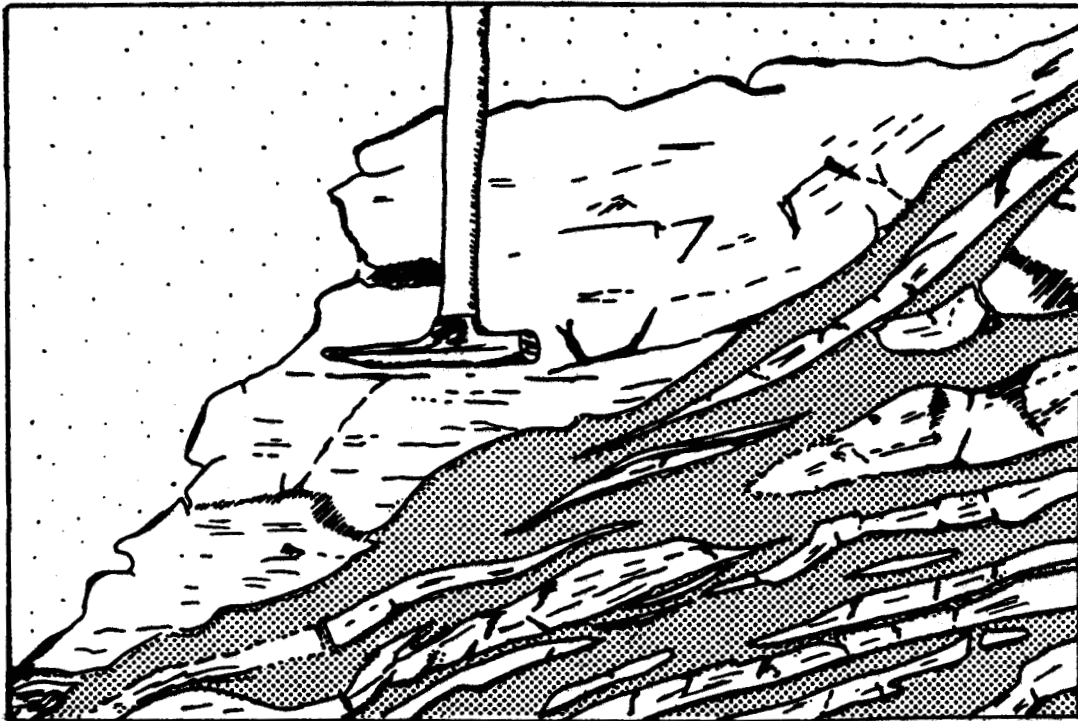


Fig. 2-3 - Aspect d'une alternance de schiste (tramé) avec des grès quartzeux et des silts-
tones sableux (en blanc). On remarque sur cet affleurement la très grande irrégularité
des bancs et les variations rapides d'épaisseur, allant jusqu'à la disparition. L'en-
semble a une "structure madrée" indiquant l'influence de la marée.

2. Interprétation sédimentologique.

Il ressort de cette description et de la figure 2-2 que deux types de niveaux peuvent être distingués :

- des niveaux à bancs irréguliers, riches en figures sédimentaires ;
- des niveaux à bancs réguliers presque dépourvus de ces figures.

a- Les niveaux à bancs irréguliers.

L'existence de bancs irréguliers indique de rapides variations latérales dans le milieu de sédimentation, ce qui suggère un milieu proche de l'émer-
sion. Cette irrégularité peut, localement, être assimilée à une structure
madrée (fig. 2-3)

Les figures sédimentaires sont très nombreuses, parmi celles-ci j'ai
reconnu :

- des chenaux (fig. 2-4).
- des rides d'oscillation (pl.A, 2) assez rares, les crêtes sont sépa-
rées de 10 à 20 cm et leur hauteur varie d'un affleurement à l'autre de 2 à
4 cm. Ces rides sont toujours symétriques. Parfois les versants sont concaves
vers le haut et les crêtes sont aiguës, parfois c'est le contraire. Ces rides
ont la plupart du temps un caractère longitudinal marqué. Les rides d'oscil-
lation indiquent un milieu peu profond.

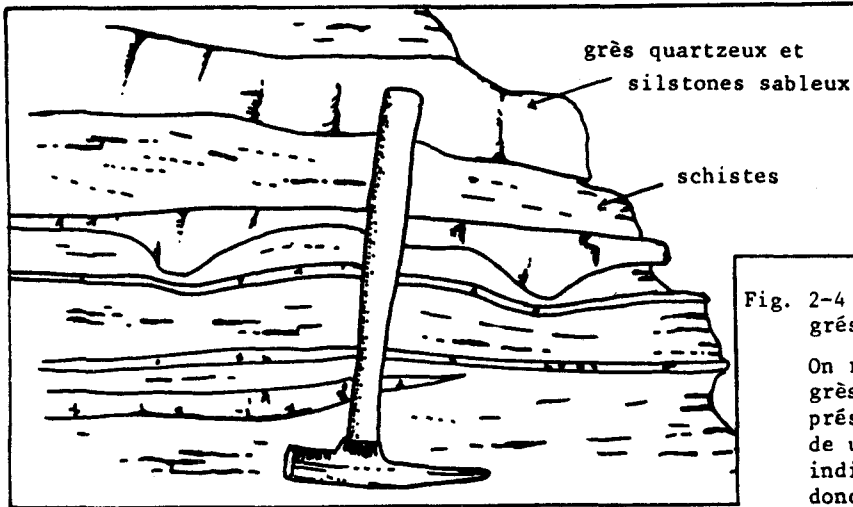


Fig. 2-4 - Affleurement d'alternance schisto-gréseuse

On remarque l'irrégularité des bancs de grès (et de siltstones sableux) et la présence de deux chenaux dont un possède une section dissymétrique, ce qui indiquerait la présence de méandres et donc un milieu émerusif. Le matériel de remplissage des chenaux présente la même granulométrie très fine que dans tous les niveaux sableux.

- des *rides d'interférence* (pl.A, 3) sont localement très abondantes. Elles déterminent des cuvettes de forme polygonale de 10 à 15 cm de diamètre. Les crêtes, souvent arrondies, ne dépassent pas 3 cm de hauteur. Localement une direction peut s'individualiser et matérialiser un terme de passage avec les rides d'oscillation. Inversement un terme de passage avec des rides linéaires peut apparaître sur certains affleurements. Là encore le milieu privilégié pour le développement de telles rides est un milieu très peu profond, soumis à des courants changeant fréquemment de direction (action de la houle et/ou des marées).

- des *microrides* (wrinkle marks) sont assez fréquentes, il s'agit de rides inférieures au centimètre. On peut en distinguer deux types : les uns à crêtes aiguës, les autres à crêtes arrondies (assez rares, pl.A, 6). Ces figures couvrent généralement la surface des bancs de manière homogène. Classiquement les microrides à crêtes aiguës sont interprétées comme des rides provoquées, soit par le vent sous une faible tranche d'eau, soit par le passage d'un courant de turbidité (Reineck et Singh, 1975). Les microrides à crêtes arrondies ("antiripplets") ne semblent pouvoir s'interpréter qu'en terme de "rides d'adhésion" (apport de sable par le vent, sur les crêtes encore humides qui commencent à émerger).

- des *stratifications obliques* sont très abondantes, elles peuvent intéresser aussi bien les limites de bancs (engendrant une structure madrée : fig. 2-3) ou les laminations à l'intérieur des bancs (ex. : fig. 2-5). Ces stratifications obliques peuvent être de toutes tailles et être caractérisées par des surfaces d'érosion planes ou incurvées. En fait, la plupart des structures décrites dans l'inventaire de Jacob (1973) ont pu être observées, il est donc impossible de tirer une conclusion générale sur la signification de ces figures.

- des *fentes de retrait* (pl.A, 1) se présentent en plan comme des étoiles à trois branches, exceptionnellement réunies pour former un réseau polygonal simple. Les niveaux contenant ces fentes ont une grande extension horizontale et, quand ils sont présents, ils sont toujours très abondants (plus d'une dizaine par mètre sur parfois plus de 10 m d'épaisseur), ce qui indique une grande extension dans le temps et dans l'espace des conditions présidant

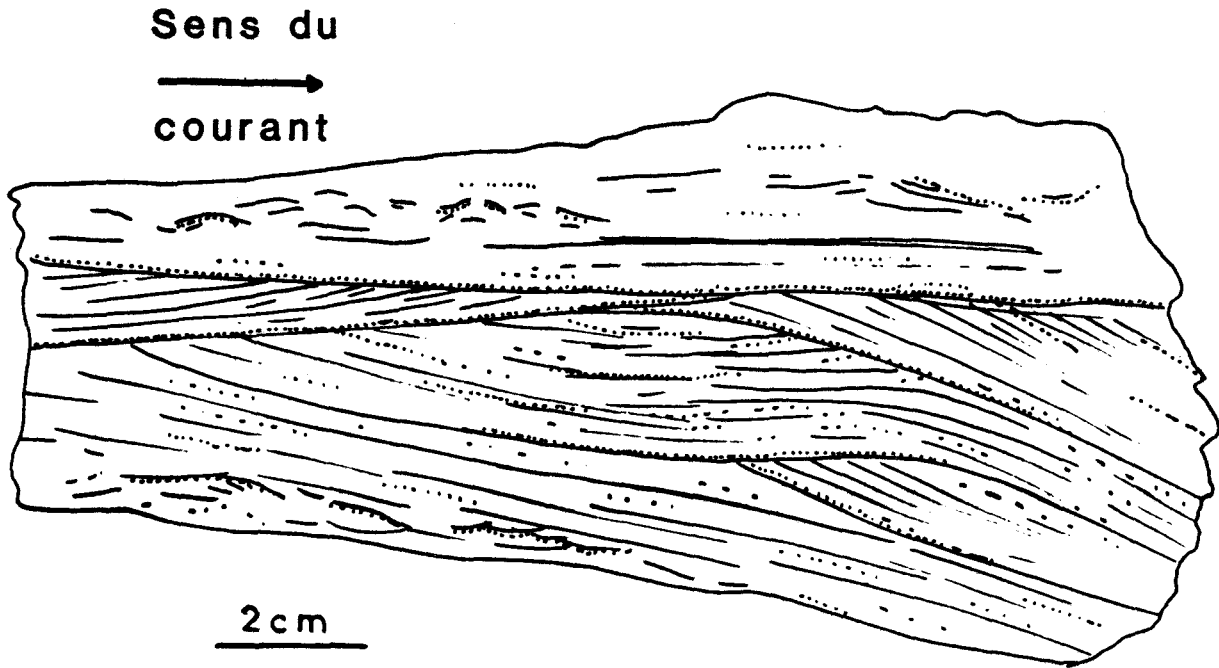


Fig. 2-5 - Exemple de stratifications obliques. Dans ce cas particulier, la structure est due à la migration d'un système de rides irrégulières.

à leur genèse. De telles fentes en étoile à trois branches, associées à des réseaux polygonaux et ayant une structure du type de celle indiquée à la figure 2-6, sont décrites dans la littérature anglo-saxonne sous le terme descriptif de "Shrinkage-cracks". La genèse de ces structures a été interprétée de trois manières différentes qui correspondent à trois termes génétiques suivants :

- les "mud-cracks" (fentes de dessiccation) qui, en cours de formation, présentent les deux étapes observées ici, le terme ultime est le développement de réseaux polygonaux secondaires ou même tertiaires absents ici (Plummer et Gostin, 1981) ;
- les "synearesis-cracks d'interface" dont l'existence a été envisagée par les travaux expérimentaux de Burst (1965) (cf. aussi Donovan et Foster, 1972). Il a montré que de telles fentes pouvaient être provoquées à l'interface eau/sédiment, si ce dernier contient ne serait-ce qu'une très faible quantité d'argile gonflante, en changeant brutalement la salinité de l'eau. Cet auteur souligne que dans les milieux géologiques, des variations répétées de salinité ne sont envisageables que dans des milieux très proches de l'émersion ;
- les "synearesis-cracks d'enfouissement" qui sont provoqués par une déshydratation relativement brutale des niveaux argileux pendant et à cause de l'enfouissement (White, 1961).

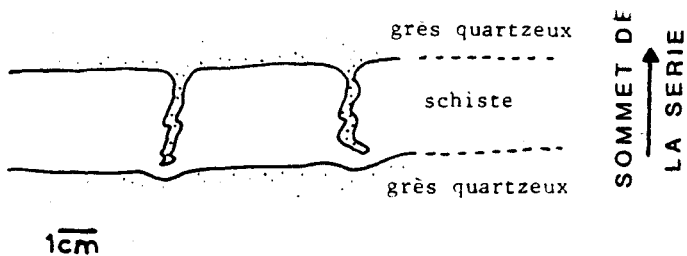


Fig. 2-6 - Schéma de la structure, en coupe, des fentes de retrait.

Elles sont remplies par du matériel gréseux venu du toit et n'affectent que les niveaux pélitiques. Leur allure en baïonnette est due à la compaction différentielle des niveaux pélitiques.

L'absence systématique de structures de charge associées (Plummer et Gostin, 1981) permet d'exclure, pour les figures étudiées, la troisième origine. L'absence de réseaux secondaires sur les rares affleurements où s'observe un réseau polygonal, ne permet pas de conclure sur la nature de "mud-cracks" des structures observées. Reineck et Singh (1975) ont proposé des critères, sur la forme des fentes en coupe, pour différencier les "mud-cracks" des "synearesis-cracks (s.l.)". Plummer et Gostin (1981) montrent que ces critères ne peuvent être utilisés. Il semble donc que les fentes de retrait observées sont, soit des "mud-cracks", soit des "synearesis-cracks d'interfaces", indiquant de toute façon l'émergence ou un milieu de dépôt très peu profond.

- des marques de ruissellement (rill-marks) qui se présentent comme des faisceaux décimétriques de rainures de quelques millimètres de large. Cette structure est une bonne indication d'émergence.

- des pseudo-nodules qui sont des formes gréseuses en miche plus ou moins aplaties que l'on trouve dans des bancs schisteux. La structure est généralement concentrique mais interrompue dans la partie supérieure où elle semble parfois se raccorder au banc gréseux supérieur (fig. 2-7). La taille de ces pseudo-nodules varie de 5 à 50 cm de diamètre, la hauteur ne dépasse pas 20 cm. Sauf très localement, où elles abondent, ces formes sont assez rares. D'après Gubler (1966) elles seraient dues à la surcharge locale de sédiments sableux sur un substratum hydro-plastique vaseux. Ces formes sont ubiquistes (Bouma, 1962 ; Reineck et Singh, 1975 ; Hubert, 1972), elles indiquent simplement une sédimentation rapide.

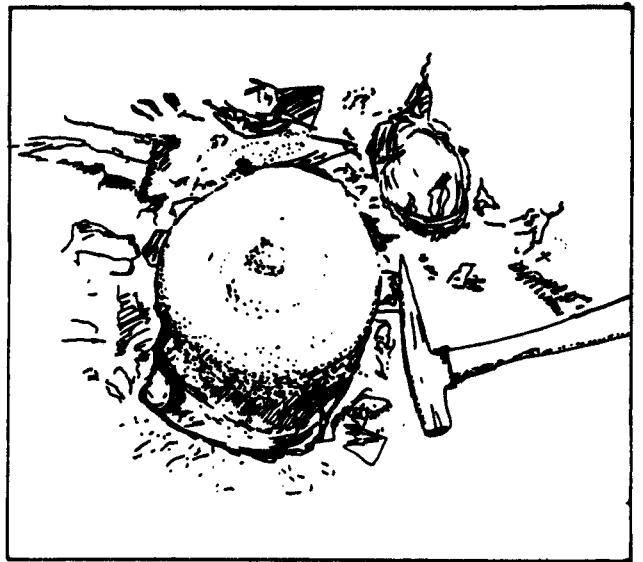


Fig. 2-7 - Vu en plan du mur d'un niveau gréseux auquel se raccorde un pseudo-nodule initialement noyé dans un niveau de schiste (maintenant dégagé).

Beaucoup plus que la présence d'un seul type de figure sédimentaire, dont la reconnaissance ou l'interprétation sont souvent sujettes à caution, c'est l'accumulation de critères concordants qui indique un paléoenvironnement en terme d'émergence intermittente avec influence des marées : faciès intertidal/subtidal.

Remarquons dès maintenant que, dans ces faciès, la très faible granulométrie générale ainsi que l'absence de rides orientées et autres figures de courant orientées, semblent exclure un environnement typiquement deltaïque (avec un milieu supratidal à influence fluviale). Notons que les niveaux congloméra-

tiques de l'unité la (coupe A) sont constitués essentiellement de galets mous ce qui ne peut remettre en cause cette interprétation. Le modèle sédimentologique qui semble le mieux correspondre à ces niveaux est le modèle de "plage" (Weimer et al., 1982) ou celui de "plaine côtière inondable arrière barrière" (Reison, 1979 ; Mc Cubbin, 1982). Je qualifierai donc ces niveaux de "niveaux littoraux" en donnant un sens assez large à ce terme, pour y intégrer la partie supérieure de la zone infratidale.

b- Les niveaux à bancs réguliers.

A part au sommet du niveau e de la figure 2-2, qui est un niveau de transition vers un horizon à influence littorale bien marquée (niveau f), les figures sédimentaires sont absentes de ces niveaux. Néanmoins, il arrive que les laminations présentent un faible angle avec la limite des bancs et ceci d'une manière constante sur une grande distance. Ces structures sont généralement décrites sous le terme de "stratifications obliques tabulaires". A priori ces horizons peuvent être interprétés de deux façons :

- ce sont des *turbidites proximales* de type A-E, B-E ou même A-A (Walker, 1979) ;
- ce sont des *barres sableuses sous aquatiques* liées au transfert littoral, alternant avec des dépôts fins de décantation.

Les stratifications obliques tabulaires observées dans les lits gréseux envisagés ici sont en effet décrites dans l'un ou l'autre cas (Walker, 1969, 1979 et Bouma et al., 1982). En fait, selon les bancs, les deux origines pourraient très bien coexister ici . Je qualifierai ces niveaux de "niveaux marins francs"; appellation incluant, comme limite supérieure, les faciès littoraux profonds qui correspondent à la zone de migration des barres littorales.

c- Conclusion provisoire.

L'unité la correspond à une alternance de niveaux littoraux et de niveaux marins francs. On peut déjà supposer que cette sédimentation a été gouvernée par une subsidence active qui a eu tendance à être compensée par la progradation d'un édifice littoral. Je reviendrai sur ces problèmes en conclusion.

B. L'UNITE lb.

Là encore cette unité n'affleure que dans le domaine septentrional. La seule colonne que je présenterai (fig. 2-8) correspond, comme pour l'unité la, à une partie de la coupe A. Cette unité épaisse de 300 m est également détritique, mais contrairement à la précédente, elle est presque démunie de sédiments sableux.

1. Description de la colonne.

- a- 40 m ; shale massif noir localement à altération orangée, alternant avec quelques rares niveaux décimétriques de siltstone peu sableux.

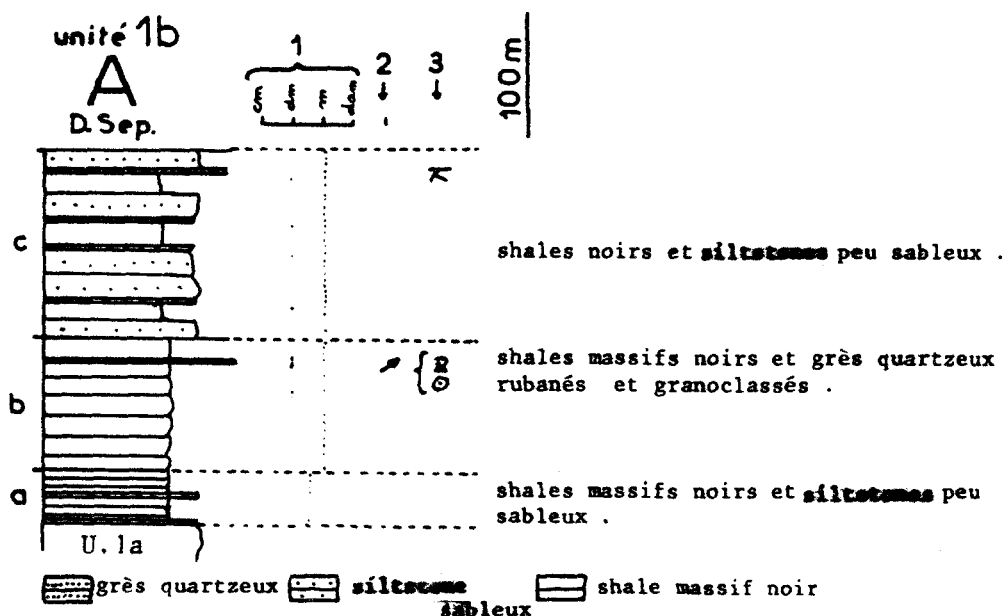


Fig. 2-8 - L'unité 1b sur la coupe A (domaine septentrional) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : flèche = granoclassement normal ; 3 : figures sédimentaires ; X : stratifications obliques ; S : slumps ; O : figures de charge.

Les shales massifs sont des roches compactes, très homogènes à l'échelle du banc, à cassure mate, parfois conchoïdale. En lame on observe un fond de mudstone phylliteux sur lequel se détachent de fines paillettes de muscovite parallèles à la stratification, du quartz (5 %) de taille inférieure à 10 µm, et des cristaux de pyrite. Aucune schistosité n'est observable.

b- 110 m idem a ; à l'épaisseur des bancs près. On observe de plus, vers le sommet, des niveaux pluricentimétriques de grès quartzeux rubanés.

Les grès quartzeux rubanés se présentent souvent en plaquettes, centimétriques à décimétriques, caractérisées par une alternance millimétrique (0,5 à 5 mm) de niveaux noirs et clairs. En lame les niveaux noirs montrent une nature similaire aux siltstones peu sableux (cf. infra). Les niveaux clairs sont constitués de grès quartzeux pauvres en matrice phylliteuse.

Ces grès quartzeux rubanés ont un litage très régulier et présentent un granoclassement, des figures de charges à la base et, des slumps microscopiques; leur interprétation est problématique (cf. infra).

c- 150 m ; alternance de shale massif noir et de siltstone noir peu sableux. On observe plus rarement des lits décimétriques de siltstone verdâtre moyennement à très sableux et, de grès quartzeux verts faiblement laminés et présentant quelques stratifications obliques à angle très faible. Ce niveau constitue en fait un terme de passage avec l'unité 1c immédiatement sus-jacente.

2. Interprétation sédimentologique.

Cette unité est caractérisée par la grande rareté de niveaux sableux et l'absence de l'influence tidale. Là encore deux modèles sédimentologiques permettent d'expliquer les observations :

1. celui d'un milieu relativement profond qui, pour des raisons de morphologie ou d'éloignement de la côte, ne subit plus l'influence des transferts littoraux et/ou de la sédimentation turbiditique qui ont pu exister pendant le dépôt de l'unité précédente ;
2. celui d'un milieu lagunaire fermé.

Les quelques niveaux plus sableux qui présentent un granoclassement pourraient correspondre, dans la première hypothèse, à des microturbidites ou, dans la seconde, à des apports détritiques brutaux dus, par exemple, à des débordements de chenaux dans la lagune. Je rediscuterai de cette alternative en conclusion.

C. L'UNITE 1c.

Cette unité ressemble beaucoup à l'unité 1a, elle est interprétable sur le plan sédimentologique, de la même façon (avec notamment la distinction entre des niveaux littoraux et des niveaux marins francs). L'unité 1c est visible dans les trois domaines précédemment définis, où elle représente respectivement 1200 m, au moins 2000 m et au moins 1200 m de série.

1. Description de l'unité 1c dans le domaine septentrional.

Je vais dans un premier temps décrire la colonne de la figure 2-9, qui correspond à une partie de la coupe A, puis je discuterai des variations latérales dans ce domaine.

- a- 150 m ; alternance de bancs de siltstone moyennement à très sableux, verdâtre, parfois micacé et présentant des laminations dessinant des stratifications obliques à angle très faible, avec des niveaux de schiste noir et de siltstone peu sableux. On observe de plus, quelques rares bancs de grès quartzeux blanc, parfois à points rouille.
- b- 150 m ; alternance de bancs de grès quartzeux gris clair ou vert, légèrement laminé, avec des bancs de siltstone moyennement sableux noir associés à quelques rares passées décimétriques de schiste noir.
- c- 150 m ; alternance de bancs de siltstone noir, peu sableux, et de schiste noir, avec des bancs de grès quartzeux vert et de siltstone très sableux vert ou noir, plus ou moins micacé.
- d- 250 m ; alternance de bancs de grès quartzeux, souvent laminé, et de siltstone moyennement à très sableux associés à quelques niveaux de schiste noir.
- e- 250 m ; bancs de siltstone sableux noir, faiblement ou pas laminé, avec quelques rares passées décimétriques de grès quartzeux vert ou de grès feldspathique ambre à points rouille.

Les grès feldspathiques ambre à points rouille se caractérisent, en lame, par une granulométrie assez grosse (40 à 100 μ m) et une grande abondance de feldspaths (+ 70% de la lame). Ces feldspaths sont souvent très altérés. La matrice chloriteuse est souvent peu abondante (< 30%). De nombreuses figures de points-triples et d'interpénétration indiquent l'existence de phénomènes de recristallisation. On observe, en plus, des plages, parfois fantomatiques, d'hématite de 50 à 200 μ m et pouvant représenter jusqu'à 25% de la lame (excep-

tionnellement jusqu'à 40%, la roche est alors de couleur rouille). L'hématite est parfois intimement associée à des lamelles de chlorites magnésiennes et à des globules d'un minéral xénomorphe à très fort relief et très forte biréfringence, translucide et présentant deux plans de clivage (pyromène ?). Il me semble que ce minéral pourrait être à l'origine, par altération, de l'hématite (?).

f- 75 m ; alternance de bancs de schiste noir et de siltstone peu sableux, avec quelques bancs de grès quartzeux et de siltstone très sableux vert, souvent laminé.

2. Interprétation sédimentologique et variations latérales dans le domaine septentrional.

Cette colonne montre le même type de succession que l'unité la, et correspond à une alternance de niveaux déposés dans des milieux littoraux et des milieux plus profonds. Sur la coupe B, 4 km plus à l'Est, la colonne correspondant à l'unité lc est plus épaisse. On remarque une plus grande proportion de niveaux littoraux et, ce qui correspond très probablement à des biseautages vers l'Est des niveaux marins francs. Ces rapides variations latérales de faciès constituent un élément pour envisager l'existence d'un milieu peu profond pour le dépôt des niveaux marins francs.

Sur cette coupe B, vers le milieu de l'unité lc, les conditions d'affleurements sont exceptionnellement bonnes et j'ai fait quelques observations sédimentologiques supplémentaires.

Il a été notamment possible d'établir que pour 25 m de série il y a, en moyenne, une cinquantaine de niveaux à rides dont 90% sont des rides d'interférences et les autres, des rides d'oscillations. Ceci confirme la faiblesse de l'influence fluviatile. Les niveaux à fentes de retrait sont souvent plus d'une dizaine par mètre.

Par ailleurs, j'ai observé des structures circulaires centimétriques qui sont abondantes à la surface de certains fins niveaux silteux. Elles sont caractérisées par une faible dépression entourée d'un bourrelet de 1 à 2 mm d'épaisseur. En coupe, aucune perturbation de stratification n'est observable en dessous de ces structures, il s'agit donc très vraisemblablement de structures d'impact de gouttes de pluie indiquant un milieu émergé.

De plus, j'ai observé des microrides localisées au fond de cuvettes de 10 à 30 cm de diamètre et profondes de 1 cm (pl. A, 4 et 5). Le bord de ces cuvettes est marqué par des rides concentriques. Ces cuvettes correspondraient à des petites mares qui, sous l'action du vent, ont vu leur fond se rider et leurs bordures être affectées par des rides d'atterrissement (ou lèches de vagues) provoquées également par l'action du vent. Aucune explication alternative, basée sur l'autre origine potentielle des microrides (courant de turbidité cf. p.22) n'est ici envisageable.

En dehors de ces deux types de figures sédimentaires particulières, qui indiquent de façon certaine l'émergence, les niveaux concernés sont similaires à tous les niveaux à bancs irréguliers des unités la et lc. Ceci constitue à mon avis un élément de plus pour fixer le milieu de dépôt de ces niveaux dans un environnement littoral.

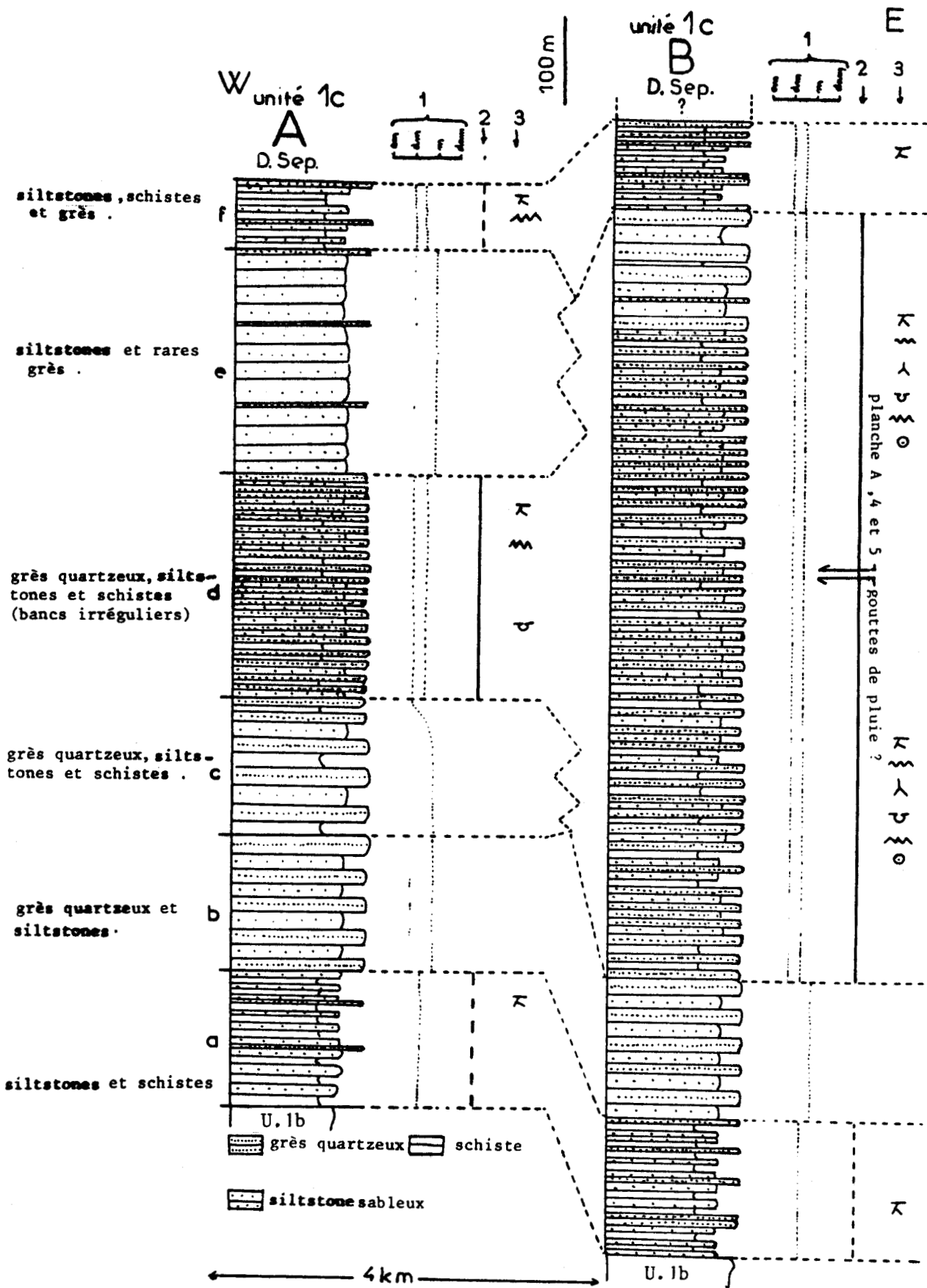
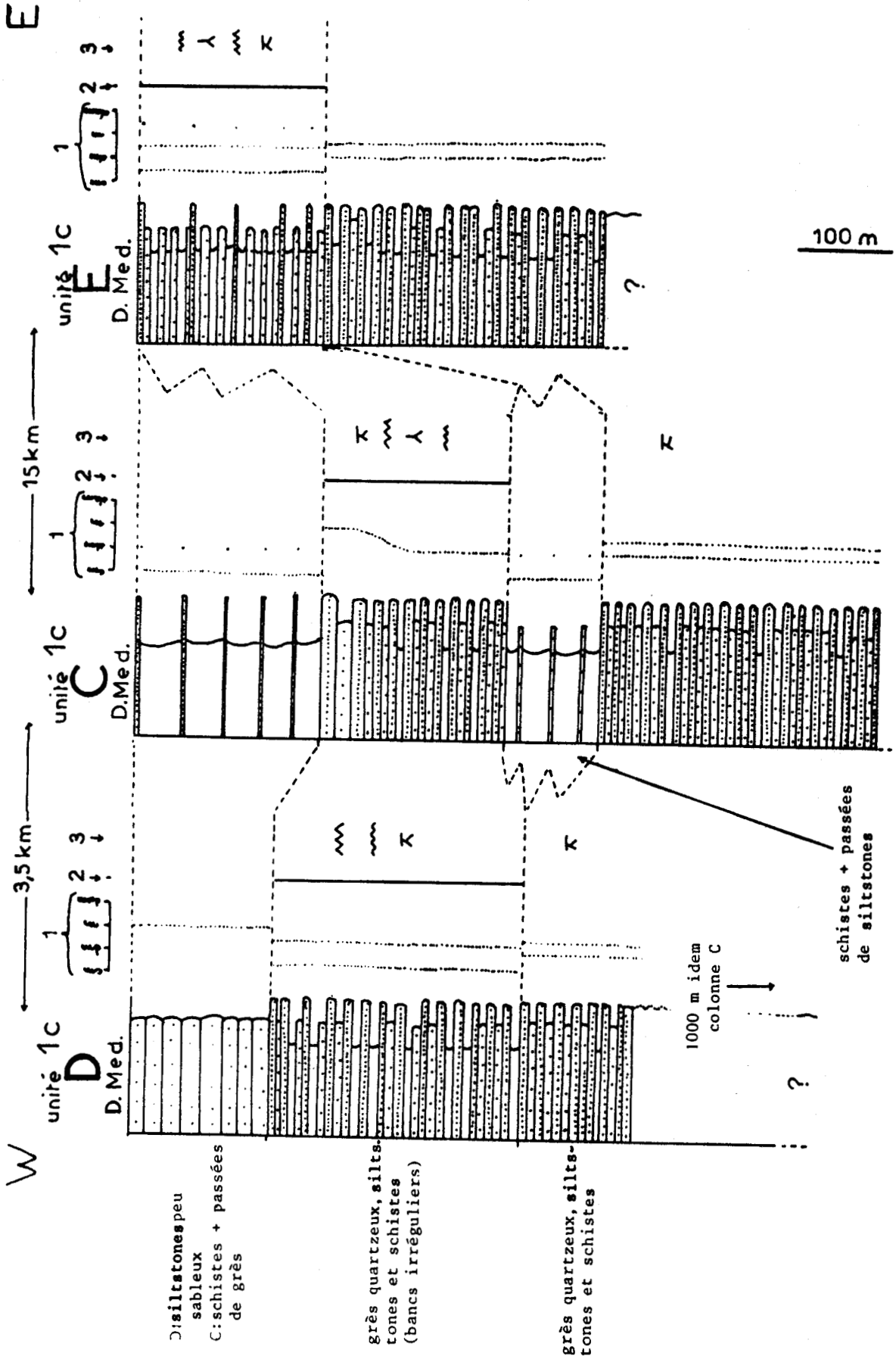


Fig. 2-9 - L'unité 1c sur les coupes A et B (domaine septentrional) (localisation pl.h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : trait noir = bancs d'épaisseur irrégulière ; 3 : figures sédimentaires ; X : stratifications obliques ; W : rides ; U : chenaux ; P : micro-rides ; A : fentes de retrait ; O : pseudo-nodules.



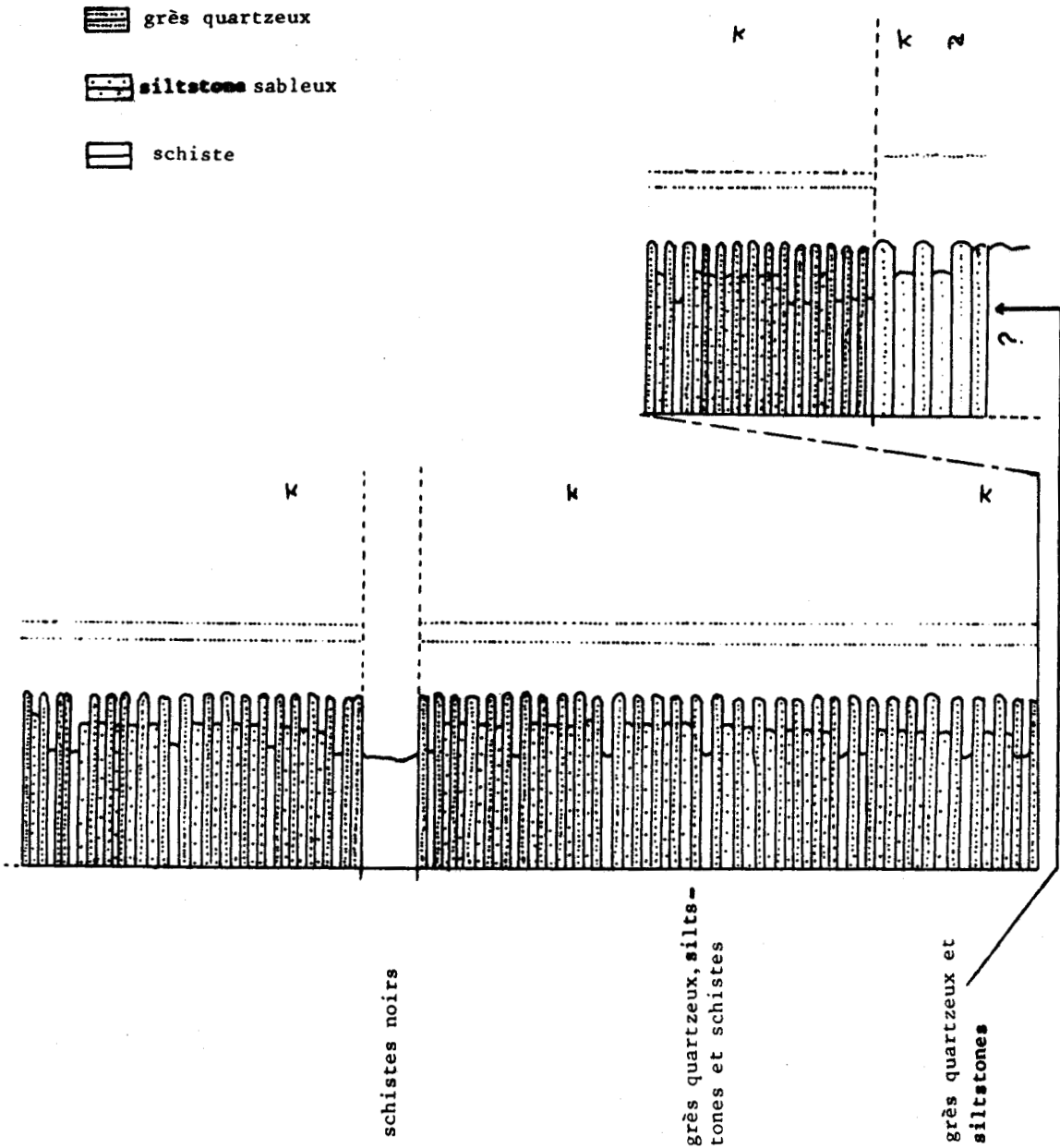


Fig. 2-10 - L'unité 1c sur les coupes D, C et E (domaine médian) (localisation pl. h. t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : trait noir = bancs d'épaisseur irrégulière ; 3 : figures sédimentaires ; \propto : stratifications obliques ; \sim : rides ; \sim : micro-rides ; \wedge : fentes de retrait ; Σ : slumps.

3. L'unité 1c dans les domaines médian et méridional.

Les coupes réalisées dans ces domaines sont décrites dans les figures 2-10 et 2-11. On remarque que globalement, les niveaux marins sont très fréquents dans le domaine médian, alors qu'ils sont presque inexistant dans le domaine méridional. En d'autres termes, les faciès sont plus distaux au centre qu'au Nord ou au Sud, ce qui pose un problème paléogéographique. Je reviendrai sur ce problème à la page 52.

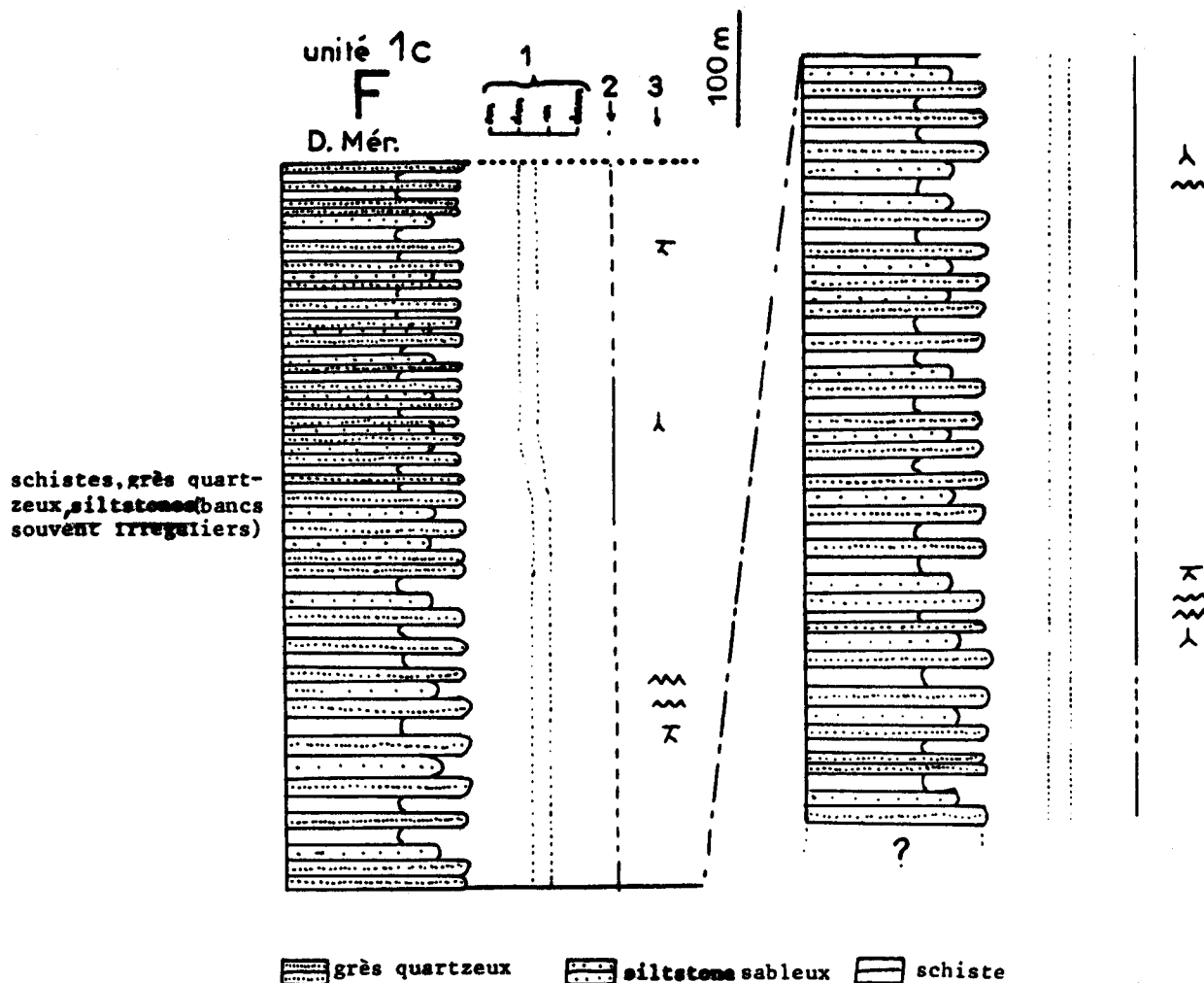


Fig. 2-11 - L'unité 1c sur la coupe F (domaine méridional) (localisation pl.h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : trait noir = bancs d'épaisseur irrégulière ; 3 : figures sédimentaires ; π : stratifications obliques ; λ : fentes de retrait ; \sim : rides ; \sim : micro-rides.

D. L'UNITE 1d.

Il s'agit d'une nouvelle unité essentiellement pélitique, les sédiments sableux sont très rares. Sa caractéristique principale est la présence de schistes vert bleuté qui correspondent à des sédiments originaux particulièrement fins. Cette unité affleure dans les trois domaines où elle atteint respectivement 500 m, 350 m et 450 m. Les différentes colonnes caractéristiques sont décrites à la figure 2-12. Je vais détailler la première colonne de cette figure.

1. Description de l'unité 1d sur la colonne A.

a- 200 m ; schiste vert-bleuté finement (1 à 3 mm) et régulièrement lité, qui se débite en plaquettes centimétriques parallèlement à la schistosité.

Ces plaquettes de schiste vert-bleuté ont un aspect compact et émettent, au choc, un bruit clair ; elles ont une cassure brillante. En lame, on observe un fond de mudstone phylliteux très fin, avec moins de 2% de minéraux blancs (< 10 μ m). Ces minéraux blancs (surtout quartz) sont souvent concentrés à la base des lits millimétriques où ils peuvent atteindre 10 à 20%. La schistosité se manifeste dans ces schistes vert bleuté par une orientation homogène de fines particules phylliteuses, ce qui provoque une extinction complète de la lame, en lumière polarisée, à certaines positions (en fait des différences de quelques degrés existent selon les lits : phénomène de réfraction de schistosité (?)).

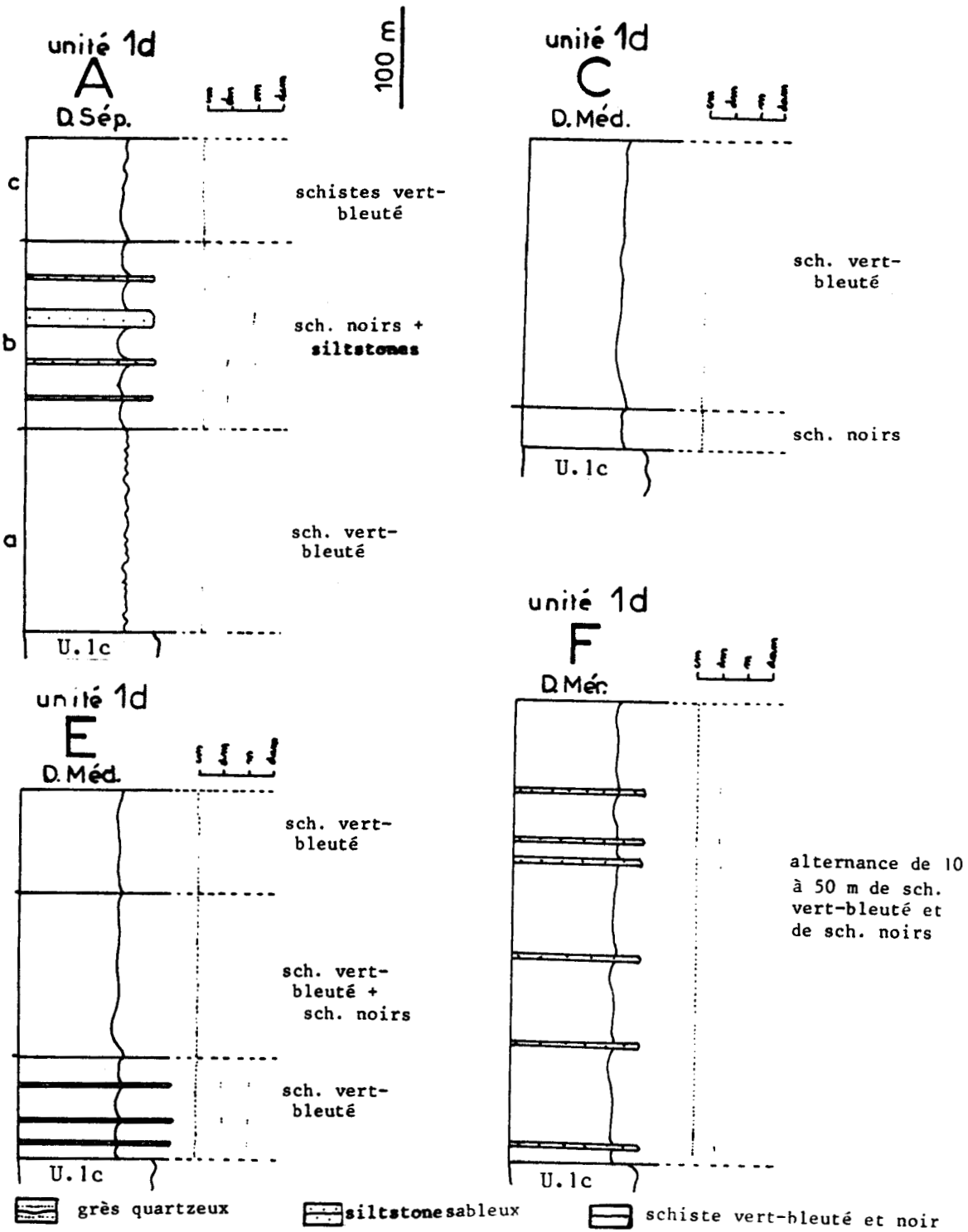


Fig. 2-12 - L'unité 1d sur la coupe A (domaine septentrional), les coupes C (la coupe D serait similaire), et E (domaine médian) et la coupe F (domaine méridional) (localisation pl. h.t. 2). A droite des colonnes, ordre de grandeur de l'épaisseur des lits et des bancs.

Nous verrons que cette manifestation spécifique très particulière de la schistosité dans un type de lithologie ne correspond pas à des conditions thermodynamiques spécifiques, mais à la capacité qu'ont eu les fines particules phylliteuses de subir une rotation lors de la genèse de la schistosité. (cf. p186)

- b- 180 m ; schiste noir finement (2 à 8 mm) et régulièrement lité avec un débit en plaquettes parallèles à la schistosité. On observe, de plus, quelques bancs décimétriques à métriques de siltstone noir peu à très sableux.
- c- 100 m ; schiste vert-bleuté avec quelques passées métriques de schiste noir.

2. Interprétation sédimentologique.

Cette sédimentation fine et rythmique peut correspondre à deux types de modèle (Collison et Thompson, 1982) :

- 1. soit des turbidites très distales (bassin profond) ;
- 2. soit des sédiments de bassins néritiques stables, à sédimentation argileuse sous influence climatique (rythme d'apport des fleuves ...).

En tout état de cause, l'influence littorale a ici disparu, vraisemblablement suite à une phase de subsidence brutale de grande ampleur qui a éloigné la côte de manière significative. Comme dans le cas de l'unité 1c, les coupes du domaine médian semblent plus distales que celles des autres domaines (abondance des schistes vert bleuté par rapport aux schistes noirs, épaisseur plus faible, et plus grande rareté de sédiments sableux). Ce problème sera envisagé en conclusion. (p52)

E. LES UNITES 1e, 1f, 1ef, 1ef', 1ef'', et 1ef''' .

Dans le domaine médian on observe (cf. fig. 2-1), au-dessus de l'unité 1d et en dessous des dolomies grises de l'unité 2a, un ensemble de turbidites gréso-pélitiques qui atteint 450 m d'épaisseur (unité 1e), suivi d'un ensemble plus pélitique qui atteint 500 m d'épaisseur.

Dans le domaine méridional, entre les unités 1d et 2a, on observe à l'Ouest, un ensemble gréso-pélitique qui semble présenter des caractéristiques sédimentologiques similaires, mais que l'on ne peut pas différencier en deux parties : c'est l'unité 1ef, 450 m d'épaisseur. Vers l'Est, cette unité s'épaissit (1000 m) et il apparaît en son sein un niveau repère riche en dolomies bréchiques orangées qui permet de la diviser en 1ef', 1ef'' et 1ef''' .

Dans le domaine septentrional, au-dessus de l'unité 1d, on trouve un ensemble gréso-pélitique qui affleure très peu (cf. carte géologique) aucune coupe n'a été levée.

1. Les unités 1e et 1f dans le domaine médian.

Je vais décrire la colonne D, (fig.2-13). On remarquera que cette description correspond aussi à la colonne C et, aux épaisseurs près, à la colonne E. Cette grande extension latérale des faciès que l'on rencontre pour la première fois, correspond à un milieu de dépôt plus profond que pour l'unité 1c par exemple.

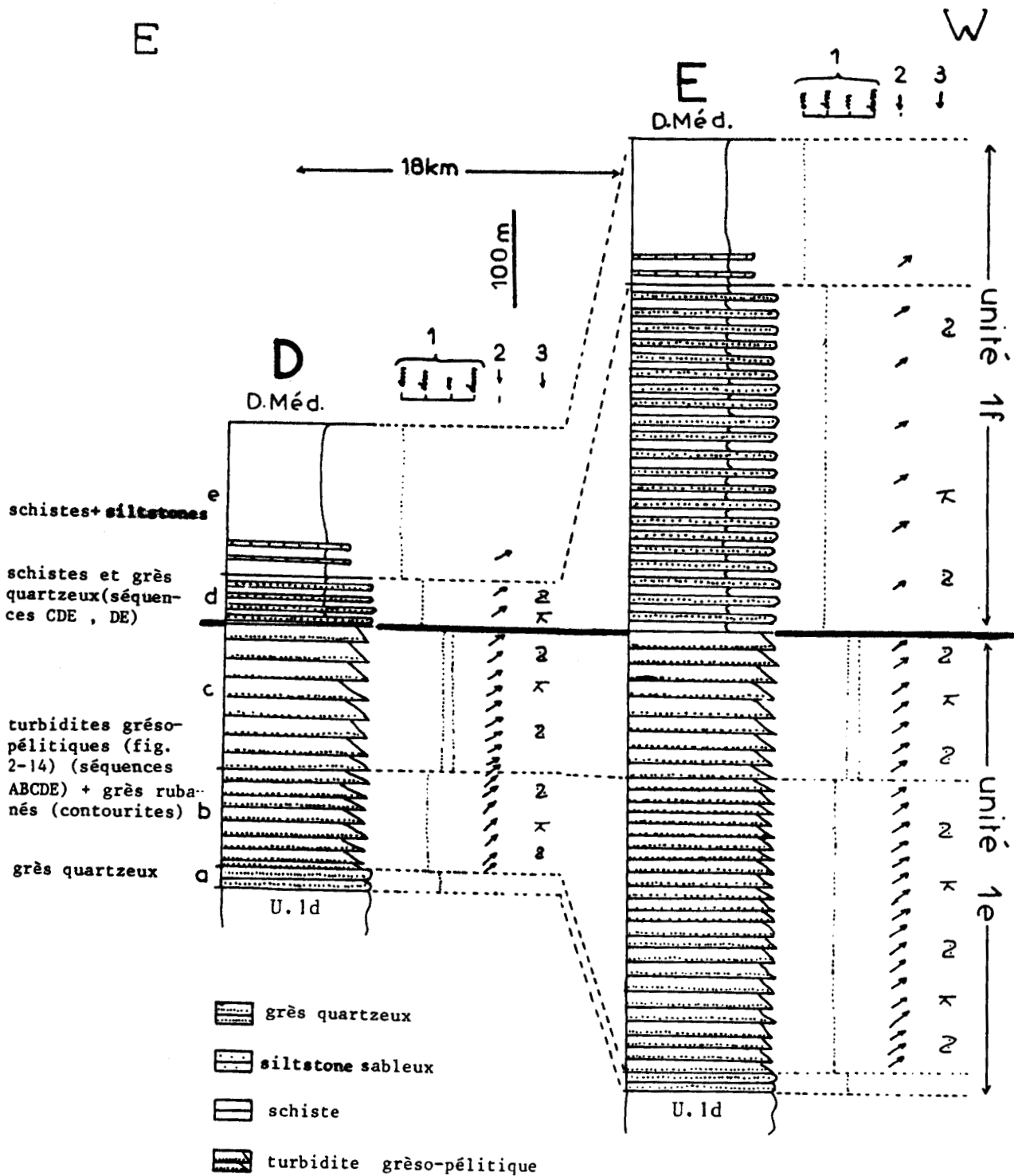


Fig. 2-13 - Les unités 1e et 1f sur les coupes D (la coupe C serait similaire) et E (domaine médian) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : flèche = granoclassement normal ; 3 : figures sédimentaires ; S : slumps ; K : stratifications obliques (figures liées au caractère turbiditique des bancs).

a. Description de la colonne D.

a- 20 m ; bancs métriques de grès quartzeux gris clair ou blanc.

b- 100 m ; accumulation de bancs de 30 à 50 cm dont l'organisation interne est descriptible par la nomenclature de Bouma (1962) (fig. 2-14). Dans plus de 60% des bancs, on observe la séquence A.B.C.D. ou A.B.C.D.E. Dans le reste des bancs, la séquence est de type B.D.E. ou D.E. La

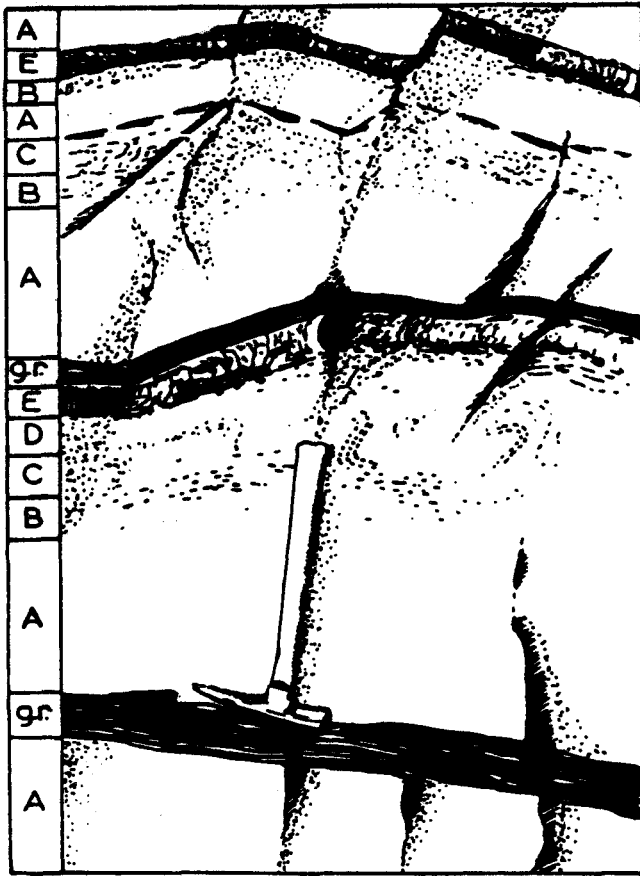


Fig. 2-14 - Aspect d'un affleurement de turbidite.

En marge on note l'interprétation dans la nomenclature de Bouma (A, B, C, D, E). On remarque localement entre les séquences, des niveaux de grès rubané (g.r.)

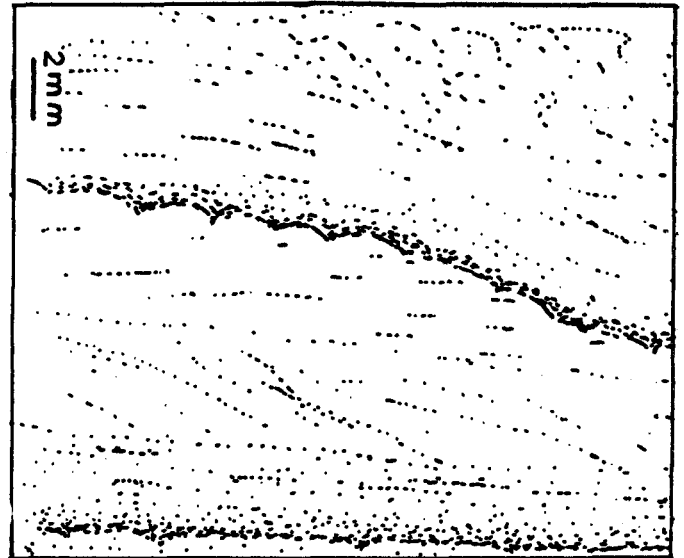


Fig. 2-15 - Schéma de lame mince d'un niveau de silstone moyennement sableux de l'unité 1f.

division A correspond à des silstones très sableux tout à fait semblables, même sur le plan de la granulométrie, à ceux décrits jusqu' alors. Ils sont de couleur verdâtre ou noire. A l'autre extrémité de la séquence, la division E correspond à des schistes noirs finement laminés voir rubanés. Parfois il y a des niveaux centimétriques de grès rubanés entre les séquences (contourites ? cf. p37) .

- c- 150 m ; bancs de 1 à 2 m d'épaisseur pouvant également se décrire par la nomenclature de Bouma. Il s'agit de bancs de type A.E. ou A.B.E. plus rarement A.B.C. ou A.B.C.E. Là encore des niveaux centimétriques à décimétriques de grès rubanés s'intercalent entre les séquences de Bouma.
- d- 50 m ; alternance décimétrique de niveaux de schiste noir finement lité, avec des bancs de grès quartzeux laminé localement à faibles stratifications obliques et slumps (séquences C.D.E. ou D.E. ?).
- e- 175 m ; schiste noir finement lité en plaquettes millimétriques. Vers la base on a quelques niveaux décimétriques de siltstone sableux noir finement laminé (fig. 2-15).

b. Interprétation sédimentologique.

L'utilisation même de la nomenclature de Bouma pour décrire l'organisation interne de niveaux détritiques, suppose que ces bancs sont des turbidites. Par rapport aux turbidites décrites dans la littérature, deux points particuliers sont à souligner ici :

- 1) les termes massifs (A) ne sont pas à proprement parler granoclassés, en effet seule leur teneur en minéraux blancs varie, allant de la base au sommet; d'un grès quartzeux à un siltstone moyennement sableux. La granulométrie de ces minéraux blancs est toujours constante et remarquablement faible ($< 50 \mu\text{m}$) ;
- 2) Sur le terrain je n'ai jamais observé de figures d'érosion au sommet des bancs et très rarement des figures de charges et des "flut-marks".

Ces deux observations sont à relier ; en effet on peut concevoir que la faible granulométrie générale n'a pu engendrer que des courants de faible turbidité qui n'ont pu provoquer que de rares figures d'érosion (cf. Pickering, 1982).

Les grès quartzeux rubanés sont parfois régulièrement stratifiés ou, au contraire, présentent une alternance de lits sombres réguliers avec des lits clairs dessinant des rides, des stratifications obliques et ayant une base marquée par des figures de charges. Il est donc vraisemblable qu'une partie de ces grès quartzeux rubanés correspondre aux termes C ou D de la séquence de Bouma. Néanmoins dans un certain nombre de cas (cf. fig. 2-14) ils reposent, par l'intermédiaire d'un contact brutal, sur un terme quelconque d'une séquence de Bouma. Il faut donc envisager qu'une partie de ces grès quartzeux rubanés soit, en fait, constituée de contourites. Ces niveaux ressemblent en effet aux descriptions de Lowell et Stow (1981) et aux figurations de Cook et al. (1982). Une confirmation de cette hypothèse serait à rechercher dans l'étude comparée des directions de courant indiquées par ces grès rubanés et par les turbidites, ce qui n'a pas été fait ici. Remarquons que ni les contourites, ni les turbidites ne sont des indicateurs bathymétriques précis. De tels faciès peuvent exister sous quelques dizaines à quelques milliers de mètres de profondeur.

2. Les unités 1ef, 1ef', 1ef'' et 1ef''' dans le domaine méridional.

Deux coupes ont été levées dans ce domaine, les colonnes sont données à la figure 2-16.

Au niveau de la coupe F on observe 400 m de schiste noir finement lité, en plaquettes centimétriques parallèles à S₁, alternant avec des niveaux de siltstone peu ou pas sableux, finement laminé (séquences D.E. ?) et quelques rares niveaux centimétriques de grès rubanés (contourites ?).

Au niveau de la coupe G on a des faciès plus gréseux et une épaisseur trois fois plus importante.

- a- 400 m (1ef') ; alternance métrique de schiste noir, parfois finement lité, avec des bancs de siltstone moyennement à très sableux, parfois laminé au sommet (séquences A.E., A.B.E. ou A.B.C.E. ?).

- b- 350 m (1ef') ; schiste noir finement lité, associé à quelques passées décimétriques de schiste vert-bleuté. A la base, on observe quelques niveaux décimétriques de siltstone sableux finement laminé ou de grès quartzeux qui présente parfois des figures de charge à la base des bancs.
- c- 200 m (1ef'') ; schiste et siltstone peu sableux finement laminés en lits décimétriques (séquence D.E. ?) alternant avec des niveaux de 5 à 50 cm de dolomie ou de dolomie bréchique, parfois granoclassée, grise ou noire à altération orangée.
- d- 350 m (1ef''') ; schiste noir finement lité (surtout vers le haut de la série) alternant avec des niveaux décimétriques de siltstone moyennement sableux, finement laminé (séquences D.E.). On observe de plus des niveaux décimétriques de grès rubané.

Sur le plan sédimentologique, on doit remarquer que dans ce domaine je n'ai jamais observé de séquence de Bouma complète ; un certain nombre d'éléments me permettent néanmoins de proposer, pour ces unités, une interprétation correspondant à une accumulation de turbidites incomplètes :

- l'abondance de bancs granoclassés et la régularité de ces bancs ;
- la présence de slumps et de niveaux bréchiques ;
- la présence de niveaux attribuables, par analogie avec le domaine médian, à des contourites (grès rubanés) ;
- la corrélation avec les unités 1e et 1f du domaine médian, suggérée par les excellentes corrélations entre les unités sus-jacente (2a) et sous-jacente (1d) que l'on observe dans les deux domaines.

3. Synthèse sédimentologique provisoire.

La comparaison des différentes coupes montre, qu'à l'intérieur de chacun des deux domaines (fig. 2-13 et 2-16), la série orientale est plus épaisse que l'occidentale.

Dans le domaine médian, cette évolution ne se fait pas conjointement à un changement de nature des dépôts. Cette évolution n'est donc pas représentative d'une position plus ou moins distale, mais correspond à une position plus ou moins latérale dans le cône de turbidites. L'axe du cône est donc globalement Nord-Sud.

Inversement, dans le domaine méridional, à l'Est, les dépôts sont plus gréseux, une composante plus proximale existe donc dans la direction Ouest-Est de ce domaine.

Je préciserai ces données dans la conclusion à l'étude du groupe I.(p51).

F. L'UNITE 2a.

Cette unité repose sur la précédente à la faveur d'un contact abrupt, elle est constituée essentiellement de dolomies grises qui constituent les premières manifestations importantes de sédimentation carbonatée. L'unité 2a affleure dans les domaines médian et méridional dans lesquels elle présente des faciès très similaires ; une seule coupe sera donc décrite. L'épaisseur de cette unité varie entre 100 et 200 m.

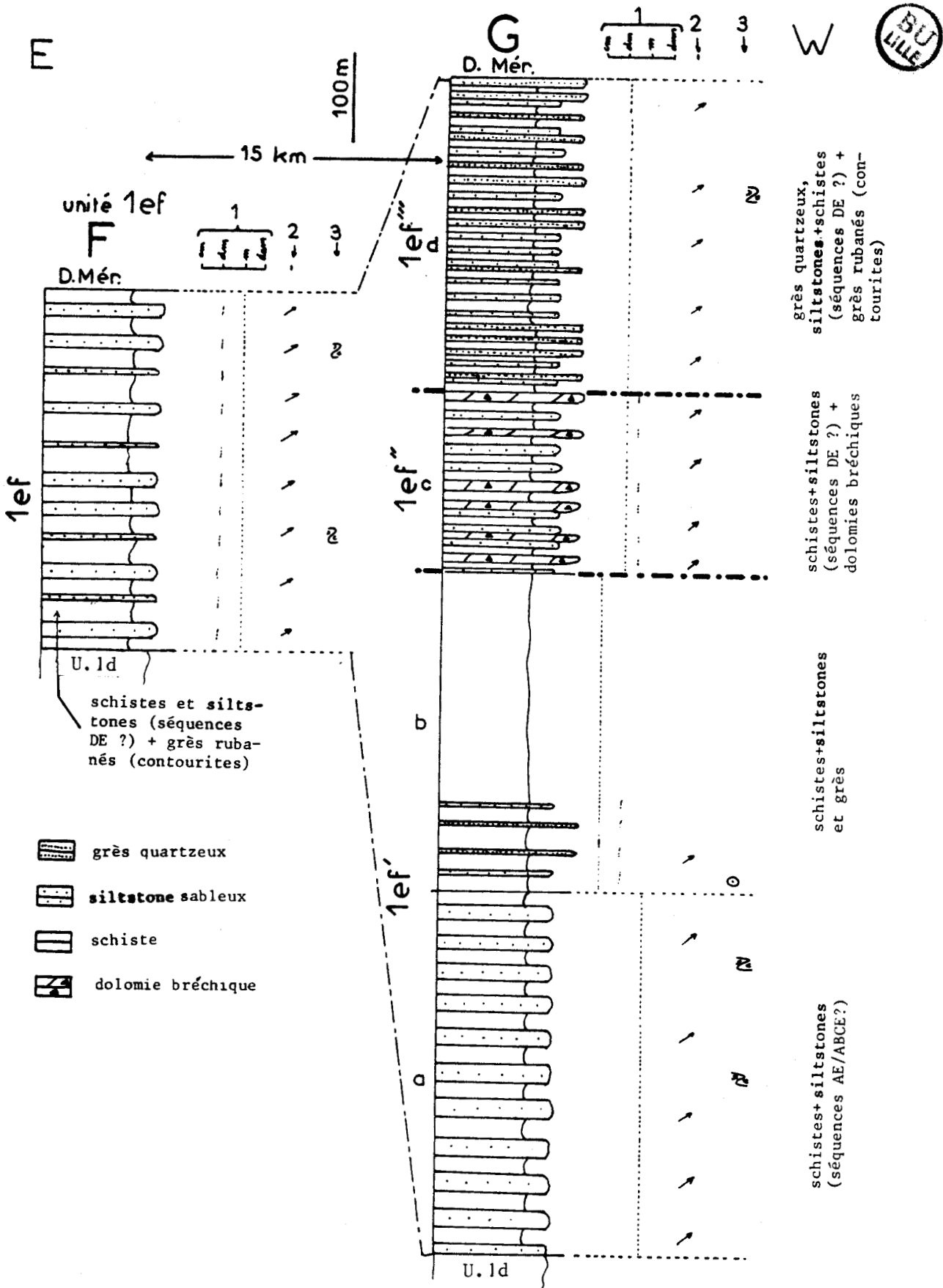


Fig. 2-16 - L'unité 1ef sur la coupe F et les unités 1ef', 1ef'' et 1ef''' sur la coupe G (domaine méridional) (localisation ph. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : flèche = granoclassement normal ; 3 : figures sédimentaires ; S : slumps ; X : stratifications obliques ; O : figures de charge (figures liées au caractère turbiditique probable des bancs).

1. Description de la colonne D' (fig. 2-17).

- 150 m ; dolomie finement laminaire gris foncé à altération gris clair avec un léger reflet rosâtre, en bancs métriques mal différenciés. Localement les laminations dessinent des bombements qui évoquent des stromatolites. On note, à la base, quelques niveaux de schistes et de brèches intraformationnelles

Les dolomies grises ont de nombreuses fissures remplies par des filonnets de calcite rose. Sur les échantillons, la stratification est visible par de fines laminations légèrement mises en relief par l'érosion. Ces laminations évoquent des laminations algaires (?). En lame mince, on observe une alternance millimétrique de niveaux plus ou moins foncés. Les niveaux clairs sont parfois lenticulaires, et correspondent à une microsparite à texture de wackestone. Les parties foncées sont constituées d'une accumulation de corps lenticulaires, mal différenciés, qui donnent un aspect chevelu plus ou moins anastomosé. Ces niveaux sont constitués de micrite à texture de packstone ou de mudstone. Dans certains niveaux, il y a de rares grains de quartz anguleux de taille inférieure à 20 µm.

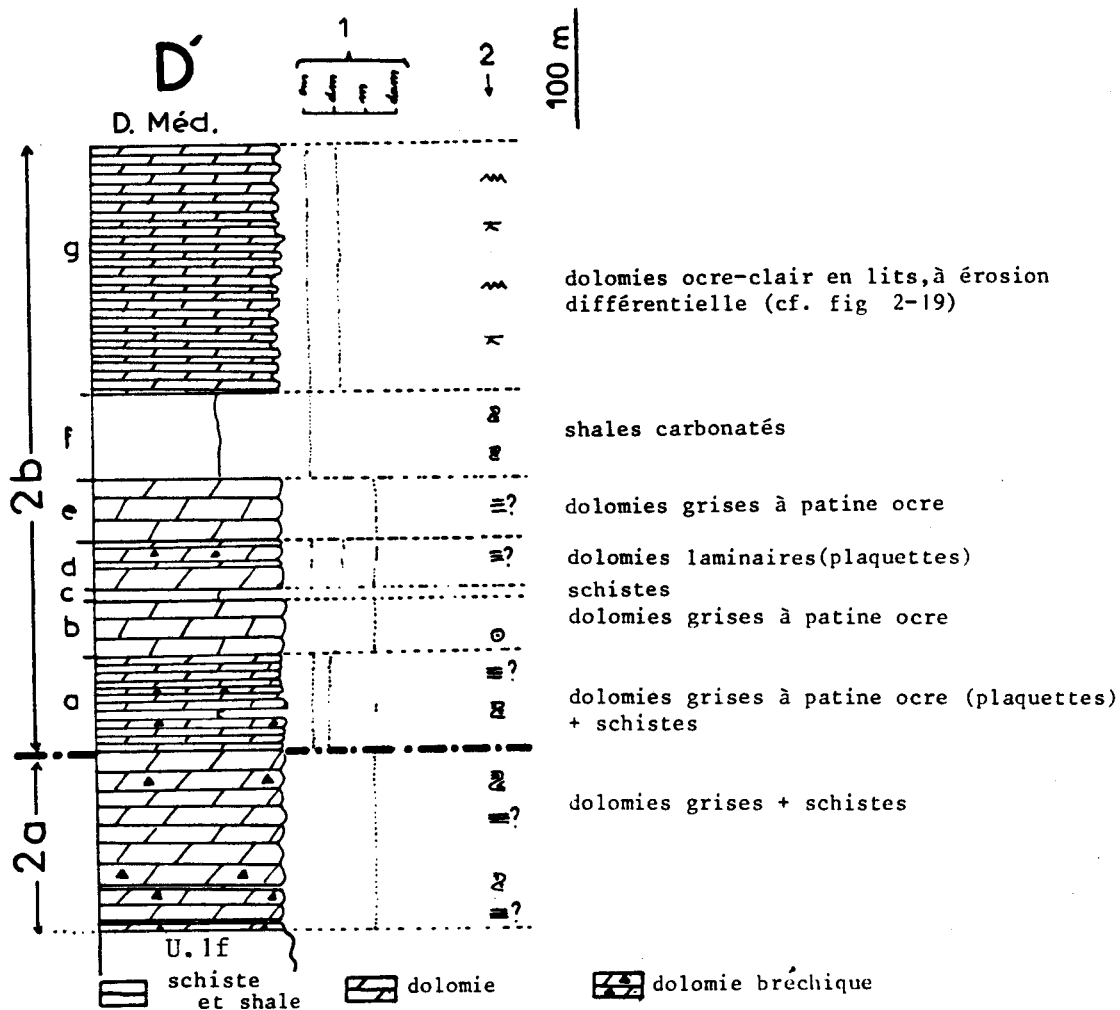


Fig. 2-17 - Les unités 2a et 2b sur la coupe D' (domaine médian) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; 2 : slumps ; 2 : stratifications obliques ; 2 : laminations algaires possibles ; 2 : figures de charge ; 2 : rides.

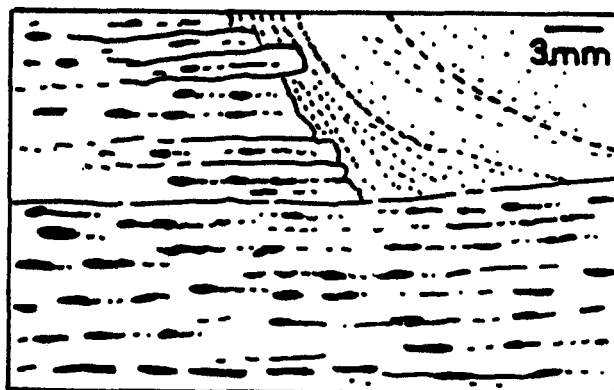


Fig. 2-18 - Schéma de lame mince d'une brèche intraformationnelle de l'unité 2a.

Un claste de dolomie laminaire est fracturé parallèlement à So. La matrice (mudstone carbonatée ; en haut à droite) cache la fracturation. Cette brèche est donc synsédimentaire.

2. Interprétation sédimentologique.

Notons que cette présence éventuelle de stromatolites ou de tapis algaires ne constitue pas un critère de bathymétrie (Hoffman, 1974). On observe aussi des niveaux métriques de brèche monogénique intraformationnelle à éléments anguleux centimétriques (cf. fig. 2-18). Ces niveaux bréchiques sont particulièrement abondants à la base de l'unité où ils sont associés à des niveaux décimétriques de schiste noir. La présence de brèches synsédimentaires, et de slumps suggèrent une instabilité pendant la période de dépôt. Par ailleurs, le biseau de certaines lames m'a permis d'observer des reliques de micrite à microtexture amiboïde dans des microsparites ou des micrites à microtexture subhédrale. Ceci a été interprété par Delmas (1975) comme indiquant le caractère primaire (ou quasi primaire) des dolomies. Land (1982) par exemple, a souligné que des dolomies primaires ne semblent pouvoir se déposer que dans des conditions physico-chimiques très particulières liées à des milieux de type évaporitique. En fait, les conditions qui ont régné au Protérozoïque inférieur (âge de dépôt probable de ces séries : cf. p 202) étaient différentes de celles actuelles (Cloud, 1972). Tucker (1982) a montré, qu'à cette époque, des dolomies primaires auraient pu se déposer dans des bassins profonds.

G. L'UNITE 2b.

Cette unité est, comme la précédente, essentiellement carbonatée, elleaffleure dans les domaines médian et méridional dans lesquels elle présente des faciès similaires. Une seule colonne sera donc décrite, il s'agit d'une partie de la coupe D' (fig. 2-17) où elle correspond à 500 m de série. Plus à l'Ouest et dans le domaine méridional, l'épaisseur augmente au profit du niveau g de la colonne.

1. Description de la colonne D'.

- a- 80 m, dolomie grise à patine ocre rarement laminaire, en plaquettes. On observe aussi des bancs métriques de schiste noir et de brèche intraformationnelle.

Les dolomies grises à patine ocre ont une cassure terne. Les éventuelles laminations (algaires ?) sont légèrement dégagées par l'érosion. En lame, ces roches correspondent à une sparite, ou une microsparite, à texture de wackestone, localement des reliques de micrite à microtexture amiboïde (dolomie primaire) sont observables. Les laminations sont constituées de niveaux, d'épaisseur inférieure à 100 µm, de grainstones ou packstones parfois riches en quartz microcristallins (quartz détritiques ou silification diffuse ?).

- b- 40 m ; dolomie gris foncé à patine ocre.
- c- 10 m ; schiste noir et shale massif.
- d- 40 m : alternance de dolomie laminaire à patine ocre, parfois bréchique, avec des niveaux décimétriques à métriques de plaquettes centimétriques à patine orangée de dolomie laminaire.
- e- 50 m ; dolomie grise à patine ocre discrètement laminaire.
- f- 70 m ; shale carbonaté massif sombre, finement lité, et à altération légèrement orangée alternant avec des rares niveaux décimétriques de schiste noir.

Les shales carbonatés ont une cassure terne et un aspect massif ; en lame on observe un mudstone phylliteux (chlorite) et carbonaté assez riche (5 %) en minéraux blancs (quartz et feldspath de 10 à 50 μm).

- g- 200 m ; alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de dolomie bleutée à altération ocre clair avec des niveaux de même épaisseur de dolomie finement laminaire, bleutée à altération orangée plus foncée.

Cette alternance de deux types de dolomie bleutée est fortement soulignée par une érosion différentielle très marquée, affectant les niveaux foncés (fig. 2-19). Sur les échantillons les différents lits sont complètement solidaires, la stratification n'induisant aucun débit préférentiel. En cassure, la roche paraît très homogène et aucune différence de couleur ou d'aspect ne permet de reconnaître les différents lits.

- *Les lits clairs sont constitués de microsparite/sparite à texture de grainstone (rarement packstone).*
 - *Les lits foncés sont constitués d'une micrite/microsparite à texture de wackestone dans laquelle la stratification est soulignée par quelques lentilles, d'épaisseur inférieure à 50 μm , de microsparite à texture de packstone.*
- Ces lentilles sont parfois riches en nodules anguleux de silice amorphe (aspect de chert diffus).*

La schistosité affecte préférentiellement les lits sombres, elle se matérialise par un réseau plus ou moins anastomosé de fins films noirs, par des fractures remplies de carbonate secondaire et, par des recristalisations des micrites, parallèlement à S_1 .



Fig. 2-19 - Affleurement caractéristique des derniers niveaux de l'unité 2b (niveau g de la fig. 2-17).

On remarque le biseutage de certains bancs, les rides qui se présentent parfois comme des lentilles et l'érosion différentielle qui affecte les niveaux sombres.



Fig. 2-20 - Exemple de slump pluridécimétrique dans l'unité 2b. (coupe)

La déformation synsédimentaire (induite par une pente orientée vers le Nord) est cachée par le dépôt du niveau suivant.

2. Interprétation sédimentologique.

Les niveaux a, b, c, d, e, et f de cette colonne, avec les brèches intraformationnelles, les slumps (fig. 2-20), la présence de dolomie primaire et de laminations algaires (?) présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques que l'unité 2a.

Pour le niveau g, on constate (cf. fig. 2-19) des variations d'épaisseurs très lentes des lits, ce qui provoque parfois leur disparition, ou plus fréquemment des stratifications obliques faisant un angle faible. Les niveaux sombres sont assez souvent affectés par des ripples-marks parfois dissymétriques, d'amplitude centimétrique et de longueur d'onde décimétrique.

La finesse des sédiments, leur rythmicité, les structures sédimentaires, le caractère brutal des contacts entre les lits, la monotonie des faciès, la pétrographie semblent indiquer (Mc Ibreath et James, 1979 ; Hurst et Surlyk, 1983) qu'il s'agit de turbidites. Les niveaux clairs (grainstones) correspondraient à des niveaux allochtones (turbiditique s.s.), les niveaux foncés (localement absents) correspondraient à la sédimentation pélagique (hémipélagique) qui serait parfois affectée par des ripples marks lors du passage des courants de turbidité.

Notons l'absence totale de brèches intraformationnelles habituellement associées aux turbidites carbonatées. Ceci pourrait indiquer un caractère très distal à la sédimentation. La faible épaisseur des lits clairs, leur faible granulométrie, et l'absence de figure d'érosion sont des éléments qui vont dans le même sens (Pickering, 1982).

H. L'UNITE 2c.

Cette unité n'affleure que dans le domaine médian. Une seule coupe complète a pu être levée, il s'agit de la coupe H. Sur cette coupe, comme dans tous les affleurements observés, l'unité 2c présente une assez forte homologie avec le niveau sommital (g) de l'unité 2b de la colonne D' que nous venons d'étudier. Néanmoins on note des différences : il s'agit d'une légère tendance à l'épaississement des lits unitaires (qui atteignent très fréquemment 10 cm) et une plus grande résistance à l'érosion (critère d'ordre morphologique). Ainsi, au passage 2b/2c on observe une brutale amélioration des conditions d'affleurement visible dans les paysages : les dolomies de l'unité 2c constituent une barre abrupt ponctuée des principaux reliefs de la zone étudiée. Leur épaisseur varie de 600 m à la coupe H à plusieurs milliers de mètres (?) à l'extrême Ouest de la carte. Comme on approche de la limite de la zone cartographiée, je ne peux pas exclure que cet épaississement soit dû à des répétitions tectoniques liées à d'éventuelles failles qui m'auraient échappé du fait de la constance du faciès. Néanmoins, il est possible que cet épaississement soit sédimentaire, c'est l'hypothèse retenue sur la carte.

Notons qu'il est possible que le sommet de l'unité 2b (niveau g : localement très épais, notamment dans le domaine méridional où l'unité 2c, très proche pétrographiquement et sédimentologiquement, n'affleure pas) soit un équivalent latéral de cette unité 2c qui ne serait alors qu'un faciès à valeur locale.

I. L'UNITE 2d.

Il s'agit d'une nouvelle unité détritique qui succède progressivement à l'unité 2c. Elle n'affleure que dans le domaine médian, son épaisseur minimum est de 850 m, mais le sommet est inconnu. Deux coupes ont été levées, il s'agit des coupes H et I (fig. 2-21) distantes de 6 km. Elles sont remarquablement similaires. Ceci, ainsi que l'absence de figures sédimentaires et la régularité des lits, indiqueraient un milieu de dépôt infratidal profond.

Description de la colonne I.

- a- 30 m ; alternance de niveaux de dolomie litée à altération ocre (idem 2c) avec des niveaux de schiste bigarré (mauve ou vert) ou noir. Ces schistes sont de plus en plus abondants vers le haut. Cet horizon correspond au passage progressif des unités 2c à 2d.
- b- 90 m ; schiste noir ou bigarré avec, au sommet, quelques bancs de dolomie grise à altération mandarine.

Ces dolomies très finement et régulièrement litées sont constituées, en lame, de lits plurimillimétriques granoclassés. A la base on a une microsparite/sparite à texture de grainstone dans laquelle sont noyés quelques minéraux blancs (20 µm) et vers le haut la texture évolue vers des packstones, wackestones et enfin des mudstones carbonatés.

Il semble donc que les dolomies de ce niveau continuent à avoir les mêmes caractères sédimentologiques que celles de l'unité 2c.

- c- 400 m ; schiste noir, parfois bigarré, associé à quelques niveaux de siltstone peu sableux.
- d- 150 m ; alternance de schiste noir finement lité avec du grès quartzeux gris clair ou blanc et du grès quartzeux vert sombre à points blancs.

Les grès quartzeux vert sombre à points blancs sont caractérisés par une cassure granuleuse et par la présence de fins points blancs et de très fines perles noires submillimétriques (sphérolites ?). En lame on observe, pour 40 à 70 %, un fond de mudstone phylliteux (chlorite) sur lequel se détachent des minéraux de taille inférieure à 300 µm (rarement 600 µm dans certains échantillons). Ces minéraux sont constitués par 50 à 60 % de quartz anguleux, souvent sans extinction roulante (les plus grands quartz ont une forme arrondie et présentent des golfes rentrants (origine volcanique) ; pour 20 à 40 % de feldspaths (feldspath potassique et plagioclase) souvent très altérés ; pour 10 à 20 % de carbonates (en partie, au moins, issus de l'altération des feldspaths), enfin on note de très nombreux minéraux opaques en lattes ou en globules. Ces minéraux présentent fréquemment une section de forme allongée qui s'aligne parallèlement à So. En plus de ces minéraux on observe, des plages arrondies (50 µm) constituées de silice amorphe ou de quartz microcristallins. Les perles noires, parfois très abondantes dans certains échantillons, se caractérisent en lame par des plages circulaires ou elliptiques tapissées de lattes de chlorites magnésiennes entrecroisées. Ces perles semblent correspondre à d'anciens produits volcaniques.

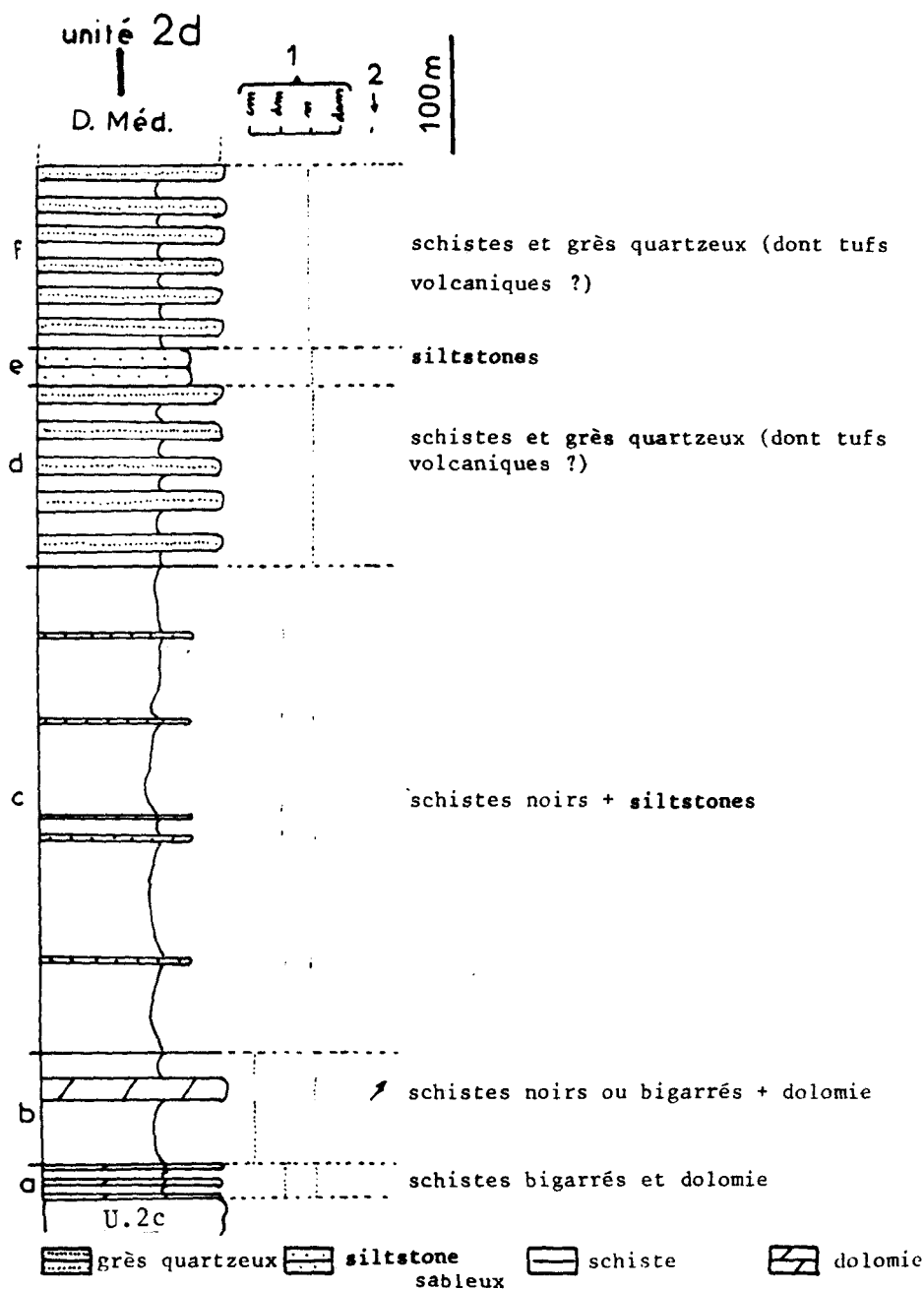


Fig. 2-21 - L'unité 2d sur la coupe I (domaine médian) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : flèche = granoclassement normal des lits plurimillimétriques de la dolomie.

Ces grès quartzeux à points blancs ont des contacts très francs avec les schistes encaissants.

La présence de quartz volcaniques, de perles de chlorites magnésiennes, de nombreux feldspaths et d'opacques, indique que ces barres correspondent : soit à des épisodes occasionnels d'érosion de roches volcaniques ; soit (plus probablement) à des niveaux de tuf déposés en milieu aquatique.

e- 30 m ; silstone très sableux.

f- au moins 150 m ; idem d.

III. EXOSCOPIE DES QUARTZ.

Dans le but de préciser ce qui précède, j'ai réalisé l'exoscopie des quartz d'échantillons des différentes unités grésopélimitiques du groupe I. Ces quartz sont pour plus de 90 % des "émoussés luisants". La méthode utilisée est celle décrite par Le Ribault (1977). Les quartz observés au microscope électronique à balayage (MEB) se sont révélés particulièrement riches en figures héritées de leur évolution sédimentaire.

Cette étude a donc permis de confirmer par exemple : le caractère intertidal des dépôts des niveaux à bancs irréguliers ("faciès littoraux") des unités 1a et 1c (cf. pl. B, let 2), le caractère franchement marin des niveaux à bancs réguliers (cf. pl. B, 3), ou encore l'influence des courants de turbidité sur les quartz des unités 1e et 1f (polissage des dépressions).

Néanmoins, la taille des quartz des sédiments du groupe I (entre 20 et 80 μm) (cf. supra) est notablement plus faible que la taille retenue par Le Ribault (1977) (entre 300 et 500 μm) dans ces études de référence. Il est donc difficile de tirer des conclusions précises sur ces figures (cf. notamment remarque de Le Ribault, 1977, p. 68). Ainsi, il n'est pas possible de préciser les différents milieux constitutifs des "faciès littoraux" des unités 1a et 1c. L'alternative sur la nature des "faciès marins francs" de ces mêmes unités (turbidites proximales ou barres sableuses sous aquatiques), n'a pu être levée, pas plus que celle sur la nature des unités 1b et 1d.

Par rapport à l'étude de terrain, cette méthode n'a permis que d'apporter un seul élément nouveau. Il s'agit de l'existence, au moins dans les unités 1c et 1f, de quartz ayant subi une évolution glaciaire avant l'évolution aquatique (pl. B, 4). Notons qu'il est possible que ces grains de quartz soient hérités de niveaux sous-jacents, il est donc difficile d'en tirer des conclusions paléoclimatiques.

IV. DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE ET PALÉOGÉOGRAPHIES SUCCESSIVES.

Les unités 1a et 1c (je fais abstraction, pour l'instant, de l'unité 1b dont la signification sera envisagée ensuite), sont composés d'une accumulation de niveaux à faciès littoraux et de niveaux à faciès marins francs (fig. 2-22). Le modèle d'évolution qui ressort d'une telle succession est celui d'une plaine alluviale subsidente inondable à marée haute, limitée ou non par un système de barrière (Reinson, 1979 ; Mc Cubbin, 1982). Cette plaine intertidale serait soumise, de plus, à l'influence d'une subsidence tectonique fon-

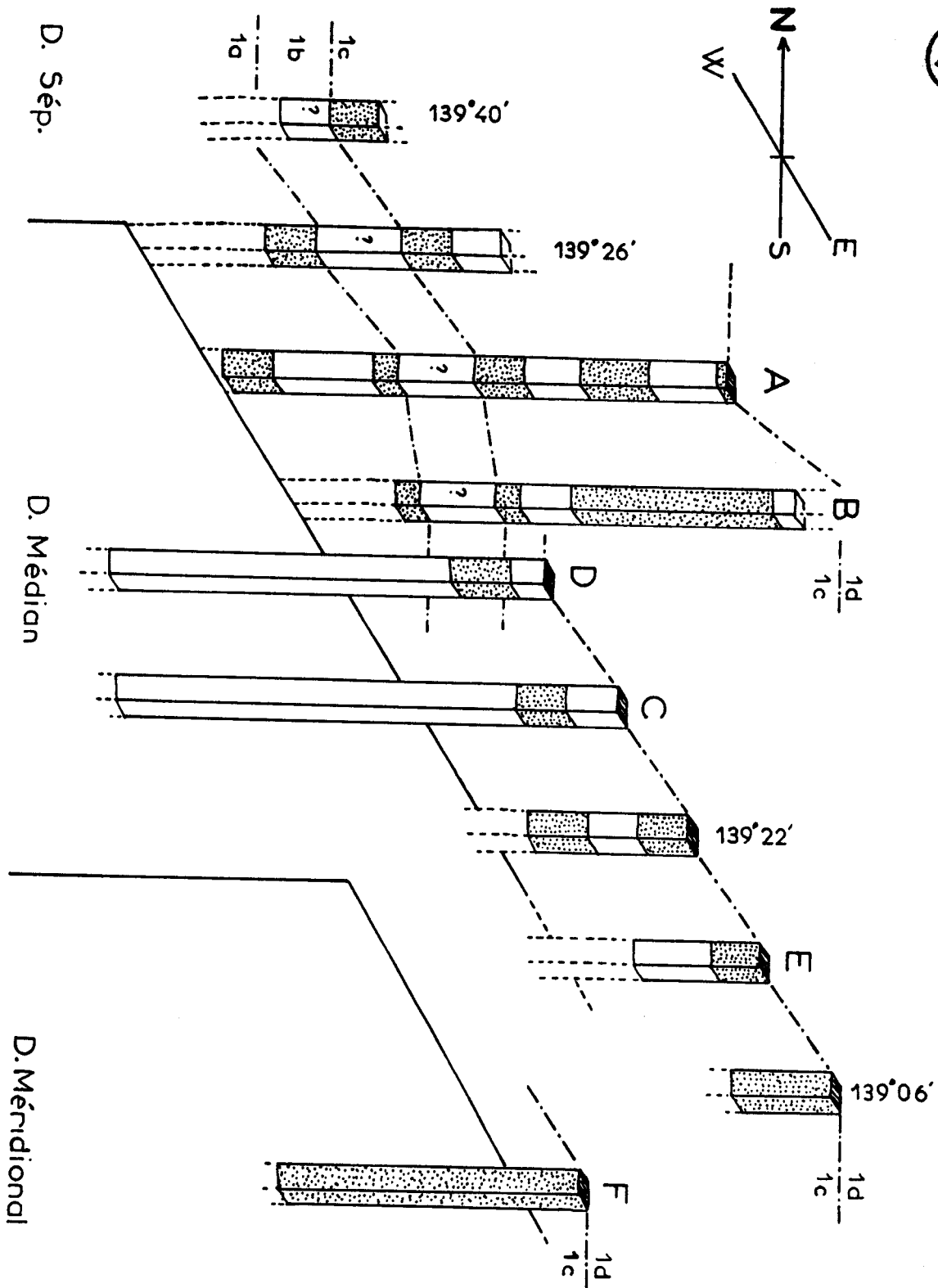


Fig. 2-22 - Schéma de répartition des faciès littoraux (en pointillés) et des faciès marins francs (en blanc) dans les unités 1a et 1c des différentes coupes.

(On reconnaît celles figurées ou décrites précédemment, plus quelques unes rapidement levées localisables par la longitude et le domaine dans lequel elles se situent). Pour l'unité 1b, les deux attributions sont envisageables.

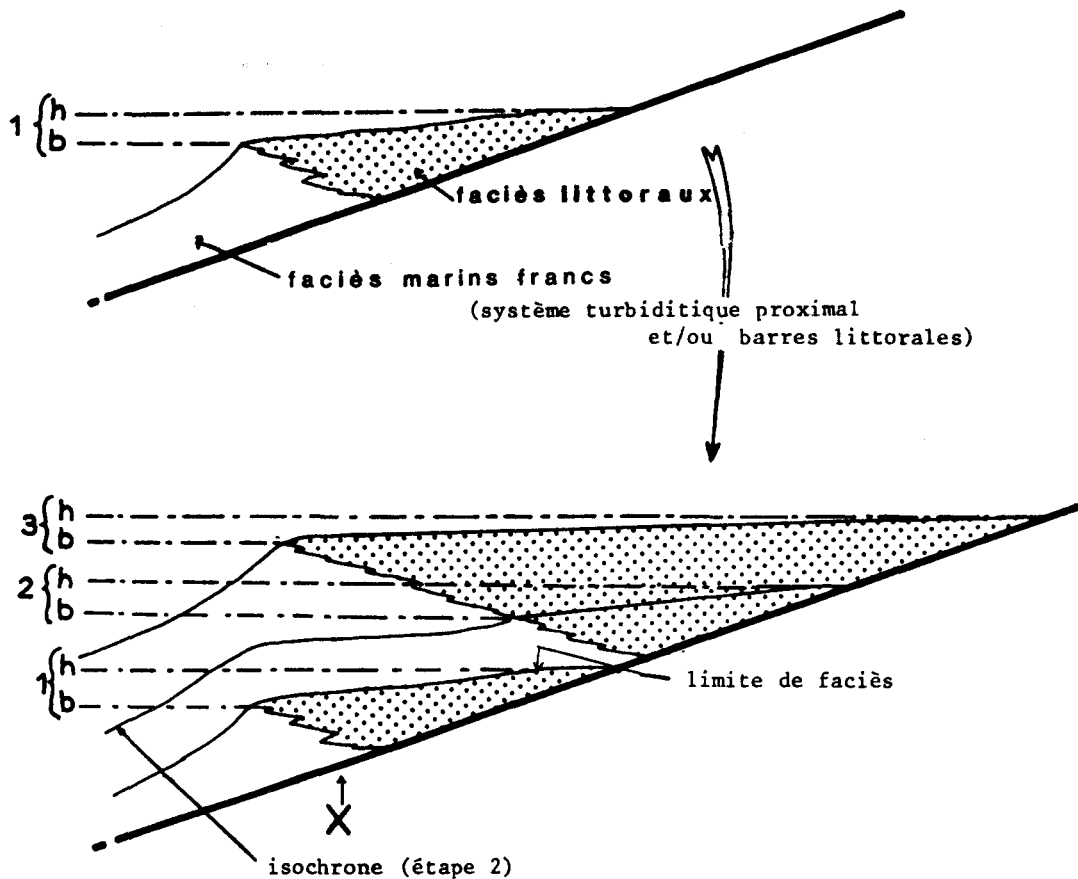


Fig. 2-23 - Modèle sédimentologique schématique (sans échelle, ni orientation) d'un édifice littoral progradant soumis à deux types de subsidence.

Ce modèle rend compte des observations sur les unités 1a et 1c. On remarque notamment que sur une coupe quelconque (X) on observe une alternance de faciès littoraux et de faciès marins francs. h et b représentent les niveaux de haute et basse mer à trois étapes successives (1, 2 et 3). Entre les étapes 2 et 3 la subsidence est continue, une phase de subsidence brutale a lieu entre les étapes 1 et 2. (L'éventuel système de barrière n'a pas été représenté).

tionnant par à-coups ce qui aurait pour effet de provoquer des invasions temporaires et plus ou moins locales de la mer (Le Fournier, 1974). Cette influence marine disparaîtrait progressivement par des colmatages, alimentés par des transferts littoraux qui provoqueraient la progradation de l'édifice côtier (fig. 2-23 et 2-24).

Notons que pour démontrer parfaitement ce modèle hypothétique, il faudrait identifier, à la base des faciès littoraux, des faciès de transition avec notamment un système de barrière. En fait l'identification de tels faciès est très difficile sur le terrain ; l'élément le plus caractéristique (complexe dunaire) est facultatif et, de plus, quand il existe il est souvent très mal fossilisé. En dépit de l'absence de l'identification de tels faciès, l'hypothèse que je viens de développer paraît plausible.

Ce schéma permet d'expliquer les variations latérales de faciès très rapides. On remarque notamment, selon ce schéma, que plus une coupe donnée comprend de faciès marins francs, plus elle est distale. Ceci permet de conclure, comme je l'ai déjà signalé, que le domaine médian est plus distal que les deux



UNITES	Epaisseur (m)			SEDIMENTS	TYPE DE DEPOT	CONDITIONS DE DEPOT	PENTE	REMARQUES PALEO GEOGRAPHIQUES
	D. SEP.	D. MED.	D. MER.					
2d		+ 850		grés-pel. fins	pélagique + tufs volcaniques (?)	influence du volcanisme (?) début volc.	?	
2c		600 à 3000		carbonates	pélagique + turbidites distales	tectoniquement instable	N (↑)	
2b		500 à 1000	+ 1500					
2a		150	150		pélagique		N (↑)	
1e 1f								
1ef	+ 300	500 à 1000	400 à 1300		turbidites + contourites	C. abrupt = début instabilité	N (↑) N (↘) D.Méd. DMér.	Domaines=coûnes turbiditiques différents
1d	500	300	450		marin très fin (profond)	stable + influence climat ?	?	Dom. médian : le + distal
1c	1000	+ 2000	+ 1200		idem 1a	C. abrupt = subsidence brutale	N (↑) N (↘)	Dom. médian : le plus distal
1b	300				lagune ?		?	
1a	+ 600				littoral + marin franc	subsidence continue + subsidence tectonique par à coups	N (↑) N (↘)	

Fig. 2-24- Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des unités du groupe I.
C. abrupt = contact abrupt, ↑ - contact progressif.

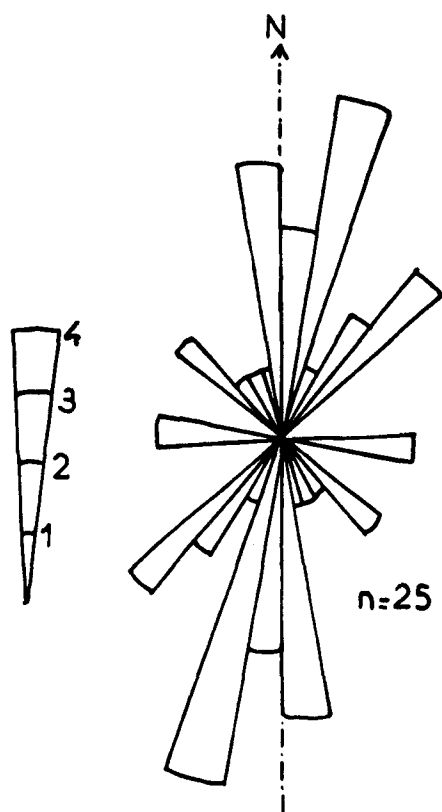


Fig. 2-25 - Rosaces des directions de courants (sens inconnu) indiquées par les rides d'oscillations, les chenaux et les stratifications obliques dans les unités la et lc (tous domaines confondus).

On remarque le faible nombre de mesures. Les mesures de terrain ont été remises à l'horizontal selon la méthode de Vialon et al. (1976) en utilisant les indications structurales les plus proches. Cette rosace suggère, à titre d'hypothèse, une ligne de côte globalement Est/Ouest.

autres qui l'encadrent (cf. fig. 2-22) à condition d'admettre que la côte était Est-Ouest (fig. 2-25).

L'alternative sur la signification de l'unité 1b a déjà été signalée. Les deux hypothèses avancées peuvent s'intégrer parfaitement dans le modèle précédent. Remarquons que partout où cette unité affleure, elle est encadrée par des niveaux à faciès littoraux (cf. fig. 2-22) C'est pourquoi je préfère l'hypothèse selon laquelle l'unité 1b correspond à une lagune supratidale. On remarquera que dans ce cas, elle peut n'avoir qu'une extension limitée au domaine septentrional, et être un équivalent chronostratigraphique d'un niveau de l'unité 1c du domaine médian.

L'unité 1d correspond à des faciès marins francs. Elle recouvre, selon les endroits, des niveaux à faciès de plage ou à faciès marins francs de l'unité 1c (cf. fig. 2-22). Je pense donc que la base de cette unité correspond à une phase très importante de subsidence tectonique du type de celle envisagée précédemment. Par contre pendant les dépôts, il est probable que le bassin (et sa bordure) soit resté très stable comme le suggère la finesse des dépôts, l'autre explication à cette granulométrie étant un très grand éloignement des côtes. Comme je l'ai déjà signalé, le domaine médian semble correspondre, pour cette unité également, à des faciès plus distaux que les deux autres domaines.

Les caractéristiques pétrographiques et notamment granulométriques des roches des unités 1e, 1f et de leurs équivalents sont remarquablement similaires à celles des unités 1a et 1c. La nature du détritisme n'a donc pas été modifiée, seules les conditions de dépôt sont différentes ; nous sommes dans un bassin de turbidites. Le contact avec l'unité 1d est brutal, cela suggère l'apparition brutale d'une instabilité dans la région d'origine des turbidites (reprise de la subsidence tectonique).

Dans le domaine médian, les mesures réalisées sur les slumps, et des considérations sur la comparaison des coupes, montrent que la pente du bassin était globalement du Sud vers le Nord. Ces mêmes éléments montrent que dans le domaine méridional la pente était globalement du Sud-Est vers le Nord-Ouest. La comparaison entre les deux domaines indique que le domaine méridional a un faciès plus distal (plus pélitique) que le domaine médian. Inversement, dans ce dernier, les dépôts sont moins épais (voir la réserve sur ce point dans le paragraphe suivant) et on n'y trouve pas de niveaux carbonatés présents dans la série distale (unité 1ef" ; cf. fig. 2-13 et 2-16). Il faut donc envisager l'existence de deux bassins différents (sources différentes). Ce qui, vu les distances entre les coupes et l'orientation probable des pentes, pose un problème paléogéographique.

La limite inférieure de l'unité 2a correspond à l'installation brutale de dolomies et la disparition tout aussi brutale des turbidites gréso-pélitiques. Ceci est particulièrement net dans le domaine méridional où l'unité 1ef" est très sableuse, bien qu'à cet endroit, cette apparition des carbonates avait été annoncée par quelques niveaux, au moins en partie allochtones, de l'unité 1ef". Aucun modèle sédimentologique simple ne permet a priori d'expliquer cette limite. Une lacune est très probable, ainsi qu'une importante modification de la géométrie du bassin dans laquelle pourrait même s'inscrire une phase d'érosion (?).

Les dépôts de l'unité 2a et de la base de l'unité 2b correspondent à une sédimentation sur une plate-forme ou dans un bassin instable dont la pente est orientée du Sud vers le Nord (fig. 2-26). Le milieu de sédimentation ne peut pas être précisé à la lumière des seules observations de terrain. (cf. infra).



Fig. 2-26 - Orientation des slumps dans l'unité 2a et la base de l'unité 2b (essentiellement du domaine médian). (Echelle et méthode : fig. 2-25).

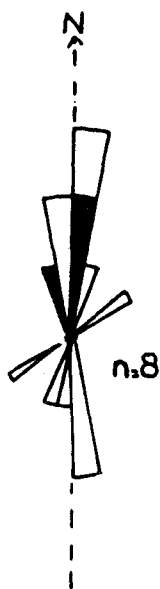


Fig. 2-27—Orientation des courants d'après les rides (en noir sens connu, en blanc sens inconnu). l'unité 2c et le sommet de l'unité 2b (domaine médian), chaque mesure correspond à un affleurement à l'intérieur duquel toutes les mesures sont homogènes (échelle et méthode : fig. 2-25).

Le sommet de l'unité 2b et l'unité 2c correspond à l'arrivée de turbidites carbonatées distales d'origine méridionale (fig. 2-27). La similitude entre les niveaux foncés (sédiments pélagiques/hémipélagiques) interlités dans ces turbidites distales et les sédiments sous-jacents (unité 2a et base de 2b) suggère, à posteriori, que le milieu n'a pas été fondamentalement modifié et donc que les unités 2a et 2b correspondent à un bassin relativement profond.

L'unité 2d est caractérisée par la présence, à la base, de nombreuses récurrences de l'unité 2c et par l'apparition de traces d'un volcanisme. On peut penser que le milieu de dépôt de l'unité 2d n'est pas différent de celui de l'unité 2c, mais que l'apparition d'un volcanisme (?) a modifié les conditions physico-chimiques, ce qui aurait fait disparaître la probable plateforme carbonatée qui alimentait les turbidites.

En conclusion (fig. 2-24), on remarquera la pérennité de la direction des courants pendant toute la période de dépôt du groupe I. Ceci indique, à mon avis, une constante dans l'organisation de la paléogéographie. Cette période peut être divisée en deux parties. Une première partie (unités 1a à 1f) dominée par une sédimentation détritique homogène et très fine que l'on peut caractériser par un plus ou moins grand éloignement des sources. Cet éloignement variable serait dû à des approfondissements successifs compensés par la progradation d'édifices, d'abord littoraux puis turbidiques. Une deuxième partie (unités 2a à 2d) caractérisée par une sédimentation carbonatée dans un bassin profond. Au sommet (unité 2d) cette sédimentation est interrompue (peut-être par une modification chimique due à du volcanisme?). Le lien entre ces deux périodes n'est pas clair.

La comparaison entre les niveaux communs des séries des trois domaines montre que, pour les unités 1a, 1b, 1c d'une part et 1d d'autre part, le domaine médian correspond à des faciès plus distaux que les deux autres. Ceci pourrait s'expliquer par l'existence d'un golfe ou par des phénomènes courantologiques, mais notons que la pérennité de cette caractéristique, y compris à travers une importante phase de subsidence brutale (passage 1c/1d) sug-

guère plutôt, que les domaines étaient, lors des dépôts, dans des positions différentes de celles qu'ils occupent actuellement. Pour les unités 1e, 1f et leurs équivalents, seule une comparaison entre les domaines méridional et médian est possible ; elle montre que ces unités correspondent vraisemblablement à des édifices turbiditiques différents. Vu la distance entre les coupes et l'orientation des courants ; il est ici encore fortement suggéré que les domaines avaient des positions originelles différentes de celles actuelles. Pour les unités 2a à 2d, les comparaisons entre domaines ne sont pas possibles.

Parmi les différentes solutions pouvant expliquer l'hypothétique modification de la position originelle des domaines du groupe I, j'envisagerai particulièrement celle selon laquelle le domaine médian est en position d'allochtone sur les deux autres (cf. p. 172).

Le groupe II

D'après les corrélations (chapitre 5), ce groupe serait Aphébien tardif ou Paléohélikien (cf. fig. 1-1).

Thompson et Roots (1982) ont reconnu au-dessus des dolomies de l'unité 2 et en-dessous de celles de l'unité 4, une série détritique qu'ils ont nommée unité 3. Leur carte préliminaire, à 1/167000, donnait beaucoup d'importance à cette unité. Pour ma part, je considère que de nombreux affleurements qu'ils lui ont attribués correspondent à des niveaux sous-jacents à leur unité 2, je les ai décrits dans les unités 1a à 1f.

Par ailleurs, j'ai déjà signalé que la série détritique comprise entre les unités 2 et 4 de Thompson et Roots (1982) peut être séparée en deux parties par une discordance. La partie inférieure, que j'ai appelée unité 2d, a déjà été décrite. Je ne vais décrire ici que la partie supérieure que j'ai appelée 3a^{sh} (sh = shales). A cette unité il faut ajouter les unités 3a^{br} (br = breccia), 3a^{ps} (p.s. = pink sandstones), qui sont, au moins en partie, des équivalents stratigraphiques de l'unité 3a^{sh}, et les unités 3b et 3c carbonatées sus-jacentes. Les unités, 3a^{ps}, 3b et 3c sont nouvelles et ont été découvertes à la faveur d'une extension de la cartographie par rapport à la carte de Thompson et Roots (1982). L'unité 3a^{br} n'avait pas été reconnue par ces auteurs comme sédimentaire (cf. infra).

Le groupe II repose en discordance angulaire sur le groupe I, cette discordance est liée à des déformations plicatives synschisteuses qui affectent uniquement le groupe I (cf. chapitre tectonique).

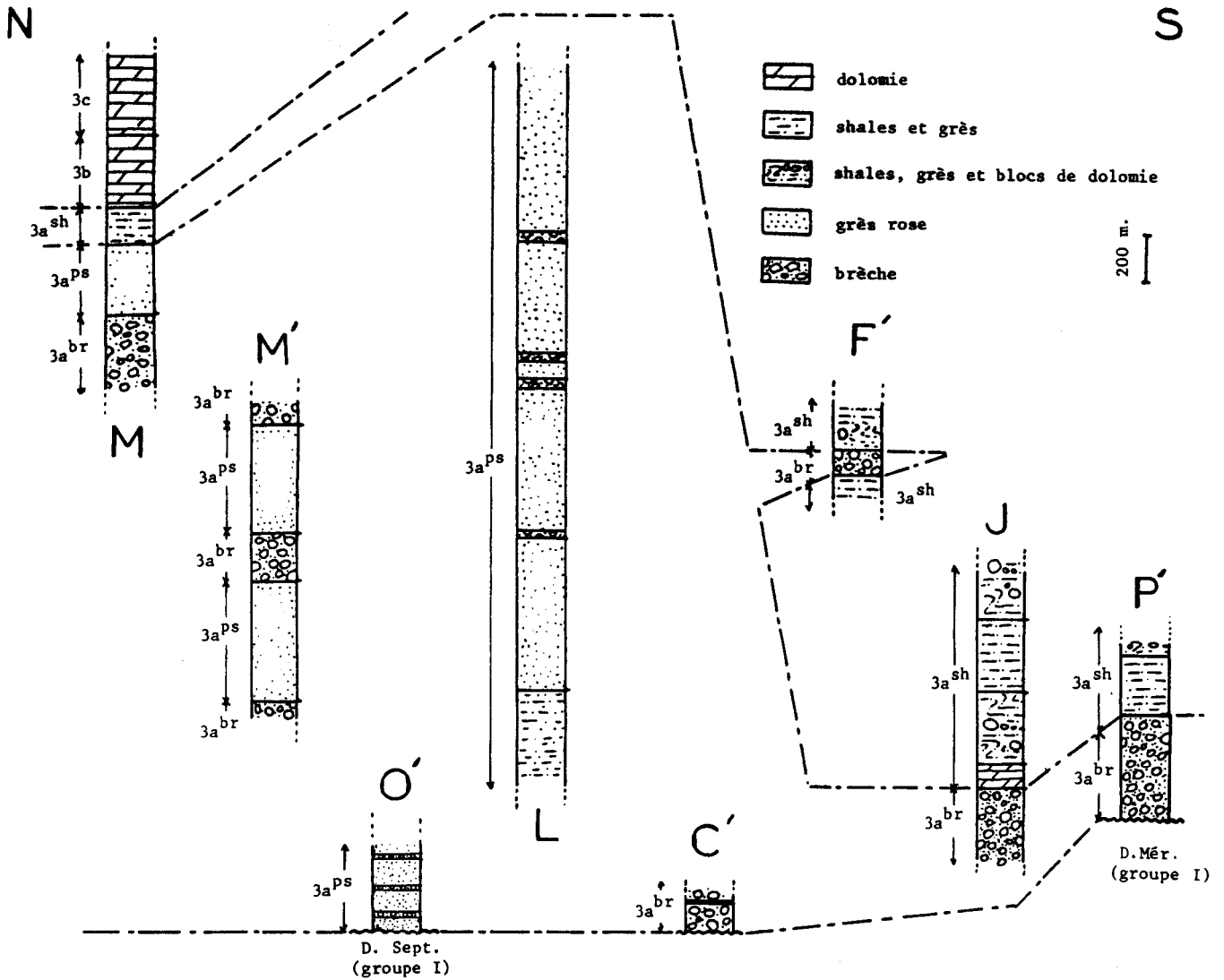


Fig. 2-28 - Présentation des principales colonnes du groupe II (localisation pl. h.t. 2).

On remarque que les colonnes n'ont généralement pas pu être reliées entre elles ; des importantes variations d'épaisseurs sont néanmoins observables. On note par ailleurs l'interdigitation des unités 3abr et 3aps (qui constituent un ensemble basal), et l'existence de récurrences de l'unité 3abr dans l'unité 3ash (colonne F').

I. L'UNITÉ 3abr.

A. GENERALITES.

Thompson et Roots (1982), reprenant les conceptions de Bell (1978), ont décrit dans la région, une brèche intrusive d'origine volcanique. La comparaison de ma carte, avec les minutes de terrain de Thompson (com. pers.) et avec le schéma à 1/1 000 000 de Bell (1978), indique qu'il s'agit d'un même objet géologique que celui que j'ai cartographié sous l'appellation "unité 3abr" et qui selon moi est une unité totalement sédimentaire. En fait, ces auteurs n'ont que peu étudié cette brèche dans les Montagnes Ogilvie, mais l'ont corrélée avec celle qui recoupe les sédiments précambriens des montagnes Wernecke (Supergroupe Wernecke : fig. 1-4) et qui est le sujet d'une abondante littérature : Laznicka (1977), Morin (1977), Archer et al. (1977), Archer et Schmidt (1978), Bell (1978), Laznicka et Edwards (1979) ainsi que des notes préliminaires à la thèse de Delaney : Delaney et al. (1982), Delaney in Young et al. (1982) (notes déposées en 1977), Bell et Delaney (1977), Delaney (1978) et (1981). La brèche intrusive des montagnes Wernecke présente comme caractéristique d'être démunie de clastes d'origine volcanique ou plutonique et, d'avoir subi des "métasomatoses" diverses parmi lesquelles une silicification, une hématisation, et une carbonatation qui lui donnent finalement un aspect de roche sédimentaire. Elle est riche en métaux (Fe, U...) et constitue un "nouveau type de gisement métalliqueau monde" (Delaney et al., 1982, p. 101).

En fait, le principal argument des auteurs pour considérer la brèche comme intrusive n'est pas d'ordre pétrographique, mais cartographique. En effet cette brèche affleurerait sous forme de "dyke" ou de "pipe".

En dépit d'un certain nombre de réserves liées à la grande épaisseur de la série traversée (5 km), l'absence totale de matériel volcanique ou plutonique et l'absence de "trace de chocs" sur les blocs, les auteurs se sont accordés sur le modèle suivant :

En régime distensif, une éruption gazeuse de type explosif ayant son origine dans le manteau supérieur ou dans la croûte inférieure, va injecter des fluides (principalement gazeux) le long des failles et dans des apophyses, éventuellement en remobilisant les brèches préexistantes (brèches de faille, brèches intraformationnelles) et en fracturant les roches encaissantes. Des pipes ou des diatrèmes vont également se mettre en place. Parallèlement des fluides métasomatiques vont modifier la nature de la matrice des brèches et parfois de l'encaissant.

B. PRESENTATION DU PROBLEME.

La comparaison entre les descriptions pétrographiques de la brèche des montagnes Wernecke et celles de l'unité 3abr du terrain étudié ici, vont fortement dans le sens de la corrélation proposée par Bell (1978) et Thompson et Roots (1982). Or, un certain nombre d'observations de terrain, sur lesquelles je reviendrai, suggère une autre hypothèse : l'unité 3abr est un ensemble totalement sédimentaire. A priori on peut donc penser, en fonction de ce qui précède :

- que cette dernière hypothèse est fausse ;
- ou que le modèle développé dans les montagnes Wernecke est faux et que la brèche y est aussi sédimentaire ;
- ou encore, que la corrélation est fausse : la nature des deux brèches est différente en dépit d'une similitude de faciès.

Je me propose, dans ce qui va suivre, de montrer que l'unité 3abr n'est pas intrusive, qu'elle ne correspond pas non plus à une formation volcanosédimentaire (conséquence de l'épanchement à la surface de produit d'une éruption) et qu'elle est donc totalement sédimentaire. Le problème de la corrélation et de la signification de la brèche des montagnes Wernecke sera envisagé dans le chapitre 5 .

Pour faire cette démonstration, je vais partir de la constatation suivante : si la brèche de l'unité 3abr a effectivement été mise en place par un volcanisme, on devrait trouver, ne serait-ce que quelques faibles traces de ce volcanisme, en dépit des métasomatoses qui lui donnent un aspect sédimentaire. Je me propose donc de rechercher ces traces par des méthodes beaucoup plus fines que celles que j'ai utilisées pour l'étude du groupe I par exemple. Par ailleurs, dans le modèle de référence, l'argument principal pour le caractère intrusif de la brèche est d'ordre cartographique, je montrerai donc que les relations de la brèche avec son encaissant sont compatibles avec une origine sédimentaire de celle-ci. Je montrerai également que la brèche contient des figures sédimentaires.

C. DESCRIPTIONS DES FACIÈS DE L'UNITÉ 3a^{br}

L'unité 3a^{br} affleure très mal. Les coupes levées se présentent comme une succession irrégulière de deux types de faciès bréchiques ("brèche claire" et "brèche rouge"). Occasionnellement, des niveaux très clairement sédimentaires sont observables.

1. Les faciès bréchiques.

a. Le faciès brèche claire.

Il est caractérisé par une matrice carbonatée et sableuse de couleur ocre clair. La matrice est constituée d'un mudstone/siltstone chlorito-carbonaté dans lequel flottent pour 20 à 30% (parfois 60%) des grains de quartz (rarement de feldspath) anguleux de 20 à 100 µm, souvent à extinction roulante.

Dans la matrice de certains échantillons, on observe des cristaux secondaires d'hématite en lamelles, ou en faisceaux, de taille plurimillimétrique et, des lattes de chlorite. Parfois l'hématite est uniquement présente dans les fissures de la roche où elle est associée à des carbonates. Dans certains échantillons les oxydes sont présents sous forme de granules de magnétite.

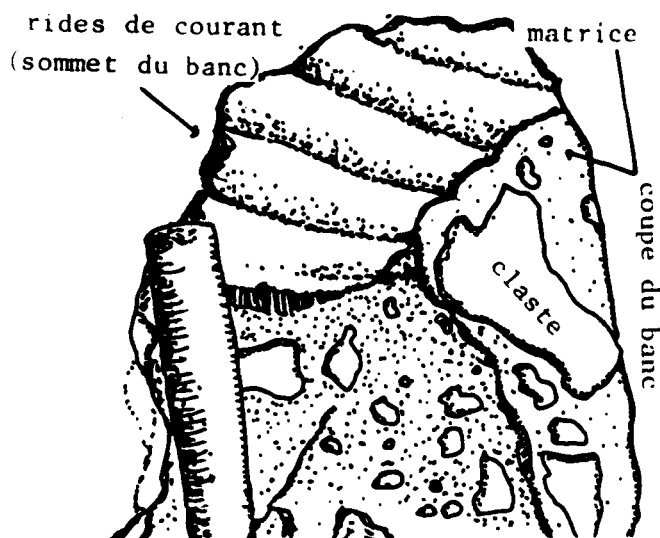


Fig. 2-29a · Echantillon de brèche (unité 3a^{br}: faciès brèche claire).

Au sommet du banc, la matrice grésocarbonatée est affectée par des rides de courant (le manche du marteau donne l'échelle).

On observe sur certains affleurements de ce faciès des alignements de clastes, caractérisés chacun par un type de claste spécifique. Sur ces mêmes affleurements la matrice présente souvent des bandes décimétriques de différentes couleurs. Ces bandes sont parallèles aux alignements de clastes et, aux limites cartographiques de l'unité 3a^{br}. Le plan ainsi défini semble donc correspondre à une stratification interne dont la présence est incompatible avec une origine intrusive de la brèche. Une observation exceptionnelle qui va dans le même sens, est celle de ride de courant affectant la matrice d'un échantillon de brèche de ce faciès (fig. 2-29a)

b. Le faciès brèche rouge.

Ce faciès est particulièrement fréquent au Nord du terrain et est caractérisé par l'aspect massif de la matrice, sa couleur rouge brique et l'abondance des minéraux métalliques (hématite).

La matrice est constituée de siltstone très chloriteux ponctué de grains de quartz anguleux (50 à 500 μm) (rarement de feldspath) et d'une nuée de points d'hématite (2 μm). Sur ce fond se découpe, à l'"emporte pièce", des faisceaux et des baguettes millimétriques d'hématite d'origine secondaire, qui peuvent représenter jusqu'à 60% de la roche (fig. 2-29b) On peut observer aussi des cristaux rhomboédriques zonés de carbonate secondaire et des baguettes de tourmaline bleue.

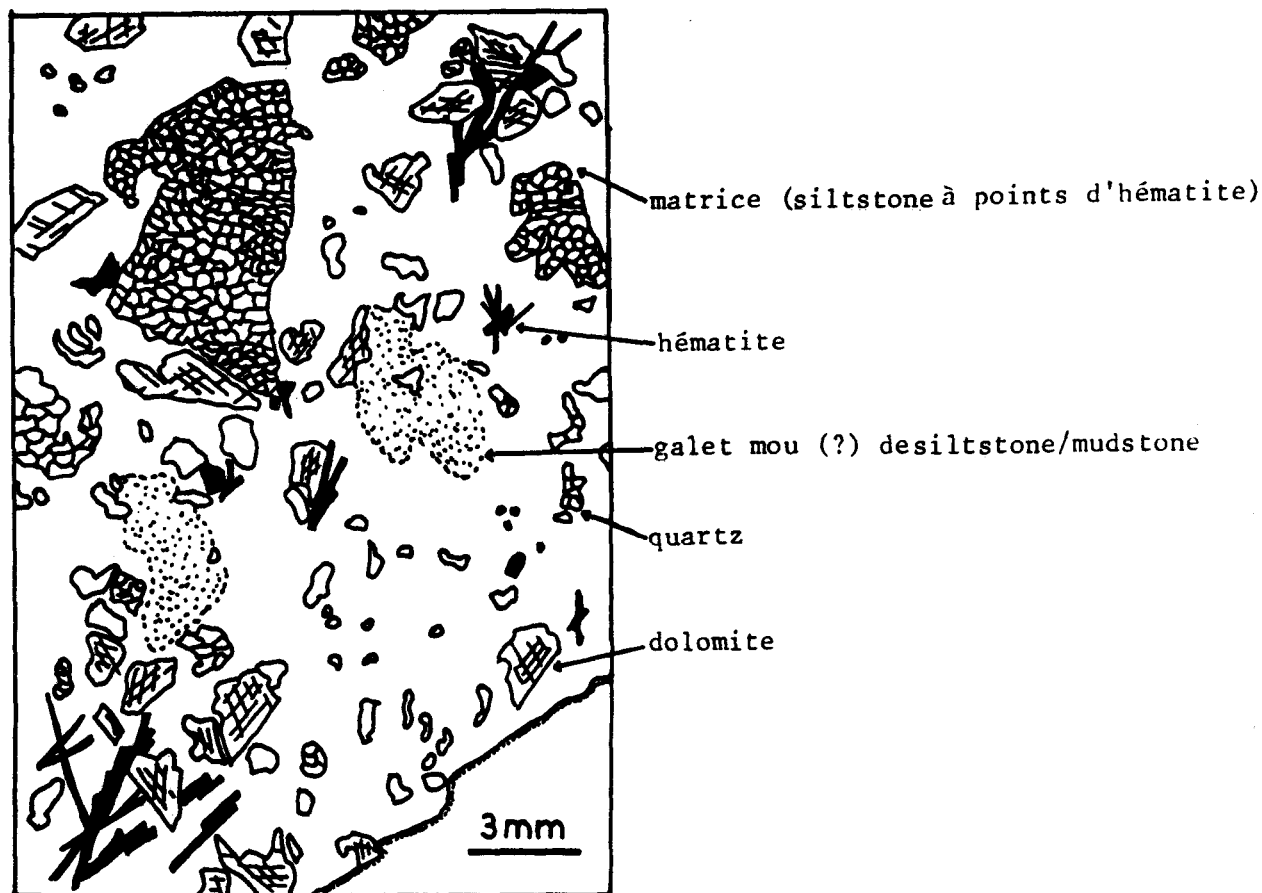


Fig. 2-29b) Aspect, en lame, d'une brèche rouge. Dans certains échantillons, la densité de claste peut-être beaucoup plus importante.

Dans certains cas rares, la matrice correspond à un chert rouge, localement recristallisé, dans lequel on observe d'abondantes plages millimétriques de chlorite magnésienne d'origine secondaire. La roche a alors un aspect grenu, rose ponctué de vert, qui donne à l'échantillon macroscopique, surtout quand les clastes sont rares, une certaine ressemblance avec une roche éruptive (de tels faciès sont signalés également dans les montagnes Wernecke).

c. Les clastes des faciès bréchiqes.

Ces clastes, (de taille centimétrique à pluridécimétrique, voire plurimétrique) sont plus ou moins arrondis. Ils sont constitués, en proportion variable, de cherts rouges, de grès roses, de shales verdâtres et plus rarement de dolomies et de siltstone/mudstone finement stratifié ou non. Dans ce dernier cas, les clastes ont parfois des bords flous et une structure concentrique (galet mou). En dépit des recherches effectuées, je n'ai jamais pu observer de claste d'origine volcanique ou plutonique. Par contre, en quelques rares occasions, j'ai pu reconnaître des clastes issus du groupe I, avec notamment des schistes dont la schistosité, d'orientation quelconque, s'arrête brutalement au niveau de la matrice. Ce qui confirme que la schistosité est antérieure au dépôt du groupe II. Signalons aussi un bloc de 50 m de diamètre de dolomie attribuable au sommet de l'unité 2b ou à l'unité 2c complètement entouré de brèche (faciès brèche claire). (64°43'30" N, 139°26'30" W). Ces blocs et clastes de l'unité I n'ont été reconnus que dans de rares affleurements de l'unité 3abr et notamment toujours très près de la base de l'unité, aux endroits où elle repose sur le groupe I

2. Les faciès clairement sédimentaires de l'unité 3a^{br}.

En plus des faciès bréchiqes, on observe sur les coupes des affleurements de shales, de grès roses, de cherts rouges lités (lithologies que l'on rencontre aussi dans les unités 3a^{sh} et 3a^{ps}) et de grès roses à oxydes (spécifiques). Les deux dernières lithologies mentionnées, d'un intérêt particulier, seront décrites ici.

Ces affleurements se présentent sous forme de couches qui présentent, avec les faciès bréchiqes, un contact franc, rectiligne et parallèle à leur stratification interne. Il est parfois possible de suivre ce contact sur une distance égale à plusieurs dizaine de fois l'épaisseur de la couche (décimétrique à mètre) et de constater qu'il est systématiquement parallèle aux limites cartographiques de l'unité 3abr.

Ces observations permettent d'exclure l'hypothèse selon laquelle ces éléments sédimentaires seraient des clastes noyés dans un corps intrusif. L'alternative sur leur nature est de savoir s'il s'agit de niveaux interstratifiés dans la brèche (hypothèse sédimentaire) ou s'il s'agit de restes de l'encaissant éventuellement métasomatisés. La brèche ayant, dans ce cas, valeur d'une série de sills (hypothèse intrusive) (fig. 2-30).

Sans pour l'instant discuter complètement de ce problème, je vais décrire et interpréter, sur le plan sédimentologique, ces niveaux.

a. Les grès roses à oxydes.

Ils se présentent comme des grès dolomitiques très riches en laminations sombres. Celles-ci sont épaisses de 200 à 500 µm et espacées de 1 à 5 mm et sont constituées de 50 à 80% de paillettes d'hématite. Les lits roses sont constitués en parts égales de carbonates (100 à 200 µm), et de quartz anguleux à extinction roulante (100 µm). On observe accessoirement des lattes de chlorite, des cristaux de tourmaline et des lattes d'hématite d'orientation quelconque (100 à 200 µm).

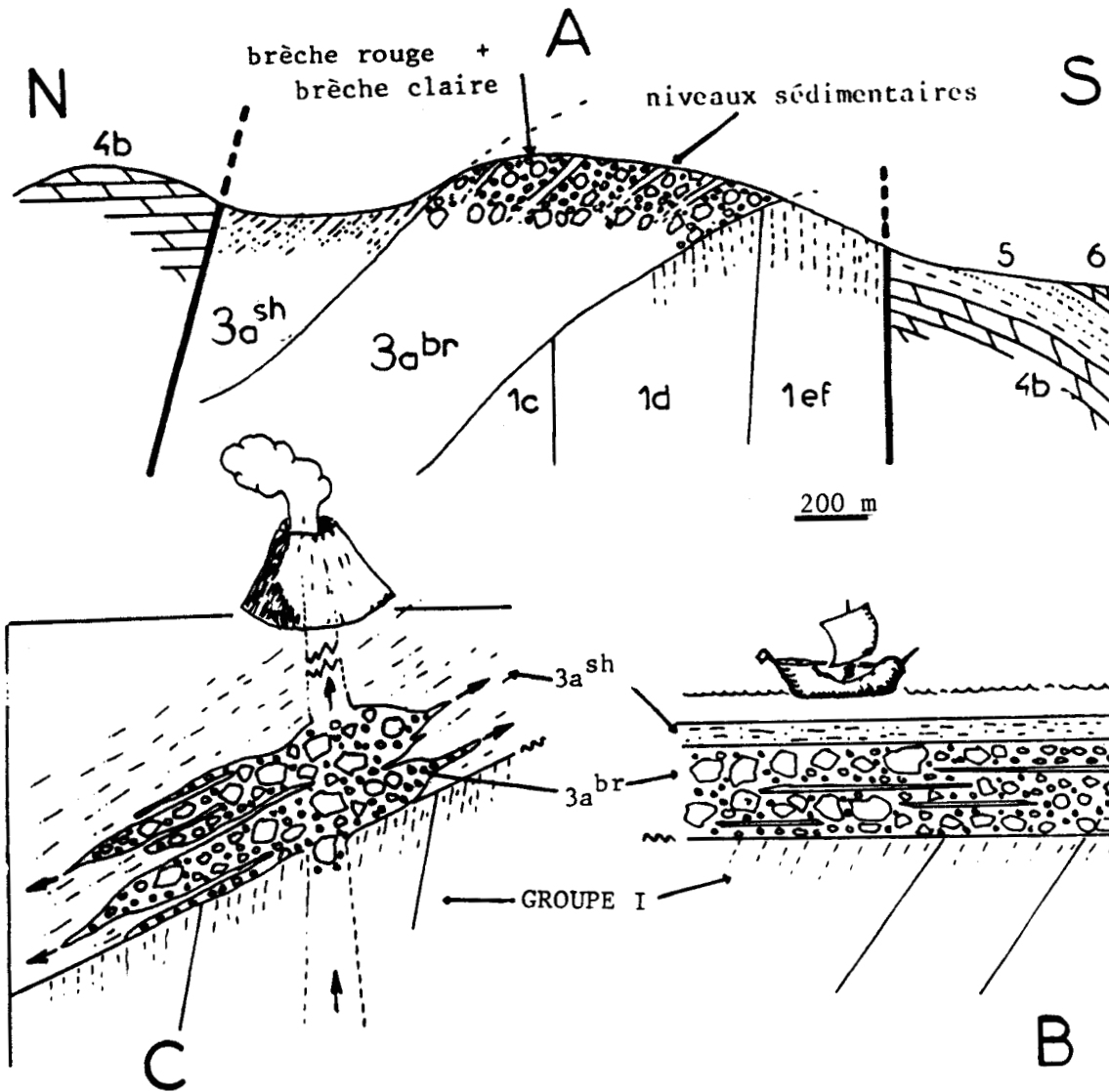


Fig. 2-30 - Coupe P' (A : localisation pl. h.t. 2) et schématisation des deux hypothèses en présence sur l'origine de la brèche de l'unité 3a^{br} (B : hypothèse sédimentaire et C : hypothèse intrusive).

Il arrive que dans ces niveaux de grès roses à oxydes, on observe ce que je pense être des récurrences de brèches de faciès rouge. Il est assez fréquent, dans ce cas, que les grès soient légèrement conglomératique, les clastes sont alors toujours de la même nature que ceux que l'on observe dans la brèche (fig. 2-31). Notons ici que si la brèche était intrusive (sous forme de sill) dans les niveaux gréseux, cette similitude entre les clastes ne pourrait être qu'exceptionnelle. Il est, à mon avis, beaucoup plus simple de considérer que la brèche s'est sédimentée en alternance avec les grès qui présentent, par ailleurs, une similitude pétrographique avec la matrice de la brèche.

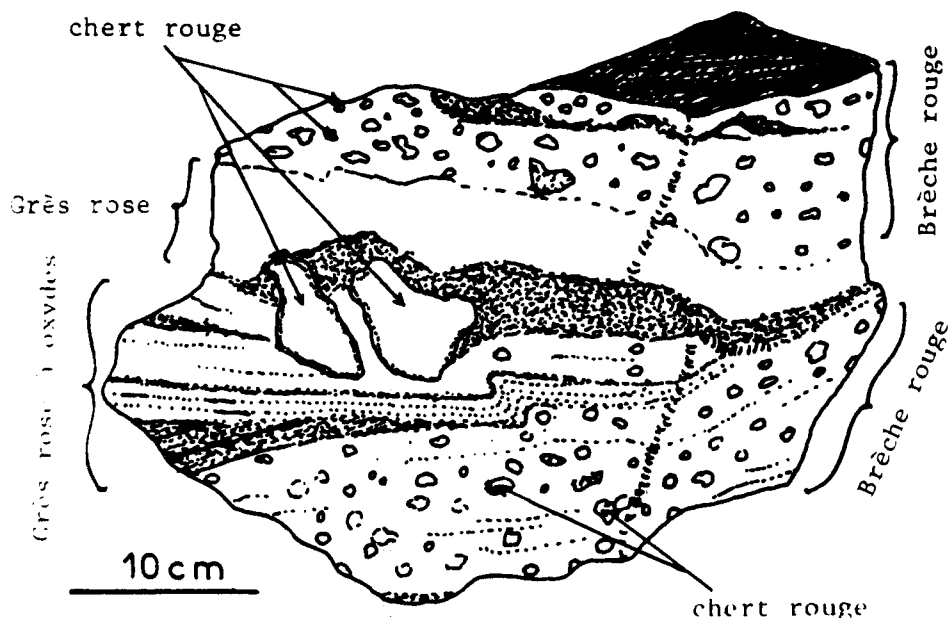


Fig. 2-31 - Echantillon où sont associés brèche rouge, grès rose et grès rose à oxydes.

On remarque le caractère légèrement bréchique de ce dernier, avec notamment deux gros clastes similaires à ceux de la brèche. On remarque aussi les stratifications obliques et le slump.

b. Les cherts rouges lités.

Ils sont assez rares, et toujours interstratifiés dans des niveaux de brèche rouge. Il s'agit d'alternance plurimillimétrique de chert rouge vermillon, avec un chert rouge lie-de-vin et, assez fréquemment, avec des lits millimétriques d'hématite massive ou des lits de grès pur.

. Les cherts rouges lie-de-vin ont une texture très fine de quartz microcristallin et de silice amorphe, presque isotrope en lumière polarisée, ponctués d'une nuée de points d'hématite (2 μ m).

. Les cherts rouges vermillon à texture plus grossière (en partie recristallisés ?) sont caractérisés par la présence de pelotes d'aspect cotonneux d'hématite (10 μ m), vraisemblablement provoquées par la concentration des petits granules par la recristallisation du chert. Dans certains niveaux, ces pelotes n'apparaissent qu'à l'état de fantôme, mais alors on observe des baguettes d'hématite très certainement secondaires et développées au dépend des pelotes.

Dans certains échantillons on peut observer des niveaux très fins (0,2 à 0,5 mm) constitués essentiellement de phyllite (chlorite) et accessoirement de quartz et dolomie qui présentent des structures en "tepee". Ces structures sont des formes de dessiccation. Dans ces échantillons on observe également des sphérolites de quartzine (variété de calcédoine, cf. Roubault, 1966, p 111) et des rhomboédres de dolomie zonée. Une discussion aura lieu p 85 à 89, au sujet d'autres unités, sur la signification de ces observations, disons simplement ici qu'elles indiquent un milieu de type évaporitique. Ceci va dans le même sens que l'observation de structures de dessiccation.

Les cherts rouges lités alternant avec des "bandes" métalliques (oxyde de fer massif : hématite) correspondent très précisément avec un des faciès

décrits dans les "B.I.F." ("Banded Iron Formation" ; traduction des auteurs québécois "formation de fer rubanée"). Il s'agit d'un type de sédiment caractéristique du Précambrien ancien (Archéen et Protérozoïque inférieur) qui représente 50% des réserves de minerai de fer du Monde. Il est possible de diviser ces B.I.F. en deux grands groupes :

- les B.I.F. de l'Archéen (type Algoma : Gross, 1965, 1968) qui sont associés aux volcanites des eugéosynclinaux (greenstone belts) ;
- les B.I.F. du Protérozoïque "ancien" dont le milieu de dépôt est généralement qualifié de "miogéosynclinal" par les auteurs.

C'est à ces derniers B.I.F. que peuvent s'assimiler les niveaux étudiés ici, en effet Dimroth et Chauvel (1973) et Chauvel et Dimroth (1974), qui ont étudié une part importante du plus grand gisement de B.I.F. Protérozoïque du Monde (la Fosse du Labrador), ont montré que, dans cette région (et sans doute dans les autres, (Button, 1976 ; Dimroth, 1979), les B.I.F. correspondent à des dépôts chimiques de plate-forme de grande extension, localement à un milieu lagunaire ou intertidal. Ceci correspond bien aux niveaux étudiés ici qui auraient donc un âge Protérozoïque "ancien".

De nombreux auteurs (Cloud, 1972 ; Zajac, 1974 ; Chauvel et Dimroth, 1974 ; Routhier, 1980) pensent que les alternances de cherts avec des oxydes, des carbonates ou des silicates de fer, sont d'origine primaire et qu'une telle sédimentation se serait développée dans des milieux chimiques très différents de ceux du Phanérozoïque (absence d'oxygène libre ...) avec éventuellement une activité de fixation de certains microorganismes, influencée par un facteur climatique saisonnier. Dimroth (1979) a remis en cause cette hypothèse et pense qu'il y a remplacement diagénétique des carbonates primaires par la silice et les composés de fer. En tout état de cause, les auteurs s'accordent à rechercher l'origine du fer dans l'altération continentale et non (sauf rares exceptions) dans du volcanisme.

D. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES (ETUDES DE LABORATOIRE).

Les différentes études, dont je vais rapporter les résultats ici, ont été réalisées sur la matrice de la brèche que j'ai isolée en prélevant de fins fragments après broyage des échantillons. Ces méthodes fournissant des résultats complémentaires, je vais dans un premier temps apporter les résultats bruts; les conclusions ne seront tirées que de manière synthétique en conclusion.

1. L'étude aux Rayons X.

Des analyses de poudre, sur des échantillons des différents faciès de la brèche, ou sur leur fraction lourde uniquement, ont mis en évidence un nombre limité de minéraux (fig. 2-32) :

- quartz basse température (quartz α) toujours présent ;
- oxyde de fer; très généralement hématite, une fois magnétite dans une brèche claire ;
- dolomite 50/50 fréquente ;
- chlorite et illite toujours présentes mais en quantité variable ;
- feldspath (microcline basse température) souvent sous forme de traces.

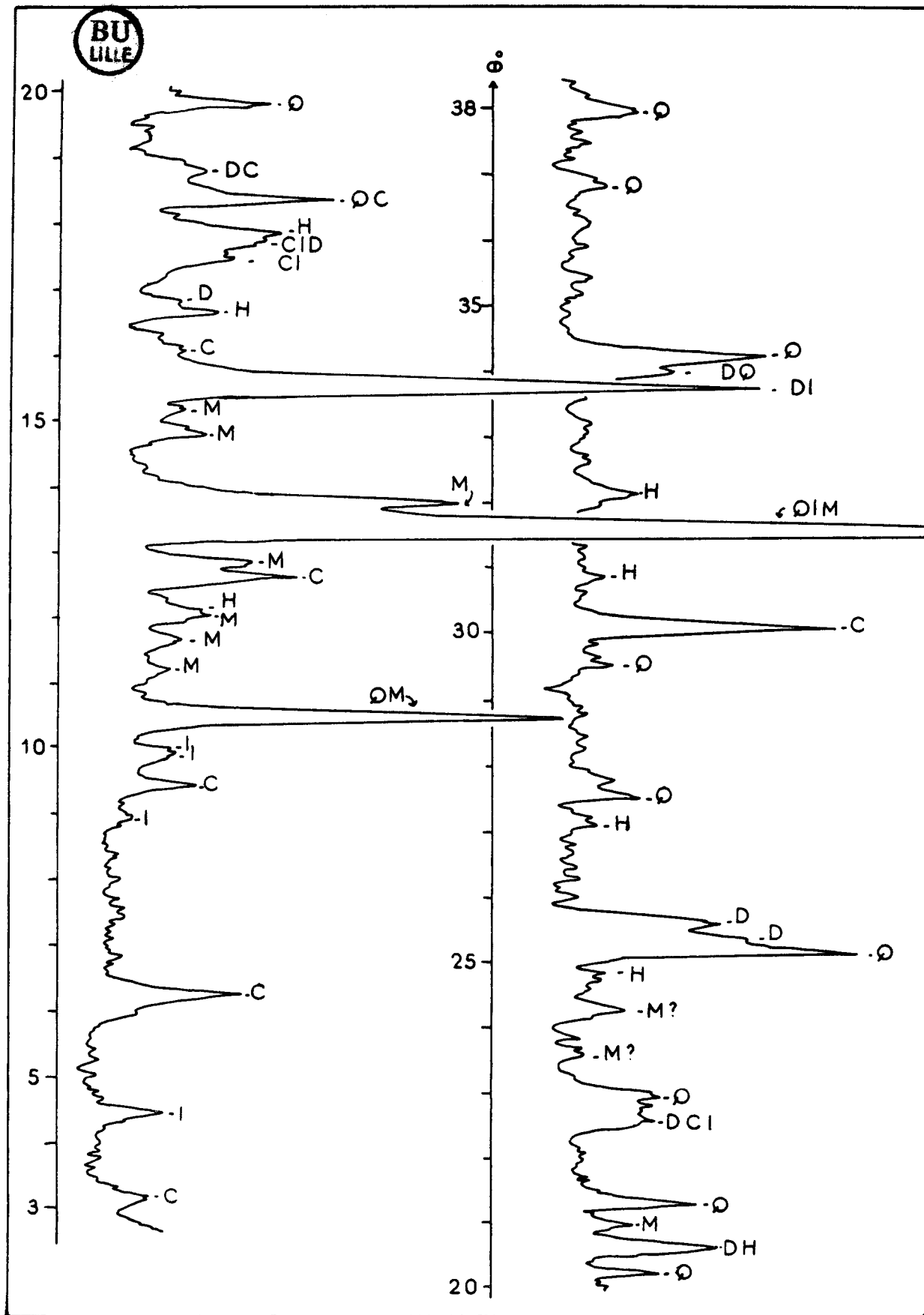


Fig. 2-32 - Diagramme de Rayons X (raie $K\alpha$ du Cu) d'un échantillon de la matrice d'une brèche (unité 3abr) de faciès brèche rouge.

Les constituants principaux sont : le quartz basse température (Q), l'hématite (H) et la dolomite 50/50 (D). On observe aussi l'illite (I), la chlorite (C) et le microcline basse température (M).

2. L'étude des minéraux lourds.

Six échantillons de brèche et un grès rose à oxyde, ont été étudiés selon la méthode décrite par Parfenoff et al. (1970) :

- broyage, tamisage (0,25 - 0,05 mm), extraction à la liqueur dense de la fraction à densité supérieure à 2,89 puis, sélection des différentes classes magnétiques par séparation à l'aimant, puis au séparateur électromagnétique de Frantz.

Les déterminations des minéraux ont été réalisées en collaboration avec T. Imbert (Labo. Géologie générale, Lille I) à l'aide des ouvrages suivants : Parfenoff et al. (1970), Guigues et Devismes (1969), Devismes (1978). Vu son but, l'étude est uniquement qualitative. Les résultats sont présentés à la figure 2-33.

ECHANTILLONS	Epidote	Sphène	Monazite	Apatite	Hématite	Magnétite	Pyroxène	Rutile	Tourmaline	Zircon	Staurotite	Sidérite	Marcassite	Grenat	Pyrite
BR. 1				+	+++		+		+					+	
BR. 2				+	+++		+		++	+	+			+	
BR. 3	+	+		++	+++		+	+	++	+	++			+	
BC. 1				++		++			+			+	+		+
BC. 2				+	+++				+					+	+
BC. 3				+	+++								+		
G.Ox 1			+	+	+++			+	+						

Fig. 2-33 - Tableau des minéraux lourds.

+ traces ; ++ peu abondant (quelques %) ; +++ abondant (supérieur 5%). Notons que les grenats observés étaient systématiquement automorphes sans traces visibles d'usure
Echantillons : BR = brèche rouge ; BC = brèche claire ; GOx = grès rose à oxydes

3. Morphoscopie et exoscopie des quartz.

Pour cette étude les échantillons de matrice de brèche ont été préparés selon la méthode de Le Ribault (1977). Les grains ainsi isolés sont pour 65 à 85% des "émoussés luisants" et pour le reste des "non usés" et quelques prismes automorphes.

Les "émoussés luisants" (E.L) présentent, à l'observation au "microscope électronique à balayage", une grande variété de figures indiquant une évolution aquatique. On note notamment des évolutions infra et intertidales.

Les "non usés" (N.U) sont la plupart du temps des anciens E.L repris par une érosion mécanique marquée par des grandes cupules et d'autres traces de choc (traces en V). Dans presque tous les cas on note un gradient de polissage postérieur aux chocs et souvent le dépôt de globules siliceux au fond des dépressions (évolution intertidale (?) tardive) (pl. B , 5).

Les prismes automorphes sont rares, ils présentent systématiquement des marques d'évolution aquatique et parfois des traces de choc (pl. B , 6).

4. Etude géochimique.

Je n'ai pu disposer que de trois analyses chimiques de matrice de la brèche, auxquelles il faut ajouter une analyse de shales de l'unité 3a^{sh} qui me servira pour des comparaisons.

Notons que les analyses (fig. 2-34) ferment assez mal, si l'on se contente d'additionner les pourcentages d'oxyde; mais si l'on considère que CaO et MgO sont sous forme de dolomite, ce qui est légitime au vu des résultats de Rayons X, on obtient des fermetures supérieures à 90%.

ECHANTILLONS	%										p. p. m.										Total	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅		Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V		
BR.4	46,8	10,2	7,30	6,08	7,2	0,32	3,68	0,13	0,12		89,4	1270	0	40	15	29	110	0	18	40		82,0
BR.5	40,3	14,6	15,2	3,27	5,25	0,06	4,36	0,27	ND		31,6	289	694	64	34	42	44	0	13	80		83,6
BC.2	26,7	5,93	7,11	16,2	10,3	0,06	1,39	0,12	0,1		36,8	3560	52,6	28	29	8	48	0	43	30		67,4
Sh.1	54,1	12,6	5,22	5,27	4,22	0,65	3,67	0,35	0,12		52,6	1540	42,1	40	28	62	60	7	57	60		86,9

Fig. 2-34 - Tableau des analyses chimiques.

Echantillons : BR = brèche rouge ; BC = brèche claire ; Sh = shale de l'unité 3a^{sh}.

E. DISCUSSION SUR LA NATURE DE L'UNITE 3a^{br}.

Je discuterai des différents aspects indépendamment les uns des autres.

1. Aspects pétrographiques et sédimentologiques.

Le constituant principal de la matrice de la brèche est le quartz α (basse température). L'absence de quartz β (haute température) ne peut être utilisée comme preuve de l'absence de volcanisme car il est métastable et aurait pu se transformer en quartz α . Par contre, la forte proportion de quartz à extinction roulante indiquée par l'étude des lames, et la présence de prismes automorphes indiquent une origine granitique ou métamorphique pour une grande majorité des quartz (Friedman et Sanders, 1978, p. 32).

La forte proportion de quartz E.L., l'existence de néoformations et de polissages sur les chocs des quartz N.U., indiquent que la dernière évolution subie est toujours une évolution aquatique (ce qui n'aurait pas été le cas si un volcanisme explosif était à l'origine de la brèche). Par ailleurs, lors de cette étude, je n'ai jamais observé de quartz de type volcanique comme

ceux illustrés par Le Ribault (1977). L'étude du principal constituant de la matrice de la brèche suggère donc, que celle-ci est d'origine sédimentaire et qu'elle est alimentée par l'érosion d'un socle acide (granitique ou métamorphique) en l'absence de toute influence volcanique (déjà suggérée par l'absence de clastes volcaniques ou plutoniques).

L'étude des autres constituants ne fait que confirmer et préciser ce qui vient d'être dit. Ainsi la présence de dolomite, d'argiles (l'étude en lame montre qu'il ne s'agit pas de séricite) de pyrite et de sidérite, confirme la nature sédimentaire de la brèche. Cette nature avait déjà été fortement suggérée par la présence de figures sédimentaires (stratifications, slumps, rides de courant) et par les relations avec certains niveaux clairement sédimentaires interstratifiés (cf. fig. 2-31).

Un certain nombre des autres minéraux lourds pourrait être d'origine volcanique, néanmoins on remarque :

- la similitude du spectre des minéraux lourds des brèches et du grès rose à oxydes qui est clairement d'origine sédimentaire ;
- la présence de minéraux considérés comme typiques des socles granitiques ou métamorphiques : monazite, tourmaline, staurotide, zircon et microcline basse température.

A ce sujet il faut remarquer que la présence d'apatite (qui résiste mal au transport aquatique), la plus grande fréquence relative de tourmaline par rapport au zircon et, l'aspect peu usé des grenats (et des prismes automorphes de quartz) indiquent une relative proximité du socle alimentant la brèche.

2. Aspects géochimiques.

Il est impossible de tirer des conclusions définitives sur un aussi petit nombre d'analyses. Néanmoins, on remarque que :

- . les faibles teneurs en Sr observées ici sont classiques dans les sédiments précambriens (*in* Lameyre, 1975, t. II, p. 146) ;
- . les faibles teneurs en Cr et Ni observées ici sont du même ordre que celles du shale de la figure 2-34 ou de divers sédiments précambriens. Elles sont plus de cent fois plus faibles que dans les roches d'origine mantellique (type de roche auquel est attribué la brèche des montagnes Wernecke; (Delaney, 1981) qui est corrélée avec celle étudiée).

Par ailleurs si l'on compare les analyses de matrice de brèche avec la moyenne des argilites précambriennes (Nanz, 1953), on ne constate que quelques différences :

- . des plus fortes teneurs en Fe, Ca, Mg et K et, des plus faibles teneurs en Si et Al. Ces différences sont directement explicables par la minéralogie des échantillons (hématite, dolomite, illite et feldspath) ;
- . des fortes teneurs en Fe, Mn, Co, Zn et Pb qui sont néanmoins du même ordre que celles des nombreux gisements sédimentaires précambriens,

comme par exemple, des conglomérats ou certains gisements de fer déposés sans aucune influence volcanique (Dimroth, 1978, Gross et McLeod, 1980). Ces teneurs ne sont d'ailleurs pas fondamentalement différentes dans l'échantillon de shales de l'unité 3a^{sh} (fig. 2-34).

Cette comparaison permet de confirmer ce qui a déjà été dit au sujet de l'absence de trace de volcanisme, et de l'affinité sédimentaire de la brèche. De plus, le report des analyses sur le diagramme de Schmidt (1963) (fig. 2-35), qui permet de distinguer les gisements de fer déposés avec ou sans influence volcanique, confirme l'absence de cette influence.

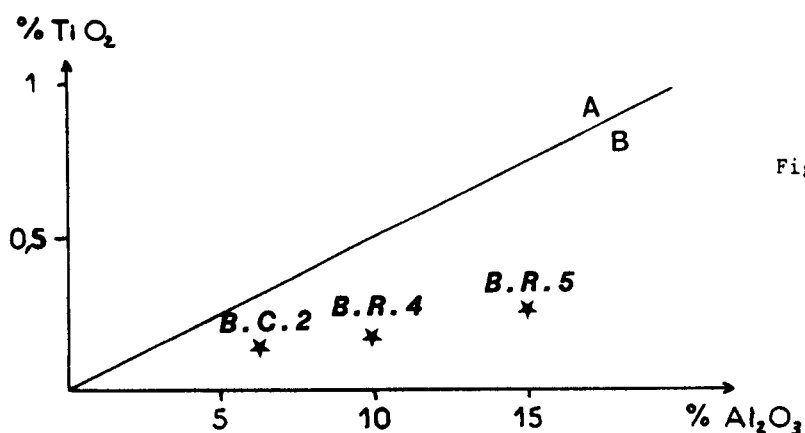


Fig. 2-35 - Diagramme de Schmidt (1963).

A = domaine d'influence volcanique ; B = domaine d'absence d'influence volcanique. Les analyses sont celles de la figure 2-34.

3. Aspect cartographique, les relations de l'unité 3a^{br} avec son encaissant.

Comme je l'ai déjà signalé, en l'absence d'arguments pétrographiques, les auteurs ayant travaillé dans les montagnes Wernecke, étayaient leur opinion, sur le caractère intrusif de la brèche, par des considérations cartographiques. Le principal de ces arguments étant l'existence de "pipes" et de "dykes" de brèche.

Sur la carte géologique et sur les coupes, on voit que l'unité 3a^{br} se présente en corps planaires. Leurs relations avec l'encaissant sont de deux types. Il s'agit :

- . de couches interstratifiées (ou de sills injectés) dans les seules unités 3a^{sh} et 3a^{ps}, ou au niveau de leur discordance basale (Sud et Nord-Est de la carte cf. fig. 2-30) ;
- . d'une couche en discordance sur le groupe I, recouverte par un chevauchement affectant ce même groupe I (ou d'un dyke injecté dans un plan de chevauchement affectant le groupe I) (Nord-Ouest de la carte cf. fig. 2-36).

A ces types de gisement il faut ajouter une localité (64°44'20" N, 139°19' W) où la brèche se présente comme :

- . une série de blocs (Olistolites) sub-elliptiques alignés sur plus de 100 m de long, noyés dans un olistostrome ; l'unité 3a^{sh} (ou de "pipes" recoupant cette unité) (cf. fig. 2-37).

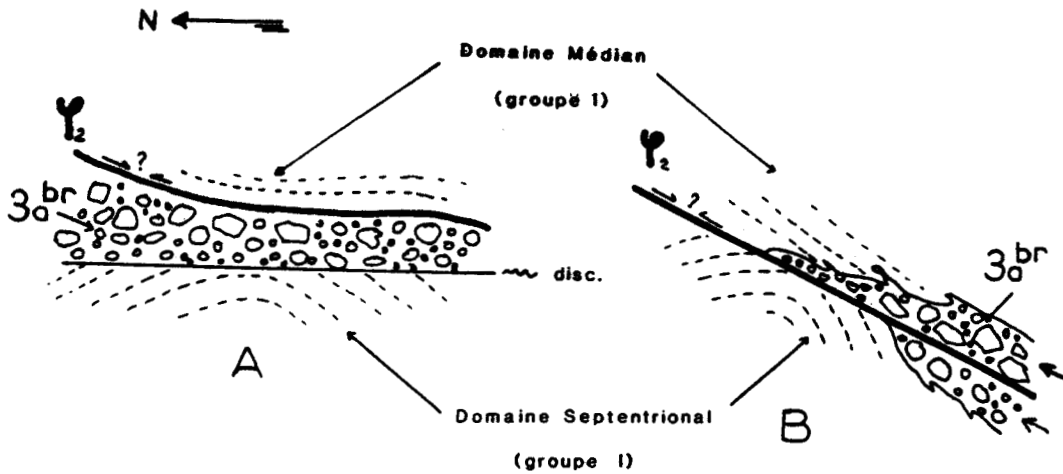


Fig. 2-36 - Schémas illustrant l'alternative sur le mode de mise en place de l'unité 3a^{br} au NW du terrain (méridien 139°30').

A : hypothèse sédimentaire (le chevauchement est post-dépôt de 3a^{br}) ; B : hypothèse intrusive (le chevauchement est anté-intrusion).

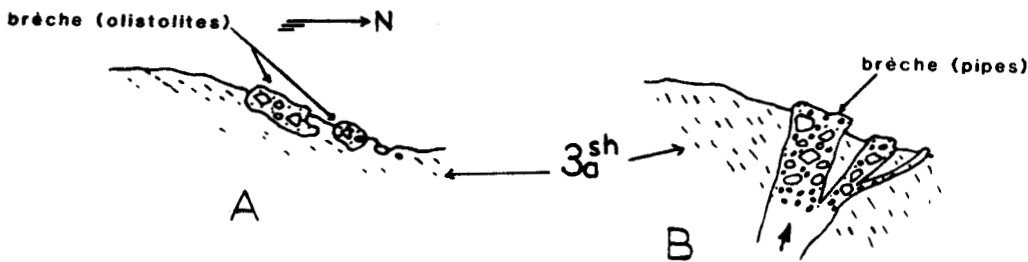


Fig. 2-37 - Coupes schématiques illustrant l'alternative sur la nature d'un alignement d'affleurement de brèche dans l'olistostrome 3a^{sh}. (cf. fig. 2-42)

A : hypothèse sédimentaire ; B : hypothèse intrusive.

Pour le dernier type de gisement, la discussion complète, qui repose sur l'interprétation de l'unité 3a^{sh} en terme d'olistostrome, aura lieu p 72.

On remarque que dans tous les cas la double interprétation est possible. On ne peut donc pas trancher sur la nature de la brèche à la suite de la seule étude cartographique. Néanmoins on remarque que si l'on choisit l'interprétation sédimentaire (cf. infra) on est obligé d'admettre une équivalence chronologique entre l'unité 3a^{br} et les unités 3a^{ps} et 3a^{sh} (je reviendrai sur ce point particulier).

F. CONCLUSIONS.

A l'issue de cette étude, on peut donc conclure que l'unité 3a^{br} qui est un ensemble essentiellement bréchiq, est totalement sédimentaire et a été déposé en l'absence de toute influence volcanique. Cette unité est en

partie alimentée par un socle acide (granitique ou métamorphique) proche. Quelques données de l'exoscopie, et la présence de cherts rouges lités (assimilable au "B.I.F."), indiquent l'existence locale de milieux de dépôts intertidaux ou émergés. Dès à présent une équivalence chronostratigraphique avec les unités $3a^{sh}$ et $3a^{ps}$ est suggérée.

II. L'UNITÉ $3a^{sh}$.

Il s'agit d'une unité essentiellement pélitique déposée dans un bassin instable (c'est un olistostrome) et qui affleure très mal. Son affleurement principal, entre les domaines médian et méridional du groupe I, se matérialise sur le terrain comme une vaste combe herbeuse. Dans cette zone, une seule coupe (coupe J), très partielle et en partie reconstituée, représentant 900 m de série, a pu être établie. Je ne la donne ici qu'à titre d'illustration de la diversité des faciès que l'on peut rencontrer (fig. 2-38).

L'épaisseur totale de l'unité est inconnue mais représente vraisemblablement, au moins au Sud, plusieurs milliers de mètres. On y distingue des niveaux relativement bien stratifiés et des niveaux chaotiques (olistostromes au sens de Broquet, 1970 et 1973).

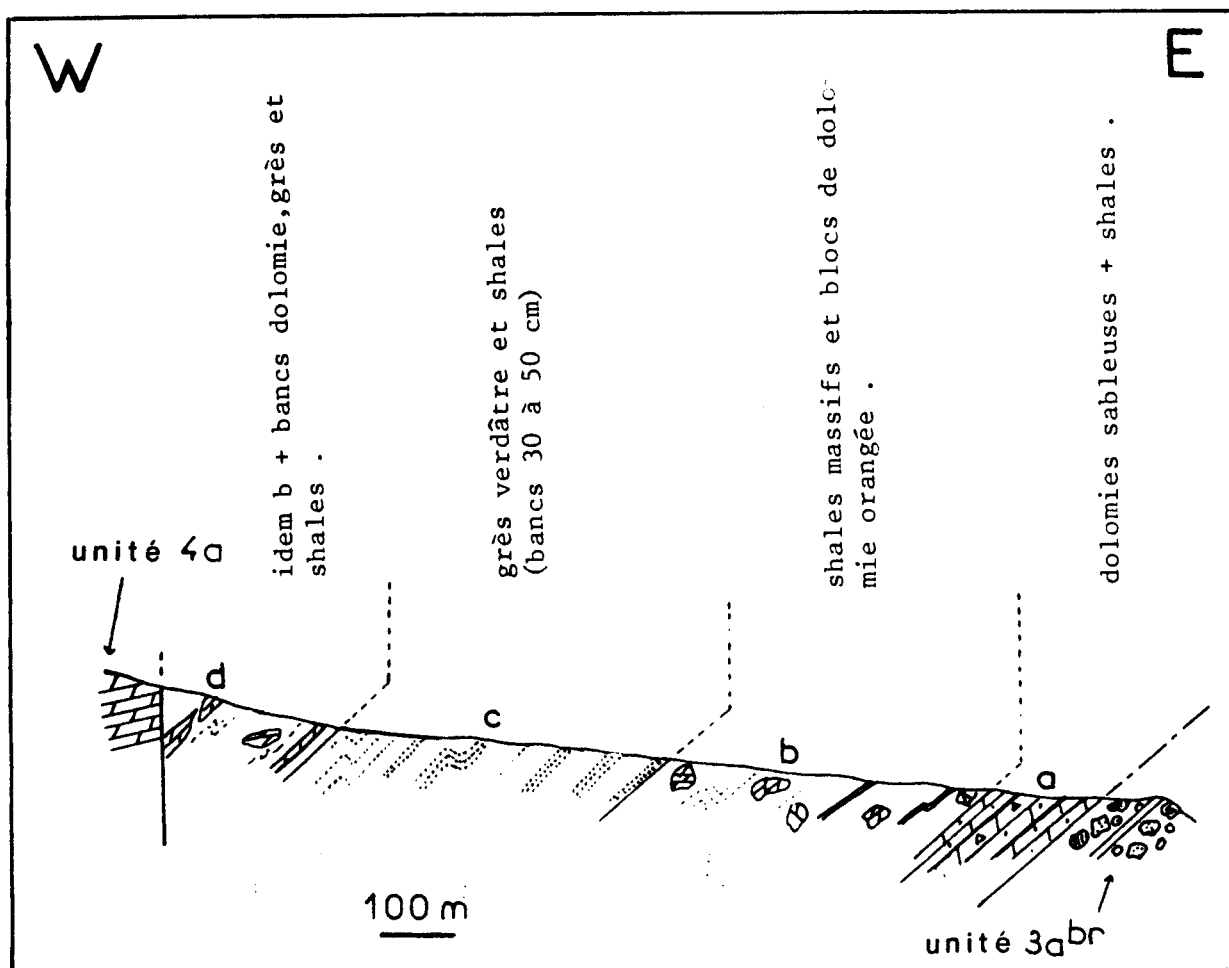


Fig. 2-38 - Coupe J : (localisation pl. h.t. 2).

Le sommet de l'unité $3a^{sh}$ est inconnu. On remarque la présence de niveaux chaotiques (b et d) interstratifiés dans des niveaux à stratification plus régulière (a et c) (juste affectée par quelques slumps).

A. DESCRIPTION DE L'UNITE 3a^{sh} SUR LA COUPE J.

a- 100 m de bancs massifs de dolomie sableuse noire associée, vers le haut, à quelques niveaux de shale noir, (parfois sableux, finement laminé et présentant des stratifications obliques) et à quelques bancs massifs de dolomie, parfois bréchifiée, grise à patine orangée (sparite à texture de grainstone localement très recristallisée : granulométrie plurimillimétrique).

Les dolomies sableuses noires ont une cassure granuleuse et brillante, elles sont ponctuées de points blanchâtres. En lame, le fond est une sparite à texture de packstone parsemée de quartz anguleux (0,1 à 1 mm) et de feldspaths souvent très altérés.

b- 300 m de shale massif noir, parfois finement lité et très riche en slump. Localement on observe des lentilles plus sableuses, d'épaisseur centimétrique et de taille décimétrique, et des niveaux décimétriques à métriques de dolomie massive sableuse miel. Très fréquemment on observe, noyés dans les shales, des blocs (1 mm à 5 m) de dolomie, parfois sableuse ou parfois laminaire à altération orangée. Ces blocs, et leurs relations avec la matrice, seront décrits à l'issue de l'étude de cette coupe. L'ensemble ayant un aspect chaotique.

Les shales sont constitués de mudstone phylliteux, parfois riche en granules de carbonate, en minéraux opaques, en grains de quartz (50 à 200 µm) plus ou moins anguleux et en feldspaths (0,1 à 1 mm) très altérés. Ces minéraux blancs peuvent représenter jusqu'à 40% de certains lits des faciès finement lités.

La dolomie des blocs, souvent très sombre en cassure, est une sparite à texture de grainstone ou packstone, parfois très riche en minéraux blancs (quartz et feldspaths). Parfois, quand l'échantillon présente des laminations (algaires ?), on observe en plus des longues lentilles de wackstones souvent plus riches en minéraux blancs que le reste de la lame.

Les dolomies sableuses miel, ont une matrice silto-carbonatée dans laquelle sont noyés des minéraux blancs (quartz et feldspaths altérés) de forme anguleuse (100 à 500 µm) ainsi que quelques galets millimétriques de mudstone phylliteux (galet mou ?) ou de grès pur (granulométrie 0,1 mm).

c- 300 d'alternance de grès verdâtre laminé en bancs réguliers (30 à 50 cm), de plus en plus rares vers le haut, avec du shale massif noir finement lité et souvent dolomitique, en bancs métriques. Les slumps centimétriques à décimétriques, peu abondants, sont présents dans les deux types de lithologies. Le sommet des bancs de grès est parfois marqué par des rides lingoïdes et d'interférence indiquant ainsi un milieu de dépôt peu profond (cf. infra).

Les grès verdâtres sont très feldspathiques et de granulométrie homogène (50 µm). La stratification est soulignée par des lentilles de siltstones (0,1 mm) riches en granules de carbonates (10 µm). Ces laminations sont très irrégulières.

Les shales dolomitiques se présentent comme des alternances millimétriques de mudstones carbonatés (lit sombre) avec des siltstones/ mudstones chloriteux, riches en minéraux blancs (20 µm) et en granules de carbonate (10 µm). Les stratifications de ces lits clairs sont parfois soulignées par des laminations (0,1 mm) de mudstone carbonaté. Les contacts lits clairs/ lits sombres sont progressifs.

d- au moins 200 m d'alternance de shale massif noir, parfois à blocs de dolomie à altération orangée, avec des lits décimétriques à métriques de cette même dolomie, de dolomie grise, de grès plus ou moins conglomératique et de shale verdâtre massif. Les lits sont irréguliers donnant ainsi un aspect chaotique. Les slumps sont très courants. A la base des bancs de grès on peut parfois observer des chenaux d'ordre métrique.

Les grès sont constitués d'un fond de siltstone chloriteux, dans lequel sont noyés des grains de quartz, de feldspaths altérés (0,1 à 1 mm) et des galets millimétriques de siltstone/mudstone.

Les shales massifs verts sont constitués d'un mudstone très riche en hématite où les minéraux blancs sont totalement absents.

B. AUTRES OBSERVATIONS SEDIMENTOLOGIQUES ET INTERPRETATION.

La coupe J (p 69) permet de constater la grande variabilité des roches rencontrées dans cette unité. On note de plus un caractère détritique bien marqué, avec une granulométrie assez grossière et la présence de nombreux feldspaths qui indiquent sans doute la proximité d'un socle cristallin. Les faciès décrits peuvent être considérés comme représentatifs de l'unité. On constate l'existence de deux types de niveaux.

1. Les niveaux à stratification relativement régulière .

Dans ces niveaux (ex niveaux a et c de la fig. 2-38) on peut observer des rides d'oscillation, et souvent d'abondantes stratifications obliques qui engendrent localement une structure madrée. Ceci indique un milieu de dépôt peu profond. Les slumps bien que présents ne sont jamais très abondants ; l'instabilité n'est pas un caractère dominant de ces niveaux.

2. Les niveaux chaotiques (olistostromes)

Ces niveaux (ex : niveaux b et d, fig. 2-38) sont très riches en slumps centimétriques à hectométriques (fig. 2-39). Le phénomène le plus spectaculaire.

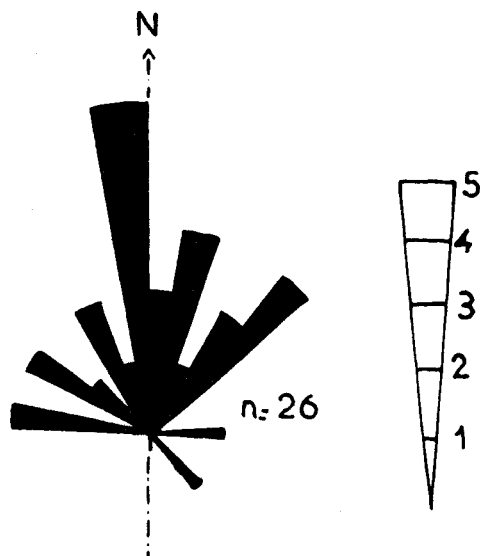
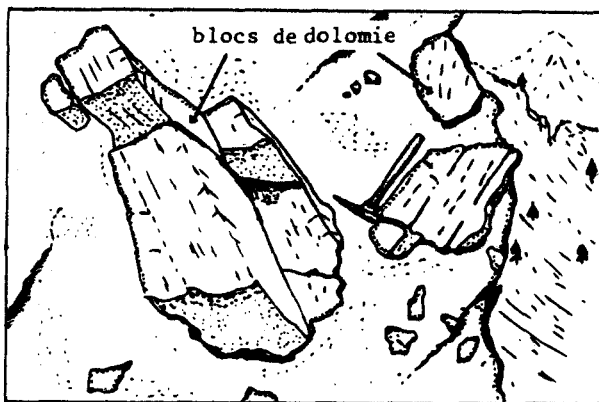


Fig. 2-39 - Directions des slumps de l'unité 3ash.

Les mesures de terrain sont remises à l'horizontale par rotation autour de la direction du pendage de la stratification. Cette méthode approximative a été appliquée du fait des incertitudes sur la structure tectonique, qui empêchent l'utilisation de la méthode de Vialon et al. (1976). La pente moyenne indiquée est Sud-Nord.

Fig. 2-40 - Blocs de dolomie grise à patine orangée, basculés et localement moulés dans la stratification de la matrice pélitique indurée. Aucune continuité entre les blocs n'est observable sur cet affleurement.



laire y est la présence de blocs de taille centimétrique à pluridécimétrique isolés dans une matrice argileuse. Ces blocs déterminent souvent des chicots dans la morphologie. Sur le plan pétrographique j'ai reconnu deux types de blocs, le deuxième type n'ayant été observé que sur un affleurement.

- Les blocs de dolomie ont des relations diverses avec la matrice. Elles sont indiquées aux figures 2-40 et 2-41. Dans le détail, on remarque, à la base et au sommet de certains blocs, des fentes (fissures ouvertes en ciseaux) qui sont remplies de pélites dont le litage épouse la forme de la fente en se raccordant à celui de la matrice.

La forme des blocs est généralement parallélépipédique, la base et le sommet de ceux-ci correspondent à des plans de stratification et le contact avec la matrice est franc. Occasionnellement le côté qui recoupe la stratification a un aspect flou et donne une impression de continuité et de passage progressif entre les pélites et le bloc. Cette impression est d'ailleurs confirmée par l'étude microscopique. Il semble donc y avoir eu étirement plastique et rupture du bloc dolomitique de manière synchrone à un certain mélange entre dolomies et shales.

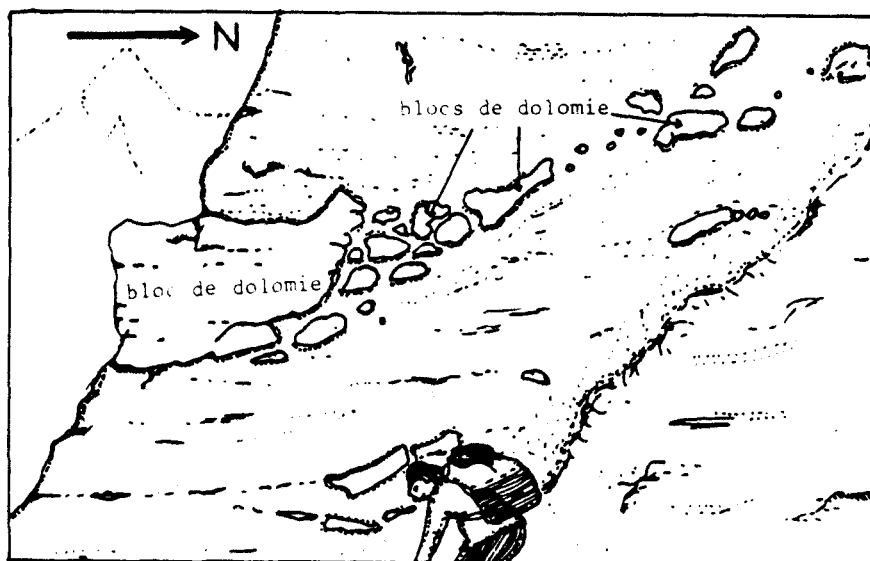


Fig. 2-41 - Blocs de dolomie alignés et moulés par la stratification de la matrice pélitique indurée.

L'allure générale suggère que cet affleurement correspond à un banc émietté par étirement lors d'un glissement. Le mouvement apparent est de droite à gauche mais la série étant ici inverse (cf. fig. 2-43) le sens original du glissement était Sud/Nord, ce qui est conforme à la figure 2-39.

Ce caractère plastique d'une partie de la fragmentation doit s'interpréter en terme de déformation précoce (anté-lithification) des blocs. Une autre partie de la fragmentation est clairement fragile et donc, plus tardive. Ces deux types de fragmentation coexistent dans les mêmes bancs dilacérés.

Le fait qu'une seule lithologie (dolomie à altération orangée) constitue la quasi totalité des blocs, la présence dans ces niveaux de quelques bancs, non disloqués, de cette même roche, le caractère parfois très précoce (anté-lithification) de certaines phases de rupture de ces bancs indiquent, le caractère autochtone des blocs qui se sont donc mis en place sous l'action de glissements. Ceci est confirmé par quelques observations (fig. 2-41) et par l'aspect de la matrice, très riche en slump. Ces blocs sont donc des olistolites au sens de Broquet (1970 et 1973).

- Les blocs de brèches ont le même faciès que celui décrit sous le nom de "faciès brèche claire" dans l'unité 3abr. Un seul affleurement contenant ce type de bloc est connu (fig. 2-42 et 2-43). Le problème posé par cet affleurement dépasse le cadre de l'unité 3ash, j'y ai déjà fait allusion lors de l'étude de l'unité 3abr : il s'agit de savoir si cet affleurement correspond à des blocs (olistolites ou klippes sédimentaires) dans l'unité 3ash, comme le suggère a priori le contexte, ou s'il s'agit de "pipes" de brèche intrusive (fig. 2-37).

On remarque que les affleurements de brèche s'alignent dans la stratification des shales de l'unité 3ash et ont une structure d'ensemble similaire, et de même orientation, que celle décrite à la figure 2-41.

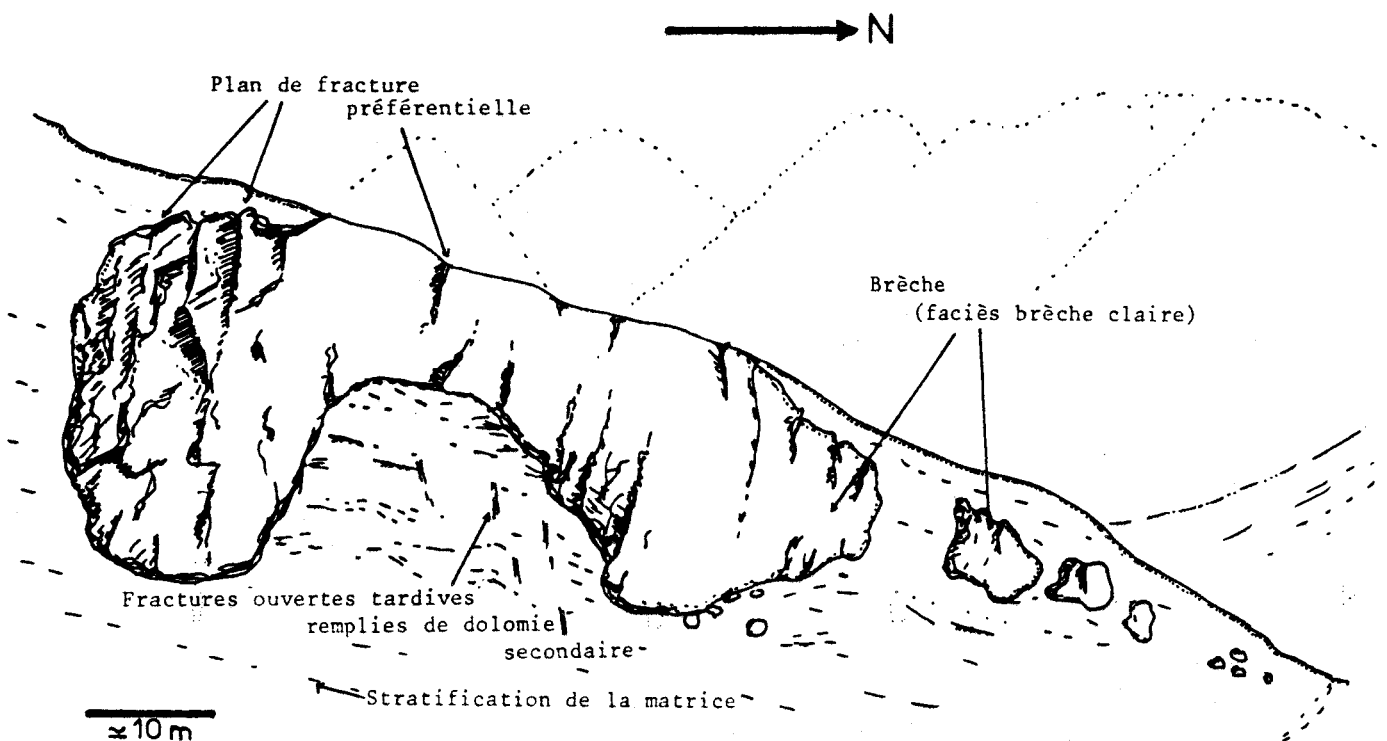


Fig. 2-42 - Panorama de l'unique affleurement de blocs de brèche (unité 3ash). L'interprétation en ces termes est l'hypothèse que je retiendrai, l'autre hypothèse en présence serait, d'après la bibliographie, de considérer qu'il s'agit d'une série de "pipes" (la brèche serait alors intrusive : fig. 2-37).

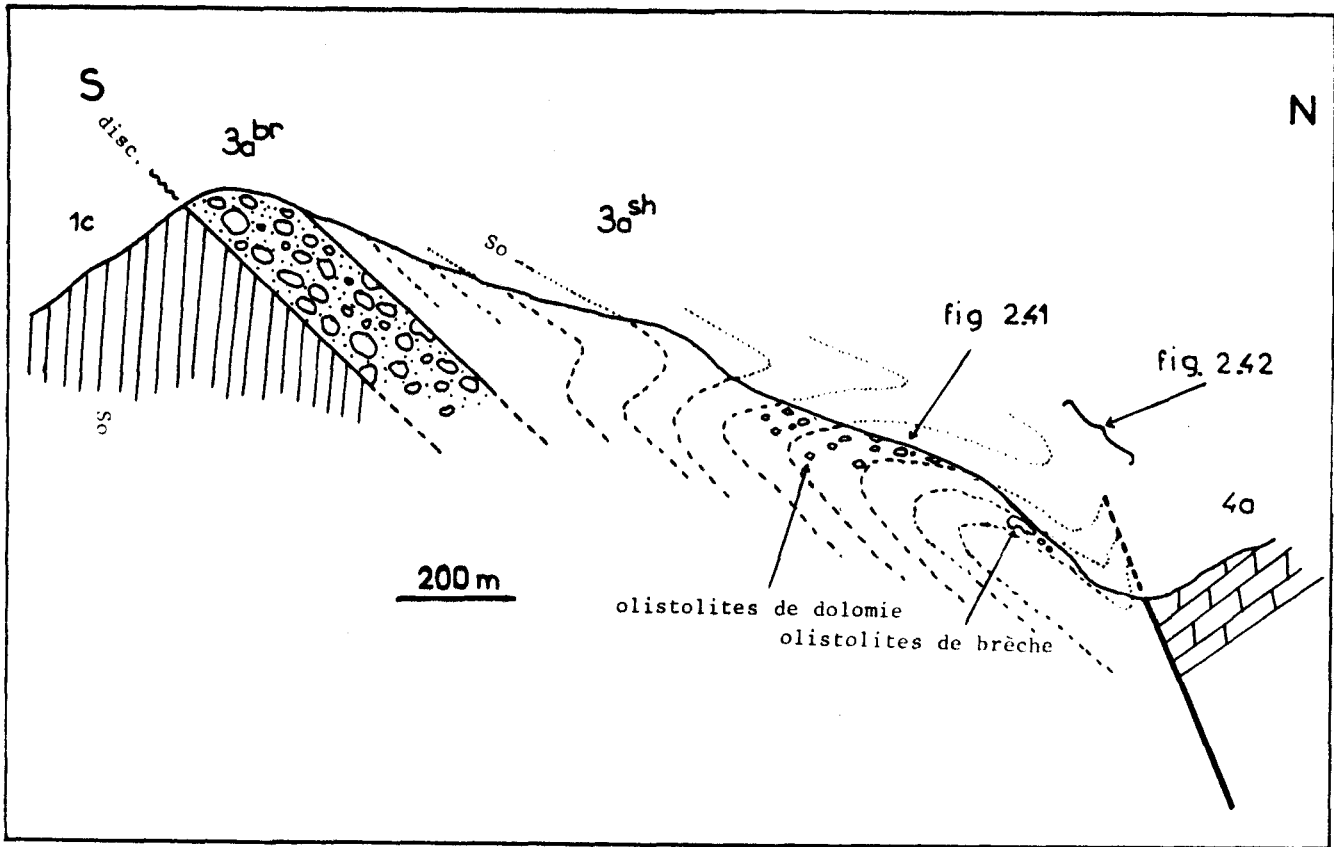


Fig. 2-43 - Coupe Q' (localisation pl. h.t. 2) qui place les affleurements des figures 2-41 et 2-42 dans leur contexte (série inverse). L'orientation, différente de celle des coupes (pl. h.t.3) est la même que celle de ces figures.

Si l'on remet la série en position normale, on constate que les shales comblent une grande cavité dans le plus important des corps bréchiques. Je pense donc que les corps bréchiques correspondent à des morceaux d'un ancien lit de brèche interstratifié dans l'unité 3a^{sh}. Celui-ci a été dilacéré, à la faveur de plan de fracture préférentiel (cf. fig. 2-42), lors d'un glissement par gravité, le long d'une pente inclinée vers le Nord. Ils'agirait donc d'olistolites. Après immobilisation, la sédimentation péritique a continué, puis, l'ensemble a été impliqué dans un vaste slump se déversant toujours vers le Nord.

C. LES FACIES SOMMITAUX DE L'UNITE 3a^{sh}.

Au Nord du terrain, on observe localement l'unité 3a^{sh} qui présente parfois un faciès d'olistostrome. Vers le haut de la série, les dolomies sont de plus en plus fréquemment sous forme de bancs non dilacérés, matérialisant ainsi un passage progressif avec les dolomies massives de l'unité 3b (fig. 2-44).

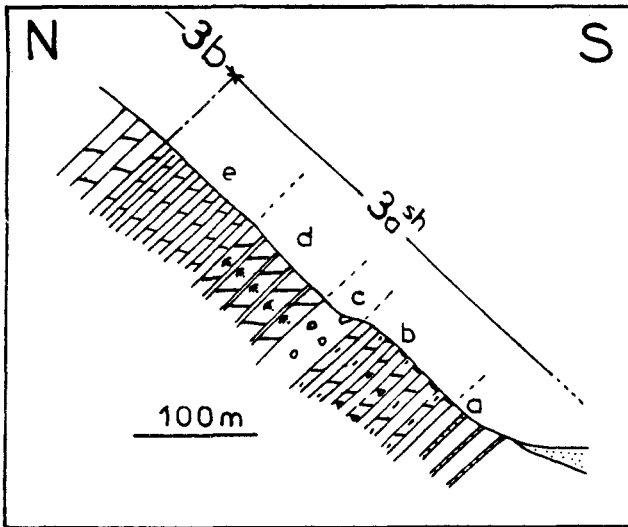


Fig. 2-44 - Coupe schématique du sommet de l'unité 3a^{sh} et du passage progressif à l'unité 3b (coupe K : localisation pl. h.t. 2).

- a : alternance métrique de shales et de grès ;
- b : alternance décimétrique de dolomie argileuse, parfois bréchifiée et de shales ;
- c : olistostrome à blocs de dolomie orangée ;
- d : alternance métrique de shales et de dolomies à stromatolites ;
- e : dolomie orangée (en plaquettes) à laminations algaires, vers le haut les bancs s'épaississent et deviennent gris.

D. CONCLUSIONS.

L'unité 3a^{sh} est constituée d'une accumulation de niveaux détritiques à sédimentation peu profonde, caractérisés par une instabilité modérée et de niveaux chaotiques à stratification interne très confuse et où abondent les slumps et les phénomènes de resédimentation. Ces niveaux chaotiques correspondent à des olistostromes dans le sens de Flores (1955 et 1959) et Broquet (1970 et 1973) : c'est-à-dire sans signification tectonique particulière mais plutôt, comme des niveaux résultant de glissements gravitaires sous-marins. Cette présence d'olistostromes n'implique donc pas l'existence d'une tectonique tangentielle (avancée de nappe) d'autant plus qu'aucun claste ou bloc exotique n'a été mis en évidence.

III. L'UNITÉ 3a^{PS}.

Cette unité affleure uniquement dans le Nord du terrain. Comme pour l'unité 3a^{sh} les affleurements sont médiocres, les crêtes sont arrondies et les affleurements de ces crêtes, démantelés par le gel, se présentent comme des tas de cailloux. Ainsi les indications que je donnerai sur les bancs, leur épaisseur et sur les figures sédimentaires n'ont été faites que sur de rares affleurements. La stratigraphie interne de cette unité demeure extrêmement floue, les coupes n'ont pu être reliées entre elles et l'épaisseur totale de l'unité est inconnue. Je ne décrirai qu'une coupe (fig. 2-45), représentative des différents faciès observés. La majorité des affleurements est constituée d'un grès rose, dont la stratification est souvent soulignée par de fines laminations sombres et régulières, qui dessinent assez fréquemment des slumps décimétriques et des stratifications entrecroisées.

Ce grès rose est fin, souvent dolomitique ou calcaireux. En lame mince, on observe une matrice carbonatée, parfois chloriteuse (sparite à texture de grainstone) qui est souvent ponctuée de points (1 à 2 µm) d'hématite qui sont à l'origine de la couleur de la roche. Dans cette matrice sont noyés, pour 50 à 80%, des grains de quartz de 100 à 300 µm. Ces grains de quartz sont souvent jointifs et l'abondance des points triples et des figures d'interpénétration indiquent la présence de phénomènes de recristallisation. On observe aussi quelques feldspaths (plagioclases peu altérés) et des sections de tourmaline. Les laminations correspondent à des lits fins où les quartz sont plus rares et où les minéraux opaques sont accumulés.

S.W.

NE.

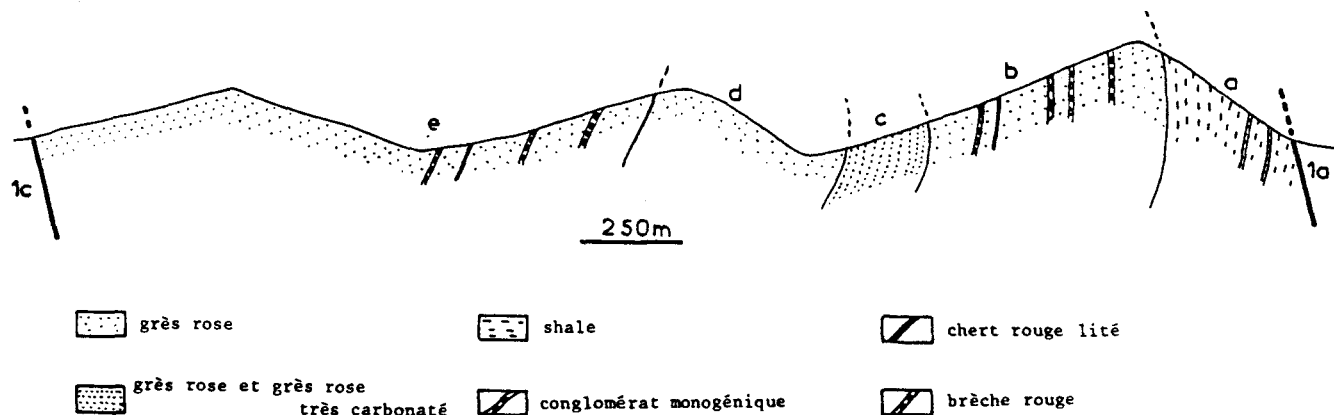


Fig. 2-45 - L'unité 3a^{ps} sur la coupe L (localisation pl. h.t. 2).

Le sommet et la base de l'unité sont inconnus.

On remarque la similitude entre cette roche, les grès roses à oxydes et la matrice des faciès bréchiqes de l'unité 3a^{br}.

A. DESCRIPTION DE LA COUPE L.

a- 400 m de shale fin, rose, dolomitico-calcareux, à débit en plaquettes, avec à la base quelques bancs métriques de grès rose ou ocre et des niveaux, décimétriques à métriques, de shale vert à stratification irrégulière (aspect chaotique).

Les shales carbonatés roses sont constitués d'un mudstone carbonaté et argileux, parfois homogène ou finement lité. Dans ce dernier cas les lits les plus clairs correspondent à la présence de quelques quartz et feldspaths (< 10 µm), et de quelques lamelles de micas blancs de longueur inférieure à 5 µm, alignées dans la stratification.

Les shales verts ont un aspect massif et fréquemment craquelé. En lame on observe un mudstone chloriteux finement lité.

b- 550 m de grès rose ou ocre carbonaté, en bancs décimétriques à métriques, avec quelques niveaux de shale rose carbonaté. On observe fréquemment des structures madrées indiquant un milieu très peu profond et, des slumps et des conglomérats monogéniques de grès roses, qui indiquent une certaine instabilité du milieu de dépôt. De plus, on peut observer, interstratifiés dans les grès, des niveaux métriques de brèche (faciès brèche rouge) et des niveaux de chert rouge lité, tous deux déjà décrits dans l'unité 3a^{br} et spécifiques aux seules unités 3a^{ps} et 3a^{br}.

- c- 300 m d'alternance centimétrique à décimétrique, de niveaux d'épaisseur irrégulière de grès rose et, de grès rose très carbonaté moins résistant à l'érosion. On observe, comme précédemment, des structures madrées avec de plus, des "flut-marks".
- d- 600 m de grès rose à patine ocre, assez calcareux, à lamination régulière (faciès plus profond ?).
- e- 1250 m, idem b. ; les brèches et cherts rouges sont concentrés à la base du niveau et on observe localement des rides d'oscillation qui indiquent une bathymétrie de dépôts très peu profonde.

B. CONCLUSIONS.

L'unité 3a^{ps} correspond donc à des dépôts essentiellement sableux. La présence d'un certain nombre de figures sédimentaires (structures madrées, rides d'oscillation ...) et l'existence de niveaux de cherts rouges (B.I.F.) indiquent un milieu de dépôt peu profond voire localement émergé.

IV. LES UNITÉS 3b ET 3c.

Ces unités carbonatées n'affleurent que de manière discontinue au Nord de la zone d'étude. Elles présentent une bonne constance dans les faciès sur tous leurs affleurements (avec une tendance à l'épaississement à l'Ouest). J'ai décrit avec la coupe K (fig. 2-44) le passage progressif de l'unité 3a^{sh} à l'unité 3b. Je vais décrire ici la colonne de la coupe M (fig. 2-46) qui est la meilleure coupe levée pour les unités 3b et 3c.

Généralement les affleurements de ces unités sont gélifractés et donc assez médiocres. L'observation de bancs en place est rare .

Les dolomies des unités 3b et 3c sont principalement des microsparites à texture de grainstone. Localement, on peut observer des reliques de micrite à microtexture amiboïde (il s'agit donc de dolomies primaires). Fréquemment les dolomies sont laminaires. Ces laminations, probablement d'origine algale, s'expriment en lame comme des lentilles ou des lits onduleux à bord diffus, épais de 100 à 500 µm, et constitués de microsparite/sparite à texture de packstone ou wackestone.

Il s'agit de roches très proches des dolomies de l'unité 2a, et comme dans le cas de cette unité, leur caractère primaire et l'existence de laminations algales ne peuvent être utilisés pour proposer une bathymétrie de milieu de dépôt. (cf. p 41)

Unité 3b correspond, dans les paysages, à des niveaux de couleur grise.

- a- 150 m de dolomie massive et homogène grise, d'aspect cristallin, avec quelques passées de brèche monogénique intraformationnelle à matrice rosâtre.

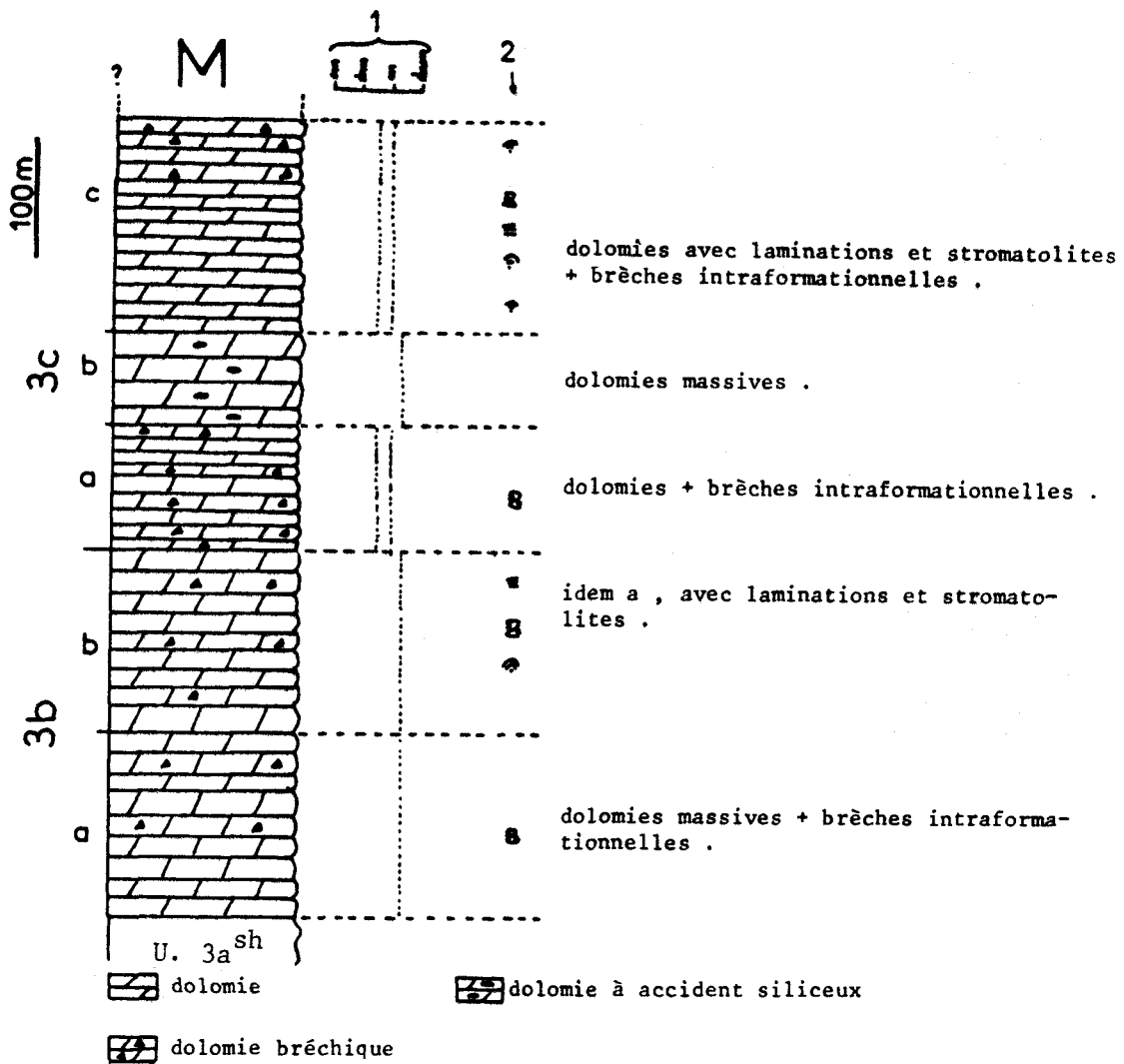


Fig. 2-46 - Les unités 3b et 3c sur la coupe M (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; * : stromatolites ; ≡ : laminations algaires ; Δ : slumps.

b- 150 m idem a, mais avec localement des niveaux à laminations algaires et stromatolites.

Unité 3c, très semblable à la précédente, elle se distingue néanmoins dans les paysages par une couleur orangée.

a- 100 m de dolomie grise à patine orangé clair avec de nombreux niveaux de brèche intraformationnelle.

b- 75 m de dolomie grise à patine orangé clair, qui induit un léger ressaut dans la morphologie. On observe quelques nodules siliceux.

c- au moins 175 m de dolomie grise à patine orangée, souvent riche en laminations algaires et stromatolites columnaires. Dans les derniers 50 m de cette colonne on va observer de nombreux niveaux de brèche intraformationnelle à matrice cristalline rosâtre.

On assiste donc avec ces unités à un retour à des conditions sédimentaires stables, après l'olistostrome auquel elles succèdent en continuité. Une instabilité résiduelle se manifeste néanmoins par la présence de brèches intraformationnelles et de quelques slumps affectant les laminations. Le milieu de dépôt ne peut pas être précisé.

V. DISCUSSION ET CONCLUSION À L'ÉTUDE DU GROUPE II.

La conclusion principale qui ressort de l'étude du groupe II est la nature sédimentaire de la brèche de l'unité $3a^{br}$. En effet les études pétrographiques et géochimiques n'ont pas pu mettre en évidence la moindre trace de volcanisme, au contraire elles apportent de nombreux arguments allant dans le sens de l'origine sédimentaire. L'étude cartographique montre qu'il est possible d'expliquer la totalité des gisements de l'unité $3a^{br}$, si l'on admet que celle-ci est un équivalent chronostratigraphique des unités sédimentaires $3a^{sh}$ et $3a^{ps}$. Cette unité $3a^{ps}$ présente d'ailleurs de nombreuses similitudes avec l'unité $3a^{br}$ (similitude pétrographique entre les grès roses et la matrice de la brèche (oxyde de fer, minéraux lourds ...), présence spécifique de cherts rouges lités). Notons que l'unité $3a^{sh}$ semble généralement (mais pas toujours) se trouver en position supérieure, par rapport aux unités $3a^{ps}$ et $3a^{br}$, dans la série. L'équivalence chronostratigraphique n'est donc pas absolue.

On remarque dans la description des clastes des brèches de l'unité $3a^{br}$ que la très grande majorité de ceux-ci ont comme origine la plus probable l'unité $3a^{ps}$ (grès roses, cherts rouges, shales verdâtres). Par ailleurs j'ai déjà signalé la similitude entre la matrice des brèches et les grès roses de l'unité $3a^{ps}$. Il résulte de ces deux remarques, et de l'équivalence chronostratigraphique entre les unités $3a^{br}$ et $3a^{ps}$, que l'on peut supposer que les brèches de l'unité $3a^{br}$ sont constituées, au moins en partie, des faciès remaniés de l'unité $3a^{ps}$.

L'unité $3a^{ps}$ constitue une accumulation de niveaux peu profonds, voire émergés. Il s'agit vraisemblablement d'un édifice littoral sur lequel se sont développées localement des lagunes de sédimentation chimique (chert rouge lité). Cet édifice a été alimenté par érosion et lessivage d'un socle acide proche. Celui-ci a fourni le sable, le fer en solutions et/ou sous forme de poussière d'oxyde, les minéraux lourds et les feldspaths que l'on trouve dans les grès et dans la brèche, et peut-être les carbonates. Les conditions physico-chimiques de cette altération et de ce lessivage étant obligatoirement très différentes de celles du phanérozoïque (cf. Cloud, 1972 ; Routhier, 1980).

Le remaniements de l'unité $3a^{ps}$ aurait, à mon avis, comme origine une instabilité tectonique qui provoquerait des glissements en masse et une sédimentation chaotique. C'est ce modèle qui est représenté aux dessins A.B. de la figure 2-47 et qui rend bien compte de toutes les observations sur la moitié Nord du terrain, avec notamment, en position relativement méridionale, une épaisse série constituée presque uniquement de grès roses alors que plus au Nord les faciès remaniés (bréchiques) alternent avec ces grès.

Les dessins C,D de la figure 2-47 proposent une hypothèse pour intégrer l'unité $3a^{sh}$ dans ce modèle. Elle fait appel à une importante phase de subsidence qui éloignerait la côte vers le Sud. Cette phase pourrait correspondre à une modification du milieu suffisamment importante pour que les conditions, notamment physico-chimiques de mobilisation du fer, qui ont permis le

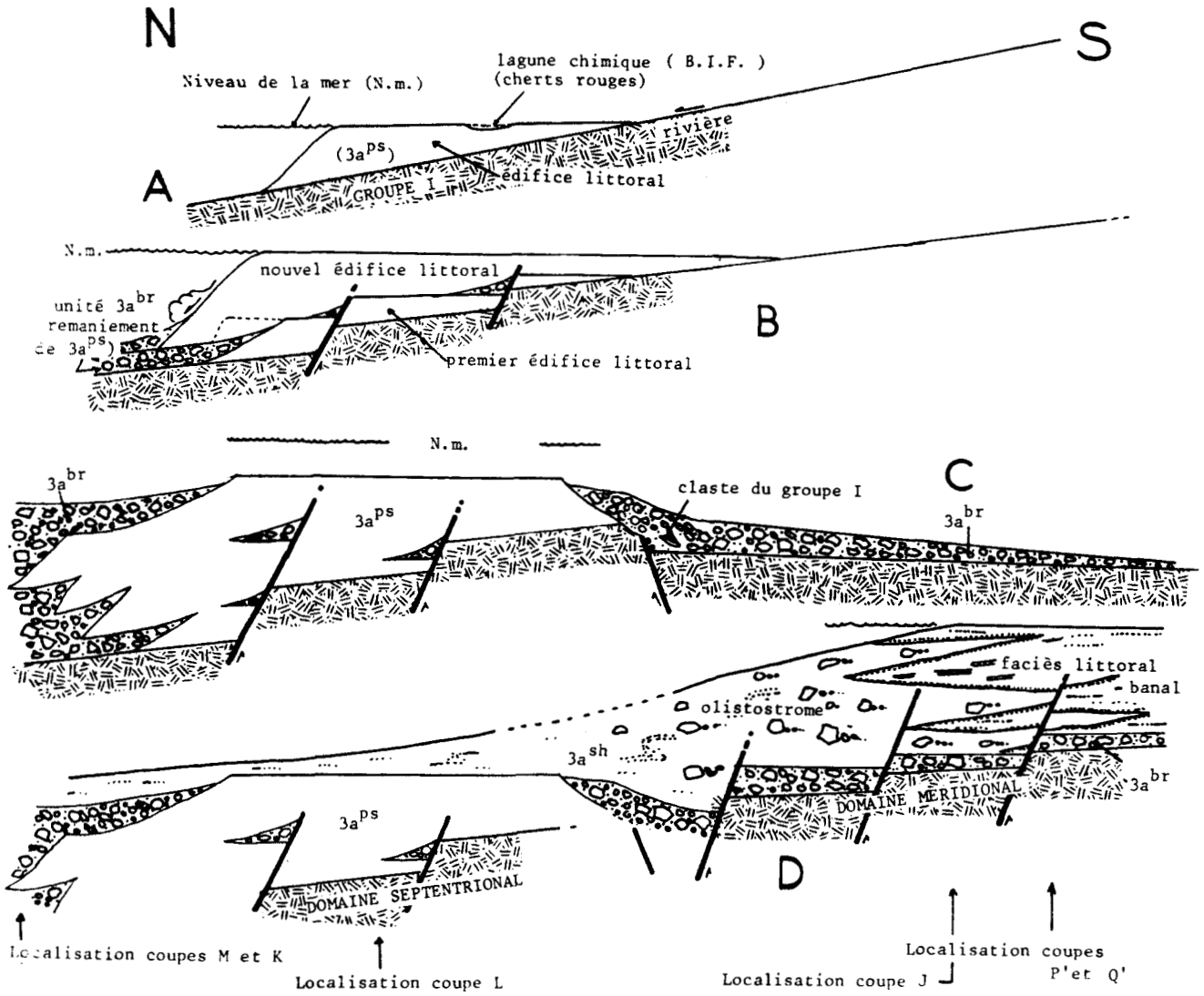


Fig. 2-47 - Modèle hypothétique et schématique de la sédimentation du groupe II sur l'ensemble du terrain.

A et B : Au Nord uniquement, un édifice littoral ($3a^{ps}$), sujet à une instabilité tectonique, se resédimente en masse en de nombreuses étapes ($3a^{br}$).

C : Recul brutal de la côte et installation au Sud de l'unité $3a^{br}$.

D : Modification de la chimie des conditions de dépôt : installation de faciès littoraux banaux qui se resédimentent en masse sous forme d'olistostrome ($3a^{sh}$)

Par la suite on aurait, au moins au Sud, le dépôt des faciès carbonatés des unités 3b et 3c.

dépôt de $3a^{ps}$, disparaissent assez rapidement. On aurait alors des sédiments grésopélitiques peu profonds banaux, associés à des dolomies qui, suite à la même instabilité, se resédimenteraient en masse sous la forme des olistostromes de l'unité $3a^{sh}$. En fait, cette modification n'a pas été aussi brutale que le suggère la figure 2-47 car au Nord comme au Sud, les deux grands types de faciès (banaux et riches en fer) s'interpénètrent.

Soulignons que cette hypothèse ne fait pas appel à une tectonique tangentielle, les clastes et les blocs allochtones étant très rares et limités à la base du groupe II.

Par la suite, des sédiments carbonatés (unités 3b-3c) succéderont à l'unité $3a^{sh}$, ils matérialisent un retour à une certaine stabilité dans la sédimentation.

Le groupe III,

l'unité 11 et la Formation Road River

I. INTRODUCTION.

Thompson et Roots (1982) ont décrit un ensemble d'unités essentiellement dolomitiques, alternant avec des unités détritiques plus minces. Ce sont les unités 4 à 12 qui correspondent aux unités 4a à 11b de la nomenclature utilisée ici. Les unités 4a à 9b, d'âge protérozoïque (Hadrymien "inférieur", cf. fig. 1-1), forment le groupe III. Le passage unité 9 (ou 9b) à l'unité 11 correspond à une importante lacune. La Formation Road River succède, en continuité, à l'unité 11 ; toutes deux sont paléozoïques. La figure 2-48 montre qu'il n'existe pas de discordance entre ces différentes unités (contrairement à Thompson et Roots, 1982).

Parmi ces unités, ils ont décrit une unité volcanique (l'unité 10) qui n'affleure pas sur le terrain étudié. Roots (1983) a montré qu'il s'agissait en fait, d'un faciès particulier de l'unité 9 restreint à une petite région située à 15 km à l'Ouest de la limite de ma carte. Plus haut dans la série, l'unité 12 de Thompson et Roots (1982) a elle aussi une valeur très locale, je l'ai regroupée avec l'unité 11.

Thompson et Roots (1982) ont suggéré que ces unités supérieures (le groupe III de ma nomenclature) reposaient sur leur unité 3 à la faveur d'une discordance générale probable. En fait ces auteurs ont souligné que les relations entre l'unité 4 et l'unité 3 n'étaient pas claires.

La carte confirme le fait, déjà signalé par ces auteurs, que les dykes basiques recoupent les unités sous-jacentes à leur unité 4 (unités 4a et 4b de ma nomenclature) mais qu'ils ne dépassent jamais leur sommet. Il faut noter que l'on observe entre le groupe II et les unités sus-jacentes, soit une accordeance, soit une discordance, selon les blocs kilométriques limités par des failles. Mais il y a toujours une lacune, soit des unités basales du groupe III, soit des unités 3b et 3c. Les arguments cartographiques indiquent donc l'existence d'événements tectoniques avant le dépôt de la base du groupe III, mais sans que l'on puisse en fixer l'importance. Il est, entre autres hypothèses, possible d'envisager des mouvements épirogéniques à valeur locale, pendant une sédimentation globalement continue comprenant à la fois les grou-

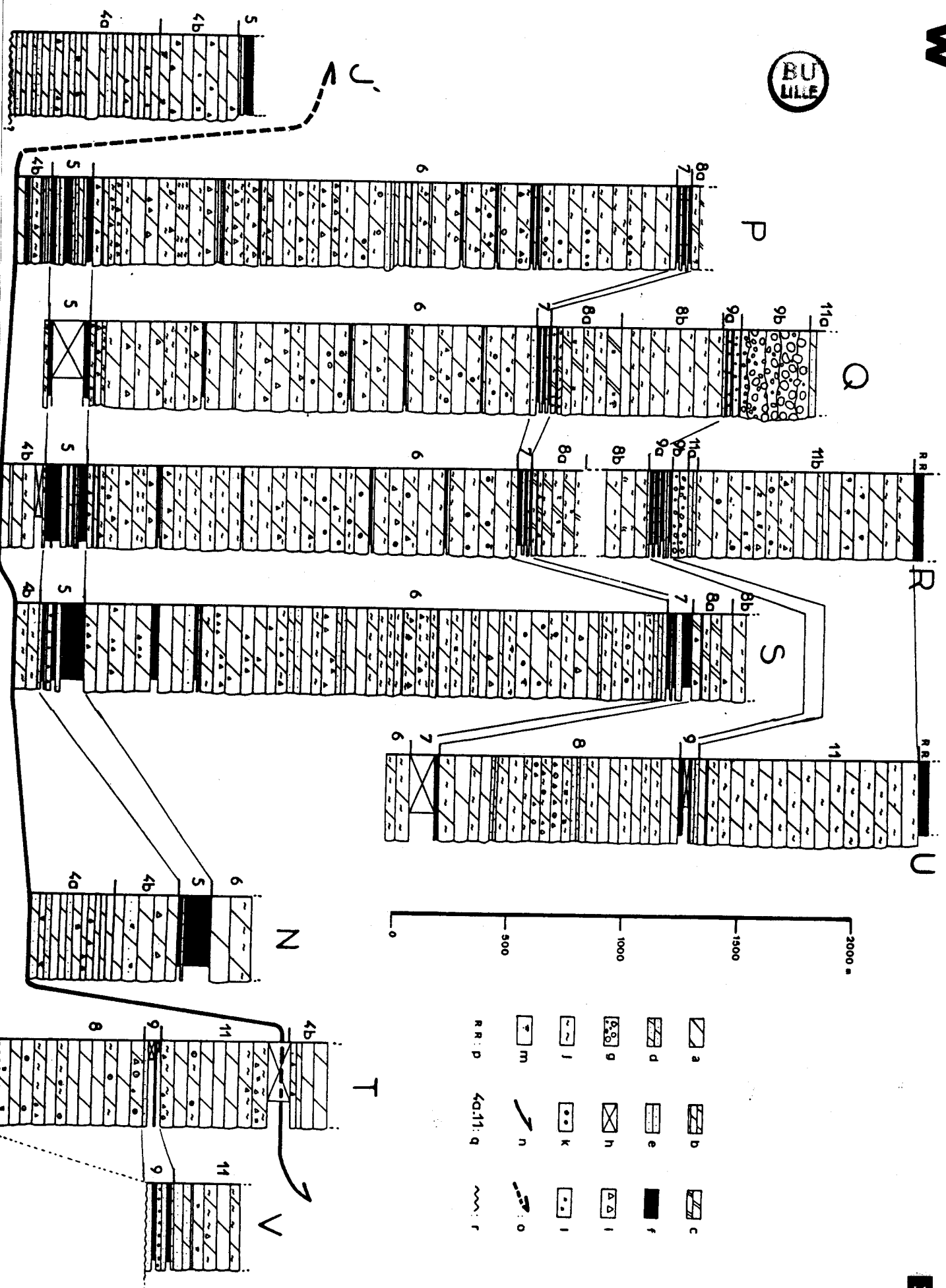
Fig. 2-48 - Présentation des colonnes des principales coupes des unités 4a à 11 (localisation pl. h.t. 2). ►

On remarque l'extrême domination des dolomies blanches (unités 4b, 6, 8b, 8 et 11). L'unité 4a est riche en dolomies sableuses orangées. Les unités 5, 7, 9a et 9 sont principalement constituées d'argilites. L'unité 8a est constituée de dolomies noires fétides. L'unité 9b est un conglomérat grossier. L'unité 11a est formée de grès dolomitiques et de brèches à matrice dolomitique.

a : dolomie massive ; b : dolomie en bancs minces ; c : dolomie fétide noire ; d = dolomie sableuse ; e : grès ; f : argilite et silt ; g : conglomérat ; h : lacune d'observation ; i : brèches intraformationnelles ; j : accidents siliceux ; k : oolites, pisolites ; l : laminations algaires ; m : stromatolites ; n : chevauchement ϕ_1 ; o : chevauchement supposé ; p : Formation Road River ; q : unités lithostratigraphiques ; r : discordance.

W

E



pes II et III. En fait, l'évolution diagénétique est très différente dans les deux séries (chapitre 4) et la discordance qui les sépare est liée à des phénomènes de grande ampleur, parmi lesquels il y a une très importante érosion qui a lieu avant le dépôt du groupe III. Cette érosion ne peut pas s'expliquer par de simples rejeux locaux de failles.

L'analyse sédimentaire, la reconstitution des conditions de dépôt et de diagenèse des unités 4b à 11 b, dans la moitié occidentale du domaine du Mont Gibben (cf. pl. h.t. 3), constituaient les buts principaux du travail de B. Blaise (1983 et 1984). Les coupes P.Q et R ont été levées avec sa collaboration. Des observations nouvelles sur des surfaces plus importantes m'ont permis d'apporter de très nombreux éléments supplémentaires qui confirment en grande partie ses principales conclusions (Blaise et Mercier, 1984).

Les unités 4a à 11 sont formées, pour près de 90% de leurs 5 km d'épaisseur, de dolomies blanches (fig. 2-48). On ne peut distinguer dans ces dolomies que quelques rares faciès qui sont par ailleurs ubiquistes. Le milieu et les conditions de dépôt sont donc restés remarquablement constants en dépit de quelques épisodes détritiques. Dans un premier paragraphe, et avant de décrire chacune des unités, je vais proposer une esquisse de modèle sédimentologique et diagénétique, pour ces niveaux de dolomies blanches, en utilisant les lithologies ubiquistes les plus fréquentes. Ce modèle sera par la suite éventuellement précisé pour chacune des unités concernées.

II. GÉNÉRALITÉS SUR LES NIVEAUX DOLOMITIQUES

A. PRINCIPAUX ASPECTS DE LA LITHOLOGIE ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES.

Ces niveaux se présentent sur le terrain comme des accumulations monotones, souvent mal stratifiées, à patine gris-clair à blanche, riches en accidents siliceux de formes diverses, mais très pauvres en structures sédimentaires.

Les dolomies litées et les dolomies massives constituent donc les principaux faciès rencontrés.

Ces dolomies sont caractérisées par l'absence totale de stratification visible (sauf, et seulement dans le premier cas, avec l'existence de bancs métriques souvent assez mal individualisés). Ces niveaux, à patine gris clair, ont une cassure grise et finement cristalline. En lame mince, on constate qu'il s'agit d'une dolomie cristalline dans laquelle il est parfois possible de reconnaître d'anciens faciès oolitiques ou laminaires (les oolites et les lamines sont recristallisées plus finement). On peut aussi parfois observer des reliques de dolomicrite.

Ces dolomies constituent donc, au moins en partie, des équivalents recristallisés (cf. infra) de faciès plus rares. Ceci étend la portée des conclusions sédimentologiques que l'on pourra tirer de l'étude de ces autres faciès et notamment des dolomies laminaires et des dolomies à oolites, pisolites et oncolites.

Les dolomies laminaires sont gris clair à gris sombre, parfois à altération légèrement orangée ou blanche, et présentent des fines laminations millimétriques mises en relief par l'érosion différentielle.

En lame mince, on observe un fond de microsparite, à texture de grainstone, dans lequel se détachent des lentilles ou des lamines, épaisses de 20 à 50 μm , représentant 20 à 50% de la section et constituées de micrite ou de microsparite à texture de wackestone ou de packstone.

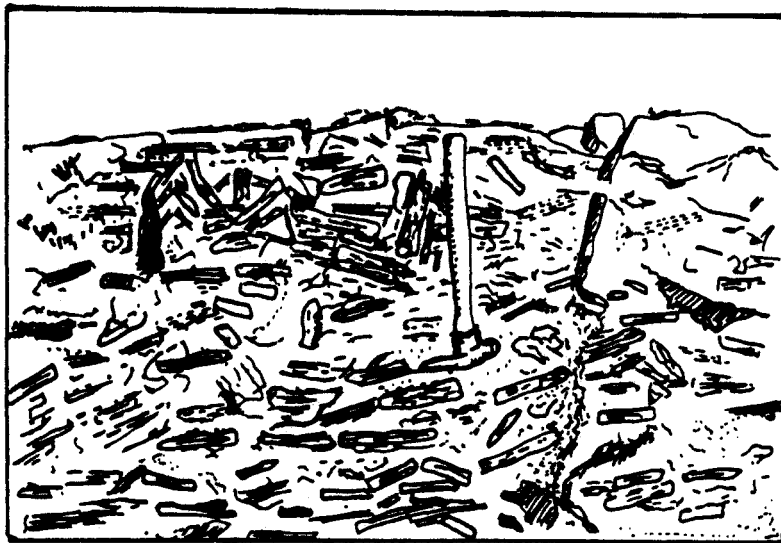
Dans ces dolomies on peut parfois observer d'anciennes vacuoles à remplissage de dolomie sparitique ou microsparitique qui présente parfois une disposition géotrope (anciens "birds-eyes"). Ces vacuoles sont classiquement interprétées (cf. Lucas et al., 1976) comme la conséquence de dessiccations provoquées par l'émersion temporaire. J. Bertrand-Sarfati (com. pers.) pense que ces "birds eyes" peuvent être provoqués, en immersion, par des dégagements gazeux liés à l'activité biologique.

Dans les roches étudiées ces vacuoles peuvent être très abondantes au point de se connecter, de dessiner des "hiéroglyphes" et, de provoquer une bréchification plus ou moins poussée de la structure algaire. L'origine de cette bréchification ne peut être recherchée uniquement dans des dégagements gazeux. Le terme ultime de celle-ci étant les brèches à éléments plats relativement fréquentes dans toutes les unités dolomitiques.

Les brèches à éléments plats (fig. 2-49 et 2-50), à matrice sparitique ou microsparitique sont caractérisées par des éléments parallélépipédiques plurimillimétriques à pluricentimétriques (souvent isométriques pour chaque banc) et constituées uniquement de fragments de tapis algaires.

Fig. 2-49 - Aspect d'une brèche à éléments plats.

On remarque sur cet affleurement l'isométrie des clastes (dolomie laminaire) et leur alignement dans le plan de stratification, à l'exclusion des quelques endroits où ils sont redressés et où ils évoquent des structures en "tepee".



Tous les intermédiaires existent entre les dolomies laminaires et les brèches à éléments plats. En particulier, les éléments peuvent rester alignés dans la stratification sauf, par place, où ils sont redressés (figures en "tepee"). Cette observation et le fait que, au moins localement, la matrice corresponde à la coalescence de "bird-eyes", suggèrent que ces niveaux résultent de la dessiccation plus ou moins poussée de tapis algaires. Il s'agirait donc de formations infratidales émergeant occasionnellement (Moussine Pouchkine et Bertrand Sarfati, 1980).

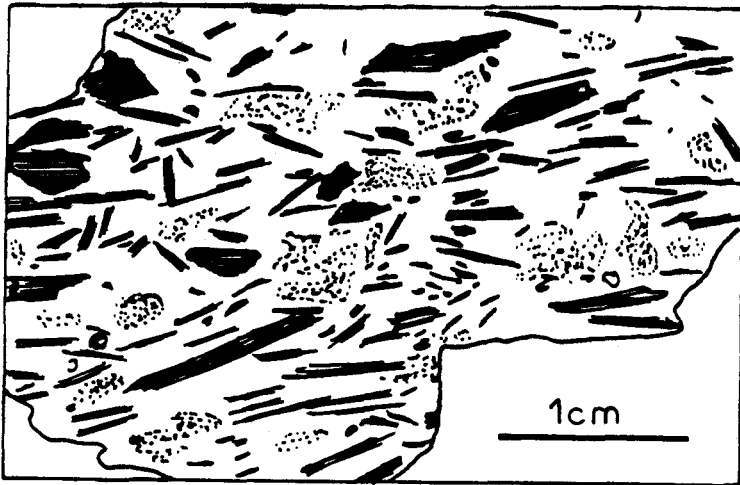


Fig. 2-50 - Microbrèche à éléments plats.
(En noir : les fragments de structure algale ; en blanc : la dolomie sparitique et en pointillés les reliques de micrite). Il s'agit en fait d'une ancienne biomicrite en partie recristallisée.

Dans d'autres cas, l'action des vagues aurait pu se marquer et engendrer des brèches à éléments arrondis de dolomies laminaires. Dans ce cas la matrice sparitique (wackestone ou packstone) à un aspect sale et évoque un sédiment de milieu agité (Lucas et al., 1976), ce qui n'est jamais le cas dans les brèches à éléments plats.

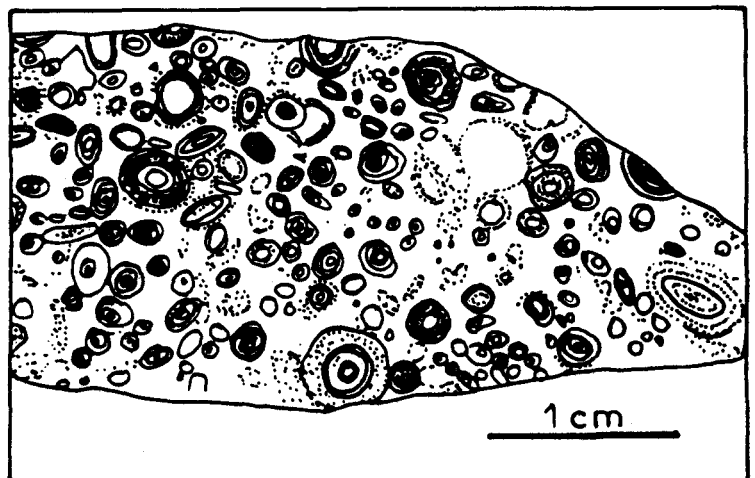
En plus de ces tapis algaires plus ou moins bréchifiés, on observe des stromatolites. Ces derniers, de tailles variables, peuvent localement être silicifiés. Dans les dolomies à stromatolites, les "birds eyes" sont assez fréquents, les mêmes remarques que précédemment sont donc à faire.

J'ai également observé, dans les dolomies blanches du groupe III, des niveaux à oolites, pisolites (et oncolites) qui indiquent des milieux infratidaux agités.

Les dolomies à oolites, pisolites et oncolites sont assez riches en ces éléments figurés. Ces derniers se distinguent aisément sur les échantillons lorsqu'ils sont plus ou moins silicifiés. Ils sont généralement constitués de couches concentriques de microsparite ou de sparite alternant avec des couches de silice amorphe ou de quartz microcristallin. La matrice est sparitique (parfois ancienne micrite) ou complètement silicifiée (cf. fig. 2-51).

Fig. 2-51 - Schéma d'une lame mince d'ancienne oomicrite (?).

(En blanc : silice qui constitue la presque totalité du ciment et qui épigénise partiellement les oolites et les pisolites ; en noir et pointillés : dolomie microsparitique qui présente localement des reliques (?) de micrite.



En plus des faciès précédemment décrits, on trouve parmi les faciès ubiquistes celui des dolomies sableuses.

Les dolomies sableuses sont caractérisées par une cassure assez sombre et une altération orangée. Elles se débitent en plaquettes, ou en bancs décimétriques, et sont souvent discrètement laminaires.

En lame mince, on observe une microsparite (grainstone ou packstone), souvent largement recristallisée et qui contient jusqu'à 10% de grains de quartz subanguleux de 0,1 à 0,5 mm (exceptionnellement 2 à 3 mm). La stratification est souvent soulignée par des fins lits onduleux de micrite dépourvue de quartz.

Ces dolomies sableuses et les rares niveaux argileux ou gréseux que l'on observe dans les unités carbonatées, indiquent l'existence d'un détritisme modéré pendant le dépôt des unités de dolomies blanches.

B. LA DOLOMITISATION.

D'après Delmas (1975), les dolomicrites et la fraction fine des wackestones et des packstones dolomitiques peuvent présenter deux microtextures ; les microtextures amiboïde et euhédrale. Celles-ci sont observables à fort grossissement sur des plaques ultra minces. Je n'ai pas fait réaliser ce type de plaque mais j'ai pu observer les microtextures sur les biseaux de certaines lames ordinaires et, dans certains cas, en un point quelconque en condensant fortement la lumière. Selon Delmas (1975) les dolomicrites à microtexture amiboïde sont primaires, ou plus probablement liées à une dolomitisation très précoce. Pour l'instant, j'utiliserai le terme *primaire* sans préjuger du processus "primaire s.s." (précipitation directe) ou "quasi primaire" (dolomitisation très précoce) qui a eu lieu : la distinction n'étant pas faisable pratiquement, et reste, en fait, très théorique (Land, 1982).

Dans les dolomies blanches du groupe III, j'ai observé à de nombreuses reprises la microtexture amiboïde : les dolomies primaires y sont donc fréquentes. Notons que la préservation de structures sédimentaires rend, à mon avis, très probable l'hypothèse selon laquelle certaines dolomies sparitiques ou microsparitiques sont également des dolomies primaires (dolomies de remplissage, parfois géotrope, des "birds-eyes" ; dolomies des lamines de structures algaires et de la matrice des brèches à éléments arrondis etc.) ; je reviendrai sur ce problème.

A part dans le Précambrien inférieur (Tucker, 1982), ce qui n'est pas le cas ici (cf. infra), seulement deux modèles sédimentologiques permettent d'expliquer le dépôt de dolomies primaires (Land, 1982). Il s'agit de ceux d'Adams et Rhodes (1960) (modèle de reflux) et de Hanshaw et al. (1971) (modèle de "meteoric mixing") qui font appel au même milieu sédimentaire, si bien qu'il est probable qu'ils fonctionnent simultanément. Le milieu envisagé est un milieu proche de l'émergence, localement émergé, hypersalé, à tendance évaporitique et développé sous un climat chaud (bilan d'évapotranspiration négatif). Soulignons qu'un tel milieu n'est pas nécessairement marqué par la présence d'évaporites (Thompson, 1970).

Remarque.

J'ai signalé, avec les dolomies litées et massives, l'existence fréquente de textures cristallines d'origine tardive. Dans certains cas il s'agit

clairement d'un phénomène de recristallisation, comme lorsqu'une dolomie cristalline présente des reliques de dolomie primaire (dolomicrite à microtexture amiboïde). Notons le fait qu'aucune relique calcitique n'a été observée dans les dolomies blanches. Il n'est pas possible de savoir si cette absence est due au fait que tous les carbonates étaient, à l'origine, des dolomies primaires ou, au contraire, qu'une éventuelle dolomitisation secondaire a eu lieu de manière très complète. Cette dernière reste donc hypothétique.

C. LA SILICIFICATION.

Le phénomène de silicification, déjà signalé, se présente sous des modalités très variées (fig. 2-52 et 53) ;

- joints siliceux affectant les oolites, pisolites ou stromatolites ;
- accidents noduleux à contours très irréguliers à bords nets ou diffus ;
- silicification totale des bancs (du centimètre au décimètre) ;
- silicification diffuse dans la masse de la dolomie.

De même les constituants de ces accidents siliceux sont très variés.

- quartz microcristallins ; c'est le constituant le plus fréquent, on l'observe dans tous les cas évoqués précédemment ;
- calcédoine, plus rare ; elle se présente sous ses trois formes ; souvent de la calcédonite, parfois de la quartzine et rarement de la

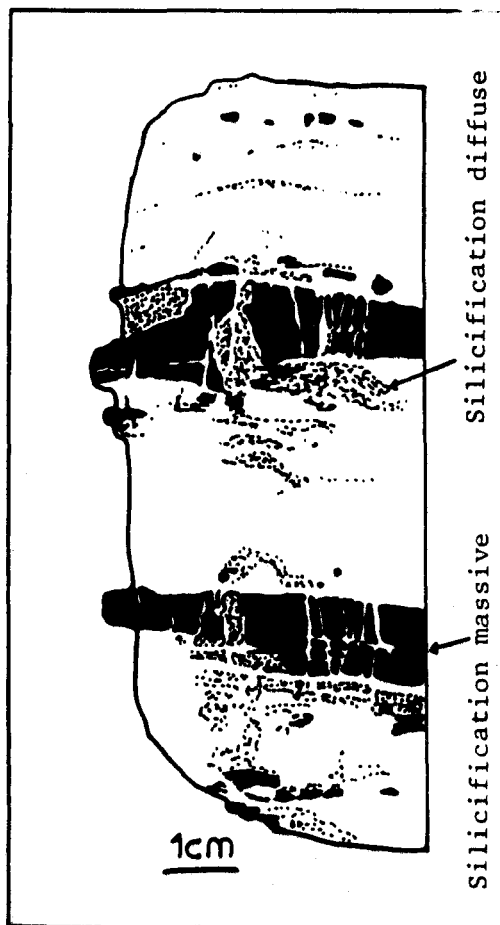


Fig. 2-52 - Plan de coupe d'un échantillon de dolomie (en blanc) où l'on observe des niveaux partiellement silicifiés, (en noir) qui induisent une érosion différentielle, et dans lesquels on note des fractures remplies de dolomie. En plus de cette silicification massive qui selon les endroits présente des bords nets ou diffus, on observe une silicification diffuse dans la masse de la dolomie.

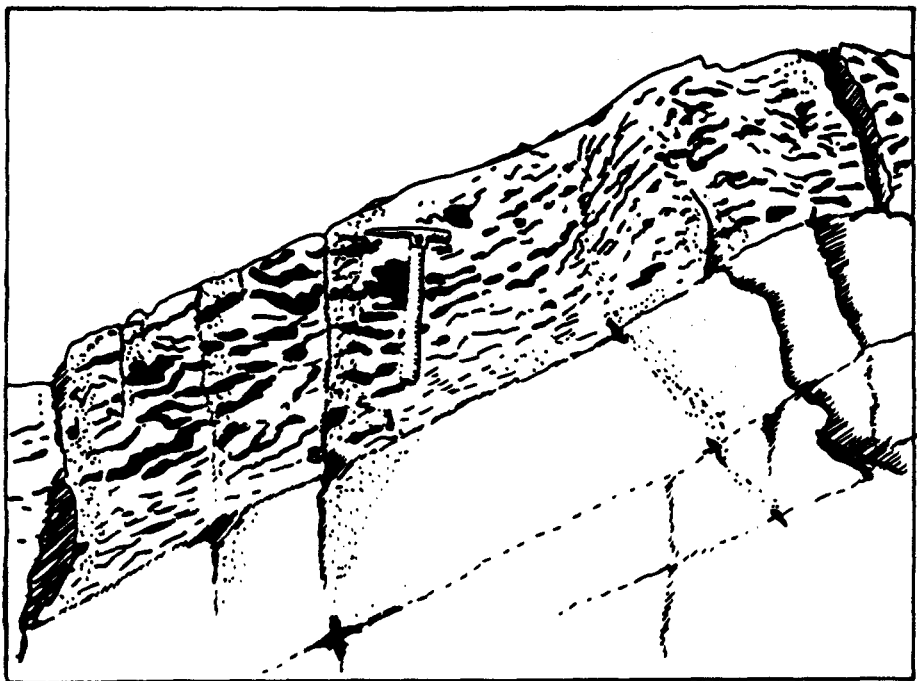


Fig. 2-53 - Affleurement de dolomie litée très riche en accidents siliceux (seuls les accidents d'un banc ont été représentés). Ceux-ci se présentent en lits centimétriques onduleux ou fracturés.

lutécite (ces distinctions reposent sur les critères donnés *in* Roubault, 1963, p. 111). On l'observe en sphérolites inclus dans un nodule ou isolés. Ces sphérolites sont parfois plus ou moins recristallisés en quartz microcristallins ;

- silice amorphe assez rare ; elle est surtout présente dans les nodules.

Selon Folk et Pittman (1971) et Siedlecka (1972) les variétés de calcédoine "quartzine" et "lutécite" se développent précocement dans des milieux évaporitiques ou plus tardivement dans la diagenèse, en remplacement de sulfates évaporitiques (cf. Milliken, 1979).

Dans les nodules à bords nets, on observe souvent des rhomboédres zonés de dolomite, de taille supérieure à 0,2 mm en tout cas toujours beaucoup plus importante que celle des cristaux de la matrice (fig. 2-54 A). La silicification semble donc s'être préférentiellement développée dans une zone où avait lieu une dolomitisation d'un type particulier caractérisé par la croissance active d'un nombre limité de cristaux de dolomite. Selon Dietrich et al. (1963) et Milliken (1979) ce type de silicification a eu lieu très précocement à l'interface eau/sédiment, la silicification interrompant une dolomitisation particulière se développant dans certains niveaux ou nodules de CaCO_3 (?) ou plus vraisemblablement constitués d'évaporites.

Ce type de silicification, très précoce, mais qui interrompt une phase de dolomitisation n'est pas la règle. En effet, dans le cas de la silicification diffuse ou en nodules à bords diffus (fig. 2-54 C et D), les cristaux de dolomie qui constituent la matrice (souvent microsparite), sont de même taille que les quartz microcristallins (ou la silice). Aucune des deux espèces cristallines ne recoupe l'autre (aspect amiboïde). Cet enchevêtrement indique une silicification pénécontemporaine de la dolomitisation.

On observe parfois que les nodules, à bords nets ou à bords diffus, sont fracturés, voire boudinés. Ces fractures s'observent à toutes échelles (fig. 2-52, 2-53 et 2-54). Les fentes sont généralement remplies de dolomie sparitique et, dans tous les cas, elles n'affectent que l'accident siliceux mais jamais la dolomie encaissante. Ceci pose un problème de déformation différentielle. On ne peut pas envisager, qu'originellement, la fissure affectait la dolomie puis ait été masquée par une recristallisation, car la granulométrie de cette dolomie encaissante est toujours plus faible que celle du remplissage de la fissure et, de plus, dans certains cas, elle est constituée de dolomicrite primaire (fig. 2-54 B). Je supposerai donc comme Dietrich *et al.* (1963) et, Geeslin et Chafetz (1982) que, la silicification puis la fracturation ont eu lieu très précocement, avant la lithification du carbonate.

Remarque.

Dans un certain nombre de cas (comme par exemple en présence de nodules à bords diffus) il est sûr que le carbonate encaissant (dolomie microsparitique) possède une structure acquise de manière synchrone à la silicification (cf. supra) : la dolomitisation est donc anté-lithification. Cette dolomie microsparitique est donc obligatoirement primaire. Ceci confirme ce qui a été dit précédemment sur le caractère primaire de certaines microsparites.

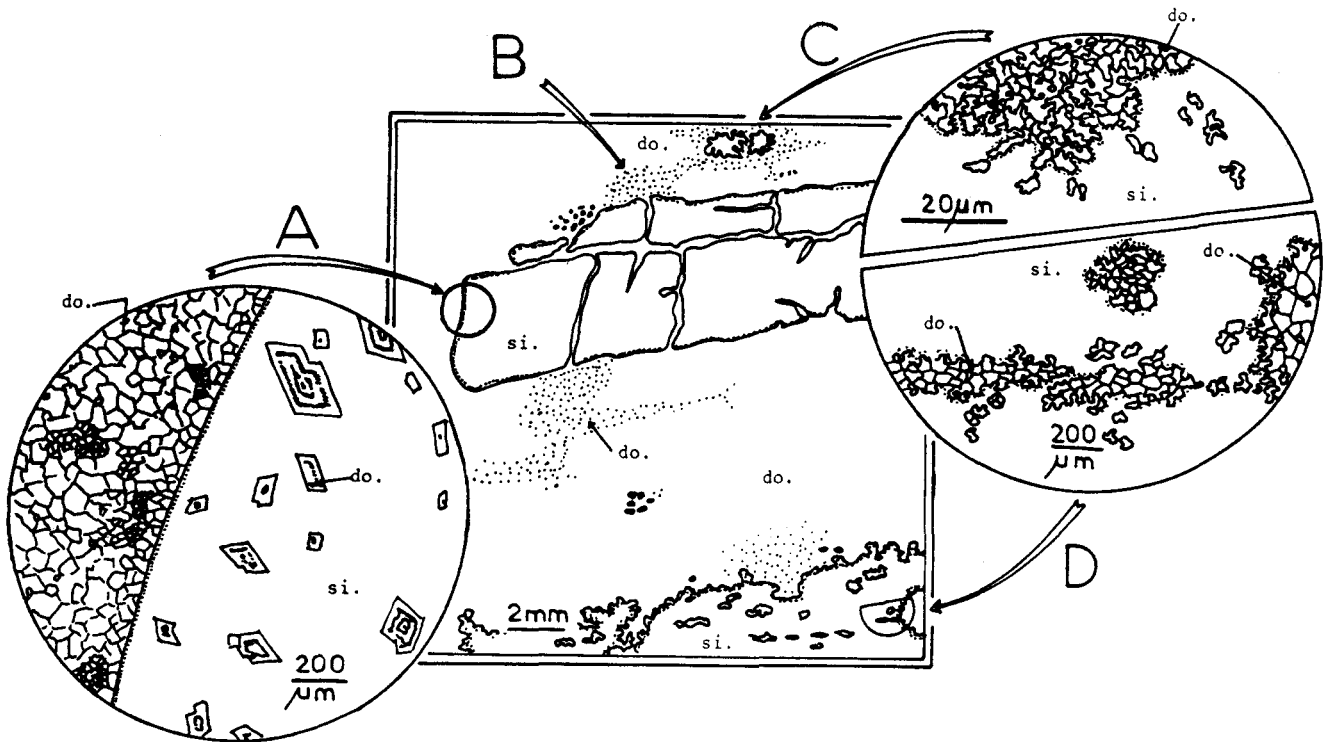


Fig. 2-54 - Schéma des différentes relations observées entre la silicification et la dolomitisation. do = dolomie ; si = silice. Dans le cadre, des zones relictuelles de dolomicrite sont indiquées par des pointillés;

- A : Relations d'un nodule à bord net, riche en rhomboédres de dolomite zonée (ancien niveau évaporitique ?) avec une dolomie spathitique.
- B : Relique de micrite, cachetant une fissure ouverte dans un accident siliceux, remplie de sparite.
- C : Relations entre un nodule à bord diffus et une dolomicrite à microtexture amiboïde (primaire).
- D : Relations entre un nodule à bord diffus et une sparite, probablement primaire. Cette dernière est localement recristallisée à droite.

D. CONCLUSIONS.

L'interprétation de certaines caractéristiques sédimentologiques (présences de birds-eyes, faciès des brèches, oolites, ...), l'existence de dolomies primaires (micrites amiboïdes, dolomies antérieures à la lithification et structures sédimentaires dolomitiques non oblitérées) et certains aspects de silicification (présence de quartzine et lutécite et, rhomboèdres zonés dans certains nodules) indiquent, pour les dolomies du groupe III, l'existence d'un milieu de dépôt infra à supratidal avec un climat à tendance évaporitique marquée. Par ailleurs, au moins certains accidents siliceux se sont formés à l'interface eau/sédiment, de manière pénécontemporaine à la formation de la dolomie primaire et avant la lithification de cette dernière.

Ces conclusions, confrontées aux publications de Hanshaw *et al.* (1971), Badiozamani (1973) et Knaught (1979) sur les modalités de la silicification et celle de Geeslin et Chafetz (1982) sur les relations dolomitisation/silicification, permettent de proposer un modèle sédimentologique et diagénétique pour l'ensemble des dolomies blanches du groupe III. Notons que tous ces auteurs pensent que les dolomies primaires proviennent obligatoirement d'une dolomitisation très précoce "quasi-primaire" (et non d'une précipitation directe), c'est donc ce processus qui sera retenu dans le modèle que je propose.

Sur une plate-forme marine proche de l'émergence (localement émergée) et sous un climat très chaud, se développent des tapis algaires soumis à la dessiccation et se déposent des carbonates (CaCO_3) et des évaporites (?). Latéralement ce milieu infra (?) à supratidal passe à un environnement franchement infratidal où se forment des oolites et des pisolites. La zone de déferlement des vagues est marquée par la fragmentation des tapis algaires et l'usure de ces fragments.

Par effet de l'interaction de l'eau douce météorique, éventuellement transitant par une nappe d'eau souterraine, l'interface (y compris en milieu infratidal peu profond), est le siège d'une dolomitisation "primaire" du CaCO_3 et, d'une manière particulièrement active, des évaporites. De manière pénécontemporaine on assiste à une silicification qui affecte les éléments figurés, les évaporites et dans une moindre mesure, les carbonates. La silice étant sans doute fournie par des Chrysophycées abondantes dès le Précambrien supérieur (Allison, 1980).

Après fracturation, voire boudinage, de certains niveaux siliceux (phénomène de tassement ou de slumping), et dépôt de nouvelles couches, on assiste à la lithification des dolomies. Tardivement une grande partie des dolomies vont recristalliser ce qui a pour effet d'oblitérer les structures sédimentaires non silicifiées. Ce phénomène est la cause de l'abondance des dolomies litées ou massives. Aucune trace de dolomitisation secondaire, au sens de transformation de calcite en dolomie dans la diagenèse, n'a été mise en évidence peut être parce-que la dolomitisation primaire a été totale.

III. DESCRIPTION DES UNITÉS

Du fait de l'importance de la recristallisation tardive, il ne sera pas possible de proposer, pour une coupe quelconque dans une unité dolomitique, un modèle d'évolution en terme de succession de milieux imfratidal à intertidal. A plus forte raison aucune évolution de la position relative du trait de côte au cours du temps ne pourra être envisagée. En plus des unités dolomitiques, on observe de fines unités détritiques.

Les principaux affleurements du groupe III sont situés au Sud d'un chevauchement (Υ_1) dont le rejet est inconnu mais dont l'âge est très probablement mésozoïque. Le contexte et quelques observations microstructurales indiquent que la vergence est au Nord. L'ensemble chevauchant est décrit sous l'appellation de "domaine du Mont Gibben" (cf. pl. h.t. 2).

Au Nord de ce domaine, les affleurements du groupe III sont rares. Généralement j'ai pu établir que le contact basal est stratigraphique, sauf pour les affleurements des unités 4a, 4b et 5 situés à proximité de la coupe J', 5 km au Nord de la limite occidentale du "domaine du Mont Gibben" où le contact est systématiquement masqué par des éboulis. Je prendrai ici l'hypothèse la plus simple qui est celle d'une succession stratigraphique (voir aussi chapitre 4, p.172). Du fait de l'ampleur inconnue du chevauchement Υ_1 , il sera intéressant de comparer les descriptions des unités affleurant dans le domaine du Mont Gibben avec les descriptions des mêmes unités affleurant en dehors de ce domaine : au Nord de Υ_1 .

A. L'UNITE 4a.

Cette unité, essentiellement dolomitique, présente quelques légères différences avec les autres unités dolomitiques pour lesquelles un modèle sédimentaire a été exposé précédemment. On remarquera notamment l'abondance des dolomies sableuses et l'absence d'accidents siliceux et de niveaux à oolites ou pisolites. Deux coupes ont été levées, l'une dans le domaine du Mont Gibben, l'autre au Nord de Υ_1 . Les colonnes de ces coupes (fig. 2-55) sont semblables aux épaisseurs près.

Description de l'unité 4a sur la colonne J'.

J'ai déjà indiqué que la nature du contact basal de cette unité, au niveau de cette coupe, est incertaine.

- a- 330 m, alternance de bancs de dolomie sableuse grise, à débit en plaquettes centimétriques et à altération orangée, avec des niveaux plus fins de dolomie laminaire gris foncé à noir, à altération gris clair. On observe quelques bancs métriques de brèche à éléments plats ;
- b- 360 m analogue à a, mais les niveaux laminaires sont très abondants et en bancs métriques. Dans les 100 derniers mètres il y a une dizaine de niveaux de 30 à 50 cm d'argilite noire.

Dans cette première unité du groupe III j'ai pu observer des dolomicrites primaires et des brèches à éléments plats qui suggèrent que le milieu de dépôt était assez proche de celui qui a été décrit précédemment (chaud à tendance évaporitique). Le manque d'accidents siliceux signifierait, dans ce contexte, l'absence de l'influence de l'eau de mer (Knauth, 1979). Cette

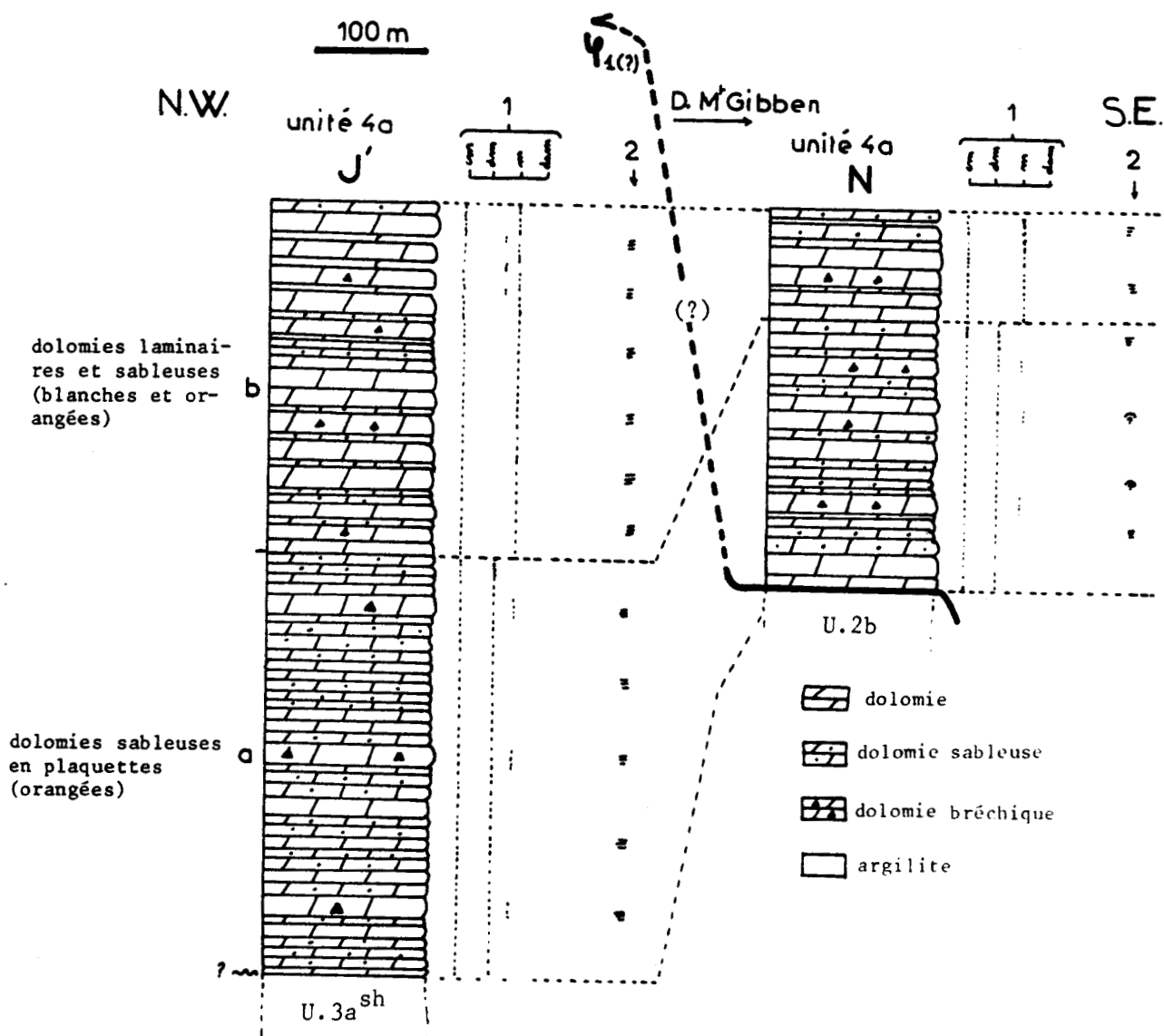


Fig. 2-55 - L'unité 4a au Nord de γ_4 (?) (coupe J') et dans le domaine du Mt Gibben (coupe N) (localisation pl. h.t.2).

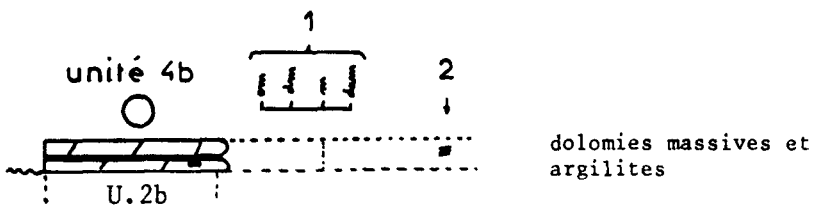
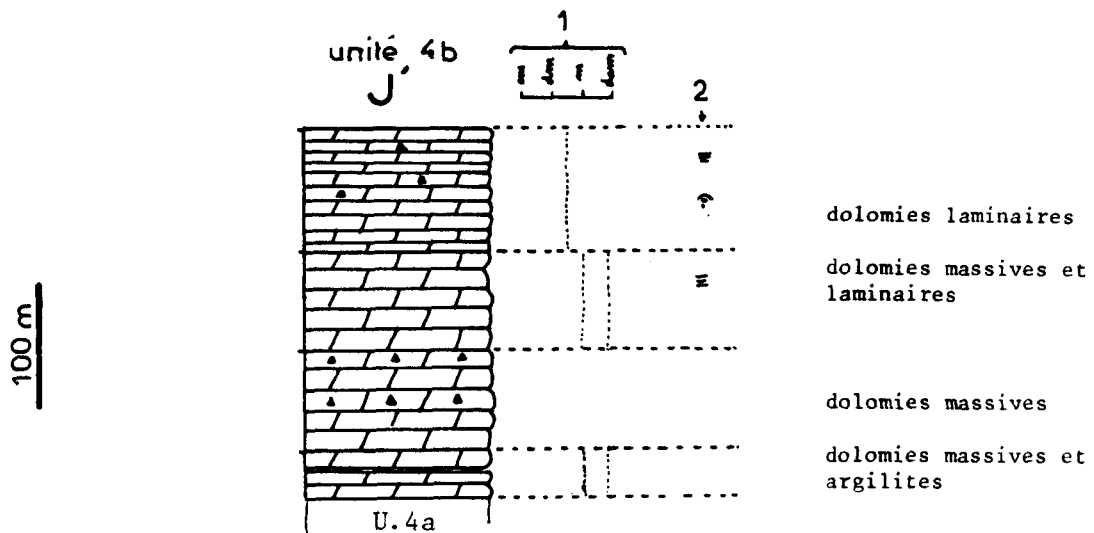
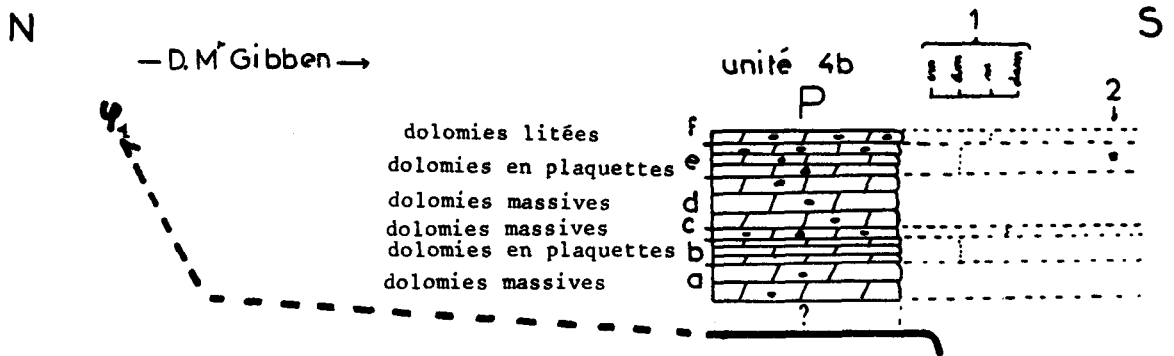
1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; \equiv : laminations algaires ; \odot : stromatolites.

unité pourrait donc correspondre à des dépôts supratidaux à tendance lacustre, ce qui expliquerait par ailleurs, l'absence d'oolites et de pisolites. L'abondance des dolomies sableuses indique des apports détritiques plus importants que dans les autres unités dolomitiques du groupe.

B. L'UNITE 4b.

Cette unité succède à la précédente avec des niveaux de transition. Il s'agit d'une unité de dolomie blanche dans laquelle on peut faire toutes les observations qui ont été rapportées précédemment (II). Les conclusions développées à cette occasion s'appliquent donc ici. Cette unité s'observe dans le domaine du Mont Gibben et au Nord de γ_1 . Une colonne caractéristique de cette unité peut être levée sur la coupe P (fig. 2-56).

- a- 30 m, dolomie massive à accidents siliceux noduleux ;
- b- 20 m, dolomie à patine orangée en bancs décimétriques ;
- c- 10 m, analogue à a (avec quelques niveaux de brèche monogénique à éléments arrondis ;
- d- 40 m, analogue à a ;



- | | |
|-------------------|------------------------------|
| dolomie | dolomie à accidents siliceux |
| dolomie bréchique | argilite |

Fig. 2-56 - L'unité 4b sur la coupe P (domaine du Mt Gibben) et sur les coupes J' et O (localisation pl. h.t.2)

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; ■ : laminations algaires ; ▲ : stromatolites.

- e- 30 m, analogue à b avec des niveaux de brèche à éléments plats et des niveaux laminaires ;
- f- 10 m, dolomie litée, en bancs métriques, avec de très nombreux horizons silicifiés, millimétriques à centimétriques, mis en relief.

Les colonnes levées au Nord de γ sont assez différentes de cette colonne P (fig. 2-56). Ce qui n'est pas surprenant car le raccourcissement est peut être important. Mais, trois kilomètres à l'Est de cette colonne P et à l'intérieur du domaine du Mont Gibben, l'unité 4b se présente également de manière différente, elle se termine par 60 m de dolomie très riche en oo-

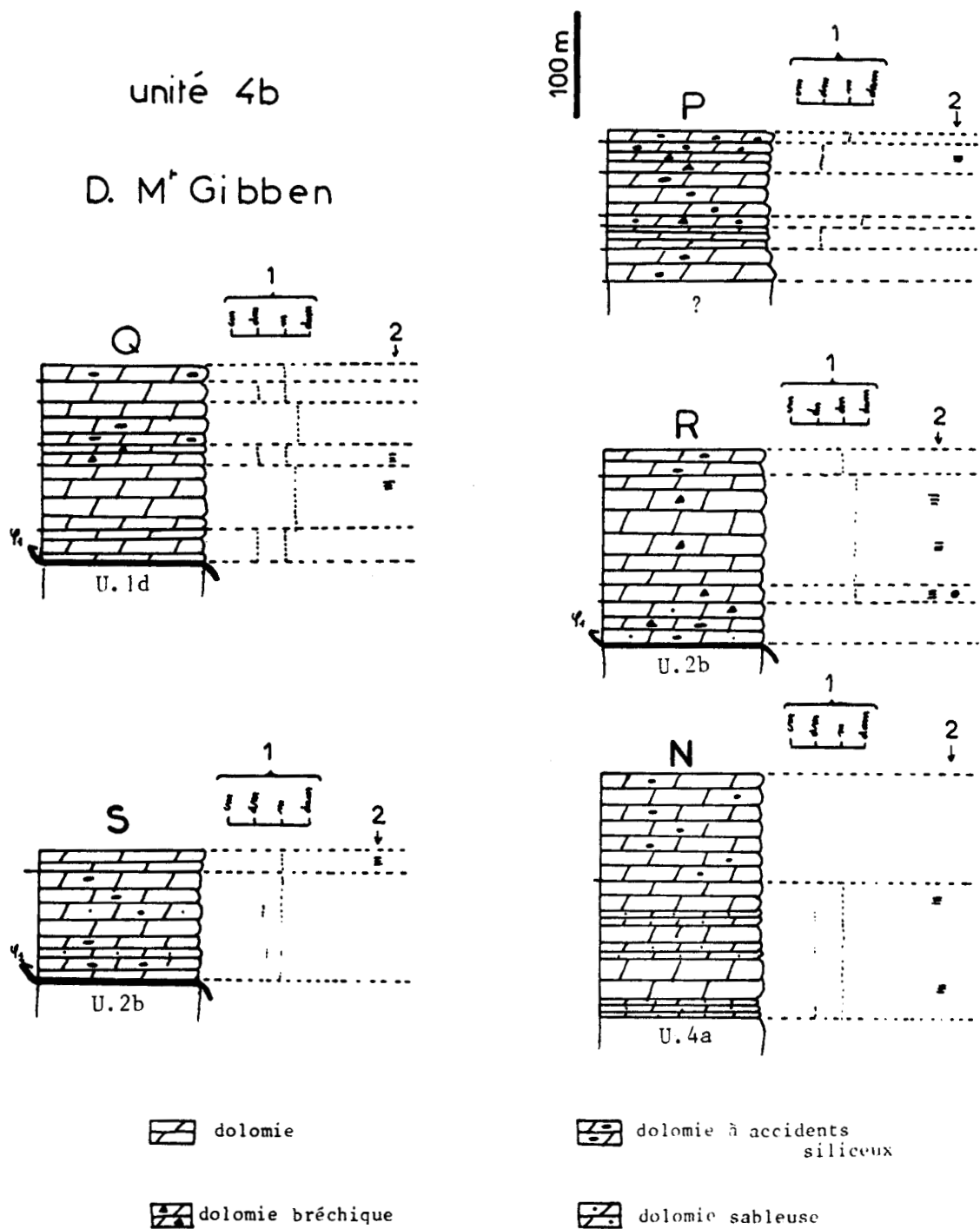


Fig. 2-57 - L'unité 4b dans le domaine du Mt Gibben (coupes P (cf. fig. 2-56) Q, R, S et N ; localisation pl. h.t.2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; = : laminations algaires ; .. : oolites-pisolites.
 On remarque qu'aucune corrélation de détail n'est possible.

lites, pisolites fortement silicifiées. Cette importante variabilité des faciès sur des coupes proches est la règle dans toute l'unité 4b : la figure 2-57 représente les colonnes de cette unité dans le domaine du Mont Gibben; les corrélations entre elles sont impossibles. Ceci s'accorde bien avec les conditions de dépôt (proches de l'émergence) qui ont été décrites précédemment. Dans la partie orientale du domaine du Mont Gibben, on constate que la base de l'unité 4b est assez riche en niveaux sableux (colonnes R, S et N, fig. 2-57). Cette influence détritique peut parfois être très importante. Ainsi cinq kilomètres à l'Est de la colonne R (139°08'W), on peut observer, 50 m avant le sommet de l'unité 4b, une dizaine de mètres (au minimum) de dolomie très sableuse, localement riche en oxyde de fer, alternant avec quelques niveaux décimétriques à pluri-décimétriques de grès mauve et de conglomérat.

Le grès mauve présente de fines laminations verdâtres qui, en lame, se caractérisent par des niveaux à bords flous, riches en argiles, en quartz arrondis à golfes (volcaniques ?), en oxyde de fer et en minéraux ferromagnésiens (< 20 µm) entourés d'une auréole de chlorite qui semble croître à leurs dépens. Le grès lui-même présente une texture remarquablement fine, apparemment en partie recristallisée, avec notamment des amas radiaux de calcédonite qui recourent les laminations.

Le conglomérat (fig. 2-58) présente une altération verdâtre. La matrice silteuse est localement très carbonatée ou riche en oxyde de fer. Les éléments millimétriques à centimétriques sont souvent plats et s'alignent dans la stratification. Il s'agit surtout de galets d'argile verdâtre ou noire, de schiste (groupe I ?), de dolomie (dont des dolomies laminaires), parfois de chert rouge (groupe II ?). Signalons également la présence de grains de quartz (volcaniques ?) présentant des golfes et des galets constitués de lattes désordonnées de muscovite (déterminée au cobaltonitrite de sodium, Blaise, 1983). Ces derniers correspondent très vraisemblablement à d'anciennes roches magmatiques ou métamorphiques altérées



Fig. 2-58 - Schéma d'une lame mince du conglomérat de l'unité 4b ;

a : quartz d'origine rhyolitique (?); b et c : galets d'argilites. La matrice est ici très sableuse.

Ce niveau très local, correspond probablement au débouché, sur la plateforme carbonatée, d'un torrent. Celui-ci éroderait en amont différents terrains émergés dont des niveaux des groupes I et II et un socle cristallin dont on ne connaît aucun exemple proche actuellement.

C. L'UNITE 5.

Cette unité détritique et peu épaisse succède à l'unité 4b avec des niveaux de transition. Elle s'observe au Nord de γ_1 et dans le domaine du Mt Gibben. Ses faciès varient assez rapidement selon les coupes. Elle est constituée essentiellement d'argilites, de silts plus ou moins sableux et de grès, ainsi que de dolomies et de conglomérats plus rares.

Les argilites et les silts sableux ont un ciment argilo-silteux, souvent de couleur brune ou lie de vin, et dessinent des lits millimétriques, parfois irréguliers et plus ou moins riches (10 à 70%) en grains de quartz souvent anguleux (10 à 100 μ m) et à extinction roulante. On observe aussi quelques plagioclases souvent très altérés.

Les grès de couleur variable, ont souvent une granulométrie homogène pour un banc donné. Celle-ci varie selon les bancs entre 100 et 500 μ m (20 à 100 μ m pour les grès fins). Les grains de quartz ont souvent une extinction roulante, et les autres minéraux (surtout feldspaths) sont très rares. Souvent un ciment silteux, riche en oxyde de fer, englobe les grains. Il est parfois plus ou moins silicifié.

Les conglomérats ont une matrice grés-silteuse et des clastes centimétriques essentiellement constitués de galets mous (?) de silt verdâtre.

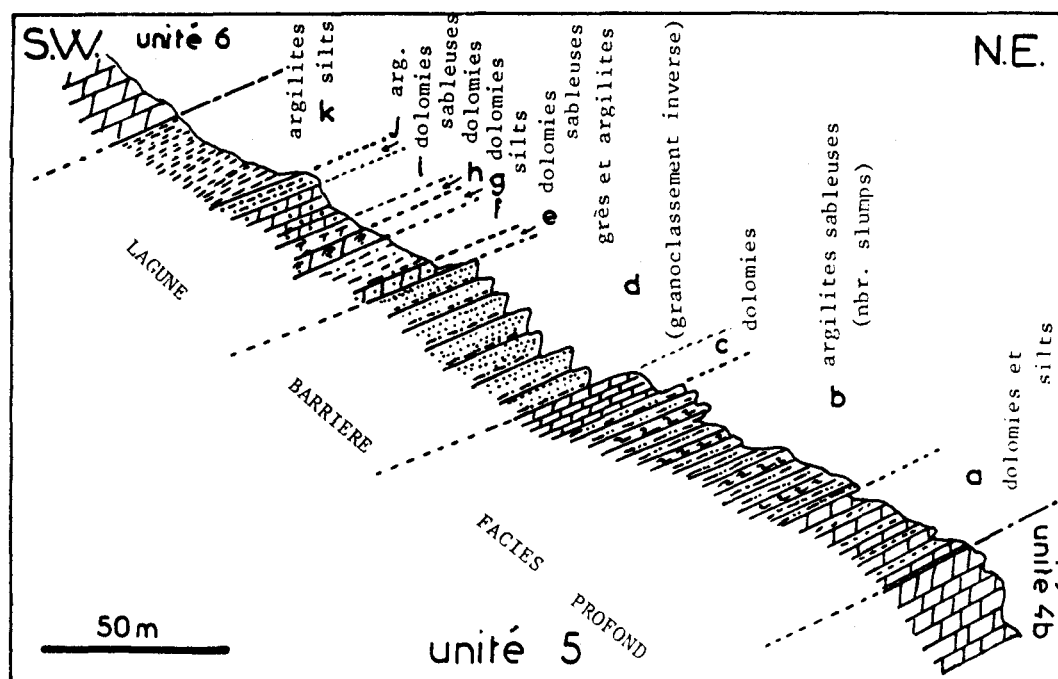


Fig. 2-59 - Coupe schématique de l'unité 5 sur la coupe P (domaine du Mt Gibben, localisation pl. h.t.2). On remarque la coupure sédimentologique que constitue le niveau d.

La coupe P (fig. 2-59) est la plus caractéristique.

- a- 20 m, dolomie gris noir en bancs métriques, riche en accidents siliceux, alternant avec des niveaux métriques de silt noir.
- b- 50 m, argile très sableuse finement litée, à patine ocre en bancs décimétriques, alternant avec des niveaux centimétriques moins sableux, noirs qui dessinent des slumps.
- c- 10 m, dolomie gris noir en banc décimétrique.

- d- 50 m, grès et argile gréseuse grisâtre, à patine ocre, formant une dizaine de séquences à granoclassement inverse de 5 à 7 m d'épaisseur. Les séquences sont formées de niveaux millimétriques d'argile sableuse, riche en oxyde de fer, à la base et de grès en bancs pluridécimétriques au sommet, présentant des faciès très semblables. Des niveaux décimétriques de dolomie sableuse orangée peuvent parfois s'intercaler entre chaque séquence.
- e- 5 m, dolomie sableuse gris sombre, à patine orangée, en bancs décimétriques.
- f- 10 m, silt sableux et dolomitique noir.
- g- 4 m, dolomie noire à patine orangée en bancs pluridécimétriques, très riches en stromatolites columnaires contenant des birds-eyes.
- h- 5 m, alternance centimétrique de dolomie noire et d'argilite noire.
- i- 13 m, dolomie très sableuse à conglomératique, à patine ocre, en bancs centimétriques, assez riche en oxyde de fer, et présentant de nombreux accidents siliceux de nature très variée (nodules, silicification diffuse, amas radiaires notamment de quartzine, filonnets ...).
- j- 5 m, argilite très sableuse à points rouille.
- k- 30 m, argilite et silt gris sombre à bleu gris.

L'interprétation sédimentologique que l'on peut tenter de donner à cette colonne est la suivante :

le niveau a correspond à un niveau de transition avec l'unité 4b, il correspond donc à l'installation progressive d'une sédimentation détritique. Cette modification pourrait être due à une certaine activité tectonique. Je reviendrai sur cet aspect du problème ;

les niveaux b et c, dans lesquels on observe des slumps, indiqueraient des faciès plus profonds (faciès marins francs) que ceux évoqués jusqu'à maintenant. Cette hypothèse sur l'approfondissement du milieu de dépôt est renforcée par l'étude du niveau suivant ;

le niveau d, qui est une accumulation de séquences négatives, pourrait indiquer la mise en place d'une barrière dans une dynamique progradante (cf. Reineck et Singh, 1975). Dans cette hypothèse, les niveaux sous-jacents correspondraient à des formations marines franches (ce qui vient d'être envisagé) et les niveaux sus-jacents correspondraient à des formations lagunaires (ce que nous allons voir maintenant) ;

les niveaux e à i contiennent des dolomies qui ont des caractères pétrographiques identiques à ceux des unités dolomitiques. Le milieu est donc très proche de l'émersion ou émergé ;

les niveaux j et k qui présentent des sédiments de plus en plus fins vers le haut, matérialisent l'arrêt de la sédimentation détritique.

Au Nord de Y₁, on ne peut observer que la base de l'unité 5 (coupes O et J'). Celle-ci présente une bonne homologie avec les niveaux a et b de la coupe P. Par contre, à l'intérieur du domaine du Mt Gibben, les faciès varient rapidement en allant vers l'Est. Ainsi la coupe R située à 15 km à l'Est de la précédente (fig. 2-60)

- 15 m, dolomie sombre, parfois sableuse, en bancs pluricentimétriques, contenant des accidents siliceux, avec de nombreuses passées décimétriques à métriques de silt noir et de grès plus ou moins silicifié ou conglomératique ;
- 30 m, silt et argilite gris-bleu ou lie-de-vin ;
- 80 m, séquences pluridécimétriques et très régulières avec, au sommet, des silts noirs, lie-de-vin ou verdâtres et, à la base, des grès fins ocres, riches en slumps indiquant une pente vers le Sud. On observe également de rares niveaux métriques de brèche monogénique, en bancs décimétriques, à matrice légèrement calcareuse. Les clastes de dolomie sont souvent de petite taille (1 mm à 1 cm) ;
- 10 m, grès silteux jaunâtre en bancs décimétriques ;
- 20 m, silt et argilite verdâtre, noir ou lie-de-vin.

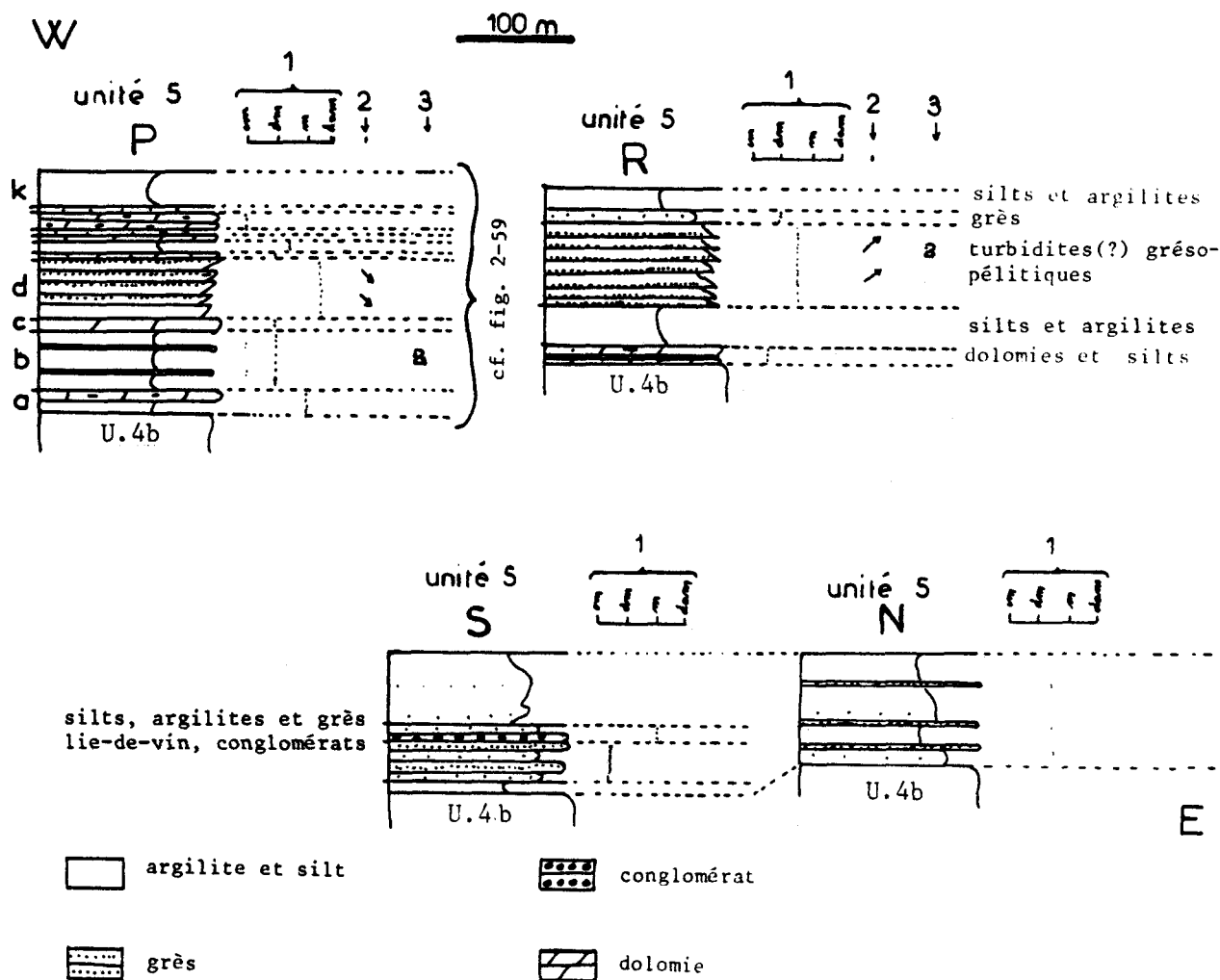


Fig. 2-60 - L'unité 5 dans le domaine du Mt Gibben (coupes P (cf. fig. 2-59), R, S et N ; localisation pl. h.t.2)

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : granoclassement ; \ : inverse ; / : normal ; 3 : figures sédimentaires ; Z : slumps.

Comme précédemment, le premier niveau matérialise le passage progressif avec l'unité 4b. Plus de la moitié de l'épaisseur est représentée par des brèches et des séquences granoclassées très régulières contenant quelques slumps. Ces faciès suggèrent une affinité avec les turbidites qui indiqueraient un milieu de dépôt assez profond (infratidal). Aucun système de barrière, ni de lagune n'est reconnaissable ici.

Il semble donc que l'unité 5, sur cette coupe, corresponde à un milieu plus éloigné de la côte (plus distal) que celui qui a été envisagé précédemment. La progradation de la lagune n'a pas atteint l'emplacement de la coupe R. Il serait nécessaire, pour préciser ceci, d'étudier en détail des coupes intermédiaires, ce qui n'a pas été fait.

Notons que la présence de niveaux calcareux dans les turbidites (?) pourrait confirmer l'existence d'un milieu de dépôt relativement profond en indiquant l'absence de dolomitisation primaire.

J'ai signalé sur la colonne R quelques niveaux lie-de-vin. En allant vers l'Est ce faciès prend une très grande extension et peut représenter plus de 90% de l'unité sous forme de silts sableux ou de grès (cf. fig. 2-60, colonnes S et N). Sur ces coupes je n'ai jamais observé de figures sédimentaires, ce qui suggère une bathymétrie infratidale.

Dans le Phanérozoïque, les auteurs considèrent généralement que les faciès détritiques rouges ("Red-beds") sont caractéristiques des milieux émergés sous un climat chaud. Chandler (1980) considère que dans le Protérozoïque, ils sont ubiquistes. Cette ubiquité serait due au fait qu'à cette époque, la matière organique n'aurait eu que très rarement une concentration suffisante pour créer des milieux réducteurs ; l'oxydation serait donc systématique. Cet auteur précise de plus, que les "red-beds" peuvent être la conséquence d'une diagenèse tardive, particulièrement si la série présentait à l'origine un caractère évaporitique ce qui, vu le contexte, ne peut pas être exclu ici. Aucun élément certain ne permet donc de proposer un milieu de dépôt pour l'unité 5 dans la partie orientale du terrain, une bathymétrie importante (infratidale) est néanmoins probable.

D. L'UNITE 6.

Il s'agit d'une unité dolomitique typique dans laquelle peuvent être faites toutes les observations qui ont été rapportées au paragraphe II. Elle n'affleure que dans le domaine du Mt Gibben où elle arme les sommets. Elle succède à l'unité 5 avec des niveaux de transition. Une colonne typique de cette unité peut être levée à l'Ouest du terrain, sur la coupe P (fig. 2-61); j'envisagerai plus loin son évolution vers l'Est.

- a- 150 m, dolomie litée, localement laminaire ; contenant des niveaux de brèche à éléments plats, des niveaux riches en bancs centimétriques onduleux silicifiés, et des niveaux décamétriques d'argile silteuse surtout abondants à la base.
- b- 400 m, dolomie massive blanche, avec des brèches polygéniques granoclassées (fig. 2-62) localement très fréquentes.
- c- 50 m , dolomie litée bleu noir.

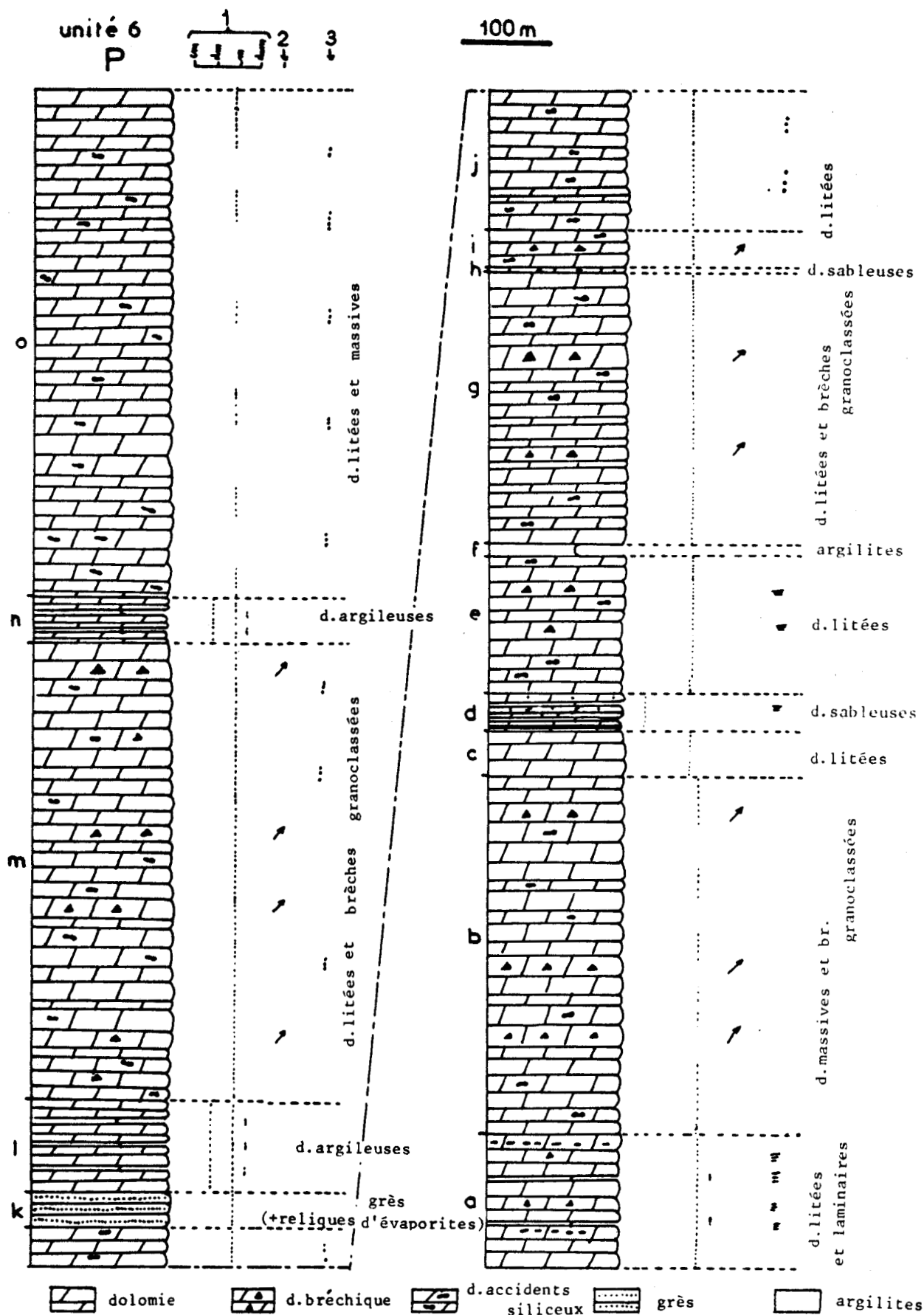


Fig. 2-61 - L'unité 6 sur la coupe P (domaine du Mt Gibben) (localisation pl. h.t.2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : ↗ : granoclassement des brèches ;
3 : figures sédimentaires ; .. : oolites-pisolites ; ≡ : laminations algaires.



Fig. 2- 62 - Aspect d'un banc métrique de brèche polygénique et granoclassée de l'unité 6. On remarque l'aspect anguleux des éléments et leur taille variable. Il s'agit de différents types de dolomie massives, laminaires ou à oolites, présentant diverses nuances dans la couleur de l'altération. La matrice dolomitique plus ou moins sableuse est sparitique à microsparitique (grainstone).

- d- 40 m, dolomie silteuse ou sableuse, parfois laminaire, à patine ocre, en plaquettes alternant avec du silt dolomitique à patine rougeâtre, riche en oxyde.
- e- 150 m, dolomie litée à accident siliceux avec des niveaux de brèche à éléments plats.
- f- 15 m, argilite noire avec quelques niveaux de dolomie ocre et de silt vert.
- g- 300 m, dolomie litée avec des niveaux pluridécamétriques très riches en bancs métriques de brèche polygénique granoclassée.
- h- 5m, dolomie sableuse gris sombre, très riche en petits nodules silicifiés.
- i- 40 m, analogue à g.
- j- 200 m, dolomie litée avec des niveaux décamétriques riches en bancs de dolomie à oolites et pisolites silicifiées.
- k- 40 m, grès vert-gris, blanc ou bleuté, à patine sombre. Dans une lame de ce niveau j'ai observé des fantômes (200 à 500 μm) de minéraux évaporitiques (sel ?).
- l- 100 m, dolomie très argileuse noire, à patine ocre et intercalations plurimétriques de silt dolomitique sombre.
- m- 500 m, analogue à j, avec quelques niveaux de brèche polygénique granoclassée.
- n- 50 m, analogue à l.
- o- 550 m, dolomie litée, voire massive, à passées décamétriques de bancs à oolites, pisolites et oncolites (?).

On remarque sur cette colonne l'abondance des dolomies blanches et la présence, dans un niveau détritique (niveau k), de fantômes d'évaporites (sel?) ce qui est un nouvel élément pour confirmer les conclusions développées au paragraphe II. On remarque aussi le passage progressif avec l'unité 5 et l'abondance relative des brèches granoclassées (fig. 2-62) et des niveaux détritiques.

D'autres coupes de l'unité 6 ont été levées, elles n'apportent pas de précisions sédimentologiques, par contre leur étude comparative permet d'envisager l'existence d'une tectonique synsédimentaire (cf.p(121))

E. L'UNITE 7.

Il s'agit d'une unité détritique peu épaisse qui n'affleure que dans le "domaine du Mt Gibben". Le contact avec l'unité 6 est souvent brutal. Les ruisseaux qui la traversent se chargent d'oxydes de fer qui colorent leur lit très loin en aval, matérialisant ainsi la richesse en fer de cette unité. Je vais la décrire de l'Ouest vers l'Est.

Dans la moitié Ouest du domaine du Mt Gibben, les faciès de l'unité 7 sont remarquablement constants. A titre d'exemple je vais les décrire sur la coupe Q (fig. 2-63) mais les colonnes seraient les mêmes sur les coupes P et R ainsi qu'au niveau du méridien 139°08'.

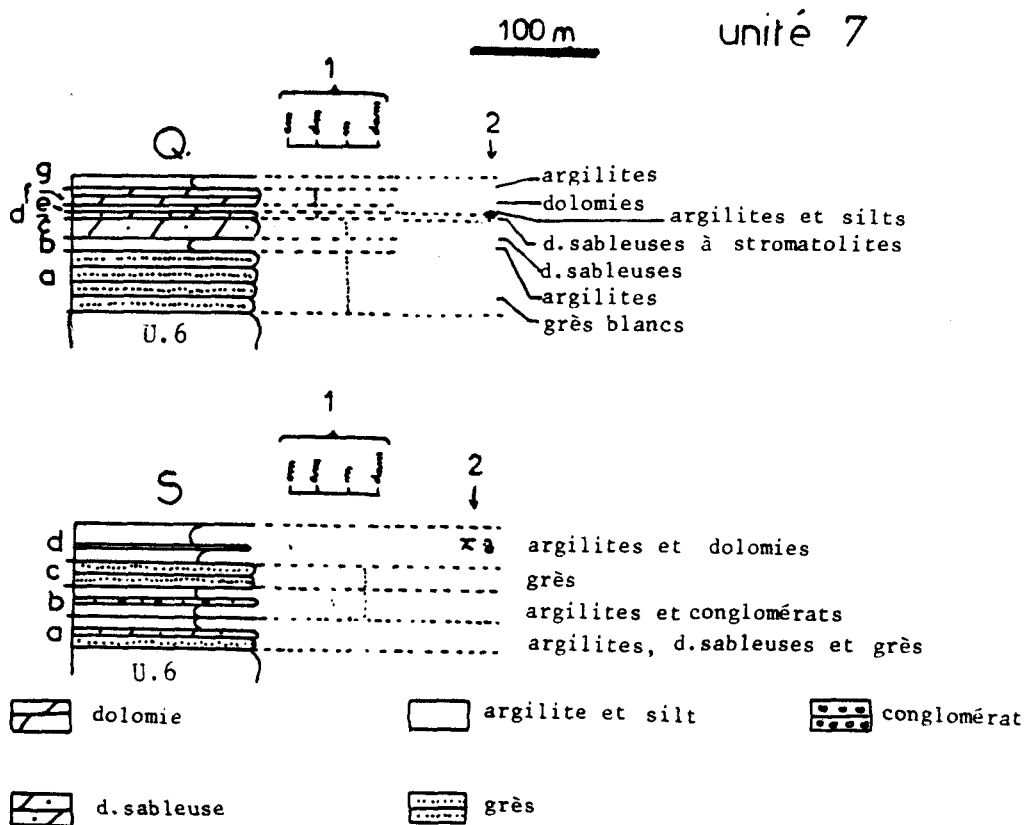


Fig. 2-63 - L'unité 7 sur les coupes Q (les coupes P et R seraient similaires) et S (domaine du Mt Gibben) (localisation pl. h.t. 2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ;
 z : slumps ; x : stratifications obliques ; @ : stromatolites.

- a- 50 m, grès blanc ou gris à patine grisâtre à ocre, en bancs métriques.
- b- 10 m, argilite noire parfois sableuse.
- c- 15 m, dolomie sableuse grise à patine ocre en bancs métriques, avec des microconglomérats à clastes millimétriques et centimétriques et à matrice très riche en oxyde de fer, (avec notamment des filonnets d'hématite).
- d- 5 m, dolomie sableuse sombre, à patine orangé vif, en plaquettes, contenant des structures stromatolitiques fragmentées.
- e- 5 m, argilite et silt noirs.
- f- 15 m, dolomie sombre à patine orangé vif, en bancs décimétriques.
- g- 10 m, argilite noire.

Cette ubiquité des faciès de l'unité 7 sur une grande surface suggère un milieu de dépôt assez profond. Cette hypothèse est renforcée par le fait qu'aucune figure sédimentaire n'a été observée. Dans cette même région le contact avec l'unité 6 est toujours très brutal (cf. infra).

Plus à l'Est, (coupe S) on observe une importante modification des faciès :

- a- 25 m, argilite sableuse et dolomitique très indurée, dolomie légèrement sableuse à altération orangé vif, (micrite à microtexture amiboïde), et grès très fin dolomitique, à altération orangée et à cassure conchoïdale, montrant des laminations très riches en oxyde de fer ;
- b- 25 m, argilite noire, localement rouille, en passées plurimétriques, alternant avec des niveaux pluridécimétriques de grès rouille et de microconglomérat ;
- c- 20 m, grès fin noir ;
- d- 30 m, argilite noire avec quelques niveaux centimétriques dolomitiques qui dessinent des slumps et des stratifications entrecroisées, et quelques niveaux métriques de dolomie finement laminaire à altération orangé vif. Le sommet de ces bancs présente assez couramment des rides symétriques, des "flute-marks" et des figures de charge.

La présence de ces figures sédimentaires et de dolomicrite amiboïde associée, indiquent un milieu de dépôt littoral sous un climat chaud

A l'Est de la coupe S, l'unité 7 affleure mal et aucune coupe complète n'a été levée, mais j'ai observé très fréquemment des faciès lie-de-vin.

Remarque. L'abondance de fer dans cette unité doit vraisemblablement s'expliquer par un lessivage continental sous un climat chaud attesté par ailleurs. Il est surprenant qu'en dépit de cette abondance les faciès lie-de-vin soient géographiquement limités, d'autant plus que cette limitation ne peut s'expliquer par la présence d'un milieu de dépôt réducteur : dans cette unité il n'y a aucune concentration particulière de matière organique (comme j'ai pu m'en rendre compte lors des études de microflores et d'argiles cf. infra). De plus la limite de répartition des faciès lie-de-vin, ne correspond pas à la limite des faciès littoraux. La figure 2-64 propose une explication pour cette répartition.

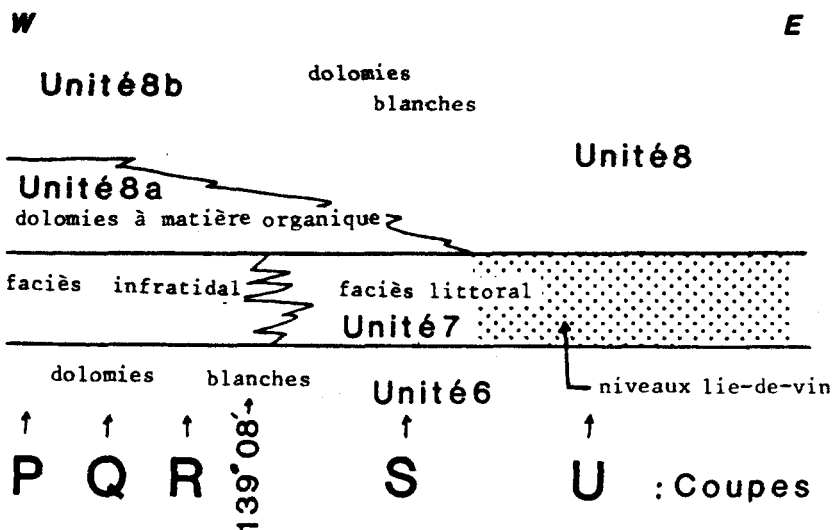


Fig. 2-64 - Coupe schématique Est/Ouest, à travers le domaine du Mt Gibben, montrant la correspondance géographique entre l'absence de niveaux lie-de-vin dans l'unité 7 et la présence au dessus de cette dernière de l'unité 8a. Ceci suggère que lors de la diagenèse (?), des fluides issus de l'unité 8a, ont circulé vers le bas et ont provoqué la réduction des oxydes de fer de l'unité 7.

F. L'UNITE 8a.

Comme je viens de l'indiquer (fig. 2-64) il s'agit d'une unité géographiquement limitée à l'Ouest du domaine du Mt Gibben, qui succède avec des niveaux de transition à l'unité 7 et qui est caractérisée par une très grande abondance en matière organique. Cette dernière a été mise en évidence lors d'études de microflore et d'argile (cf. infra) et elle donne une couleur noire à toutes les roches (essentiellement dolomies). Je vais décrire ici la colonne levée sur la coupe Q (fig. 2-65) :

- a- 40 m, dolomie très noire, très fétide, à patine noire d'aspect lustré, riche en pyrite, mal stratifiée, avec des nodules de chert noir et de niveaux silicifiés à bord diffus. On observe quelques brèches à éléments plats, des niveaux argilo-silteux noirs d'aspect charbonneux et des niveaux à stromatolites fractionnés ;
- b- 10 m, argilite noire d'aspect charbonneux ;
- c- 170 m, dolomie massive noire, fétide, riche en accidents siliceux et parfois d'aspect lustré, alternant avec des bancs de dolomie laminaire, parfois calcareuse, gris foncé.

Les études pétrographiques ont permis les mêmes observations que dans les dolomies blanches (cf. II). Le milieu de dépôt et le climat étaient donc similaires. On remarque néanmoins l'absence de faciès à oolites ou pisolites. Le caractère spécifique de cette unité réside dans la couleur due à la matière organique qui traduit un milieu réducteur attesté par la présence de pyrite et l'odeur fétide très marquée. L'ensemble indique donc un milieu lagunaire restreint, sous un climat chaud avec une tendance évaporitique.

Remarquons la présence de quelques niveaux micritiques calcareux qui indiquent l'absence occasionnelle de dolomitisation primaire. L'interprétation en terme de paléoenvironnement de cette constatation me paraît délicate dans la mesure où une interférence chimique est possible avec la matière organique (influence de la teneur de CO_2 sur CO_3 : cf. Delmas, 1975).

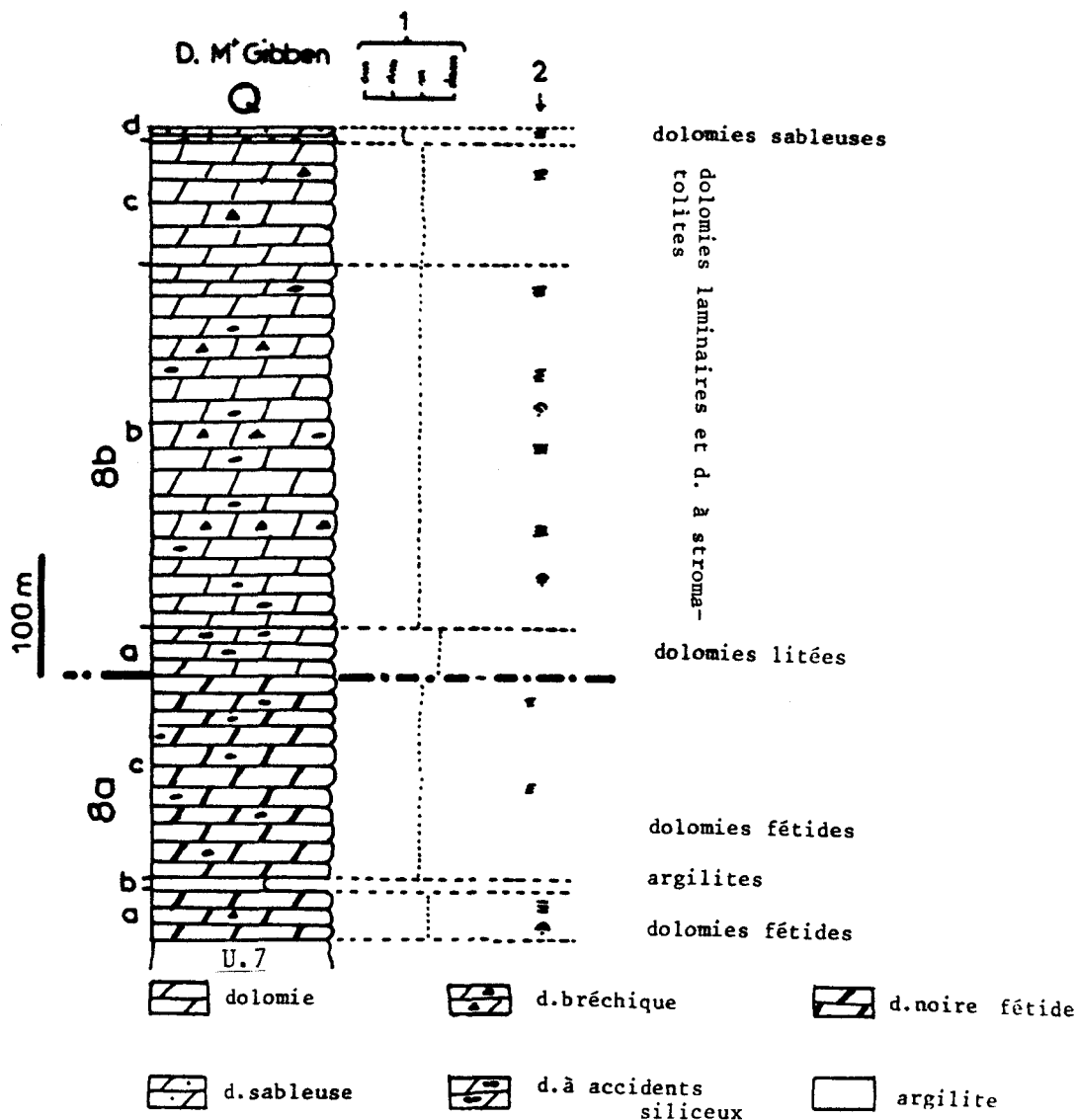


Fig. 2-65 - Les unités 8a et 8b sur la coupe Q (domaine du Mt Gibben) (localisation pl. h.t.2)

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; ≡ : laminations algaires ; ☉ : stromatolites.

G. LES UNITES 8b et 8.

Il s'agit d'unités essentiellement constituées de dolomies blanches (fig. 2-65). L'unité 8b passe latéralement, dans le domaine du Mt Gibben, à l'unité 8 qui affleure aussi au Nord de Y₁ (coupe T). Ces unités sont tout à fait similaires aux autres unités de dolomie blanche déjà décrites : le milieu et les conditions de dépôt sont les mêmes (cf. II). Des niveaux de transition avec l'unité sous-jacente existent toujours à la base de ces unités

Sur la coupe Q, on observe pour l'unité 8b :

- a- 40 m, dolomie litée claire, à patine grisâtre, en bancs plurimétriques, riche en niveaux silicifiés à bord diffus ;
- b- 300 m, dolomie laminaire sombre avec quelques intercalations plus claires, ainsi que des brèches à éléments plats ;

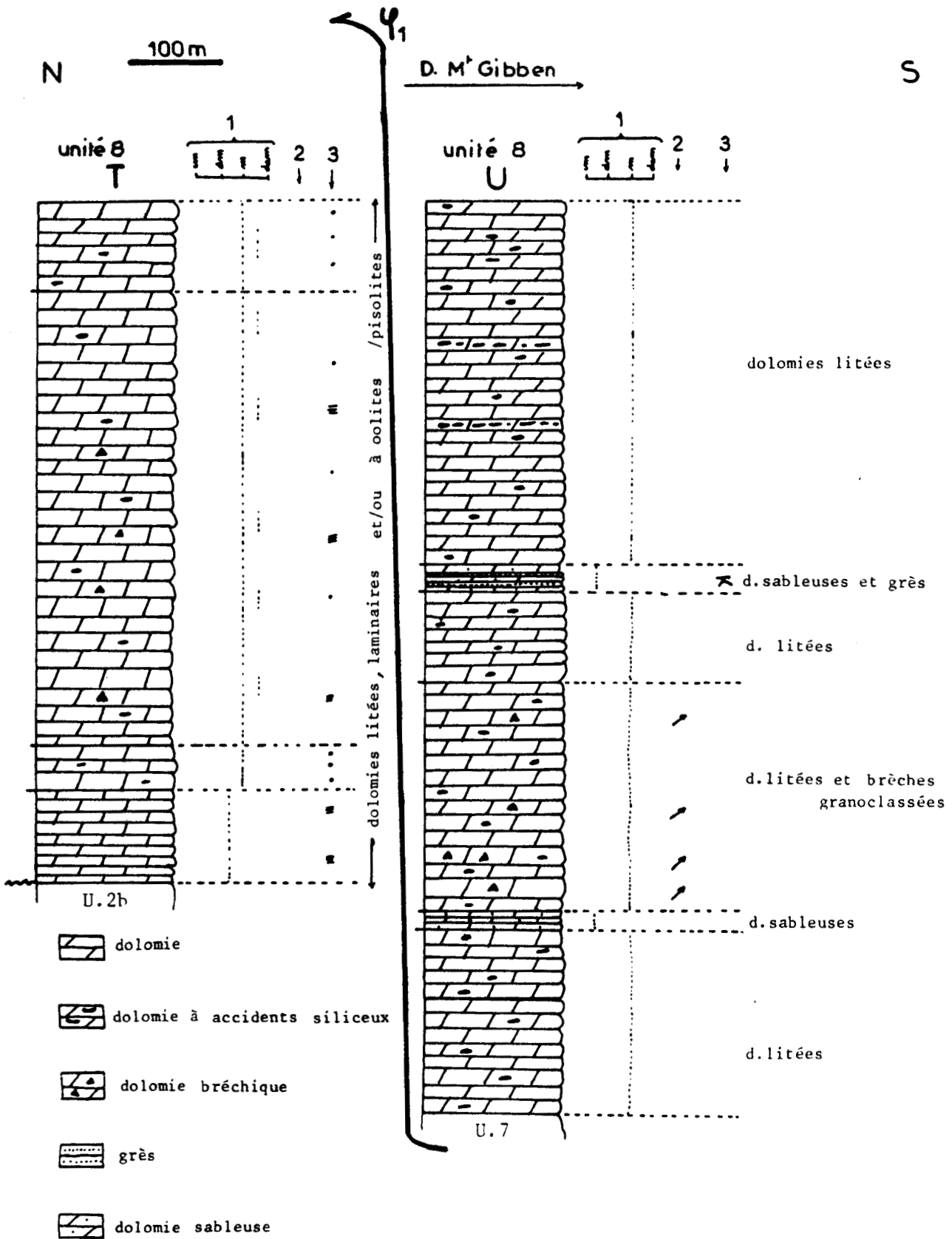


Fig. 2-66 - L'unité 8 sur les coupes U (domaine du Mt Gibben) et T (localisation pl. h.t.2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : ↗ : granoclassement des brèches ;
 3 : figures sédimentaires ; ... : oolites-pisolites ; ≡ : laminations algaires ; ⋈ : stratifications obliques.

c- 100 m, analogue à b (mais sans accidents siliceux) ;

d- 10 m, dolomie laminaire sombre avec des niveaux décimétriques de dolomie sableuse ocre et de silt sableux.

La figure 2-66 illustre les colonnes de l'unité 8 (U : domaine du Mt Gibben ; T au Nord de γ_1). Les faciès sont similaires mais aucune corrélation de détail n'est possible (cf. discussion au sujet de l'unité 4b). On constate sur la colonne U la présence de nombreux niveaux détritiques, de brèches granoclassées, ainsi qu'une épaisseur importante. Ceci sera commenté et interprété dans le paragraphe III.

H. LES UNITES 9 et 9a.

Il s'agit de nouvelles unités détritiques (détritisme fin). Dans le domaine du Mt Gibben, l'unité 9a (occidentale) passe latéralement à l'unité 9. Cette dernière affleure aussi au Nord de γ_1 (coupes V et T). A part localement au niveau des coupes S' et S'' (fig. 2-67), qui seront envisagées par la suite, les faciès observés dans la totalité des affleurements de ces unités, sont remarquablement constants. Ces unités se présentent comme une accumulation d'épaisseur variable, de :

silt argileux dolomitique lie-de-vin, en bancs centimétriques, alternant avec du grès ocre, en bancs pluricentimétriques, et des microconglomérats à ciment silteux ou silto-sableux lie-de-vin, en bancs décimétriques à métriques (rares).

Certains niveaux centimétriques de silt et les niveaux de microconglomérat présentent généralement un granoclassement frustré (fig. 2-68). Le sommet des bancs est parfois érodé par le niveau plus grossier immédiatement sus-jacent. Les mud-cracks, les rides (parfois symétriques) et les stratifications obliques à l'intérieur des bancs (fig. 2-69), sont très abondants. Généralement les bancs sont d'épaisseur constante mais il arrive que l'on puisse observer des microchenaux (quelques centimètres de profondeur) ou, des variations dans l'épaisseur des bancs. Les quelques figures de courant mesurées suggèrent un sens de courant Est → Ouest.

J'ai déjà indiqué que l'abondance des faciès lie-de-vin ne peut être interprétée en terme de paléoenvironnement (cf. Chandler, 1980). Néanmoins les différentes figures suggèrent un milieu très proche de l'émergence, voire émergé (infra. à intertidal).

Notons que localement, au Nord de γ_1 , les conglomérats contiennent quelques galets centimétriques de diverses lithologies du groupe I (cf. III).

Partout où le contact avec les unités 8b ou 8a a été observé, il m'a semblé progressif. Cela se matérialise sur le terrain par quelques mètres où alternent les faciès caractéristiques des unités 8 et 9. Mais, au niveau des coupes S' et S'' ces niveaux intermédiaires, que j'ai choisis de cartographier dans l'unité 9, prennent beaucoup d'importance. Ainsi sur la colonne S'', l'unité 9 correspond à (fig. 2-68) :

a- 40 m, dolomie très sableuse et grès dolomitique à patine et cassure ocre, en bancs métriques. On observe des lentilles de microconglomérat alignées dans la stratification, et des bancs de brèches polygéniques parfois granoclassées. La surface des bancs est localement marquée par des rides (fig. 2-70).

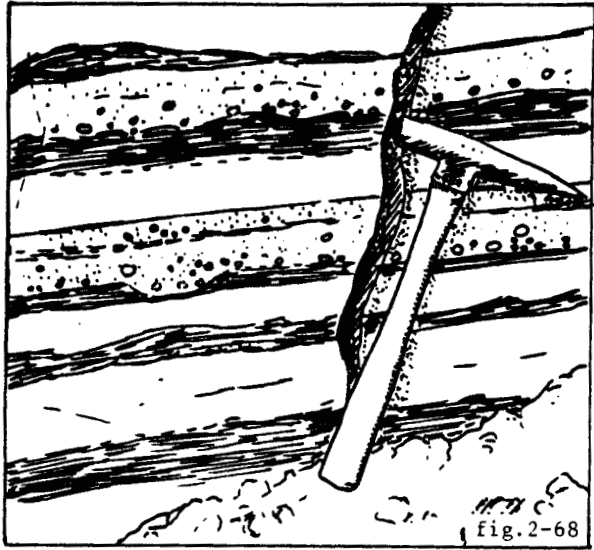
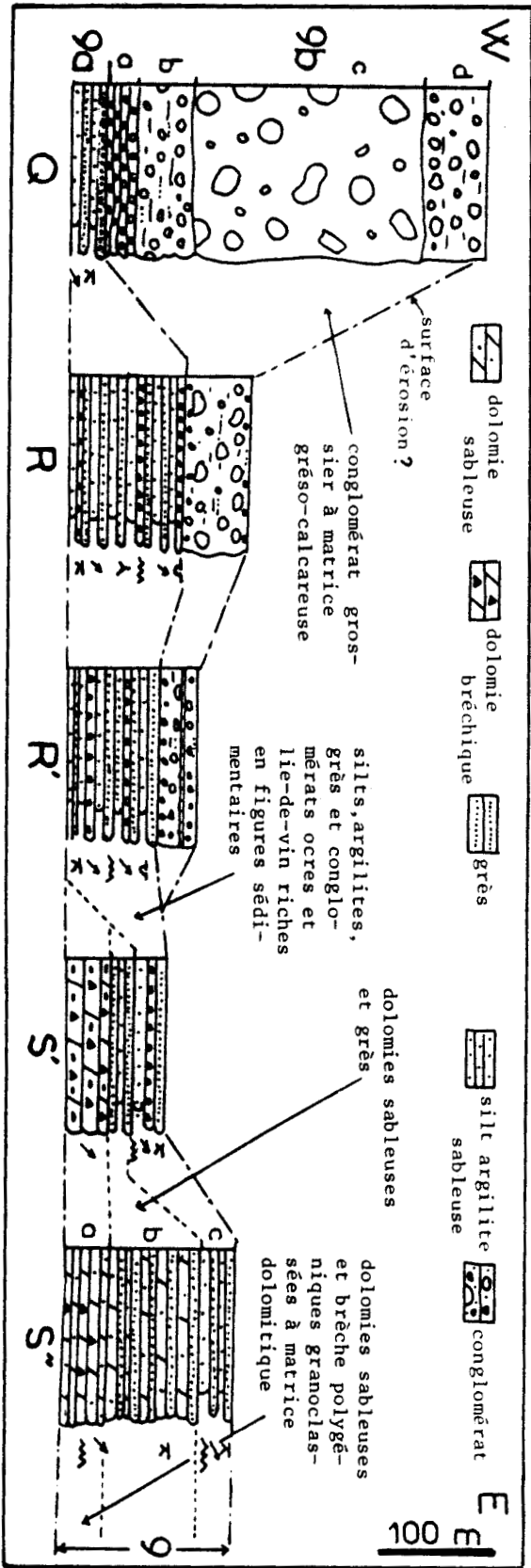


Fig. 2-68 - Schéma d'un lithofaciès de l'unité 9a ; alternance de grès ocre (en blanc), de silt dolomitique lie-de-vin (trait noir) et de microconglomérats (pointillés). On remarque l'irrégularité de détail des lits et le granoclassement frustré des microconglomérats.

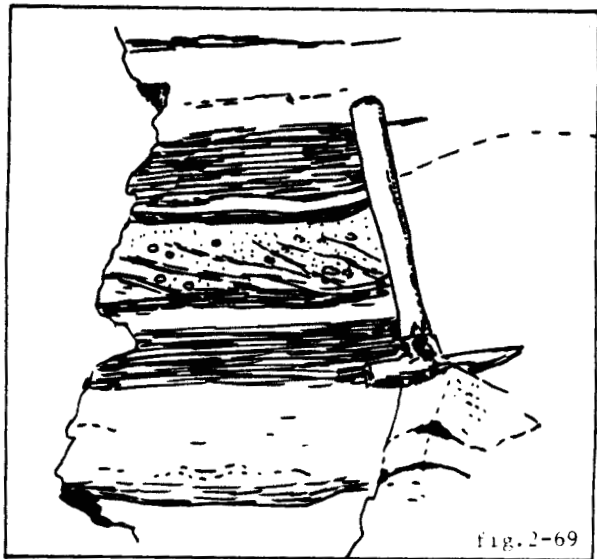


Fig. 2-69 - Idem 2-68 ; on note la présence de quelques stratifications obliques.

Fig. 2-67 - Les unités 9a, 9b et 9 dans le domaine du Mt Gibben (coupes Q, R, R', S', S'' ; localisation pl. h.c.2). A droite des colonnes sont signalées les figures sédimentaires ; \nearrow : stratifications obliques ; \nearrow : granoclassement ; \cup : chenaux ; \sim : rides ; \wedge : mud-cracks.

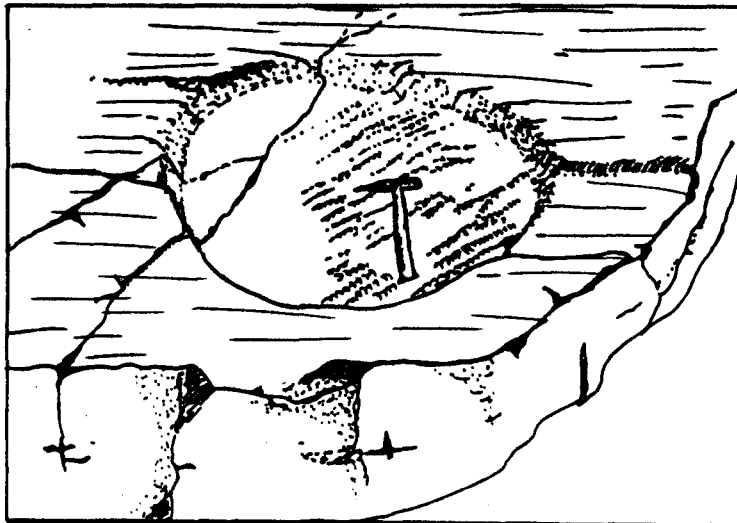


Fig. 2-70 - Schéma représentant un banc de grès dolomitique dont le toit présente une petite dépression profonde d'une dizaine de centimètres. Le fond de cette dernière est tapissé par des rides longitudinales. Au niveau de la dépression, le courant n'était plus laminaire et a provoqué des rides.

- b- 80 m, alternance métrique de dolomie sableuse finement laminée (niveaux riches en quartz) et présentant des faibles stratifications obliques, avec du grès ocre parfois calcaireux qui passe vers le sommet à de la dolomie massive blanche. On observe, de plus, quelques niveaux décimétriques de dolomie argilo-sableuse noire ;
- c- 30 m, niveaux lie-de-vin caractéristiques de l'unité 9.

Ces faciès intermédiaires pourraient être liés au démantèlement d'une plate-forme (cf. p 118)

I. L'UNITE 9b.

Il s'agit d'un conglomérat grossier à matrice calcaro-sableuse qui n'affleure qu'à l'Ouest du domaine du Mt Gibben. Partout les premiers niveaux consistent en un faciès de transition avec l'unité 9a. On observe dans cette unité deux granoclassements : un granoclassement vertical, sur une colonne donnée, la taille des galets augmente jusqu'au centre, puis diminue et, un granoclassement horizontal ; les dépôts occidentaux sont les plus grossiers et les plus épais. Ainsi à la coupe Q, la colonne est la suivante (fig. 2-67) :

- a- 30 m, conglomérat à galets roulés, centimétriques à décimétriques. La matrice est calcaro-sableuse de couleur ocre. On observe des intercalations centimétriques à décimétriques de silt calcaro-sableux et d'argilite lie-de-vin contenant quelques petits galets (fig. 2-71) ;
- b- 50 m, conglomérat grossier à galets roulés décimétriques à métriques. Les bancs épais d'une dizaine de mètres sont très mal individualisés (fig. 2-72) ;
- c- 200 m, conglomérat très grossier à galets roulés décimétriques à plurimétriques (voir décimétriques), aucun banc ni aucun litage n'est observable ;
- d- 50 m (?), analogue à b.

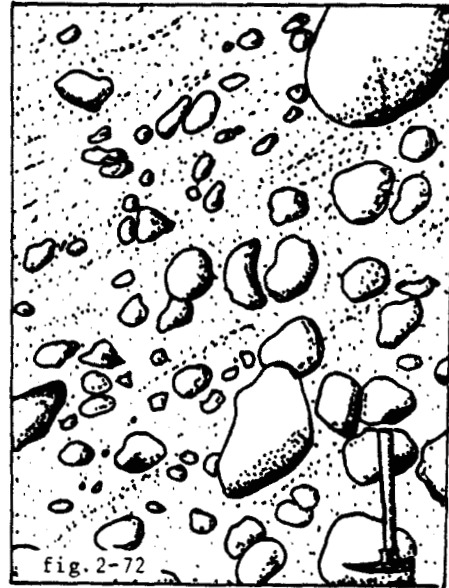


Fig. 2-71 - Aspect du conglomérat grossier de la base de l'unité 9b ; on remarque les lits de silt calcaro-sableux lie-de-vin.

Fig. 2-72 - Aspect du conglomérat grossier au milieu de l'unité 9b ; par rapport à la figure 2-71, on remarque une granulométrie plus importante et une stratification beaucoup plus discrète.

Au niveau de la coupe R, l'unité 9b correspond à 60 m de conglomérat dont la taille des galets ne dépasse pas le mètre au centre de la colonne (20 cm à la base et au sommet). Et sur la coupe R' on observe 35 m de conglomérat dont les galets sont inférieurs à 30 cm.

La nature des galets est assez peu diversifiée :

Il s'agit à 90% de faciès dolomitiques décrits dans les unités précédentes (dolomies grises, blanches, noires (notamment à la coupe R') à accident siliceux, à oolites, laminaires...). Les 10% restant sont attribuables au groupe I (peut être au groupe II ?) et à l'unité 9a (silt sableux lie-de-vin, surtout à la base du conglomérat). On remarque aussi quelques galets centimétriques de chert rouge vermillon (très différent de ceux du groupe II). On retiendra donc que l'unité 9b est essentiellement alimentée par des unités sous-jacentes sur lesquelles elle repose en concordance.

Les faciès les plus grossiers (fig. 2-72) de cet ensemble conglomératique ne présentent pas de figure d'imbrication. Les clastes allongés n'ont pas d'orientation préférentielle et la stratification est très frustrée. Ces faciès sont donc assimilables au faciès G.m.s. de la classification des dépôts grossiers de Rust (1979). Les faciès les moins grossiers (fig. 2-71) se présentent comme des alternances de conglomérat avec des niveaux gréseux. Ils peuvent donc être assimilés au faciès S.h./G.m. de Rust (1979).

La nature gréso-calcaireuse de la matrice pose un problème ; en effet dans le contexte évoqué, la fraction carbonatée de cette matrice ne peut venir que de l'abrasion des massifs dolomitiques sous-jacents. Une dédolomitisation de cette "farine" dolomitique, diffuse dans la matrice poreuse du con-

glomérat, est donc très probable. Une telle dédolomitisation implique une mise à l'émergence et une importante infiltration d'eau douce. Cette conception a trois conséquences principales :

- L'unité 11a sus-jacente étant dolomitique on doit admettre que l'émergence est anté-11a ; une lacune se localise donc entre ces deux unités (ce qui est compatible avec les datations; cf. p 132);
- Dans ce cas, le sommet de l'unité 9 peut correspondre à une surface d'érosion ; les niveaux sommitaux des unités 9 et 9b seraient alors diachroniques.
- L'infiltration d'eau douce suppose un bilan d'évapotranspiration largement positif qui n'est possible qu'avec une température notablement plus basse que celle qui a été envisagée pour les dépôts des unités précédentes du groupe III (climat évaporitique).

Le caractère éventuellement incomplet des colonnes de l'unité 9b empêche de tirer des conclusions sur la variation d'épaisseur que l'on observe. Néanmoins, on remarquera, qu'au moins les colonnes Q et R présentent de bas en haut un granoclassement positif, puis négatif. Ceci, et l'attribution des faciès rencontrés aux faciès G.m.s. et S.h./G.m. de Rust (1979), permettent de considérer l'unité 9b comme un cône alluvial sous-aquatique ("alluvial fan"). La comparaison de la figure 2-67 avec les figures de Rust (1979) suggère, à titre d'hypothèse, que ce cône n'aurait été que peu affecté par l'érosion. Notons par ailleurs, qu'il aurait été alimenté par des unités sur lesquelles il repose en concordance. Je proposerai dans le paragraphe IV (p 118) une explication en terme de tectonique synsédimentaire à cette dernière remarque.

Dans les séries du Précambrien supérieur de la Cordillère canadienne, les conglomérats grossiers sont rares et semblent n'exister qu'à un seul niveau stratigraphique (cf. chapitre 1). Ils sont systématiquement interprétés comme des niveaux glaciaires (Young et al., 1973 ; Eisbacher, 1978 b, 1981a et b ; Yeo, 1981 ; Allison et al., 1981 et Young, 1982). Pour le conglomérat grossier de l'unité 9b, cette interprétation serait compatible avec la conclusion climatique qui précède, et elle n'est pas incompatible avec l'absence de galets striés (cf. Edwards, 1978). Dans le but de confirmer cette interprétation climatique, suggérée par les corrélations, dès le début du projet du "G.S.C." sur "Coal Creek Dome" (Thompson com. pers.), B. Blaise (1983) a effectué une étude préliminaire de l'exoscopie des quartz contenus dans quelques échantillons de la matrice du conglomérat. Il a montré que cette matrice contient de 70 à 100% de quartz non usés (N.U.). Ceux-ci ont subi systématiquement une évolution aquatique terminale (ce qui confirme l'interprétation de l'unité 9b en cône sous-aquatique. Avant celle-ci, quelques quartz ont été affectés par des chocs qui pourraient éventuellement être d'origine glaciaire. Le caractère incertain de cette attribution et le fait qu'une remobilisation des quartz du groupe I (qui contient des quartz glaciaires) est probable (cf. supra) empêchent de conclure de manière certaine sur le caractère glaciaire du climat de dépôt de l'unité 9b.

J. L'UNITE 11a.

A la suite de Blaise (1983), Blaise et Mercier (1984) ont intégré dans l'unité 9 cet ensemble de brèche polygénique à matrice dolomitique et de

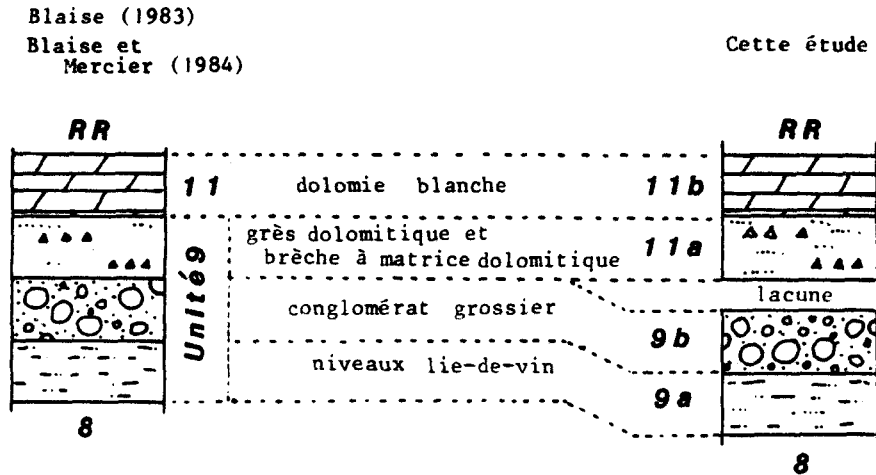


Fig. 2-73 - Schéma de la modification de la nomenclature des unités supérieures (unités 9 et 11) de la partie occidentale du domaine du Mt Gibben, par rapport à celle précédemment publiée (Blaise et Mercier 1984).

grès dolomitique, qui affleure dans la partie occidentale du domaine du Mt Gibben.

Une étude paléontologique plus récente (p 123) et des arguments sédimentologiques (cf. supra) suggèrent très fortement l'existence d'une lacune importante entre ces niveaux et le conglomérat grossier (9b). Je pense donc qu'il est nécessaire d'extraire ces niveaux de l'unité 9 et d'en faire une unité à part que je baptise unité 11a (fig. 2-73 et 2-74A).

Cette unité repose sur l'unité 9b à la faveur d'un contact toujours brutal. Elle n'existe que dans la partie occidentale du domaine du Mt Gibben. L'unité 11a présente un granoclassement horizontal, en effet sur la coupe la plus occidentale où elle affleure (coupe R) elle est constituée de :

20 m de conglomérat et de brèche polygénique en bancs de 50 cm à 1 m, à clastes centimétriques et à matrice dolomitique souvent riche en accident siliceux. On observe parfois un granoclassement dans les bancs. Quelques niveaux métriques d'argilite noire, de grès dolomitique ocre et de dolomie sableuse orangée ou blanche sont aussi présents.

Au niveau de la coupe R' (4 km plus à l'Est) l'unité présente le même faciès mais elle fait 30 m d'épaisseur et les clastes sont pluricentimétriques.

Cinq kilomètres plus loin vers l'Est, au niveau de la coupe S', l'épaisseur est de 60 m et les clastes sont décimétriques et suffisamment abondants pour être jointifs. Les bancs atteignent parfois 5 m d'épaisseur.

Encore plus à l'Est (3 km) cette unité disparaît complètement au niveau d'une faille verticale Nord-Sud repérable au méridien 138°58'W.

J'interpréterai ce qui précède en terme de tectonique synsédimentaire (cf. p 116).

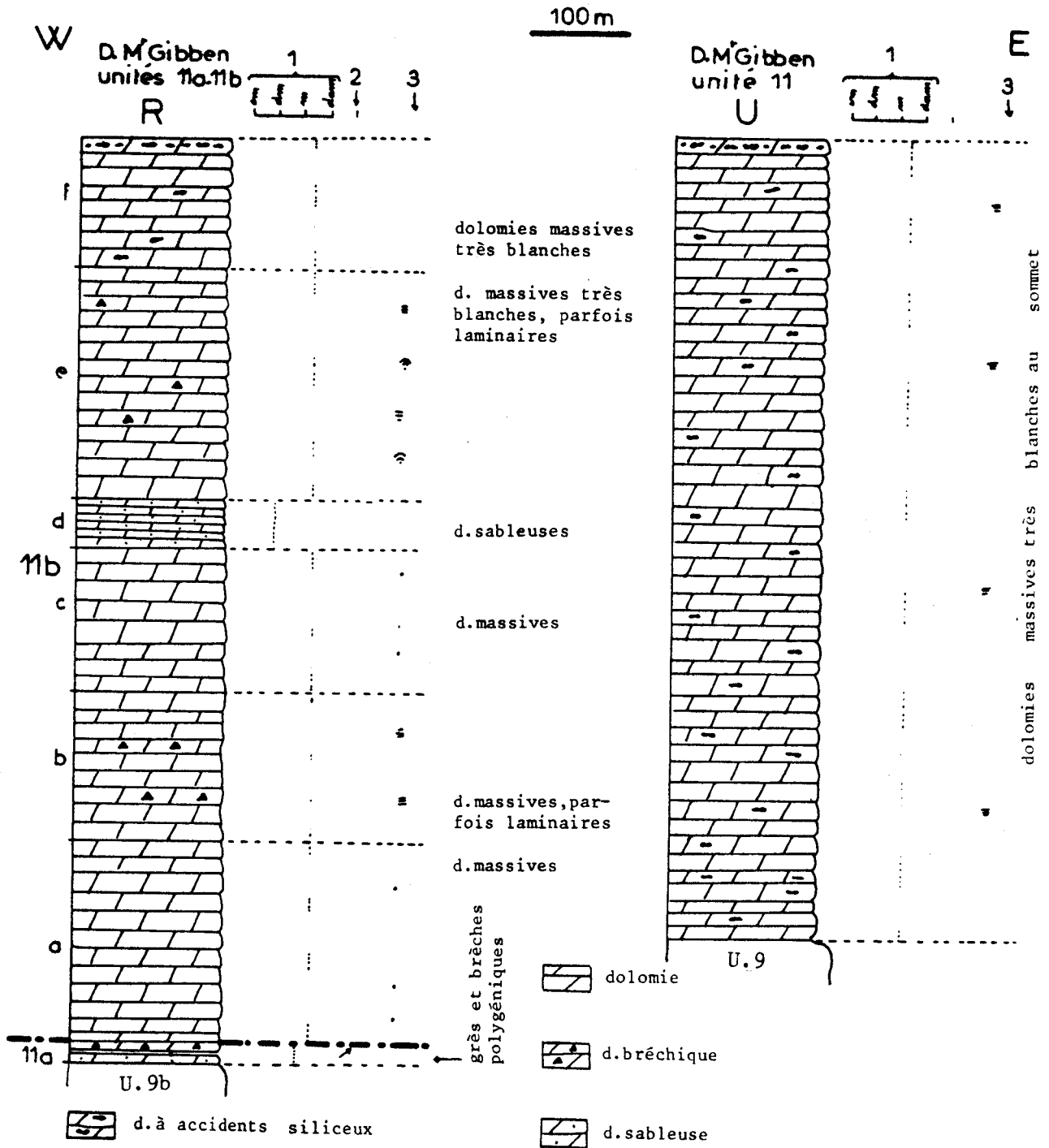


Fig. 2-74A- Les unités 11a, 11b et 11 dans le domaine du Mt Gibben (coupes R et U ; localisation pl. h.t.2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : ↗ : granoclassement des brèches ; 3 : figures sédimentaires ; .. : oolites-pisolites ; ■ : laminations algaires ; ☉ : stromatolites.

K. LES UNITES 11b et 11.

Il s'agit d'unités de dolomie blanche pour lesquelles on peut montrer, en dépit d'une recristallisation souvent importante, que les conclusions sédimentologiques et paléoclimatiques développées au paragraphe II s'appliquent parfaitement. A l'Ouest du domaine du Mt Gibben, l'unité 11b repose, avec des niveaux de transition, sur l'unité 11a et passe latéralement, vers l'Est, à l'unité 11 qui repose, de manière abrupte sur l'unité 9.

Sauf pour la moitié inférieure des unités 11 et 11b du domaine du Mt Gibben, les dolomies de ces unités sont toujours très blanches et se distin-

guent facilement dans les paysages de celles des unités dolomitiques inférieures. Cette couleur est directement à relier à la quasi absence, dans ces dolomies, de matière organique diffuse et à la rareté des minéraux argileux (caractéristiques mises en évidence au cours des études de micropaléontologie et de minéraux argileux : cf. infra). Cette rareté de matière organique indique probablement un milieu plus oxydant et plus ouvert que précédemment (bien que le caractère intertidal reste important) et la rareté de minéraux argileux correspond probablement à un éloignement des sources détritiques.

Ces deux caractéristiques (milieu ouvert, et absence de détritisme) s'accorde avec le caractère transgressif de l'unité 11 que l'on observe sur la carte. La répartition de ce faciès très blanc suggère un diachronisme dans l'âge de cette transgression (fig. 2-75, discussion dans le paragraphe : Eléments de datations).

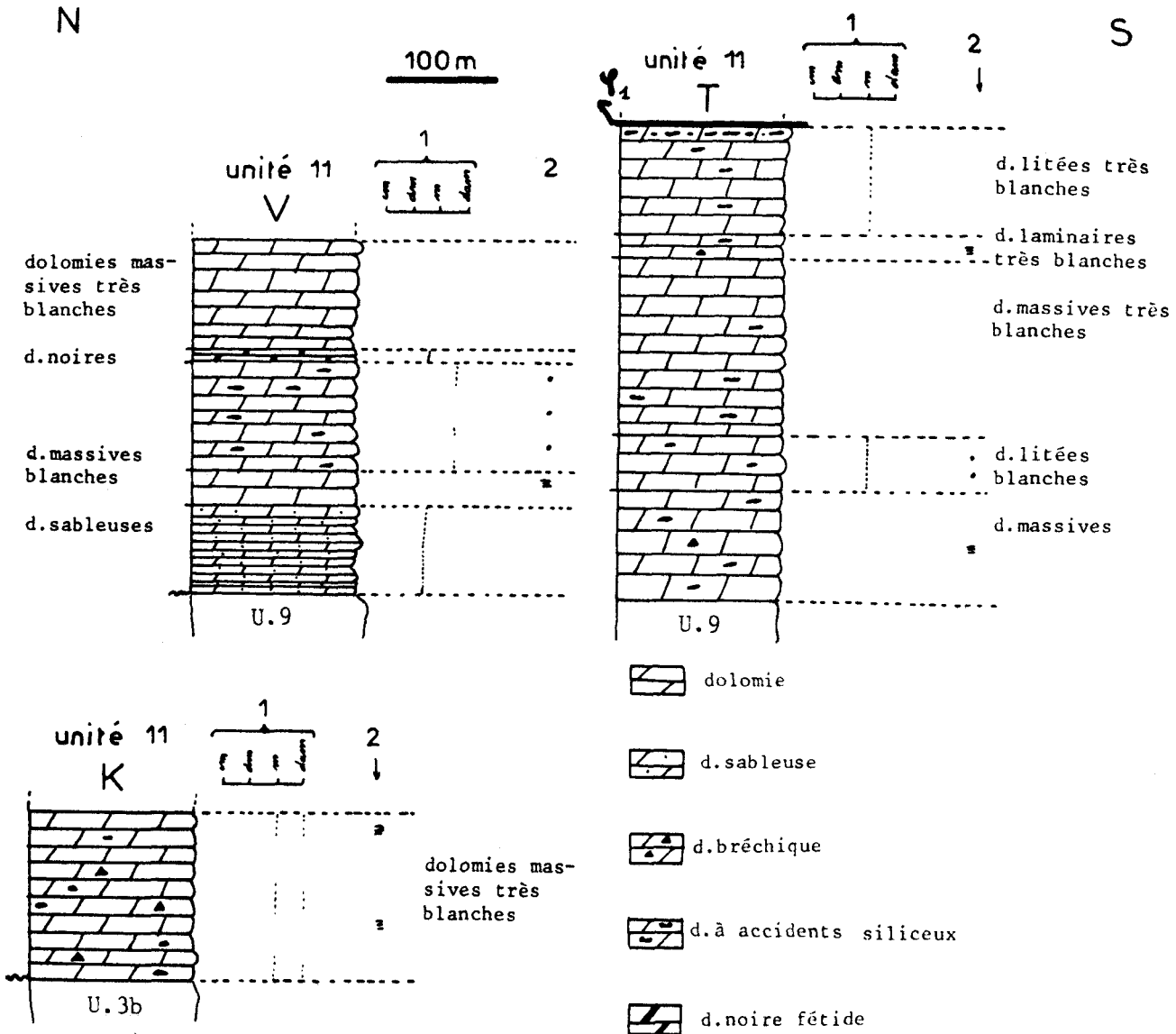


Fig. 2-74B- L'unité 11 au Nord de Y₄ (coupes T,V et K ; localisation pl. h.t.2).

1 : ordre de grandeur de l'épaisseur des bancs ; 2 : figures sédimentaires ; .. : oolites-pisolites ; ≡ : laminations algaires.

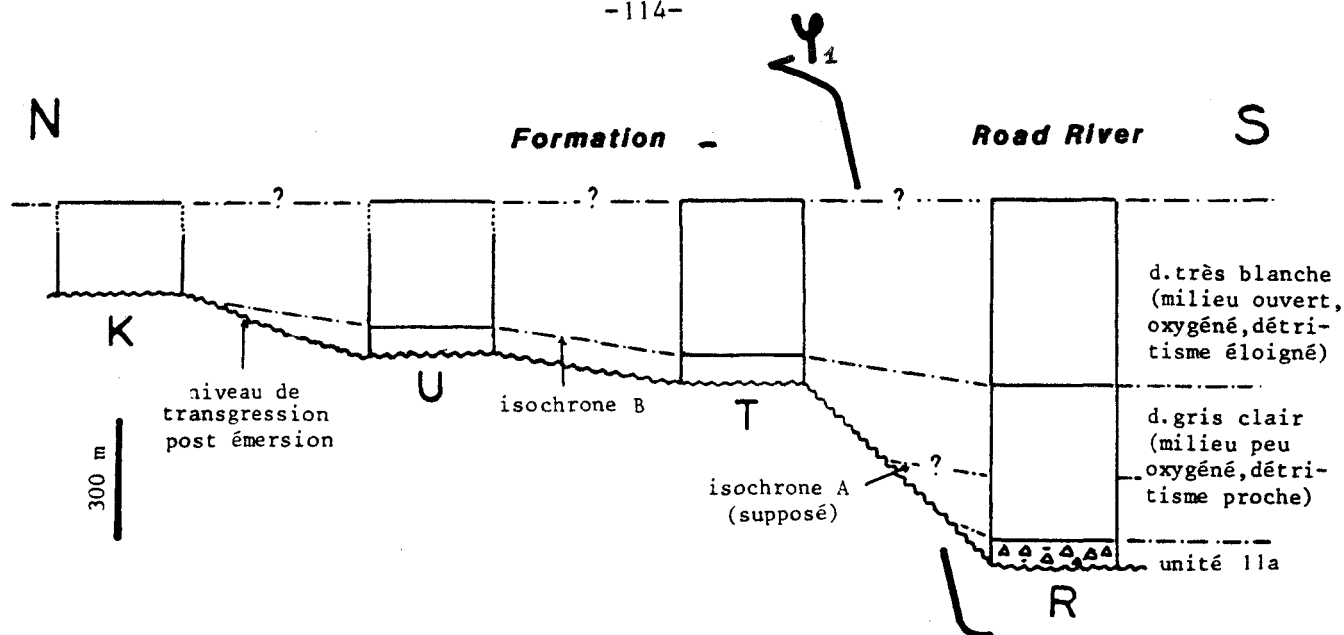


Fig. 2-75. Projection sur une coupe synthétique Nord/Sud, des différentes colonnes des unités 11 et équivalents (ensemble transgressif qui met fin à l'émerision et à la lacune post-unité 9).

Le passage d'un milieu peu oxygéné (conservant la matière organique) et soumis à un détritisme modéré, à un milieu plus ouvert à l'abri de tout détritisme, est supposé marquer une étape importante d'extension vers le Nord de la transgression qui serait donc diachronique (cf. isochrone B). Cette étape aurait masqué toutes les terres émergées (colonne K) qui alimentaient le détritisme lors de la période précédente. Les différences dans les épaisseurs des niveaux situés sous cet isochrone supposé, suggèrent un diachronisme de la transgression entre le domaine du Mt Gibben et les régions au Nord de Ψ_1 (colonne T et U) où elle serait plus tardive (cf. : isochrone A). Notons qu'une tectonique synsédimentaire est peut-être la cause de ces diachronismes (cf. : § III).

Notons que le caractère synchrone de la base de la Formation Road River est une hypothèse qui semble justifiée à l'échelle du terrain ; il ne s'agit en aucun cas d'un phénomène régional (cf. p. 134).

Une colonne caractéristique de cette unité peut être levée sur la coupe R (fig. 2-74A) qui se situe dans le domaine du Mt Gibben.

- a- 200 m, dolomie massive avec quelques niveaux à oolites, pisolites et oncolites (?) ;
- b- 150 m, dolomie massive avec quelques niveaux laminaires et de brèche à éléments plats ;
- c- 150 m, analogue à a ;
- d- 50 m, dolomie sableuse orangée ;
- e- 230 m, analogue à b mais très blanche avec quelques niveaux de stromatolites ;
- f- 130 m, dolomie massive très blanche avec nombreux accidents siliceux et, notamment au sommet, des niveaux décimétriques de chert noir massif ou fortement laminé, très riche en matière organique.

Ces faciès sommitaux de l'unité 11 (à cherts noirs) se retrouvent sur toute la longueur du domaine du Mt Gibben et évoquent un passage progressif avec la Formation Road River (cf. discussion dans le paragraphe suivant).

Au Nord de Ψ_1 , l'unité 11 affleure généralement mal. Je n'ai levé que quelques coupes partielles sur la bordure septentrionale de "Coal Creek Dome" (colonnes K et V, fig. 2-74B). Ces coupes ne correspondent qu'à la base de l'unité pour laquelle une évaluation d'épaisseur est difficile à faire en ces localités (350 et 200 m ?).

Une autre coupe dans l'unité 11 au Nord de φ_1 a été levée, mais à l'intérieur de "Coal Creek Dome" : colonne T (fig. 2-74B). On remarque au sommet de cette colonne, sous φ_1 , la présence de niveaux de chert noir identiques à ceux du sommet des colonnes U et R. Il est donc probable que l'unité 11 soit ici complète, et donc beaucoup moins épaisse que dans le domaine du Mt Gibben. φ_1 serait localisé à la rupture lithologique que constitue le passage unité 11/Formation Road River.

Remarque. J'ai signalé la pauvreté en matière organique diffuse de ces unités. En fait elle peut être localement très abondante. C'est le cas au passage avec la Formation de Road River, qui correspond vraisemblablement à un milieu confiné de bassin (absence de circulation profonde et donc d'oxydation). C'est également le cas, à la base de l'unité 11, sur la coupe S" et, dans la colonne V (cf. fig. 2-74B). On observe alors des niveaux décamétriques de dolomie argilo-calcareuse noire, fétide, très riche en pyrite et en matière organique, à laminations algaires et à nodules siliceux présentant une structure concentrique. Ces niveaux sont identiques à ceux de l'unité 8a et caractérisent, comme eux, l'existence de milieux restreints.

L. LA FORMATION ROAD RIVER

Je ne me suis intéressé qu'au problème des relations entre cette Formation et les unités 11 et 11b. En fait le contact affleure assez mal et Green (1972) avait supposé qu'au Sud de "Coal Creek Dome", il correspondait à un chevauchement (Dawson Fault) (cf. fig. 1-6 et 1-7). Mais Thompson (com. pers.) et Roots (1983) remettent en cause cette interprétation en fonction d'arguments venant de toute la bordure Sud de "Coal Creek Dome", et considèrent le contact comme stratigraphique (localement repris par des failles verticales). C'est également mon opinion car sur les coupes levées, cette unité (essentiellement constituée d'argilite et de chert noir) semble présenter un passage progressif, et donc stratigraphique, avec les unités 11 et 11b (cf. supra). Par ailleurs aucune déformation n'a été observée et la carte montre, à l'échelle de tout le terrain, que la Formation Road River semble reposer systématiquement sur l'unité 11 (ou 11b).

Remarquons dès à présent que cette conception ne remet pas en cause l'allochtonie du bassin de Selwyn sur la plate-forme (cf. chapitre 1) qui pourrait avoir lieu quelques kilomètres plus au Sud, par exemple au niveau des failles de "North Fork" et "Coal Creek" mises en évidence par Thompson et Roots (1982).

L'ensemble des auteurs s'accordent pour considérer que la Formation Road River, localement volcanogène et connue dans toute la moitié Nord de la Cordillère canadienne, correspond à des faciès de bassin.

IV. LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.

La tectonique que je qualifie de synsédimentaire correspond en fait à deux types distincts de fonctionnement des failles subverticales, visibles sur la carte, pendant le dépôt des unités 4a à 11. Je montrerai en effet l'existence de rejeux, sans doute assez brutaux, qui semblent contemporains des quelques unités détritiques (unités 5, 7, ...), et, de rejeux plus lents qui correspondent à une subsidence différentielle de compartiments kilométriques limités par les failles subverticales.

La démonstration complète de l'existence de ces mouvements ne peut pas être faite systématiquement. Je me propose de démontrer cette existence sur des exemples puis de montrer pourquoi, à mon avis, la généralisation est possible. Notons que les failles synsédimentaires semblent correspondre à des failles anciennes (anté groupe III) qui ont rejoué par la suite (cf. chapitre 4).

A. TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE ET UNITES DETRITIQUES.

Unite 9 1^{ère} partie.

Au Nord de ψ_1 , dans la région de "Sella-Pass", le groupe III, qui est discordant sur le groupe I, débute, selon les compartiments, par les unités 8 ou 9, ou est absent.. On ne peut expliquer ces relations qu'en admettant que certaines failles subverticales ont joué, au minimum, juste avant et juste après le dépôt de l'unité 9. Il semble donc y avoir un lien entre l'activité tectonique (rejeux de faille) et la sédimentation détritique issue, au moins en partie, de l'érosion du groupe I (les conglomérats de l'unité 9 contiennent, surtout dans cette région, des galets centimétriques de diverses lithologies de ce groupe).

Unite 7

Nous avons vu, qu'au moins à l'Ouest du domaine du Mt Gibben, l'apparition des faciès détritiques de l'unité 7 correspond à une plus grande bathymétrie du milieu de dépôt. Le contact entre les unités 6 et 7 étant brutal.

Au moins localement, le dépôt de la base de l'unité 7 est synchrone du fonctionnement de failles, notamment au niveau de la coupe Q où les premiers niveaux gréseux (niveau a de la colonne Q, fig. 2-63) sont affectés par les rejeux de ces failles, mais pas les niveaux argileux susjaccents (fig. 2-76).

Ces observations suggèrent qu'une phase de rejeux des failles verticales, dont on ne connaît que des failles mineures répliques (Horrenberger et Ruhland, 1981), a eu lieu de manière synchrone à l'approfondissement du milieu de dépôt et au début de détritisme. Ces deux phénomènes seraient dus à cette tectonique qui a eu lieu à la limite unité 6/unité 7.

Unite 5

On se souvient que l'apparition des faciès détritiques de l'unité 5 (coupes P et R, fig. 2-60) correspond à l'approfondissement du milieu de dépôt. Je suggère, par analogie avec ce qui précède, que l'approfondissement et le détritisme soient dus également à une phase de rejeux tectoniques.

Unite 11a

L'unité 11a (de la partie occidentale du domaine du Mt Gibben) est caractérisée par un granoclassement horizontal (plus grossier vers l'Est), un gradient d'épaisseur (plus épais vers l'Est) et une brutale disparition vers l'Est, au niveau d'une faille subverticale. Ceci indique que cette unité correspond à l'accumulation des produits d'une érosion consécutive au rejeu de la faille qui constitue la limite orientale de l'unité. Le caractère monogénique des clastes peut suggérer que l'unité 11a correspond au démantè-

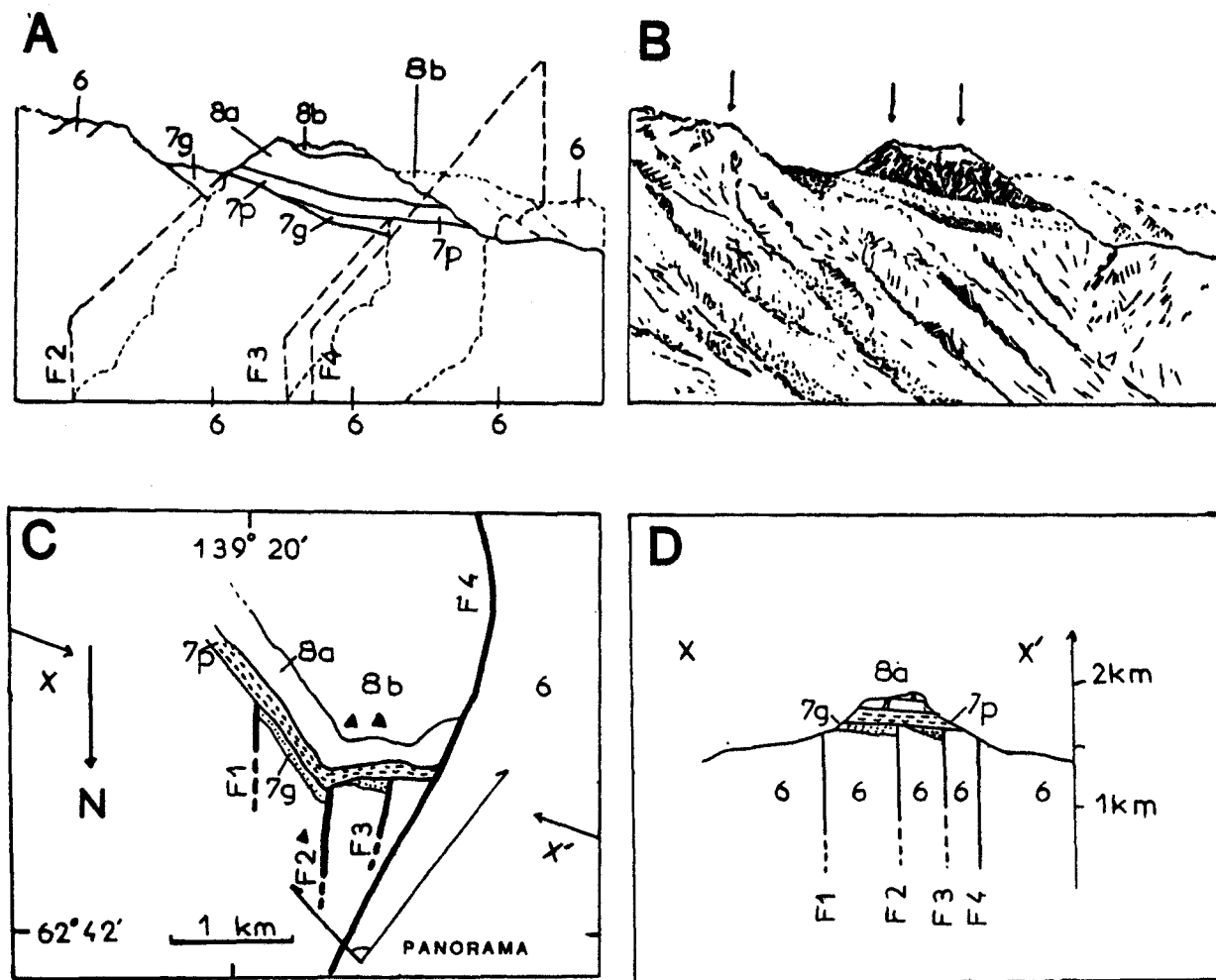


Fig. 2-76. A et B : Schéma et panorama montrant des failles (F_1 , F_2 , F_3) ayant fonctionné après le début du dépôt de l'unité 7 (7_g = faciès gréseux de la base de l'unité 7) mais qui sont cachetées par les niveaux supérieurs de celle-ci. (7_p = faciès pélitiques)

C et D : Carte et coupe schématiques (l'épaisseur du faciès 7_g est exagérée fortement). Les triangles sur C correspondent aux sommets indiqués par des flèches sur B. Le panorama et la coupe sont localisés sur C. La faille F_1 n'apparaît pas sur A et B.

Soulignons que la faille F_2 est matérialisée, sur le terrain (dans l'unité 6), par une abondante minéralisation en oxyde de fer, très vraisemblablement provoquée par le lessivage de l'unité 7 (très riche en fer). Par contre l'existence des failles F_1 et F_3 n'est suggérée que par la cartographie de l'unité 7.

lement de la base de l'unité 11 du compartiment oriental qui serait plus précoce que l'unité 11a. Ce démantèlement serait la conséquence d'une mise à l'érosion assez brutale de grandes épaisseurs déjà consolidées (fig. 2-77A). Au contraire on peut penser que le démantèlement est quasi-synsédimentaire et aurait eu lieu en de nombreuses étapes n'intéressant que les niveaux proches de l'interface avant leur lithification totale. Dans ce cas il y aurait synchronisme entre la base des unités 11 et 11a (fig. 2-77B).

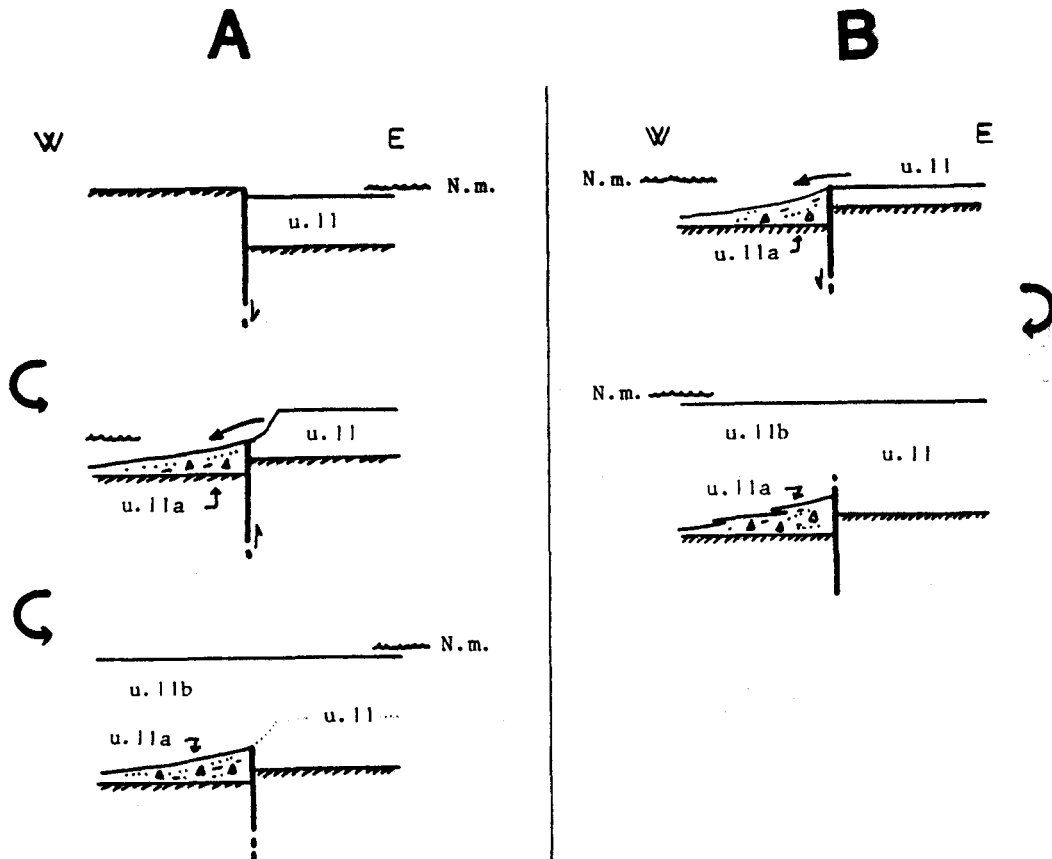


Fig. 2-77. Schéma des relations chronologiques et sédimentologiques possibles entre les unités 11a, 11b et 11, aux environs de la faille subméridienne localisée à 138°58' (coupes)

A : (3 étapes) 11a est la conséquence de l'érosion de la base de 11 qui a été émergée suite au rejeu brutal de la faille.

B : (2 étapes) 11a est la conséquence d'une instabilité synchrone du dépôt de la base de 11 due au fonctionnement lent et continu de la faille.

Unité 9 (2^{ème} partie)

Par analogie avec ce qui précède, on peut tenter d'expliquer de la même façon les faciès, semblables à ceux de l'unité 11a, que l'on observe au niveau du contact des unités 8 et 9 près des coupes S' et S'' : suite au rejeu d'une faille, le sommet de l'unité 8 d'un compartiment plus éloigné s'est démantelé et s'est résédimenté au niveau de ces coupes (un tel âge pour un mouvement de faille synsédimentaire a déjà été envisagé cf. supra).

Là encore, deux hypothèses sur le mode de fonctionnement de la faille sont envisageables (cf. fig. 2-77). Dans une de ces hypothèses, on aurait un synchronisme de la base de l'unité 9 des colonnes S' et S'' (fig. 2-67) avec le sommet de l'unité 8 du compartiment érodé (hypothèse B de la figure 2-77 : l'unité 9 correspondrait à l'unité 11a, et l'unité 8 à l'unité 11). Ces deux unités seraient, dans cette hypothèse, en partie synchrone.

Unité 9b

L'unité 9b qui présente, comme l'unité 11a mais dans la direction inverse, un granoclassement et un gradient d'épaisseur, est probablement la conséquence du même phénomène. Notons qu'ici, la faille responsable n'est pas identifiée ; elle est probablement hors des limites de la carte, vers

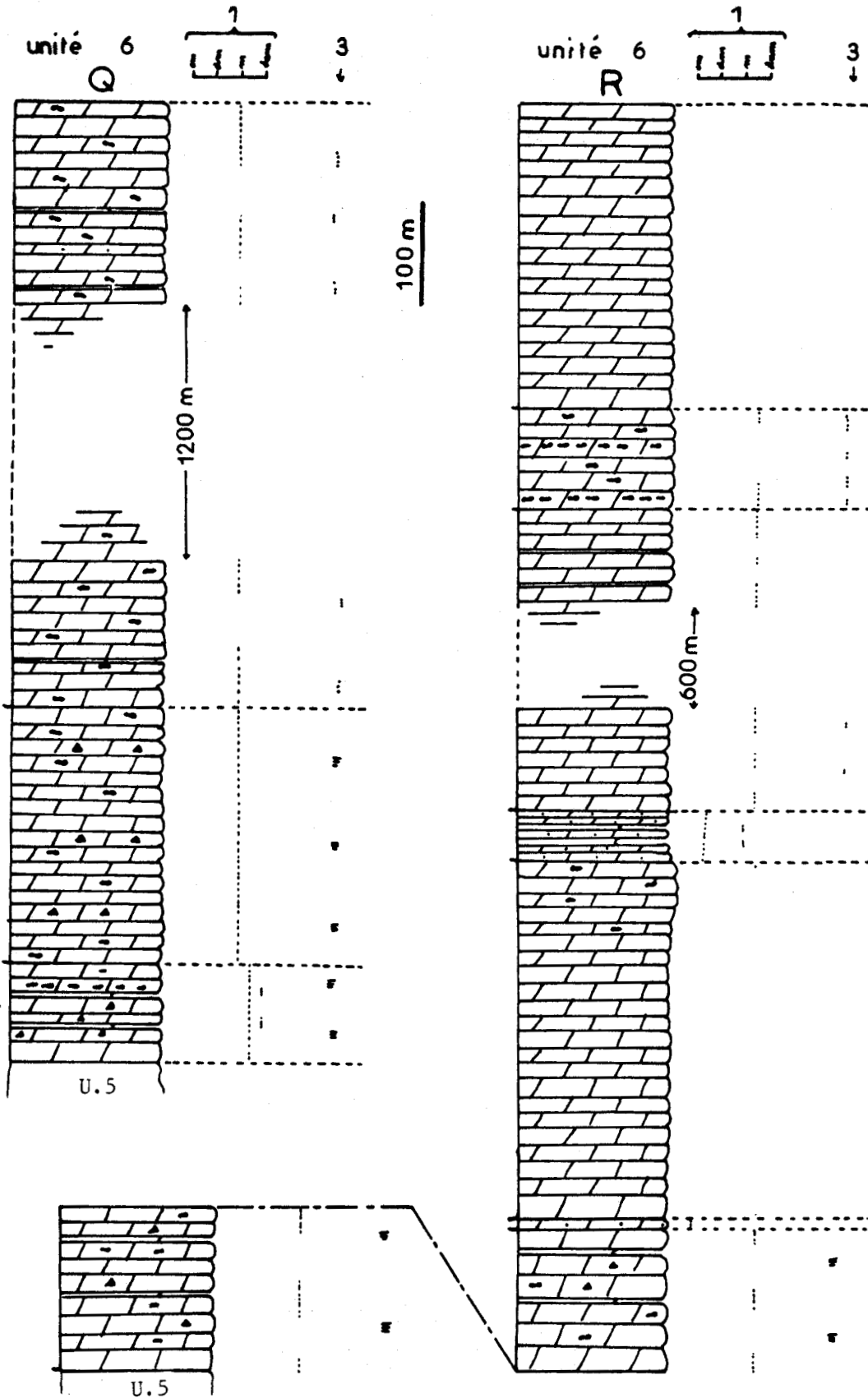


Fig. 2-78. L'unité 6 sur les coupes Q et R (domaine du Mt Gibben) (localisation pl. h. t.2). La légende est la même qu'à la figure 2-61 (unité 6 sur la coupe P).

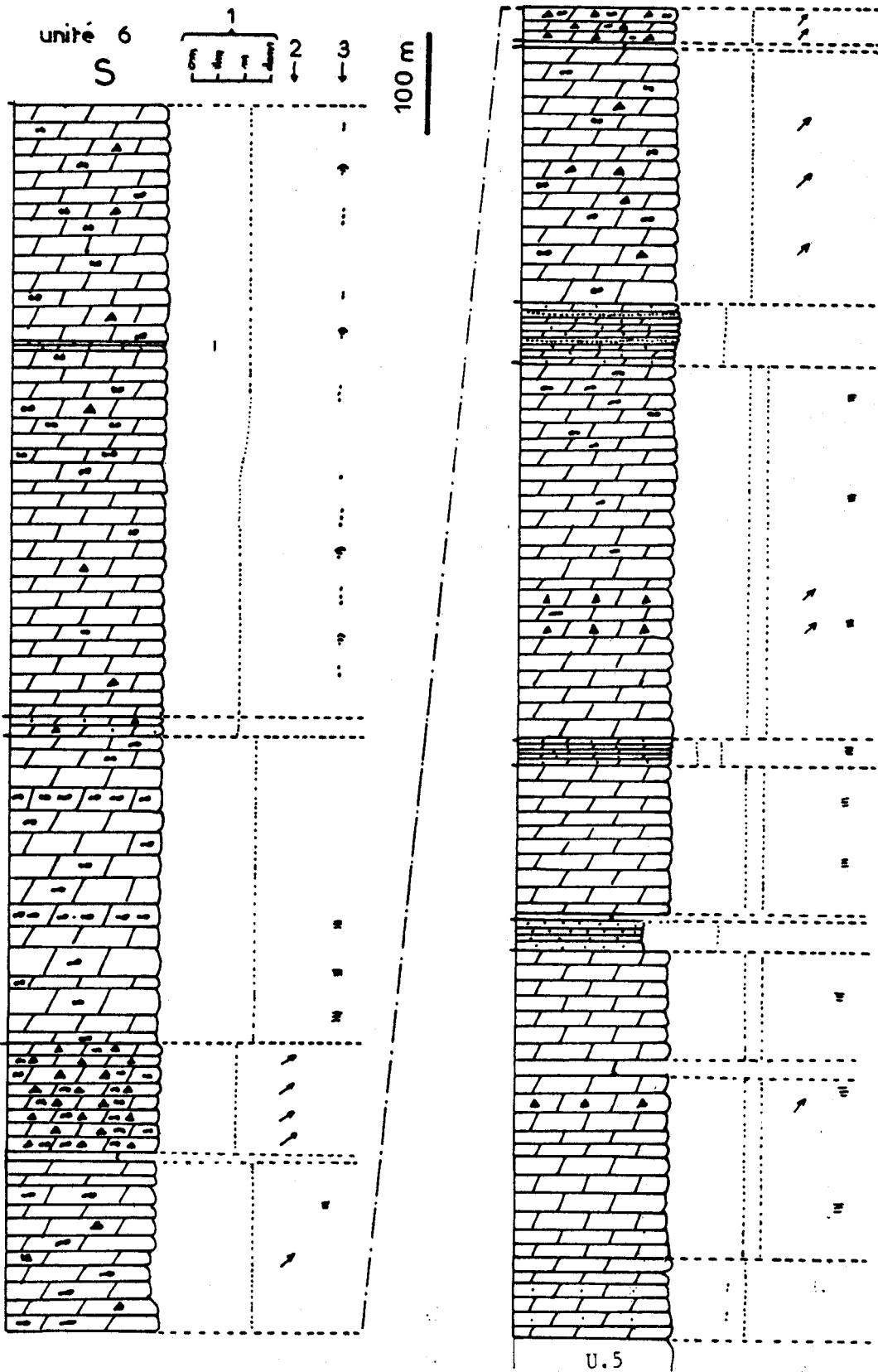


Fig. 2-79. L'unité 6 sur la coupe S (domaine du Mt Gibben) (localisation pl. h. t.2).
La légende est la même qu'à la figure 2-61.

l'Ouest. Les caractères polygénique et grossier des clastes qui proviennent des groupes I et II et, des unités sur lesquelles l'unité 9b repose en concordance (groupe III) indiquent qu'ici, et contrairement au cas de l'unité 11a (fig. 2-77), le rejet de la faille est obligatoirement très important et brutal.

B. SUBSIDENCE DIFFERENTIELLE.

Si l'on compare la colonne P (fig. 2-61) avec la colonne Q (fig. 2-78) située à 5 km plus à l'Est, on note, dans cette dernière, le faible nombre de niveaux détritiques et l'absence totale de brèche granoclassée. De plus, cette comparaison montre une variation d'épaisseur de plus de 700 m. La carte montre, en dépit de la couverture alluvionnaire, que cette variation se produit brutalement au niveau d'une faille subméridienne.

La colonne R (fig. 2-78) qui se situe encore plus à l'Est a une épaisseur similaire à celle de la colonne Q et présente les mêmes caractéristiques, bien que les corrélations de détail soient impossibles.

Sur la colonne S (fig. 2-79) située à 10 km à l'Est de la précédente, on retrouve les caractéristiques signalées avec la coupe P (grande épaisseur, brèches granoclassées et niveaux détritiques). Là encore la variation d'épaisseur (600 m) se fait au niveau d'une faille (repérable au méridien 139°05').

En fonction de ce qui précède, on ne peut pas exclure l'existence d'une érosion du sommet de l'unité 6 des colonnes Q et R avant le dépôt de l'unité 7. Mais, il me semble que l'ensemble des observations que je viens de rapporter permettent de penser que la différence d'épaisseur entre les deux colonnes peut s'interpréter dans le cadre du rejeu d'une faille ancienne qui aurait eu lieu de manière synchrone à la sédimentation. Celle-ci est caractérisée, dans le compartiment subsidant, par le dépôt de brèches allochtones issues de l'érosion occasionnelle de l'autre compartiment (fig. 2-62). Remarquons de plus que dans les paysages, les dolomies sableuses se manifestent par une couleur jaunâtre sur les affleurements. Or dans la région des coupes R et S, on peut constater que cette couleur ne s'observe qu'à l'Est de la faille évoquée précédemment, et qu'elle est de moins en moins fréquente vers l'Est. Il y a donc un lien entre la faille et le détritisme sableux. Celui-ci correspondrait, selon moi, au démantèlement des accidents siliceux des dolomies du compartiment occidental qui, rappelons le, sont quasiment syngénétiques (fig. 2-80).

Par analogie je pense que les différences entre les colonnes U et T de l'unité 8 (fig. 2-65) caractérisent de la même façon, une subsidence différentielle syngénétique. Vu le faible nombre de coupes levées dans cette région, il n'est pas possible de proposer des limites au compartiment subsidant.

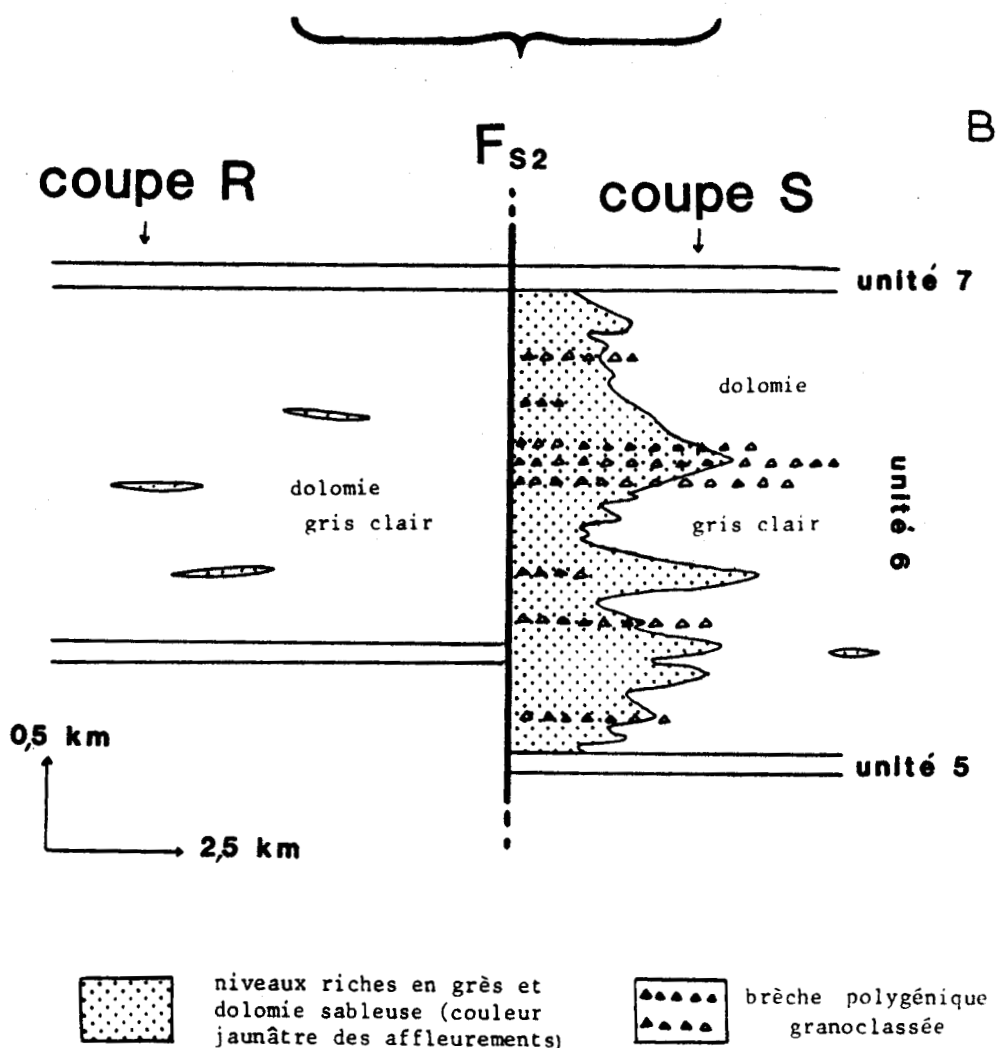
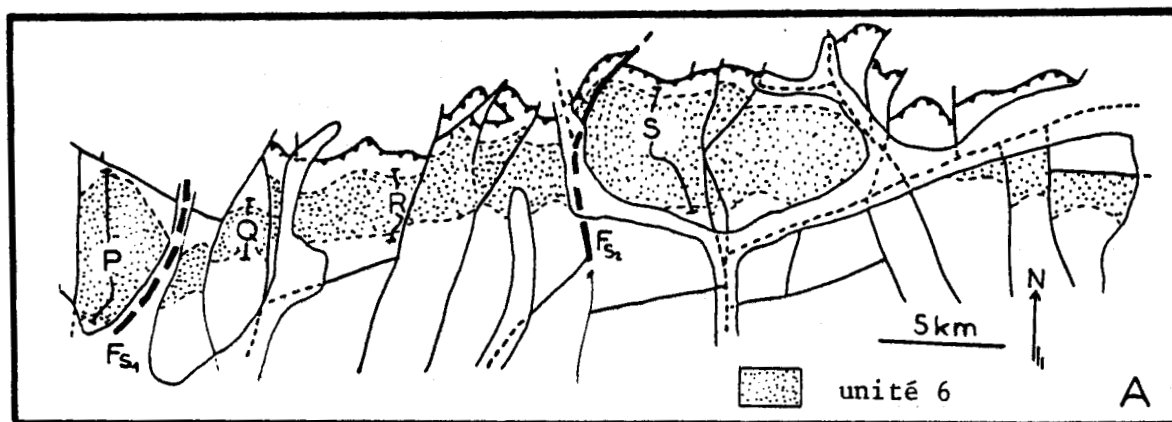


Fig. 2-80. A : Carte simplifiée du domaine du Mt Gibben avec, en pointillé les affleurements de l'unité 6, la position des coupes des figures 2-61, 2-78 et 2-79 et, la position des failles synsédimentaires mises en évidence (F_{s1} et F_{s2} : remarquons les différences d'épaisseur de l'unité 6 de part et d'autre de ces failles).

B : Coupe schématique illustrant les différents arguments pour considérer que la faille F_{s2} a joué en continu pendant le dépôt de l'unité 6, (schéma établi à partir des coupes R et S et, à partir de nombreux panoramas contrôlés par des affleurements isolés ou par des coupes partielles).

V. ÉLÉMENTS DE DATATIONS.

J'ai trouvé quelques macrofossiles dans l'unité 11 (lamellibranches et brachiopodes) et à la base de la Formation Road River (graptolites). Des stromatolites ont été photographiés et échantillonnés dans différents niveaux des unités 4 à 11. Par ailleurs, j'ai réalisé un certain nombre de préparations micropaléontologiques qui ont livré, pour le groupe III, une microflore.

Je dispose donc d'informations paléontologiques, pour le groupe III, l'unité 11 et la Formation Road River, qui permettent une première approche de la datation de ces niveaux.

A. MICROPALÉONTOLOGIE.

Seuls 18 des 38 échantillons étudiés se sont révélés productifs ; ils sont localisés sur la figure 2-81 et proviennent des unités 5, 6, 7, 8a, 8b (ou 8) et 9a. Les échantillons des unités 4a, 4b et 11 étaient stériles ; aucun échantillon des unités 9b et 11a (conglomérats) n'a été étudié.

Deux types d'associations floristiques ont été reconnues. L'une, présente dans 17 des 18 échantillons productifs, caractérise les dolomies blanches et les argilites. L'autre a été identifiée dans un échantillon de dolomie noire fétide de l'unité 8a. Ces associations ont un intérêt paléoécologique et chronostratigraphique (pl.C)

1. Méthode d'étude.

Il s'agit d'une méthode que j'ai adaptée, d'après les conseils de J.J. Chauvel, de la méthode de préparation des pollens et des spores, utilisée en routine au laboratoire de paléobotanique de l'Université de Lille I. Une méthode légèrement différente est décrite par Mansuy (1983).

Pour le traitement mécanique, les échantillons sont d'abord soigneusement lavés et éventuellement décapés à l'acide nitrique afin d'éviter toute contamination. Ils sont ensuite broyés jusqu'à atteindre une granulométrie comprise entre 1 et 5 mm. Ceci permettra une action uniforme des produits chimiques mis en oeuvre.

Le traitement chimique consiste à éliminer les carbonates, la silice et les divers silicates, puis à effectuer la macération de la matière organique restante.

Élimination des carbonates.

- . L'échantillon broyé est placé dans un bécher. On verse 100 cm³ d'acide chlorhydrique (H-Cl à chaud dans le cas des dolomies). On laisse agir plusieurs jours, puis la partie liquide est éliminée en effectuant deux lavages par décantation.

Élimination de la silice et des silicates.

- . On utilise l'acide fluorhydrique à 40% et à froid (150 à 200 cm³). On laisse se poursuivre la réaction pendant 10 jours en remuant régulièrement. Au bout de cette période, il reste normalement dans le récipient une boue noirâtre recouverte d'un voile blanchâtre constitué de fluorosilicates.

- . On récupère le résidu par centrifugations à l'eau distillée et on replace le culot dans un erlenmeyer en y ajoutant 150 cm³ d'acide chlorhydrique à 40%. L'ensemble est chauffé sur bac de sable pendant 30mn. L'acide chlorhydrique va solubiliser les fluorosilicates qui seront éliminés par centrifugations à l'eau distillée bouillante.
- . Dans le cas des dolomies à accidents siliceux à bords diffus, il est souvent nécessaire de recommencer les deux attaques plusieurs fois du fait de la persistance de carbonates dans les cavités des cherts. Ces carbonates devant être éliminés en plusieurs étapes car une fois dégagés de leur gangue siliceuse par l'acide fluorhydrique, ils bloquent l'action de ce dernier.

Macération de la matière organique : l'attaque à l'acide nitrique.


- . Elle a pour but d'oxyder le matériel organique. Le résidu est placé dans un erlenmeyer, on y ajoute 2 g de chlorate de potassium (KClO₃) puis 10 à 20 cm³ d'acide nitrique dilué. On laisse la réaction se poursuivre pendant 60 secondes. On stoppe celle-ci en remplissant l'erlenmeyer d'eau. Le résidu est rapidement récupéré et lavé par centrifugations répétées à l'eau. Pour terminer, on opère plusieurs rinçages par centrifugation à l'alcool et on récupère le culot dans un flacon avec un peu d'alcool.
- . Soulignons que contrairement à la méthode de préparation des pollens, les tamisages et la dispersion de la matière humique par passage à la potasse puis décantation sélective, sont formellement proscrits car la flore précambrienne a une taille de même ordre que les particules de matière humique. Dans cet esprit, j'ai eu soin de ne rejeter, lors de différentes centrifugations, que des surnageants très limpides.

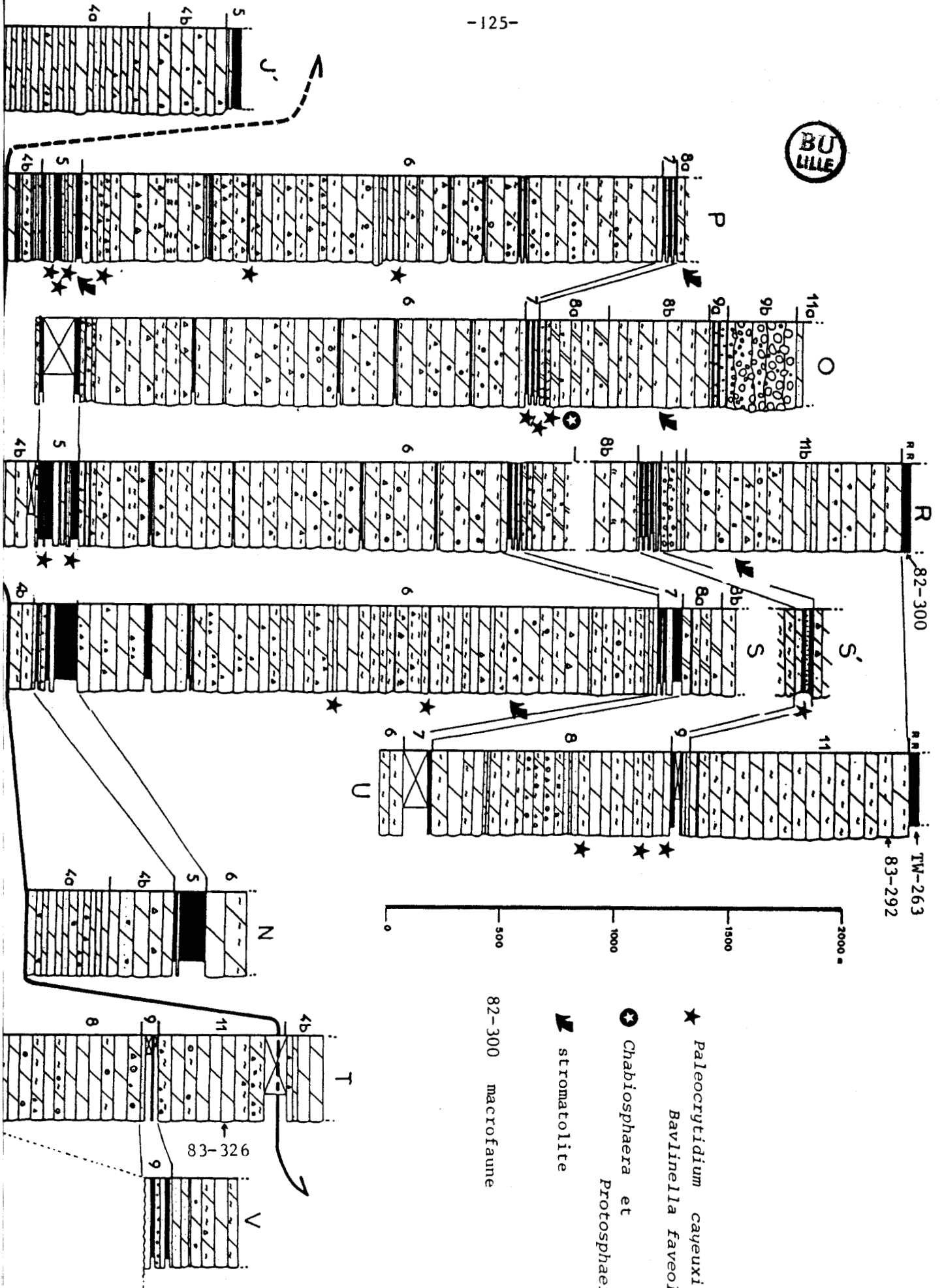
Le montage des préparations consiste à déposer une goutte de résidu entre lame et lamelle avec de la gélatine que l'on fond sur une plaque chauffante. Eventuellement, les bords de la lamelle sont lutés au vernis.

L'observation des préparations se fait à l'aide d'un microscope optique équipé d'un objectif à immersion (x 100). Dans tous les cas, la densité des formes biologiques dans les préparations microscopiques est très faible, l'expérience a montré qu'il fallait au moins une heure d'observation avant de conclure à l'absence de microflore dans une préparation.

2. L'association floristique des dolomies blanches et des argilites.

J'ai observé dans les échantillons de ces lithologies trois formes biologiques qui ont été attribuées par J.J. Chauvel aux espèces de cyanophycées suivantes :

Fig. 2-81. Position des échantillons ayant livré de la microflore et localisation des gisements des stromatolites échantillonnés ou photographiés. La position de quelques gisements de macrofaune est également indiquée (ces derniers et cinq autres, sont localisés à la figure 2-84). 



- ★ *Paleocrytidium cayeuxi* et *Bavlinella faveolatus*
- ★● *Chabiosphaera* et *Protosphaeridium*
- ▼ stromatolite

82-300 macrofaune

83-326

R.R. 82-300

R.R. 83-292
T.M. 263

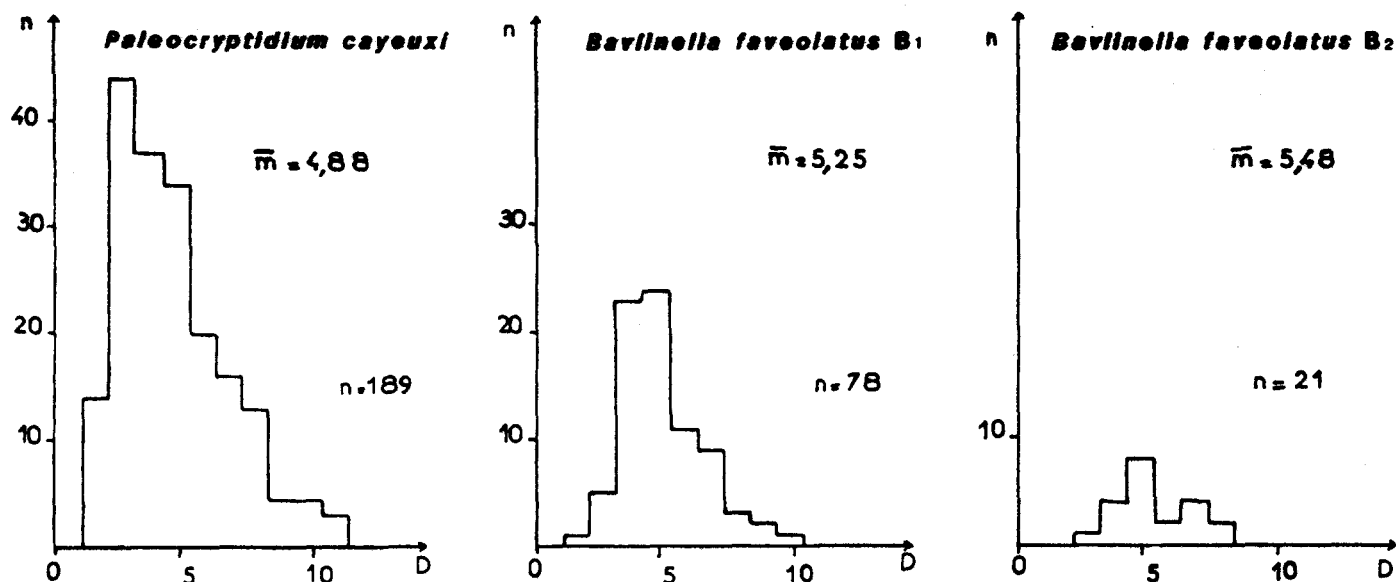


Fig. 2-82. Histogrammes des diamètres (D en μm) de *Paleocryptidium cayeuxi* et *Bavlinella faveolatus* (formes B₁ et B₂), tous échantillons confondus (\bar{m} = moyenne, n = nombre de mesures). Les groupes modaux de ces histogrammes sont respectivement de 3 ; 4-5 et 5. On constate donc une taille générale extrêmement réduite par rapport aux données de Mansuy (1983), qui indique pour ces formes respectivement (moyenne/groupe modal) : 6,28/4-6 ; 7,48/5-6 ; 5,89/4-5. La comparaison avec d'autres histogrammes (Chauvel et Schopf 1978, Chauvel et Mansuy 1981 a et b) confirme cette constatation.

- *Paleocryptidium cayeuxi* DEFLANDRE 1955

- *Bavlinella faveolatus* SCHEPELEVA 1962 (forme B₁ et forme B₂ de Mansuy, 1983).

Dans ces 17 échantillons, la première forme était toujours présente associée, éventuellement, à la deuxième ou aux deuxième et troisième formes. La figure 2-82 présente les histogrammes de taille de ces trois formes, tous les échantillons confondus.

Dans certains cas les *Paleocryptidium cayeuxi* sont groupés par 2, 3 ou 4 (pl. C; 5, 6 et 7) ce qui pourrait laisser supposer l'existence d'associations coloniales dissociées par le traitement d'attaque. Chauvel et Mansuy (1981a) ont suggéré que *P. cayeuxi* pouvait être la forme végétative de la cyanophycée coloniale *Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN 1974.

Dans mes échantillons les formes B₁ et B₂ de *Bavlinella faveolatus* sont toujours associées à *P. cayeuxi*, *B. faveolatus* a été interprétée par Vidal (1976) et Mansuy (1983) comme étant des formes sporulées de la même forme coloniale *S. variabilis*.

On est donc amené à envisager la présence exclusive dans les échantillons de dolomies blanches et d'argilites de la cyanophycée coloniale *S. variabilis*.

3. L'association floristique des dolomies noires.

Dans un échantillon provenant des dolomies noires de l'unité 8a, j'ai distingué deux formes biologiques attribuées par J.J. Chauvel aux cyanophycées suivantes :

- *Protosphaeridium* sp. TIMOFEEV 1966
- *Chabiosphaera bohémica* DRABEK 1972.

La première étant une forme solitaire, la deuxième une forme coloniale.

4. Aspects paléoécologiques.

La flore observée est donc très réduite, aussi bien par le nombre d'espèces que par la morphologie des formes elles-mêmes.

Dans une série donnée, l'absence ou la rareté d'autres formes que *P. cayeuxi* et *B. faveolatus* (et donc que *S. variabilis*) a été interprétée par Knoll et al. (1981), Mansuy (1983), Mansuy et Vidal (1983) comme indiquant un milieu écologique sévère (glaciaire ou à tendance évaporitique d'après Chauvel com. pers.). Ceci concorde avec les conclusions paléoclimatiques qui ont été développées précédemment. La taille réduite des formes observées (fig. 2-82) par rapport aux données de la littérature et l'absence de forme filamenteuse (Chauvel com. pers.) sont des éléments qui vont dans le même sens.

La présence exclusive de deux formes particulières dans un échantillon de dolomie fétide de l'unité 8a, qui a des caractéristiques très spéciales, pourrait avoir une signification écologique. En fonction de l'interprétation que j'ai donnée de ce niveau (cf. aussi chapitre 3), je suggère l'existence d'une spécialisation écologique de ces espèces à des conditions de confinements exceptionnelles (des spécialisations dans de telles niches écologiques sont connues pour les cyanophycées actuelles). A l'appui de cette proposition, je signale que Mc Menamin et Awaranick (1982) et Mc Menamin (1981) mentionnent *Protosphaeridium* sp. (associé à d'autres formes) dans des calcaires fétides du groupe Tindir supérieur (Précambrien supérieur, séquence C : cf. fig. 1-4) des montagnes de l'Alaska oriental.

5. Application biostratigraphique.

La répartition biostratigraphique des formes du Précambrien est très difficile à établir du fait de l'absence de biostratigraphie de référence et de la faiblesse du cadre géochronologique des formations sédimentaires du Protérozoïque supérieur. Deux endroits privilégiés, en dehors de l'URSS, permettent une ébauche de biostratigraphie. Ce sont la Bohême et le Massif Armoricaïn où les formations du Protérozoïque supérieur sont séparées en deux ensembles dont les limites ont pu être radiométriquement datées.

Un autre problème spécifique à la biostratigraphie du Précambrien est que les cyanophycées évoluent très lentement et ne disparaissent pas, au mieux, avant des niveaux élevés du Phanérozoïque, longtemps après leur période d'apogée. On est donc obligé d'établir la biostratigraphie en terme de "non apparition". Ce type de raisonnement est possible car les formes ont des tailles similaires et une nature chimique semblable, ce qui fait qu'aucun facteur de conservation sélective ne peut être invoqué pour expliquer l'absence d'une forme si d'autres sont présentes : la non conservation de la flore ne peut intéresser que la totalité des espèces initialement présentes.

Dans l'état actuel des connaissances, on considère que *Bavlinella*, *Protosphaeridium* et *Chabiosphaera* n'apparaissent qu'au Riphéen supérieur (peut-être très tardif dans le cas de *Bavlinella* (Vidal, 1976) et de *Chabiosphaera*).

Dans le Massif Armoricain, les niveaux plus récents que 640 m.a. (Brioverien supérieur) sont très pauvres en *Paleocryptidium* (Chauvel et Mansuy, 1981b) corrélativement d'autres formes apparaissent et abondent (cf. aussi par exemple Hofman (1984) pour des niveaux proches de la limite Précambrien/Cambrien dans les montagnes Wernecke).

Les formes décrites dans les unités 5 à 9a (notamment 7 m au-dessus de la base de l'unité 5 à la coupe P, 2 m au-dessus de la base de l'unité 5 à la coupe R, et 15 m en-dessous du sommet de l'unité 9 à la coupe S') sont donc antérieures à 640 m.a. et postérieures à la base du Riphéen supérieur. D'après la figure 2-83, cela correspondrait à une période de 1000 - 640 m.a. c'est-à-dire, dans l'échelle canadienne à un Hadrymien "inférieur", (peut-être à la partie supérieure de cette époque si le caractère tardif des apparitions de *Bavlinella* et *Chabiosphaera* dans le Riphéen supérieur était confirmé).

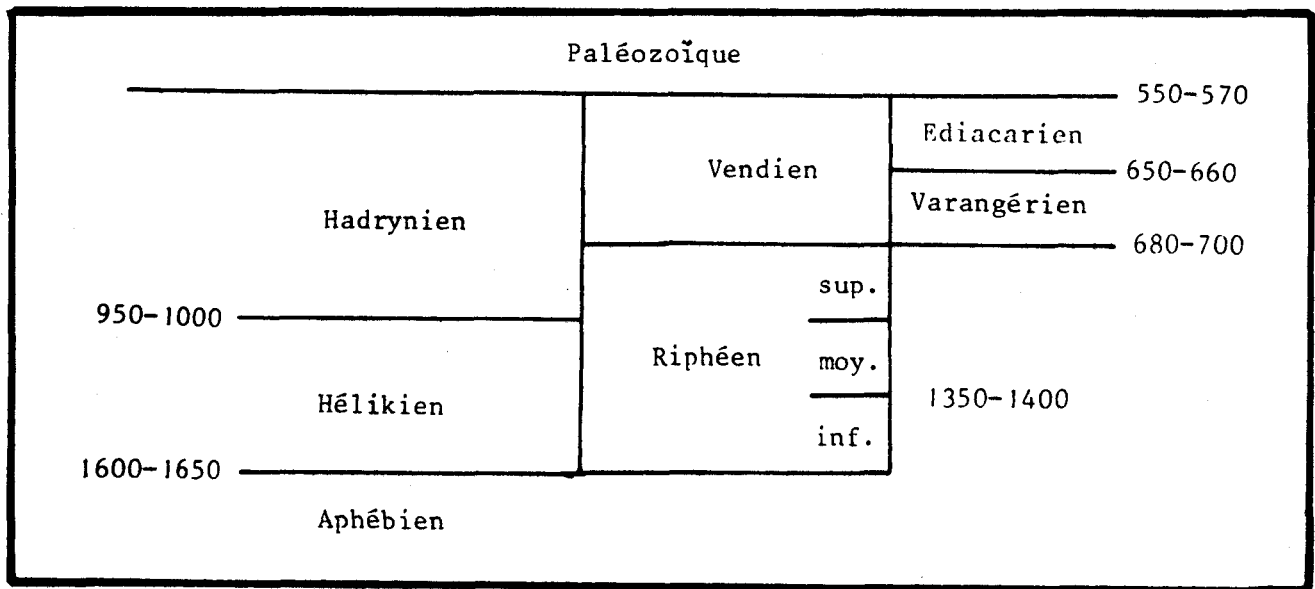


Fig. 2-83. Correlations entre les différentes échelles du Protérozoïque (d'après Glaessner 1984) ; les âges sont en millions d'années. On remarque quelques différences avec la figure 1-1.

B. LES STROMATOLITES.

Dans les affleurements du groupe III (et du sommet du groupe II) les stromatolites sont assez fréquents. Néanmoins il est difficile d'obtenir, sur le terrain, de bons clichés et l'échantillonnage est particulièrement difficile. Les quelques photos et les rares échantillons prélevés (localisé sur la figure 2-81) ont été étudiés par J. Bertrand-Sarfati (Université de Montpellier).

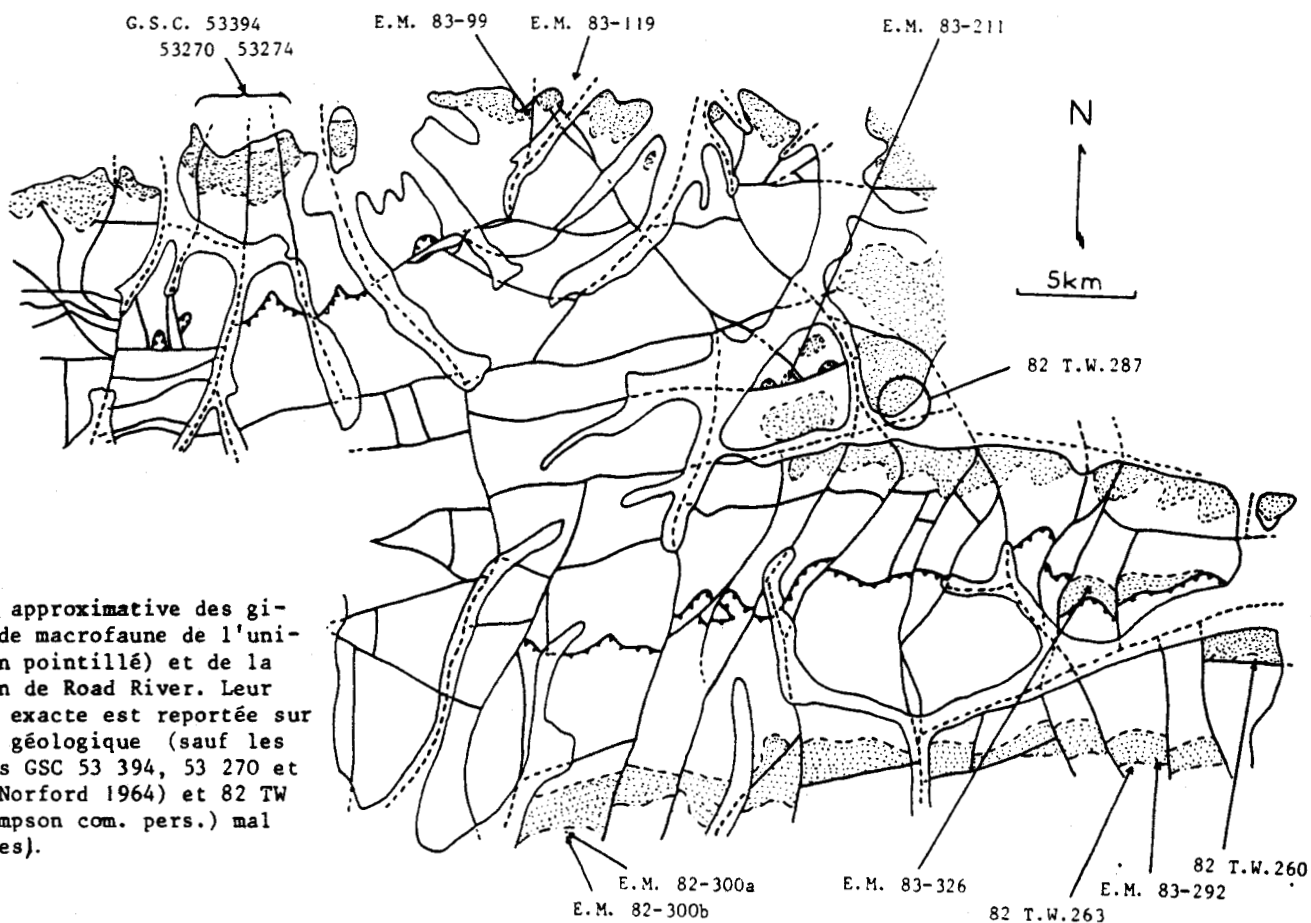
Aucune détermination spécifique n'a été possible mais il semble que ces formes soient du Précambrien supérieur (post 700 m.a. ?) ou du Paléozoïque

Cette conclusion, si elle était confirmée, constituerait une preuve supplémentaire pour considérer que l'unité 5 et les niveaux susjacentes ont un âge situé dans la partie supérieure de la période 1 000 - 640 m.a. (cf. discussion précédente).

C. MACROFOSSILES.

Quatre gisements de macrofossiles à coquille ont été découverts dans l'unité 11, il s'agit des affleurements suivants dont la position est schématisée sur la figure 2-84 (et éventuellement sur la figure 2-81).

- EM 83.99 situé 10 m au-dessus de la base de l'unité 11.
- EM 83.211 situé 20 m au-dessus de la base de l'unité 11.
- EM 83.326 (fig. 2-81, colonne T) situé 200 à 250 m au-dessus de la base de l'unité 11.
- EM 83.292 (fig. 2-81, colonne U) situé à moins de 10 m en-dessous du sommet de l'unité 11.



g. 2-84.
Position approximative des gisements de macrofaune de l'unité 11 (en pointillé) et de la Formation de Road River. Leur position exacte est reportée sur la carte géologique (sauf les localités GSC 53 394, 53 270 et 53 274 (Norford 1964) et 82 TW 287 (Thompson com. pers.) mal localisées).

Ces échantillons ont été confiés aux paléontologistes du G.S.C. L'étude est encore en cours. La seule indication dont je dispose pour l'instant est que les échantillons EM 83.99 et 211 sont "plus récents que le Cambrien" (Thompson com. pers. d'après Fritz).

A ces gisements il faut ajouter :

- GSC 53 394 (Norford, 1964), mal localisé (cf. 2-84) mais situé 120 m au dessus de la base de ce que j'appelle l'unité 11, et qui contient des fragments d'échinodermes datés du "Cambrien ou plus récent".
- 82 TW 287 (GSC - C 101600) (R.I. Thompson, com. pers.), mal localisé (cf. fig. 2-84) : approximativement 64°49'N, 139°01'W attribué, par Norford grâce à des brachiopodes, à l'Ordovicien inférieur - Silurien inférieur.

D. LES GRAPTOLITES.

Treize gisements de graptolites sont recensés dans la Formation de Road-River à l'intérieur du terrain étudié ici. La position des sept gisements qui ont donné lieu à des déterminations spécifiques est schématisée sur la figure 2-84 et localisée, quand c'est possible, sur la carte :

Un gisement signalé par Green (1972, p. 49) n° F-64 (GSC 47218), pas de détermination spécifique.

Sept gisements signalés par Norford (1964, p. 69). Ces gisements se trouvent sur une coupe mal localisée située à cheval sur l'unité 11 et la Formation Road River (cf. fig. 2-84). Cinq de ces gisements ont livré une forme non identifiable (GSC 53268, 69, 71, 72 et 73), deux autres ont permis des datations :

- GSC 53270 : situé 30 m (?) au-dessus du contact avec l'unité 11, âge : Ordovicien (Caradocien).
- GSC 53274 : situé une centaine de mètres au-dessus du précédent, âge : Silurien supérieur (Ludlowien inférieur).

Deux gisements découverts par R.I. Thompson (com. pers.) : détermination préliminaire de B.S. Norford :

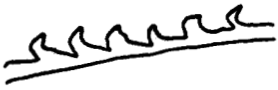
- 82 TW 263 (GSC C 101587) situé à moins de 20 m (?) au-dessus du contact avec l'unité 11, âge : Ordovicien (Caradocien).
- 82 TW 260 (GSC C 101585) situé à moins de 30 m (?) au-dessus du contact avec l'unité 11, âge : Ordovicien (Caradocien).

Trois gisements découverts par moi-même et dont les espèces (fig. 2-85) ont été déterminées par J.M. Degardin (Lille I) :

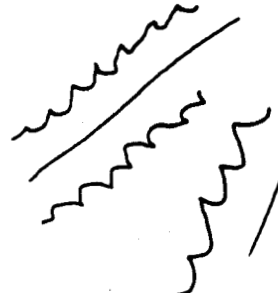
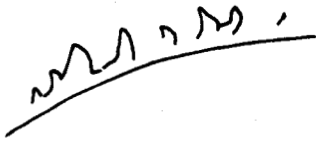
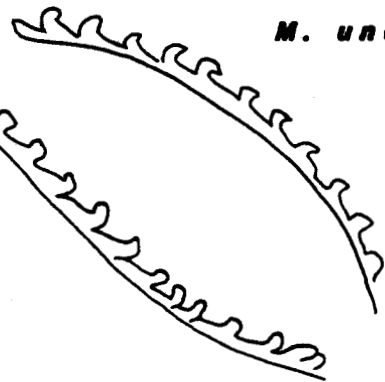
- EM 82 300a : situé 10 m au-dessus du contact avec l'unité 11 :
 - . *Glyptograptus serratus* (Elles et Wood, 1907),
ou *Orthograptus truncatus* var. *abbreviatus* (Elles et Wood, 1916)
 - Age : l'Indétermination fait hésiter entre (1) Llandoveryien



Monograptus distans



M. undulatus

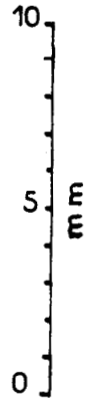
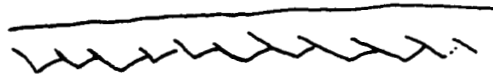


**Glyptograptus serratus ou
Orthograptus truncatus
var. abbreviatus**

M. nilssonii



Pristiograptus pseudodubius



M. bohemicus

Fig. 2-85. Figuration des graptolites des échantillons EM 82-300a et-300b et, EM 83-119 (détermination J.M. Dégardin).

moyen à supérieur et (2) Llandoveryien inférieur d'après les répartitions anglaises ou Caradocien supérieur et Llandoveryien inférieur d'après les répartitions américaines. On retiendra donc : Ordovicien supérieur - Silurien inférieur.

- EM 82 300b : situé une dizaine de mètres au-dessus du précédent.

- . *Monograptus undulatus* (Elles et Wood, 1913)
- . *Monograptus distans* (Portlock, 1843)

Age : Llandoveryien moyen à supérieur.

- EM 83 119 : dont la localisation par rapport à la base est inconnue du fait d'une lacune d'observation importante qui cache peut-être une faille verticale. Si cette faille n'existe pas, le gisement se situe 50 m au-dessus du sommet de l'unité 11.

- . *Monograptus bohemicus* (Barrande, 1850)
- . *Monograptus nilssonii* (Barrande, 1850)
- . *Pristiograptus pseudodubius* (Bouček, 1932).

Age : En Europe, les deux premières espèces sont caractéristiques respectivement des zones 33 et 34 (Ludlowien supérieur), la dernière du Wenlockien supérieur. En Amérique les première et dernière espèces seraient présentes dans le Ludlowien inférieur (par exemple : gisement n° GSC 53274 déjà signalé, et Churkin et Brabb, 1965). On retiendra donc comme âge : Silurien supérieur.

E. UN CADRE CHRONOLOGIQUE.

Seules les unités 5 à 9a peuvent être datées par la micropaléontologie (fig. 2-86) ; elles ont un âge compris entre 1000 et 640 m.a., vraisemblablement dans la partie la plus récente de cette période comme le suggèrent à la fois la micropaléontologie et les stromatolites.

Ces unités passent en continuité vers le haut à l'unité 9b non datée sur le terrain. Mais 25 km plus à l'Ouest un conglomérat grossier corrélable à l'unité 9b est associé à des volcanites (unité 10 de Thompson et Roots, 1982) très récemment datées par radiochronologie à 650-700 m.a.* (Thompson com. pers.). Cet âge provisoire est en accord avec les données biostratigraphiques sur les niveaux sous-jacents.

Une limite inférieure pour les unités du groupe III sous-jacentes à l'unité 5 datée (c'est-à-dire les unités 4a et 4b) ne peut être fixée. La similitude des conditions de dépôt et la continuité stratigraphique suggèrent qu'un laps de temps très court sépare le dépôt de ces unités avec celui des unités datées sus-jacentes.

On retiendra donc pour les unités 4a à 9b un âge compris entre 1000-640 m.a. (Hadrynien "inférieur"), probablement dans la partie supérieure de cette période.

* cf. remarque p 135

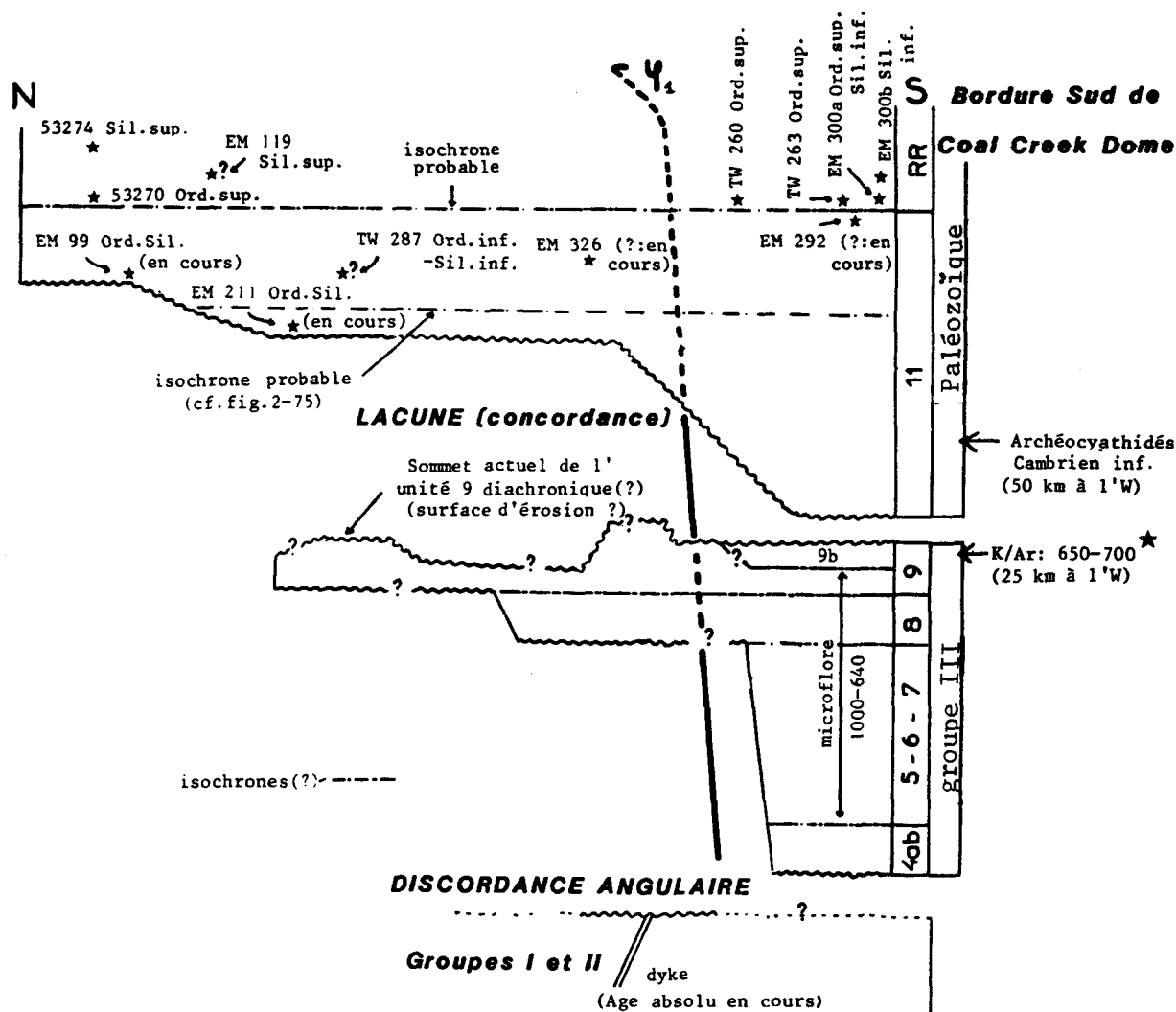


Fig. 2-86. Projection des éléments de datations disponibles (sur le terrain et plus à l'Ouest) sur une coupe stratigraphique synthétique (à échelle variable et isochrones horizontaux) du groupe III. Cette coupe très schématique a été établie à partir de considérations **sédimentologiques** (cf notamment fig. 2-75).

On retiendra (cf texte)

unité 4a à 9 : partie supérieure (?) de 1000-640 m.a

unité 11 : Ordovicien (et Cambrien au Sud ?)

Formation de Road River : Ordovicien sup. et Silurien.

La sédimentologie indique l'existence d'une lacune entre l'unité 9b et les unités 11a, 11b et 11. Cette lacune est probablement importante (une centaine de millions d'années). En effet la base de l'unité 11 contient au Nord des fossiles au moins Ordovicien (plus récents que 495 m.a. Odin, 1982). Remarquons néanmoins que la base de l'unité 11 est probablement diachronique (fig. 2-75) et qu'elle n'est pas datée au Sud du terrain.

Le diachronisme de la base des premiers carbonates paléozoïques est un phénomène régional (cf. fig. 1-6). Ainsi Green (1972) attribue un âge Ordovicien à son unité 8 (équivalente de l'unité 11 de cette étude) d'après des

données acquises 50 km à l'Est de "Coal Creek Dome" (carte de Larsen Creek). Sur la carte d'Ogilvie River, à 35 km au NE du terrain, la transgression carbonatée paléozoïque serait du Cambrien supérieur (Norris, 1979). A 50 km à l'Ouest du terrain, sur la bordure Sud de Coal Creek Dome, j'ai trouvé, en compagnie de R.I. Thompson, des Archéocyathidés du Cambrien inférieur (Thompson com. pers.) plusieurs centaines de mètres au-dessus de la base de l'unité 11.

Cette dernière donnée confrontée à la figure 2-75 permet d'envisager qu'au Sud du terrain, la base de l'unité 11 soit du Cambrien (fig. 2-86).

La base de la Formation Road River est datée, au NW et au Sud du terrain (fig. 2-86), de l'Ordovicien supérieur (le passage semblant progressif). A l'échelle de la région (cf. fig. 1-6) l'installation de ces faciès de bassin est diachronique, ainsi en Alaska oriental (50 km à l'Ouest) la Formation Road River commence à l'Ordovicien moyen ou supérieur après une lacune d'au moins l'Ordovicien inférieur (Brabb, 1967). Sur la carte voisine de Larsen Creek (Green, 1972), à 50 km à l'Est du terrain, sa base est au moins du Silurien supérieur et sur la carte d'Ogilvie River, (Norris, 1979) à 45 km au Nord du terrain elle est du Dévonien inférieur.

En l'absence de confirmation de ce diachronisme à l'échelle du terrain, on retiendra comme âge pour la base de la Formation Road River, l'Ordovicien supérieur, des niveaux du Silurien y étant connus.

VI. CONCLUSIONS.

Les unités 4a à 11, affleure dans le "domaine du Mt Gibben" qui est un ensemble chevauchant, et dans son autochtone relatif. Nous verrons qu'avant le chevauchement, et donc à l'époque des dépôts, le domaine du Mt Gibben se trouvait en position plus méridionale (chapitre 4) (l'ampleur de ce chevauchement est inconnue). Il est donc possible de discuter sur la paléogéographie originelle de la zone d'étude en considérant que le domaine du Mt Gibben se trouvait plus au Sud. On peut diviser la période de dépôt de ces unités en quelques étapes principales.

Les unités 4a à 9a, essentiellement carbonatées, se sont déposées à l'Harynien "inférieur" (1000 - 640 m.a.) sur une plate-forme peu profonde localement émergée sous un climat chaud à tendance évaporitique. Pendant ces dépôts un certain nombre de failles subverticales ont fonctionné engendrant des phénomènes de subsidence différentielle dans les compartiments plurikilométriques isolés par les failles. Dans ces carbonates on observe quelques niveaux détritiques dont l'origine est à rechercher dans des rejeux plus brutaux des failles qui ont engendré, de manière synchrone, des approfondissements du milieu de dépôt.

Par ailleurs, la comparaison des colonnes O et J' pour les unités 4a et 4b et, des colonnes V,T et U pour les unités 8 et 9 suggère que la tectonique est représentative d'une subsidence plus importante au Sud qu'au Nord. On pourrait donc envisager l'existence, dès cette époque, de premières phases

de différenciation du "Bassin de Selwyn" qui sont classiquement considérées comme d'âge Paléozoïque (chapitre 1) (cf. fig. 2-86).

On doit aussi remarquer, pendant cette période, la pérennité d'une zone de changement de faciès ou de milieu de dépôt, intéressant presque toutes les unités aux environs des méridiens 139° et 139°05'. Ces changements ne correspondent pas systématiquement au même type de phénomène. Ils montrent néanmoins à cet endroit l'existence d'un trait paléogéographique permanent que l'on retrouvera, d'ailleurs, au Paléozoïque (limite orientale de l'unité 11a).

L'unité 9b, en continuité avec l'unité 9a, est un conglomérat grossier local dont l'origine est très vraisemblablement liée au jeu d'une faille qui aurait créé un relief très important. A l'Ouest du terrain (25 km) cette tectonique se marque en plus par des éruptions volcaniques datées à 650-700 m.a.*

L'unité 11 (et équivalents) : après une lacune de plus de 100 millions d'années, on assiste à la réinstallation d'une plate-forme aux mêmes caractéristiques que la première. Cette installation est plus précoce au Sud, où elle pourrait être Cambrienne (?), qu'au Nord, où un âge Ordovicien est probable.

A l'Ordovicien supérieur les faciès de bassin (*Formation Road River*) s'installent sur la plate-forme ; on assiste à l'arrêt de la sédimentation carbonatée et au dépôt de niveaux pélitiques dans un milieu confiné. Il semble y avoir continuité dans la sédimentation.

*Note ajoutée en cours d'impression : Thompson (com. pers., mai 1985) a modifié cette datation : il indique $777 \pm ?$ m.a. obtenue par une méthode Pb/Pb. Cette nouvelle donnée rétrécit la fourchette d'âges possibles pour le dépôt des unités du groupe III.

Les dykes

Les dykes intrusifs sont spécifiques des groupes I et II. Sur la carte ils sont sous-représentés, en effet seuls les affleurements pour lesquels un tracé cartographique a pu être établi sont portés (pl. D, 2).

Ces dykes se présentent comme des corps intrusifs recoupant la stratigraphie de l'encaissant et sont épais de 3 à 50 m. Le contact est toujours franc.

Les dykes sont homogènes sur tout le terrain. Ils sont constitués d'une roche verte, massive, à cassure granuleuse (plus grossière au centre des dykes) et parfois finement ponctuée de blanc.

En lame on constate que la roche possède une texture grenue avec des cristaux millimétriques à plurimillimétriques. On reconnaît essentiellement de grandes lattes automorphes très altérées de plagioclase, plus ou moins jointives. Les interstices entre ces plagioclases sont remplis de clinopyroxènes, souvent également très altérés (augite et diopside (?)) de cristaux de plus petites tailles de feldspaths potassiques, de sphène (fantomatiques), de chlorites (parfois magnésiennes), de quartz (présentant parfois des figures d'immiscibilité), d'amphibole (hornblende ?).

La texture est complexe et quelques minéraux (chlorite, amphibole ...) sont vraisemblablement secondaires.

Il s'agit donc d'un gabbro très altéré.

Ces dykes occasionnent parfois une zone de dédolomitisation de quelques mètres d'épaisseur dans les dolomies. Dans celles, orangées, des unités 2b et 2c, cette zone de dolomitisation se marque sur le terrain par une couleur blanche. En lame, la texture originale est modifiée et devient sparitique, équigranulaire, en raison d'une recristallisation synchrone de la modification chimique.

Pendant l'été 1983 j'ai réalisé, avec la collaboration de R.I. Thompson, une campagne d'échantillonnage sur ces dykes en vue d'une étude radiochronologique. Les échantillons ont été confiés au laboratoire du "G.S.C." où les mesures sont encore en cours.

Chapitre 3

MINERAUX ARGILEUX (et matière organique)

Dans les roches sédimentaires, l'étude des cortèges argileux apporte des informations sur l'environnement du dépôt, ou permet de caractériser la diagenèse. Parfois, on se trouve en situation intermédiaire et l'information sédimentologique est brouillée par une légère diagenèse. L'étude des minéraux argileux peut donc apporter d'utiles compléments sur différents aspects de l'histoire des séries étudiées.

Les quelques informations obtenues sur la matière organique présente de manière assez abondante dans les roches de l'unité 8a, et qui permettent de caractériser une des formes de diagenèse, seront présentées et discutées dans ce chapitre.

La région étudiée a subi une importante érosion quaternaire sous un climat polaire qui se poursuit actuellement. Les roches ont donc été mises très récemment à l'affleurement et, compte tenu du climat non hydrolysant, n'ont pas dû subir d'altération qui aurait modifié le cortège argileux. L'étude des minéraux argileux des échantillons récoltés sur les affleurements va donc être représentative du cortège argileux contenu dans les séries étudiées.

1. TECHNIQUES D'ÉTUDES.

Les techniques de broyage, d'extraction de la fraction argileuse, de préparation en pâtes orientées (PO) ou en agrégats (AO), de dépouillement des diagrammes de diffraction des rayons X dans leurs aspects qualitatifs et semi-quantitatifs ne seront pas repris ici (Collectif, 1978 ; Holtzapffel, 1981). Notons seulement que :

Les essais pratiqués sont les suivants :

• Analyse diffractométrique sur fraction inférieure à 2 μm en trois passages :

- . échantillon naturel (N)
- . échantillon après saturation à l'éthylène glycol (G)
- . échantillon après chauffage à 490° pendant 2 heures (C)

• Les caractéristiques du diffractomètre (Philips PW 1730) sont les suivantes:

- anticathode au cuivre (radiation $K\alpha$)
- tension sur la source : 40 Kr
- intensité : 25 mA
- vitesse du goniomètre : 1°2 θ /mn

- vitesse d'enregistrement : 1 cm/min.
- tension sur le compteur à scintillation : 2 x 886,2 V
- gain : 16
- inertie : 2 s
- sensibilité : 1000 coups
- champ angulaire concerné : 2°49' à 28°51' 20

Sur les diagrammes de routine il est possible de mesurer certains paramètres, caractéristiques des minéraux argileux, dont la signification sera discutée plus loin.

- . \dot{I} cristallinité de l'illite ($^{\circ}2\theta$) (fig. 3-1)
- . \dot{S} cristallinité de la smectite ($^{\circ}$ d'angle) (fig. 3-1)
- . $\frac{I_{002}}{I_{001}}$: rapport de la hauteur des pics caractéristiques des réflexions 002 et 001 de l'illite (pics à 5 et 10 Å de l'es-sai naturel (N)).

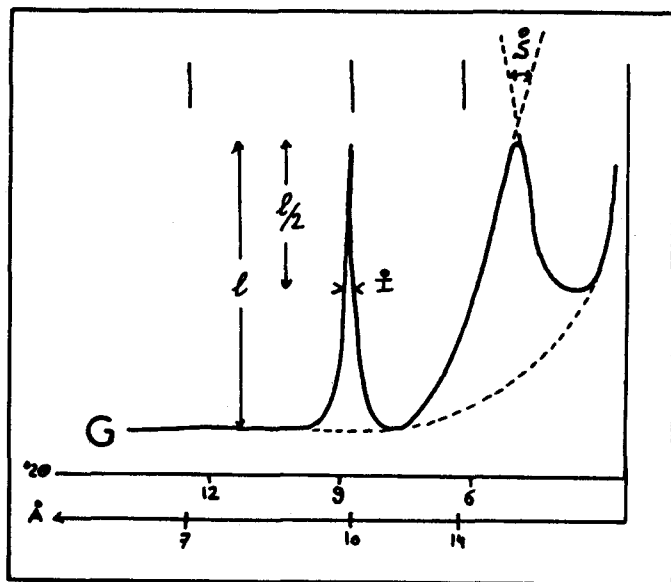


Fig. 3-1. Mesures des cristallinités des illites (\dot{I}) et des smectites (\dot{S}) sur diagramme de pâte orientée (essai glycolé : (G) d'après Holtzapffel (1983). L'échelle des diagrammes originaux permet une précision $\pm 1/4^{\circ}2\theta$ dans le premier cas et de 2° dans le deuxième. Plus la valeur des indices est faible, meilleure est la cristallinité.

En plus de ces études de routine, des études particulières ont été effectuées sur quelques échantillons :

- étude de différentes fractions granulométriques
 - observation au microscope électronique à transmission (in Blaise, 1983)
 - saturation à l'hydrazine - hydrate (recherche de kaolinite)
 - étude de la raie 060, qui correspond à l'observation, sur diffractogramme de poudre désorientée, d'un secteur angulaire allant de 59 à 64°2θ. (in Blaise 1983)
- La position de cette raie permet de connaître le caractère di ou trioctaédrique des smectites et donc leur nature plutôt alumineuse, ferrifère ou magnésienne (Trauth, 1977 ; Desprairies, 1983).

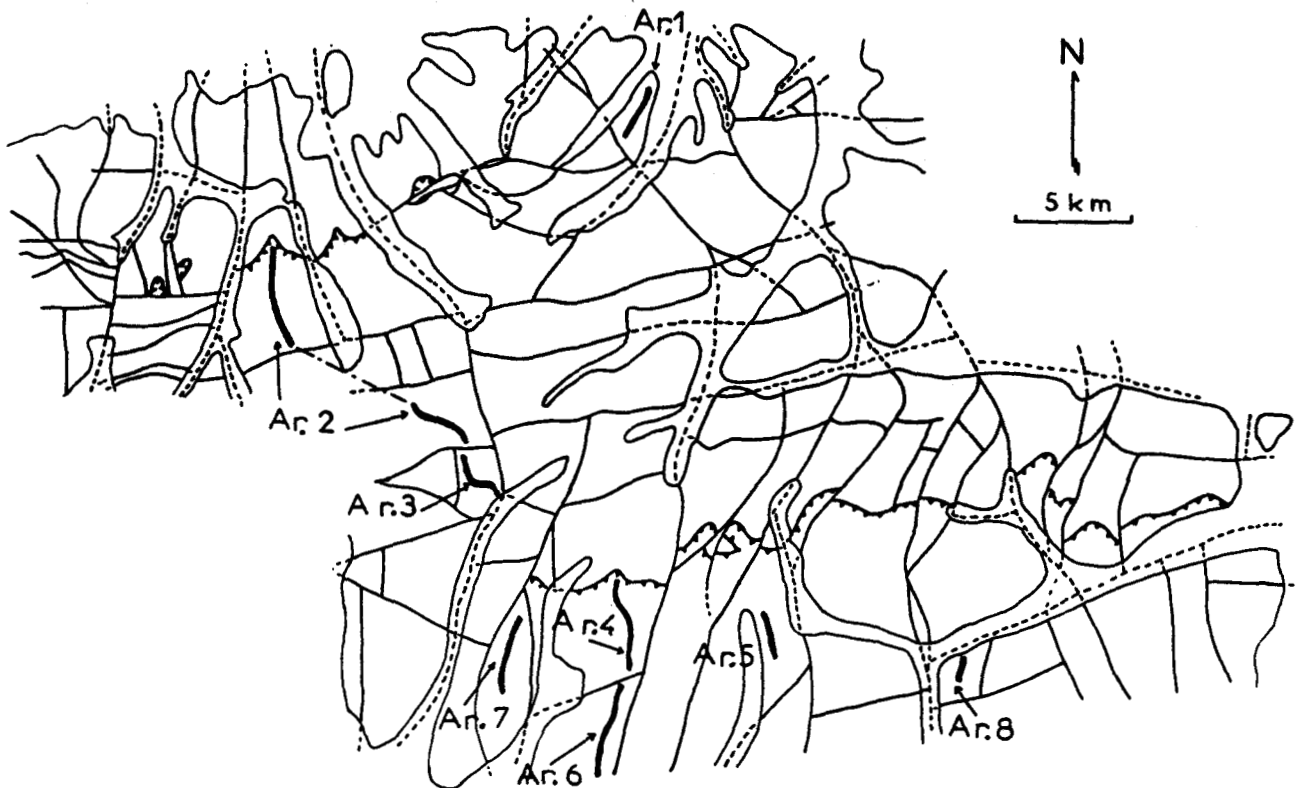


Fig. 3-2. Localisation des coupes étudiées pour la minéralogie des argiles.

Au total 67 échantillons ont été étudiés dont 16 issus des unités 4b à 11b, avaient déjà été analysés par Blaise (1983). Ces échantillons proviennent de huit coupes, numérotées de Ar1 à Ar8, qui sont localisées sur la figure 3-2. Les résultats du dépouillement des diffractogrammes (nature des minéraux, abondance et paramètres caractéristiques, sont regroupés sur le tableau de la figure 3-3 et sur les colonnes de la figure 3-4 (Ar1 à 8) qui schématisent, pour chacune des coupes, les principaux résultats. Remarquons la variabilité de la densité d'échantillons qui est due au fait que cette étude a été réalisée en deux temps. D'abord un maillage lâche sur l'ensemble de la série, ensuite un maillage plus resserré, là où apparaissaient des modifications minéralogiques notables. Notons que les interstratifiés irréguliers sont souvent très peu abondants ce qui rend leur distinction difficile. Néanmoins quand leur proportion atteint quelques pour cents j'ai pu identifier principalement, ensemble ou séparément, ($10 - 14_v$) et ($14_v - 14_s$). Parfois j'ai pu également reconnaître, seul ou associé à un autre interstratifié ; ($10 - 14_s$), ($14_c - 14_s$) ou ($14_c - 14_v$).

II. SIGNIFICATION DU CORTÈGE ARGILEUX.

Dans la suite de ce travail, je distinguerai comme cause de la présence d'une argile dans un sédiment :

- *l'héritage* : l'argile provient de roches ou de profils d'altération présents dans le bassin d'alimentation détritique ;
- *la diagenèse précoce*, incluant à la fois les néoformations et transformations précoces et d'une manière générale toutes les modifica-



Echantillon	Lithologie	Unité	Préparation	Chlorite (%)	Illite			Corrensite (%)	14c-14cg (%)	Interstratifié irr. (%)	Smectite (%)	Berthiérine (%)	Talc (%)	Quartz	Feldspaths	Goethite	Phengites
					%	I 002/ I 001	i (°2θ)										
1	s	3a	PO	75	25	0,29	0,25							+			
2	D	3b	PO		100	0,28	0,3							+			
3	D	3b	PO		100	0,47	0,3								+		
4	D	3b	PO		100	0,40	0,25									+	
5	D	3b	PO		100	0,43	0,3									+	
6	D	3c	AO		100	0,58	0,2										+
7	D	3c	PO		100	0,38	0,2							+++			
8	D	3c	PO		100	0,36	0,2							++			
9	D	3c	PO		100	0,41	0,25							+			
10	D	3c	PO		100	0,37	0,2							+			
11	D	11	PO		95	0,37	0,45			tr				+			
12	D	11	AO	20	70	0,45	0,3			tr		10					
13	s	1c	PO	35	65	0,40	0,2							+++			
14	s	1e	PO	20	80	0,36	0,25							+++			
15	s	1f	PO	80	20	0,40	0,25							+++			
16	D	2a	PO	20	80	0,49	0,2							++			+
17	s	2d	PO	15	85	0,30	0,2							+++			+
18	s	3a	PO	40	60	0,32	0,2							+			
19	D	3a	PO	70	30	0,33	0,25							+++			
20	s	3a	PO	35	65	0,36	0,2							+++			+
21	s	3a	PO	60	40	0,41	0,25							+++			
22	s	3a	PO	30	70	0,44	0,2							++		+	+
23	D	3a	PO	25	75	0,42	0,25							+++			
24	s	3a	PO	40	60	0,40	0,25							+++			+
25	s	3a	PO	55	45	0,33	0,25							+++			
26	D	3a	PO	5	95	0,47	0,25							+++			+
27	D	4a	PO	15	85	0,46	0,4							+		+	
28	D	4a	PO		100	0,51	0,35			tr				+++			
29	D	4a	PO	10	85	0,44	0,35							++		+	
30	D	4a	AO	15	85	0,20	0,35			tr				++		+	
31	s	4a	PO		100	0,50	0,4							++			+
32	D	4b	PO		100	0,53	0,35			tr				++			+
33	s	4b	PO		100	0,49	0,4							++			

tions diagénétiques à l'exclusion de celles liées à l'enfouissement. Ces modifications peuvent avoir lieu très tôt dans le milieu de sédimentation si il est chimiquement actif, ou après la lithification par migration de fluides actifs.

- *l'enfouissement*, incluant les néoformations et transformations diagénétiques d'enfouissement et celles liées au métamorphisme. Dans les deux cas l'augmentation de température et de pression sont les facteurs déterminants.

L'épaisseur cumulée de la série étudiée (plus de 10 km), et celle (environ 4 km) de la couverture plus récente connue par ailleurs (Green, 1972), suggère qu'au moins une partie des assemblages minéraux observés peut être



Echantillon	Lithologie	Unité	Préparation	Illite			Corrensité (%)	14c-14cg (%)	Interstratifié irr. (%)	Smectite (%)	Berthiérine (%)	Talc (%)	Quartz	Feldspaths	Coethite	Phengites
				Chlorite (%)												
					%	I 002 / I 001										
34	D	4b	PO	5	95	0,65	0,35									
35	D	4b	PO		100	0,50	0,3									
36	S	5	PO	20	80	0,46	0,3									
37	D	4b	PO	5	95	0,51	0,3									
38	S	5	PO		100	0,50	0,5									
39	D	5	PO	10	90	0,35	0,3									
40	S	5	PO	20	75	0,39	0,4									
41	D	6	PO		90	0,36	0,4									
42	D	6	PO		100	0,46	0,5									
43	D	6	PO		90	0,44	0,3									
44	D	6	AO													
45	S	6	PO		100	0,35	0,25									
46	D	6	PO		90	0,5	0,4									
47	D	8a	PO					40			60					
48	D	8a	AO	5	95	0,35	0,3									
49	D	8a	PO								100					
50	D	8a	PO								100					
51	D	8a	PO	tr	100	0,33	0,35									
52	D	8a	PO						30		70					
53	S	9a	PO	tr	100	0,36	0,3									
54	S	9a	PO	10	90	0,41	0,4									
55	D	11	PO	tr	100	0,43	0,35									
56	D	11	AO	tr	100	0,25	0,2									
57	D	11	PO	tr	100	0,36	0,3									
58	S	7	PO	tr	80	0,34	0,35			20						
59	S	7	PO		60	0,32	0,5			40						
60	D	8a	PO		30	0,33	0,4	25	25		20					
61	D	8a	PO		10	0,50	0,4	10	15	60	5					
62	D	8a	PO							5	95					
63	D	8a	PO								100					
64	D	8b	PO		100	0,33	0,4									
65	D	8b	PO		100	0,40	0,4									
66	D	8b	PO	tr	100	0,48	0,3									
67	D	11	PO								100					

Fig. 3-3. Tableau des résultats du dépouillement des diagrammes de rayons X de la fraction argileuse des échantillons étudiés.

Lithologie : D = dolomie, S = roche pélitique ; Préparation : AO = agrégat orienté, PO = pâte orientée ; tr = traces ; + = peu abondant, ++ = moyennement abondant, +++ très abondant.

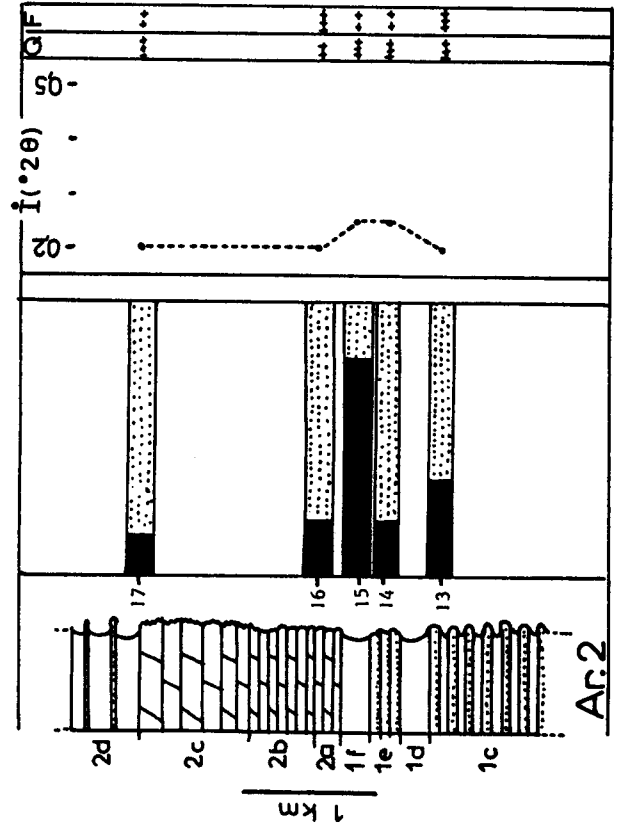
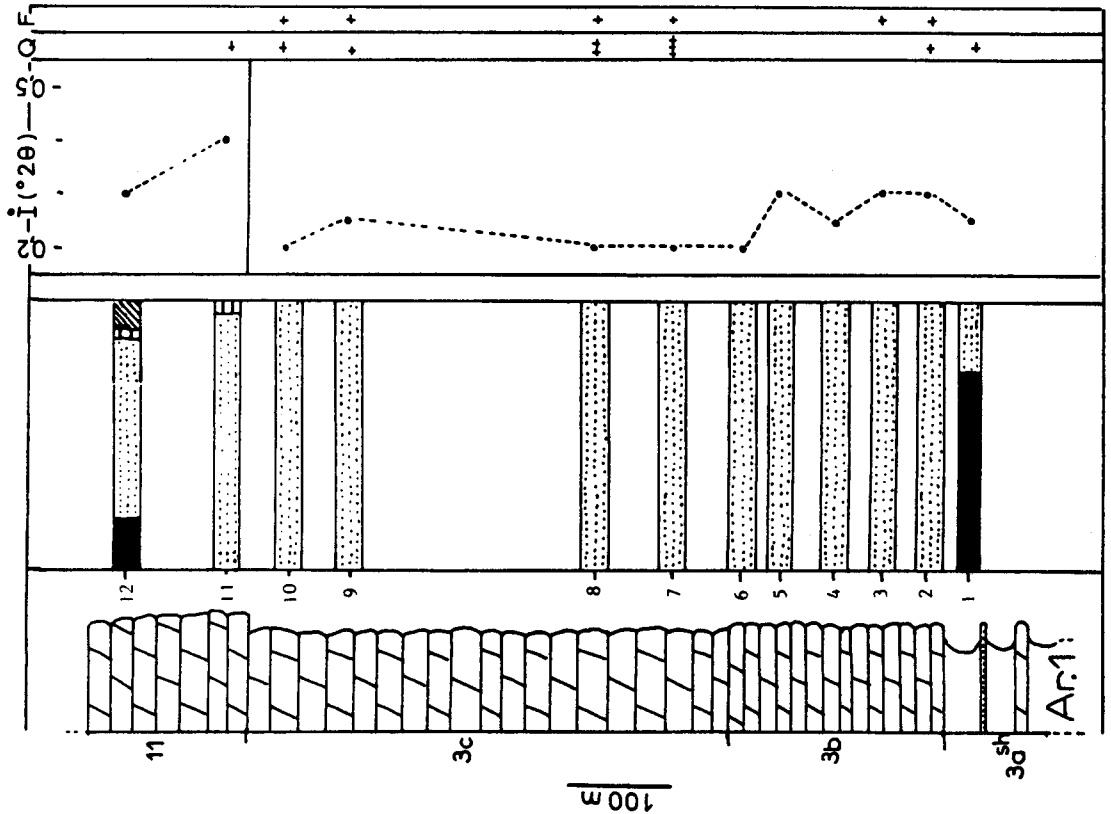
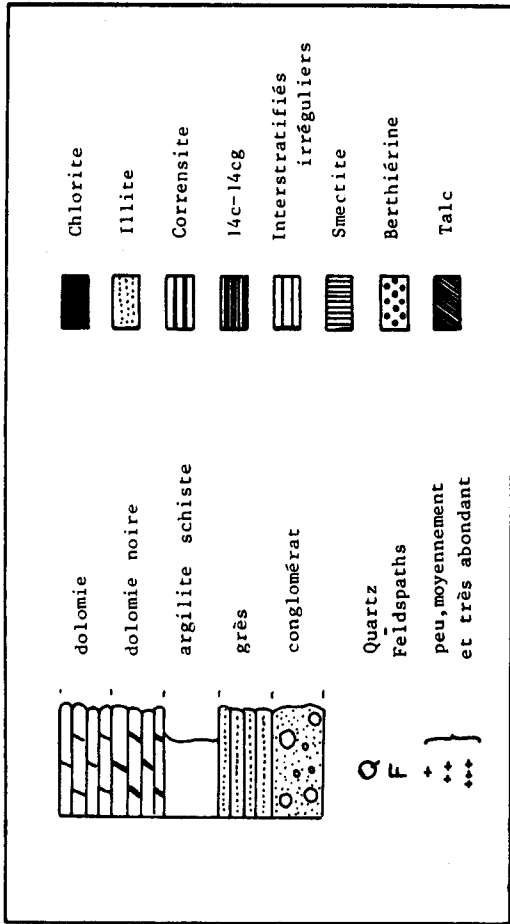
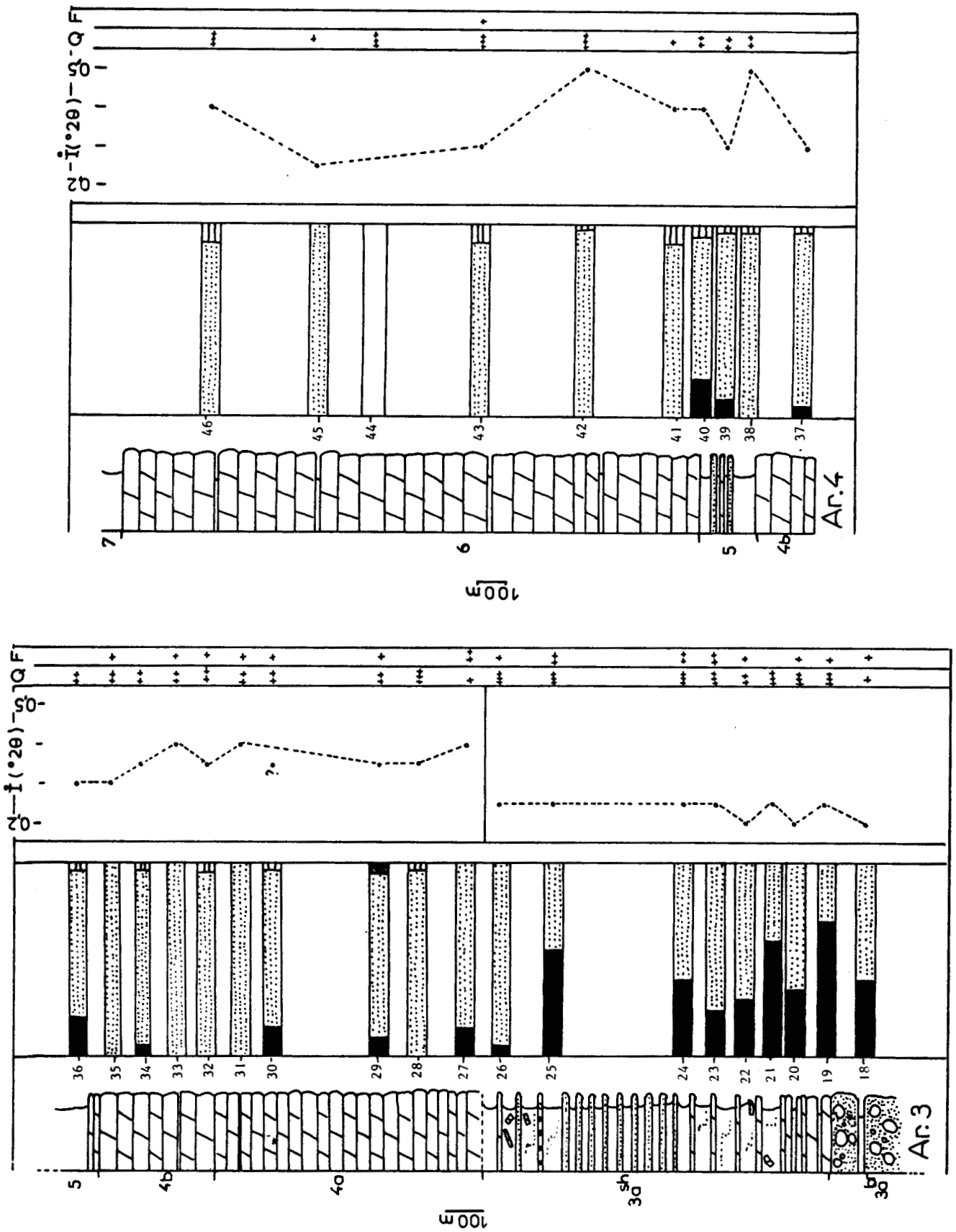
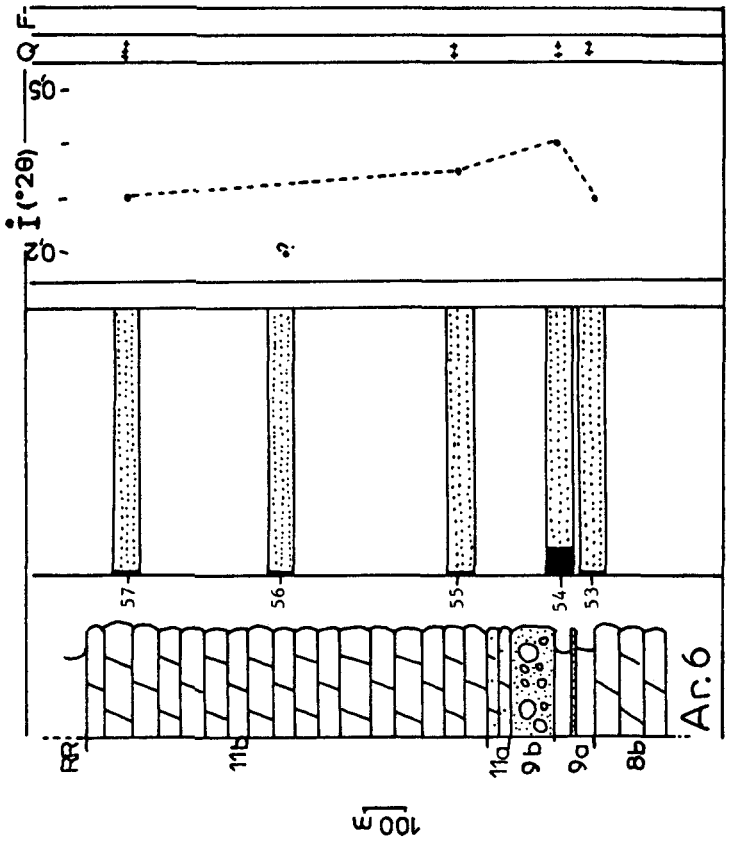
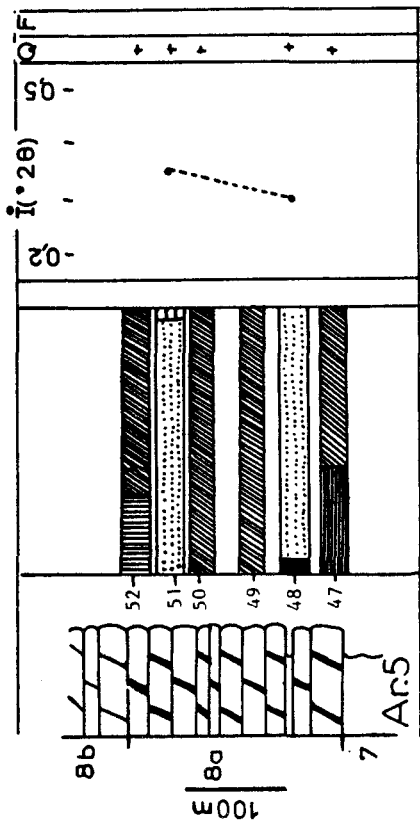
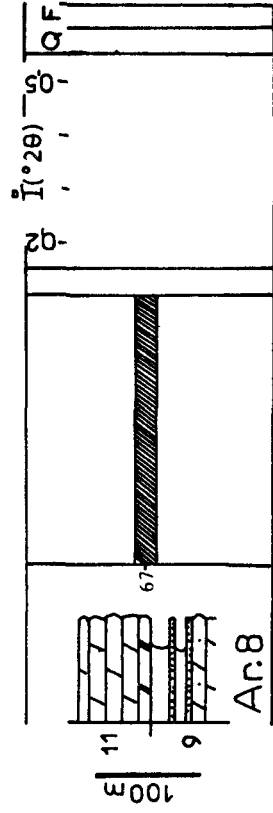
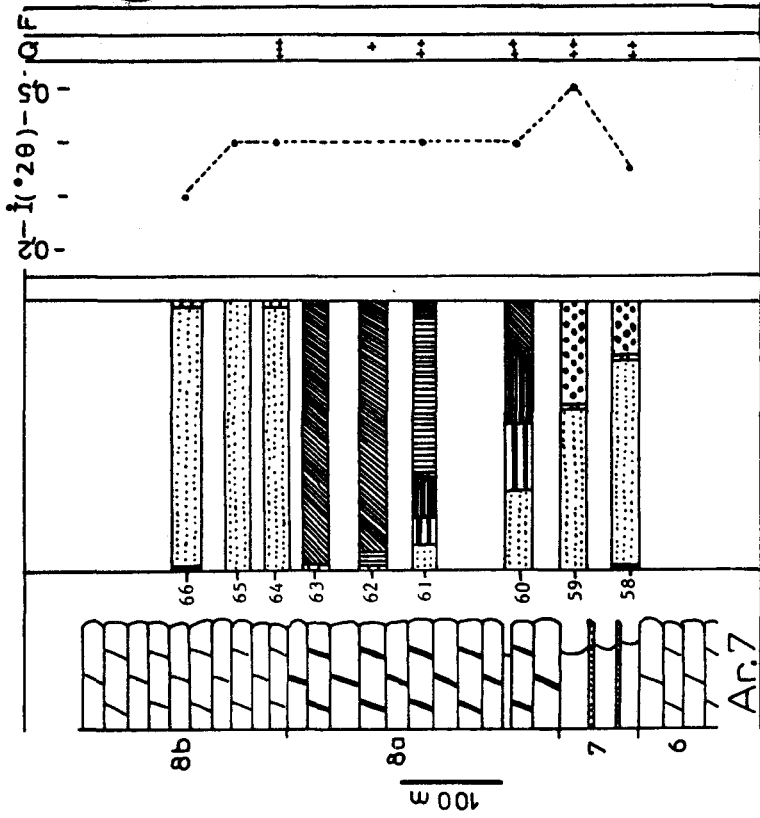


Fig. 3-4. Colonnes Ar 1 à Ar 8 avec les principales caractéristiques de la fraction argileuse. (On remarque les différences d'échelle).





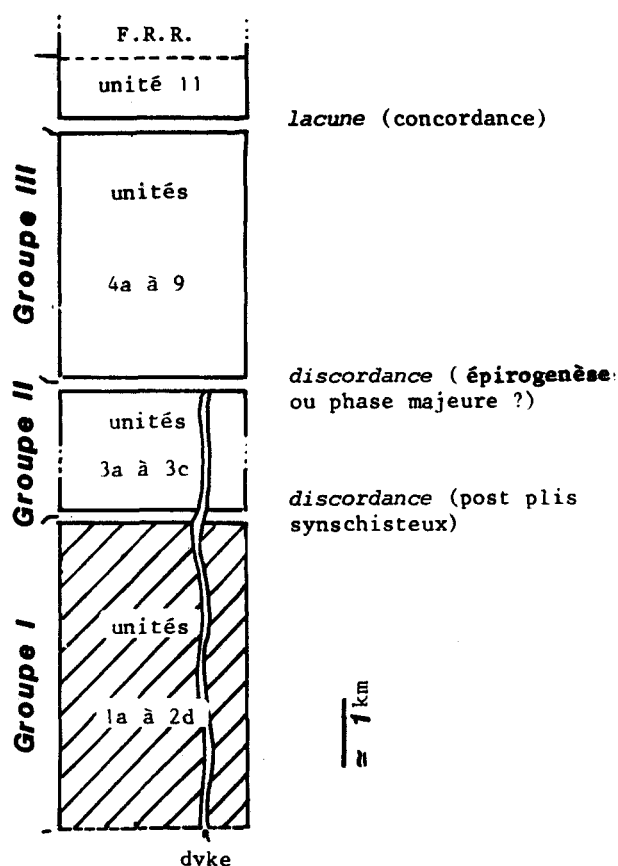


Fig. 3-5. Schéma des grands ensembles stratigraphiques déduit de l'étude sédimentologique (chapitre 2), et de la nature de leurs limites ; c'est la limite entre les groupes II et III qui est la moins bien caractérisée

interprétée en terme d'enfouissement. Mais d'importantes lacunes sont connues localement et il n'est pas sûr que la totalité des 4 km de couverture se soit déposée à la verticale des terrains étudiés.

Le problème est donc de vérifier d'une part, que la totalité de la série a subi un enfouissement important et d'autre part, de vérifier si d'éventuelles différences dans le cortège argileux observé de part et d'autre des discordances, peuvent être interprétées en terme de différence d'enfouissement (fig. 3-5). Par ailleurs, si une partie de la série n'a pas subi d'enfouissement notable, on pourra tirer des conclusions sur son environnement de dépôt.

III. LE PROBLÈME DE L'ENFOUISSEMENT DES SÉRIES.

Kubler (1967, 1968), Esquevin (1969), Dunoyer de Segonzac (1969, 1970) ont considéré que la cristallinité des illites variait avec la profondeur d'enfouissement atteinte par les sédiments. Dunoyer de Segonzac (1969) indique que d'autres facteurs peuvent influencer et brouiller l'information sur l'enfouissement. Il s'agit notamment :

- des conditions d'analyses, (cf. aussi Kubler, 1984). Il suffit pour s'affranchir de leur influence, d'utiliser toujours la même méthodologie et le même matériel d'analyse ;

- de la lithologie et de la nature des fluides interstitiels en cas de porosité élevée. Leur influence sera éliminée en excluant les échantillons très poreux (grès) et en ne comparant que les résultats d'un même type de roches (carbonates ou roches pélitiques) ;
- du caractère plus ou moins magnésien[★] des illites. Celui-ci est évalué grâce au rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ qui est considéré par Esquevin (1969) comme représentatif de la composition chimique. Plus ce rapport est petit plus l'illite est magnésienne[★]. L'incertitude sur la mesure de ce rapport est sans doute assez importante, en effet Mansy (com. pers.) indique une faible reproductivité de ce rapport au cours de plusieurs analyses réalisées dans deux laboratoires et même dans un laboratoire à des périodes différentes.

Néanmoins il semble que si le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ est supérieur à 0,3, les illites peuvent être considérées comme non-magnésiennes[★] et aluminées, la cristallinité serait alors indépendante de la composition chimique. On peut vérifier cette indépendance dans le cas étudié ici, sur les diagrammes d'Esquevin établis pour chaque type de lithologie (fig. 3-6).

Inversement Esquevin (1969) a montré, ce qui n'apparaît pas clairement ici vu le nombre de mesures, que les illites magnésiennes[★] ($\frac{I\ 002}{I\ 001} < 0,3$) ont une cristallinité qui dépend essentiellement de leur composition chimique. C'est pour tenir compte de cette remarque que, sur les colonnes (fig. 3-4), un certain nombre de valeurs de cristallinité (celles des illites magnésiennes[★]) n'ont pas été prises en compte dans le tracé de l'évolution de la cristallinité ;

- de la paléogéographie du milieu de dépôt (nature du cortège argileux initial). Ceci rend compte du fait que si le détritisme fournit au sédiment des illites bien cristallisées, ces illites ne s'équilibreront pas avec les conditions thermodynamiques atteintes par le sédiment (dans la diagenèse l'aggradation des illites est possible mais pas la dégradation). La cristallinité moyenne des illites d'un échantillon ne reflète donc pas forcément l'enfouissement qu'a subi celui-ci. On en déduit que pour évaluer l'enfouissement, l'étude de la cristallinité seule ne suffit pas, il faut tenir compte d'autres critères notamment minéralogiques. J'aborderai l'évaluation de l'enfouissement deux étapes ; l'étude de la cristallinité des illites, la confrontation des résultats de cette étude avec la nature des cortèges argileux

★ Notons que d'après Dunoyer de Segonzac (1969) le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ n'est pas représentatif du caractère magnésien des illites, mais plutôt de leur caractère ferro-magnésien .

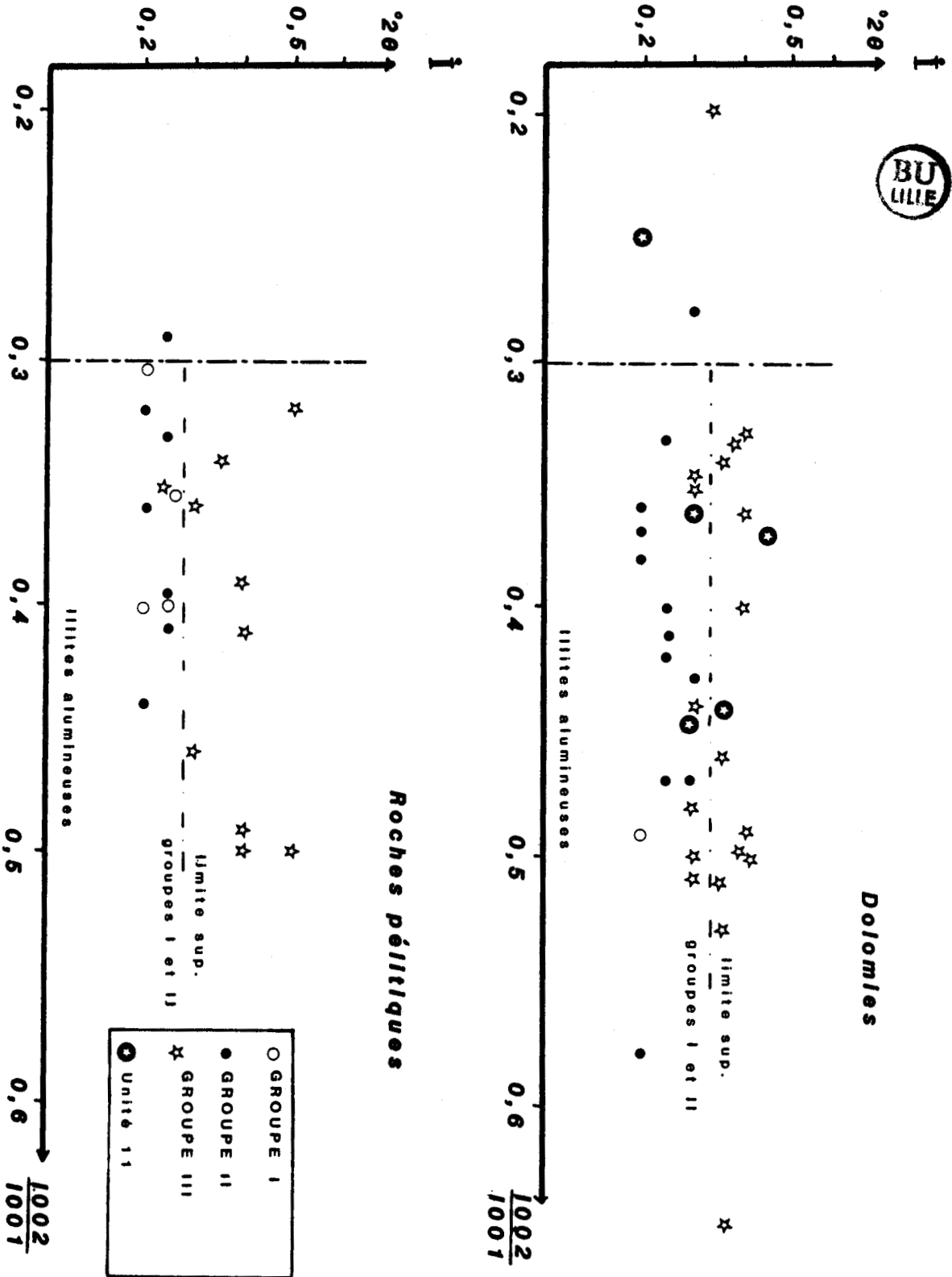


Fig. 3-6. Diagrammes d'Esquivin (1969) pour les deux types de lithologie. Les illites des échantillons des quatre ensembles stratigraphiques définis à la figure 3-5 sont distinguées ici. Ces illites sont surtout alumineuses. On constate qu'il n'existe aucune corrélation entre les deux paramètres étudiés ; la cristallinité des illites alumineuses est donc indépendante de la composition chimique.

Le pointillé parallèle à l'axe des abscisses représente la limite supérieure de l'indice de cristallinité des illites des échantillons des groupes I et II.

A. ETUDE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE.

Dans les séries étudiées cette valeur (cf. fig. 3-1) varie de 0,2 à 0,5°2θ, ce qui indique une bonne cristallinité générale.

On constate que la dispersion des points de chaque groupe est assez similaire dans les deux diagrammes d'Esquevin (fig. 3-6). On peut donc conclure à un même comportement de la cristallinité des illites dans chaque type de lithologie. Par ailleurs on constate que les illites des groupes I et II ne se distinguent pas (cf. aussi fig.3-4,Ar 1,2 et 3) et la limite maximale de l'indice de leur cristallinité est relativement proche (de l'ordre de l'erreur de mesure) dans les deux diagrammes ; ce qui confirme la conclusion précédente. De même, aucune différence n'apparaît entre l'unité 11 et les unités du groupe III (cf. aussi fig.3-4,Ar6). On peut donc regrouper l'ensemble

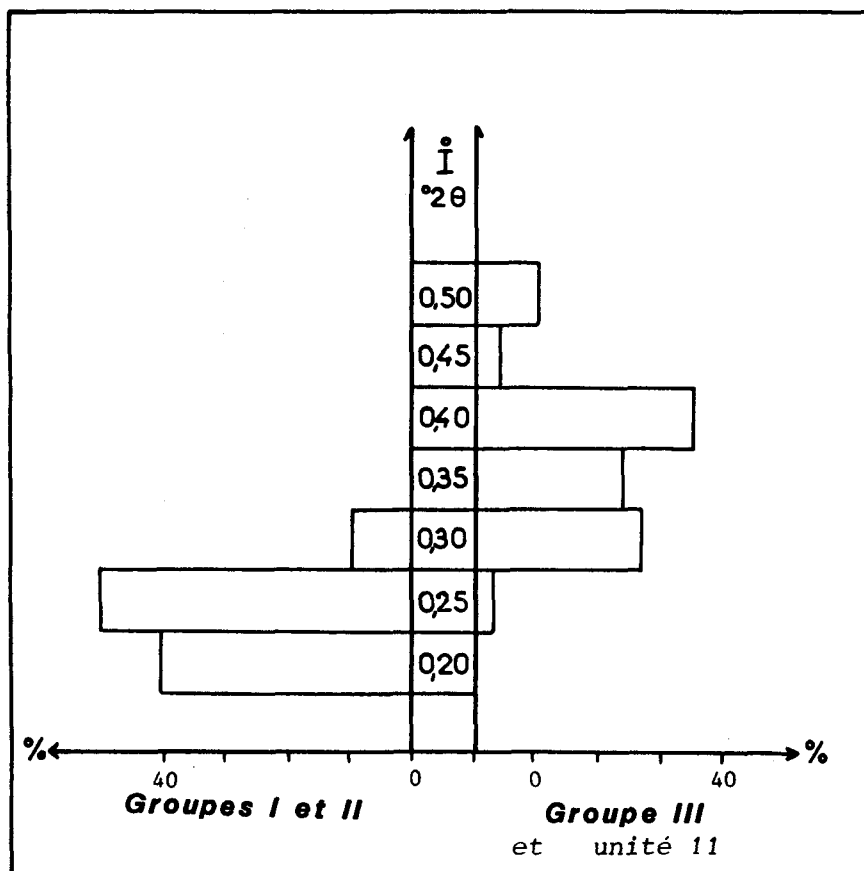


Fig. 3-7. Histogramme de répartition des cristallinités de l'illite (ramenées à 100%) pour les groupes I et II et pour le groupe III. Une différence apparaît mais aucune coupure nette.

des données sur un seul histogramme (fig. 3-7). On observe des valeurs plus fortes dans les unités 4a à 11 que dans les groupes I et II, mais aucune coupure nette n'apparaît ; précisons donc ces données.

La figure 3-4 Ar1 montre le contact de l'unité 11 sur l'unité 3c. Les unités 4 à 9 manquent du fait d'une lacune. On constate qu'au niveau de cette surface la cristallinité de l'illite passe brutalement de valeurs inférieures ou égales à 0,30°2θ à une valeur de 0,45°2θ.

La figure 3-4Ar3 montre le contact de l'unité 4a sur l'unité 3a. Au passage, la cristallinité varie brutalement de valeurs inférieures ou égales à $0,25^{\circ}2\theta$, à des valeurs de l'ordre de $0,40^{\circ}2\theta$.

L'ensemble des résultats sur la cristallinité de l'illite est résumé sur la colonne A de la figure 3-8.

B. CRISTALLINITE ET CORTEGE ARGILEUX : DISCUSSION.

Nous allons confronter les résultats précédents à la nature du cortège argileux (fig. 3-8).

1. Les unités du groupe I (1a à 2d).

Ces unités schistosées présentent un cortège argileux caractérisé par des illites très bien cristallisées ($< 0,25^{\circ}2\theta$), associées à des chlorites et des phengites, en l'absence de tout minéral interstratifié. Cette association est caractéristique des faciès profonds de la diagenèse et des premiers stades du métamorphisme.

2. Les unités du groupe II (3a-3c).

Ces unités, en discordance sur les précédentes, ne présentent pas de schistosité. Leur cortège argileux est tout à fait semblable à celui des unités du groupe I. On n'observe qu'une différence, non significative, dans la valeur maximale de \tilde{I} ($0,3^{\circ}2\theta$). Ceci indique que cet ensemble a également subi un enfouissement très profond dans des conditions non différenciables, par la méthode utilisée, de celles qu'a subies le groupe I.

3. Les unités du groupe III (unités 4a à 9) et l'unité 11

La similitude des valeurs de cristallinité de l'illite et la similitude de la nature du cortège argileux montrent que la lacune entre les unités 9 et 11 n'est pas liée à une phase d'érosion que l'on peut mettre en évidence par cette méthode. J'étudierai donc l'ensemble du groupe III et de l'unité 11.

Les valeurs de cristallinité de l'illite ($0,4$ à $0,5^{\circ}2\theta$), associées à la présence de minéraux interstratifiés qui leur sont spécifiques, montrent que l'ensemble des sédiments de ces unités n'ont subi de conditions d'enfouissement comparables à celles des groupes I et II. On est donc amené à admettre l'existence d'une importante lacune d'érosion (vraisemblablement plusieurs milliers de mètres) entre les groupes II et III. Cette érosion aurait fait disparaître la charge lithostatique responsable de l'épimétamorphisme des unités inférieures non déformées (groupe II), avant le dépôt de l'unité 4a.

Remarquons qu'il n'est pas possible, à ce stade de l'étude, de savoir si le cortège argileux de ces unités est représentatif, ou non, d'un phénomène d'enfouissement (ce que nous allons envisager maintenant).

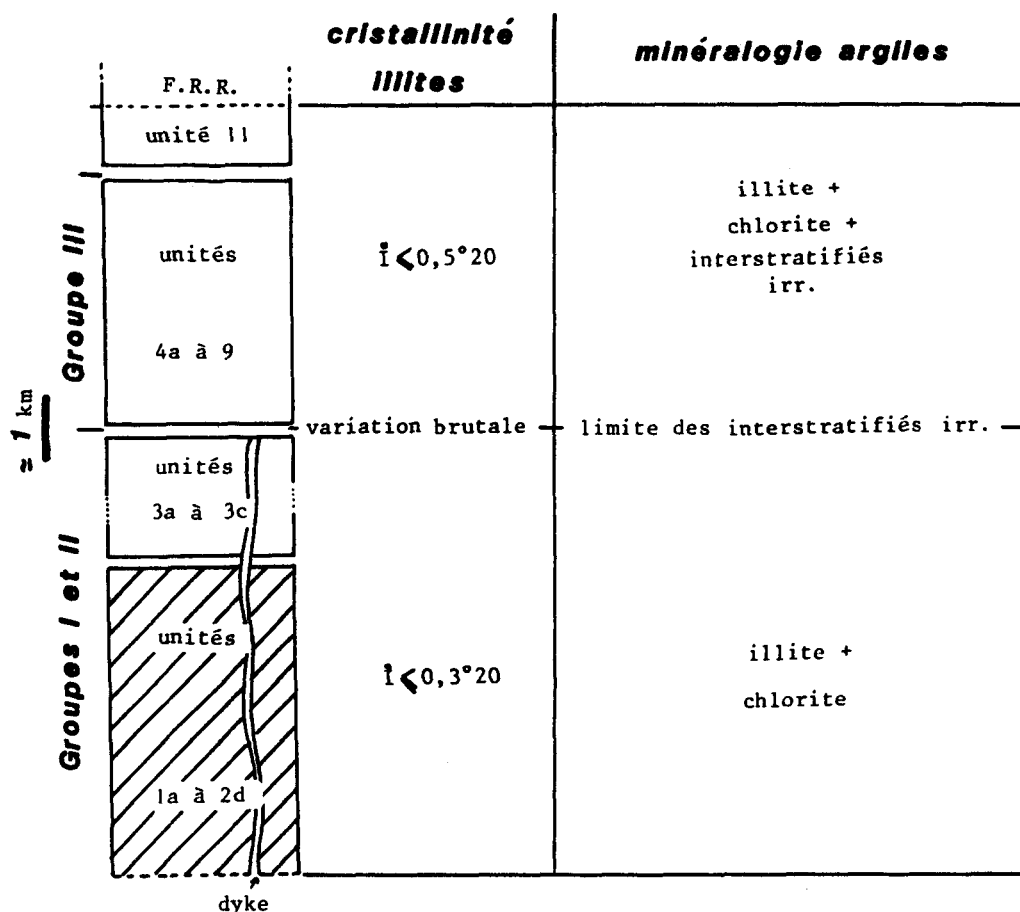


Fig. 3-8. Apports de l'étude des argiles à la caractérisation de la nature des limites entre les ensembles stratigraphiques (cf fig. 3-5).

Les limites entre les groupes I et II et entre les unités 9 et 11 ne correspondent pas à des différences dans l'évolution diagénétique. Par contre la limite entre les groupes II et III, bien marquée dans le cortège argileux, correspond très probablement à une lacune d'érosion très importante.

IV. SIGNIFICATION DU CORTÈGE ARGILEUX DES UNITÉS 4a A 11

Comme ces unités n'ont pas subi de conditions d'enfouissement comparables à celles subies par les autres groupes, on peut se demander si leur cortège argileux est consécutif d'un héritage, et/ou d'une formation précoce (l'enfouissement serait alors négligeable), ou bien si il a été modifié (partiellement ou totalement) par un enfouissement modéré.

Les différents assemblages argileux présents dans ces unités peuvent être regroupés en fonction de la lithologie.

- 1) Dolomies blanches et shales
- 2) Dolomies noires des unités 8a et 11

Pour répondre à la question, je vais donc étudier ces deux cas indépendamment. Remarquons qu'aucune analyse n'a été faite sur l'unité 9b du fait de sa lithologie (conglomérat).

A. LES DOLOMIES BLANCHES ET LES SHALES .

L'assemblage caractéristique est le suivant :

- illite relativement bien cristallisée, très abondante (souvent supérieure à 80%) ;

- chlorite rare (10% au moins) ;
- interstratifiés irréguliers rares (< 10%) ;
- feldspaths rares dans les unités 4a et 4b et absents ailleurs ;
- berthiérine ou "chlorite des minerais de fer" présente uniquement dans l'unité 7 (dont le caractère riche en fer a déjà été souligné). Ce minéral rare, se remarque sur les diagrammes par une raie (001) à 7,0 Å qui disparaît au chauffage, ce qui le rapproche de la kaolinite, mais contrairement à ce dernier minéral, il possède une raie (002) à 3,52 Å (et non 3,58 Å ; Brindley - Brown, 1980).

Ce cortège peut être :

soit *hérité*, or comme les sources du détritisme sont vraisemblablement : soit les unités des groupes I et II, soit un socle cristallin (tous deux riches en feldspaths et chlorites), il faudrait expliquer la disparition, entre les sources et le bassin, de ces deux minéraux.

On ne peut évoquer l'existence d'une altération pédogénétique, car dans ce cas, d'autres minéraux que les minéraux primaires seraient présents dans le bassin de sédimentation. Cette absence ou quasi absence dans toutes les lithologies et tous les niveaux étudiés ne peut pas être expliquée par les phénomènes de dilution, dans des apports extérieurs, ou de sédimentation différentielle. Je suis donc amené à rejeter cette première hypothèse.

soit la *conséquence de l'enfouissement*, ce qui expliquerait la rareté des interstratifiés, la cristallinité des illites, l'absence de minéraux d'altération (smectite, vermiculite ect.). La présence de berthiérine pourrait s'expliquer en terme de formation précoce (dans un milieu marin peu profond, Courty, 1980 et 1982) et en terme de résistance à l'enfouissement. Une telle résistance à l'enfouissement est assez fréquente pour la kaolinite (Dunoyer de Ségonzac, 1969) qui est un minéral très proche, ceci est confirmé par le fait qu'en condition expérimentale la berthiérine résiste mieux à la température que la kaolinite (Courty, com. pers).

Cette hypothèse n'explique pas à elle seule l'absence ou la quasi-absence de feldspaths et de chlorites. On doit admettre que le cortège actuel est le résultat de la modification par enfouissement d'un cortège hérité dont étaient exclus ces deux minéraux. Ceux-ci sont en effet stables plus profondément que les interstratifiés et n'ont donc pas été détruits par l'enfouissement. La nature de ce cortège hérité antérieur reste en grande partie inconnue mais, il est logique de penser qu'il a été alimenté par l'intermédiaire de profils d'altération (sols). Ces derniers se seraient développés sur les terres émergées sous un climat non glaciaire et qui aurait, entre autres, détruit les feldspaths et les chlorites de la roche mère.

L'étude des différentes fractions minéralogiques qui a été réalisée sur l'un des échantillons (fig. 3-9) peut confirmer l'hypothèse précédente. On peut en effet interpréter les résultats de cette étude de la façon suivante : les interstratifiés et les illites de petites tailles proviendraient de l'aggradation des minéraux d'altération issus de sols lors de l'enfouissement, par contre, les illites de grande taille seraient des illites détritiques directement issues de la roche mère sans que la pédogenèse, dans un premier

fractions granulométriques inférieure à	$\bar{I} (\cdot 2 \theta)$	% d'interstratifiés irréguliers
20 μm	0,25	tr.?
12 μm	0,25	tr.
8 μm	0,40	5
4 μm	0,35	10
2 μm	0,40	10
1 μm	0,35	20

Fig. 3-9. Cristallinité moyenne de l'illite et pourcentage d'interstratifiés irréguliers (par rapport à l'illite) dans différentes fractions granulométriques de l'échantillon 41.

On constate la présence de deux populations d'illites bien individualisées ; l'une est de petite taille et a des cristallinités mauvaises ($\bar{I} > 0,35$) l'autre est de grande taille et a de bonnes cristallinités ($\bar{I} < 0,25$). On remarque le lien entre la granulométrie et l'abondance d'interstratifiés.

Fig. 3-10. Trois exemples de reconnaissance sur les diagrammes naturel (N) glycolé (G) et chauffé (C) de quelques minéraux rares caractéristiques des dolomies noires: talc (T), interstratifié chlorite-chlorite gonflante (C-Gg) et corrensite (Cor) (associés sur les exemples choisis à la smectite (S) ou à l'illite (I)).

- Echantillon 47.

- . Le pic constant à 9,4 Å correspond au talc.
- . Les autres pics sont ceux de C-Gg.
On remarque particulièrement sur G, par rapport à N, l'étalement du pic à 7 Å et le décalage à 15,1 Å du pic à 14 Å. L'essai chauffé ne présente pas de différence avec l'essai naturel. La superstructure à 32 Å sur G témoigne du caractère régulier de l'interstratifié.

- Echantillon 52.

- . On reconnaît le pic à 9,4 Å du talc (cf éch. 47).
- . Le pic de la smectite à 15 Å sur N passe à 17 Å sur G (on observe également un petit pic à 8,4 Å). Sur C ces deux pics se rabattent à 10 Å et forment un'épaulement sur le pic du talc.

- Echantillon 61.

- . On reconnaît les différents pics déjà indiqués pour les échantillons 47 et 52.
- . De plus, le pic constant à 10 Å correspond à l'illite.
- . Le pic, sur C, à 12,3 Å indique l'interstratifié 14_C-14_S , les autres pics étant confondus avec ceux de l'interstratifié chlorite-chlorite gonflante.
Le pic à 29 Å sur N indique le caractère régulier de 14_C-14_S ; il s'agit donc de la corrensite (Lucas, 1962, p. 34 et 56).
- . Sur C l'existence de raies entre 12,3 et 14 Å indique, très probablement, la présence de formes intermédiaires entre les deux interstratifiés.

temps, ni l'enfouissement, par la suite, ne les aient modifiées. La présence de telles illites détritiques bien cristallisées est due au fait qu'elles ne peuvent pas se dégrader pendant l'enfouissement mais aussi au fait qu'elles peuvent ne pas se dégrader pendant la pédogenèse quand elles sont protégées par l'altération de la chlorite et des feldspaths potassiques (Lucas, 1962, p. 159) tous deux présents dans les sources envisagées ici.

Des variations dans la proportion relative de ces illites détritiques dans les différents échantillons étudiés expliqueraient les cas de cristallinité de l'ordre de $0,2$ à $0,3^{\circ}2 \theta$, relevés dans les échantillons des unités du groupe III. Ces cristallinités ne peuvent pas être représentatives des conditions d'enfouissement puisqu'elles coexistent avec des cristallinités moins bonnes dans des échantillons très proches.

B. LES DOLOMIES NOIRES.

En dehors de deux cas (échantillons 48 et 51 de l'unité 8a) qui présentent un cortège argileux similaire à celui décrit précédemment, les dolomies noires de l'unité 8a (échantillons 47, 49, 50, 52, 60, 61, 62, 63) et celles que l'on trouve très localement à la base de l'unité 11 (échantillon 67), présentent un cortège minéral particulier riche en minéraux rares (déterminations expliquées à la figure 3-10) :

- talc toujours présent (parfois seul minéral représenté) ;
- interstratifiés réguliers ($14_c - 14_{cg}$ et corrensite) ;
- illite moyennement cristallisée ($0,4^{\circ}2 \theta$) dans 2 cas ;
- smectite remarquablement bien cristallisée, (la méthode de la figure 3-1 donne des valeurs de l'ordre de 5°). L'étude de la raie 060 a été réalisée dans un cas (fig. 3-11), elle indique le caractère magnésien de ce minéral.

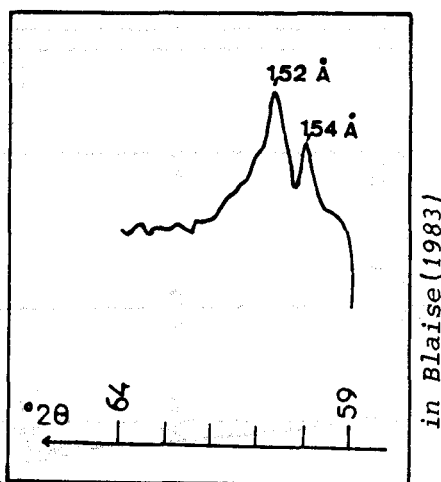


Fig. 3-11. Diagramme de la raie 060 de l'échantillon 52 qui, outre la smectite, contient du quartz et du talc. Ces trois minéraux ont un pic dans le secteur angulaire observé : variable pour la smectite, il est situé à $1,52 \text{ \AA}$ pour le talc et à $1,54 \text{ \AA}$ pour le quartz. Le pic de la smectite est donc confondu avec celui de l'un ou l'autre des minéraux présents. Dans les deux cas (pic 060 à $1,52$ ou $1,54 \text{ \AA}$), la smectite a une affinité magnésienne (Desprairies, 1983). Aucune autre précision sur la nature de cette smectite n'est possible.

Une partie de ces minéraux étant habituellement rares, je vais recenser les types de gisement où ils ont été signalés et les données sur les paragenèses et les conditions de formation, avant de proposer une explication à leur présence.

. *La corrensite* peut s'observer :

- liée à un métamorphisme de contact (Chamley com. pers.) ;
- dans des roches volcaniques ou volcanodétritiques basiques (Kubler, 1973) ;
- dans des sédiments déposés dans des milieux confinés à affinité évaporitique (Lucas, 1962 ; Millot, 1964 ; Dumoyer de Segonzac, 1969 ; Kubler, 1973 ; Kisch, 1983 ; Geisler-Cussey et Moretto, 1984). Certains de ces auteurs précisent qu'en plus du milieu confiné à affinité évaporitique, une évolution diagénétique d'enfouissement est nécessaire pour qu'apparaisse la corrensite.

Ce dernier point trouve confirmation sur le plan expérimental. En effet, Dumoyer de Segonzac (1969) signale les travaux de Wyart et Sabatier (1966) qui ont transformé (entre 300 et 600°C) des smectites (dans une solution magnésienne), en corrensite et en talc alors qu'à plus basse température (sous 300°C), ce n'est pas la corrensite mais la chlorite qui se forme. Ces températures sont des températures expérimentales (le temps de réaction étant limité) pour les milieux naturels, Dumoyer de Segonzac (1969) et Kubler (1973) indiquent respectivement comme température minimale : 150°C et 90°C. Geisler-Cussey et Moretto (1984), suggèrent que cette température pourrait être légèrement plus basse. La température maximale de présence de la corrensite dans les milieux naturels serait de l'ordre de 250°C.

La corrensite serait un terme de passage dans l'aggradation des smectites magnésiennes en chlorite (Lucas, 1962).

. *Le talc* est présent dans les roches volcaniques ou volcano-détritiques basiques et dans des sédiments déposés en milieux confinés à affinité évaporitiques. Il est plus rare que la corrensite, il se trouve dans les mêmes gisements (Lucas, 1962 ; Millot, 1964).

Sur le plan expérimental, les travaux de Wyart et Sabatier (1966) (cf. supra) et Whitney (1983) indiquent un caractère de profondeur à ce minéral qui se formerait au cours de l'enfouissement par l'aggradation des smectites magnésiennes ou par néoformation, ou encore par aggradation des argiles fibreuses (in Singer et Muller, 1983, p. 179).

. *L'interstratifié 14_C - 14_{CG}* serait, d'après Lucas (1962), un terme de passage dans l'aggradation de la corrensite vers la chlorite. Les gisements et les paragenèses sont les mêmes que pour la corrensite.

Les smectites magnésiennes sont des minéraux de formation précoce fréquents dans les faciès évaporitiques (Trauth, 1977). Contrairement aux smectites banales qui disparaissent avant 90°C, la présence de ces smectites magnésiennes serait compatible avec des températures élevées, peut-être au delà de 200°C (Wilson et al., 1968 ; Bole et Franks, 1979).

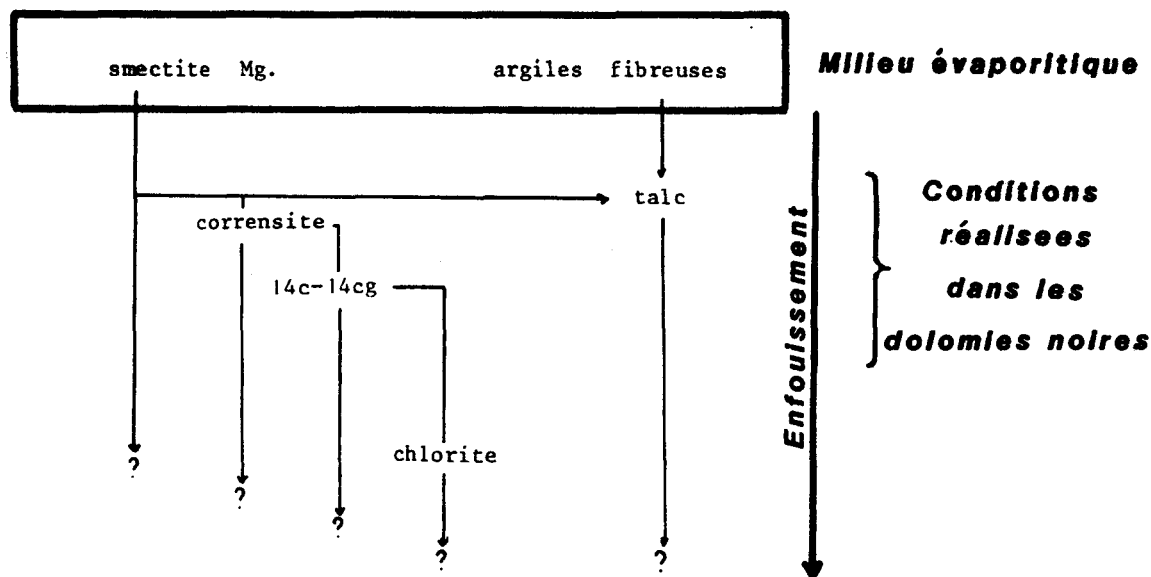


Fig. 3-12 Schéma hypothétique des réactions de transformation argileuse expliquant le cortège argileux des dolomies noires (remarquons que dans l'enfouissement, le talc peut éventuellement être un minéral de néoformation).

Il ressort de ce qui précède que, en l'absence de volcanisme ou de métamorphisme de contact, le cortège minéral des dolomies noires est caractéristique d'un milieu confiné à tendance évaporitique (ce qui est compatible avec les données sédimentologiques : chapitre 2). La présence de talc et de corrensite indiquerait une évolution diagenétique d'enfouissement, cette évolution n'est pas incompatible avec la présence des autres minéraux et spécialement de la smectite.

La figure 3-12 résume ma conception sur l'évolution du cortège argileux des dolomies noires en fonction de l'étude bibliographique qui précède.

Quelques observations complémentaires peuvent confirmer ce modèle.

- Blaise (1983) a réalisé des photographies au microscope électronique à transmission sur l'échantillon 52. On y observe des smectites d'assez grande taille et à bordure nette qui ont toutes les caractéristiques de smectite de néoformation (néoformation qui, selon moi, aurait eu lieu précocement dans le milieu évaporitique). Sur ces mêmes photographies on observe des relations géométriques entre la smectite et le talc qui suggèrent que ce dernier se serait formé aux dépens de la première (ceci est une des transformations liées à l'enfouissement, envisagées à la figure 3-12).
- L'étude de la coexistence, échantillon par échantillon, des différents minéraux intermédiaires entre la smectite magnésienne et la chlorite pourrait indiquer le fonctionnement des premiers stades de cette aggradation (fig. 3-13).

échantillons	SMECTITE Mg. → CORRENSITE → FORMES INTERMEDIAIRES → 14c-14cg → CHLORITE			
52	★			
62	★			
61	★	★	★	★
60		★	★	★
47				★

Fig. 3-13. Coexistence, échantillon par échantillon, des différents minéraux intermédiaires de la série réactionnelle d'aggradation des smectites magnésiennes en chlorite (Lucas, 1962).

Dans chaque échantillon, on observe tous les intermédiaires compris entre les termes extrêmes présents de la série réactionnelle. Ceci suggère le fonctionnement de cette série dans le cas étudié ici, et son blocage à des stades plus ou moins avancés selon les échantillons. Notons que l'ordre de ces derniers sur la figure, ne correspond pas à leur position sur les colonnes ; l'évolution plus ou moins importante de l'aggradation, doit être recherchée dans d'autres causes que la profondeur atteinte (causes chimiques ?).

C. COMPLEMENTS A L'ETUDE DES DOLOMIES NOIRES : LA MATIERE ORGANIQUE.

En réalisant les attaques à l'acide chlorhydrique dans le cadre de la préparation des échantillons, j'ai constaté que dans le cas des seuls échantillons de ces dolomies, une matière cotonneuse diffuse se mettait en suspension. Ce phénomène est classiquement attribué à la présence de matière organique ; ce que j'ai pu confirmer.

La matière organique subit dans l'enfouissement, sous l'effet de l'augmentation de la température, une modification de certaines de ses caractéristiques chimiques : teneurs en oxygène, hydrogène et matière volatile. De cette évolution, découle l'évolution de certaines caractéristiques physiques, spécialement optiques : le pouvoir réflecteur va augmenter et la fluorescence va diminuer.

Pour un certain nombre de maceraux (minéraux des roches carbonnées), cette évolution a été étalonnée, il est donc possible dans certains cas d'établir la température maximale atteinte (Wassojewitsh et al., 1970).

J'ai donc réalisé, avec l'aide de C. Berquer (Université de Lille I), l'étude de la matière organique présente dans les dolomies noires de l'unité 8a par les deux méthodes classiques.

- observation sur sections polies d'échantillons
- observation sur sections polies de concentrés de matière organique extraite à la cellule de flottaison.

Il ressort de cette étude que la matière organique est sous forme d'exinite, elle est très dispersée, en petits grains ou en petits flocons à

bords fous. Nous n'avons pas observé de structures cellulaires. Sa couleur, en lumière réfléchie, est très claire (fort pouvoir réflecteur) ce qui indique une évolution assez poussée. La taille très réduite des particules empêche toutes mesures (même approximatives) du pouvoir réflecteur. Cette matière organique ne présente pas de fluorescence, ce qui confirme l'évolution poussée puisque le caractère fluorescent de l'exinite disparaît au-dessus de 140°C. Aucune limite supérieure ne peut être fixée.

D. CONCLUSIONS : SIGNIFICATION DU CORTEGE ARGILEUX (unités 4a à 11).

L'étude indépendante des deux types d'assemblage argileux observés dans les unités 4a à 11 (sauf unité 9b) amène à une conclusion commune : le cortège argileux est représentatif d'un assemblage initial développé sous un climat relativement chaud (non glaciaire ou periglaciaire), et modifié par l'enfouissement. L'étude de la matière organique présente dans l'unité 8a confirme l'importance de l'enfouissement (température atteinte : supérieure à 140°C) soit, avec un gradient géothermique normal, une profondeur supérieure à 4 km.

V. ESSAI DE CARACTÉRISATION DES CONDITIONS D'ENFOUISSEMENT.

Jusqu'à présent j'ai regroupé dans la notion d'enfouissement à la fois, la diagenèse profonde et le métamorphisme. Je vais ici essayer de préciser les conditions d'enfouissement qu'ont subi les différentes séries.

Les auteurs ont proposé chacun une méthode de calcul de l'indice de cristallinité de l'illite dépendant des caractéristiques de l'appareil enregistreur utilisé. Chacun de ces auteurs a apprécié la limite entre la diagenèse et le métamorphisme (débutant à l'anchizone) en fonction de son indice.

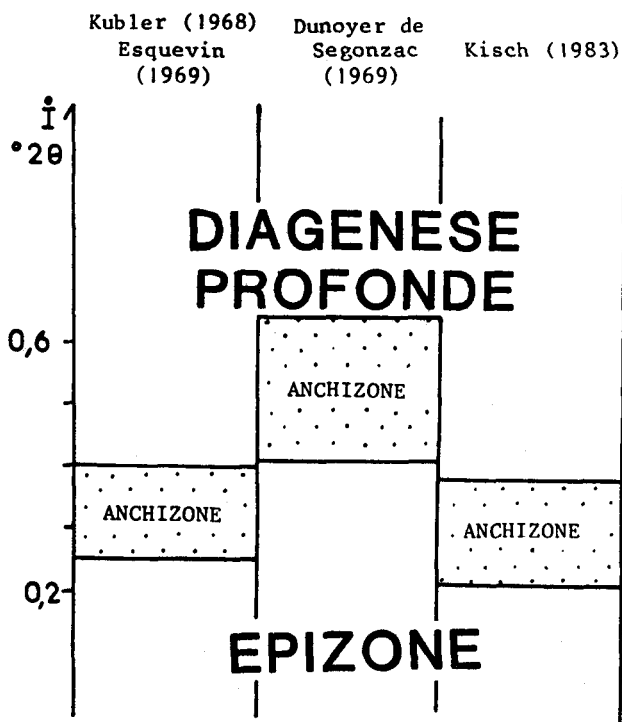


Fig. 3-14. Limites de l'anchizone recalculées en °2θ, d'après différents auteurs.

La première tentative d'homogénéisation a été effectuée par Kisch (1983) qui a recalculé les limites proposées par chacun des auteurs en °2 θ . La figure 3-14 synthétise ces données. Mais on remarque sur cette figure que selon l'auteur choisi, les limites sont très différentes. Un élément d'explication à cette variation peut être trouvé dans Kubler (1984) qui signale un certain nombre de causes, non prises en compte par Kisch (1983), de fluctuation des mesures de \bar{I} entre les laboratoires. Il souligne qu'un étalonnage réciproque serait sans doute nécessaire pour pouvoir comparer les mesures réalisées dans les différents laboratoires, par exemple l'étalonnage proposé par Weber et al. (1976). En l'absence de cet étalonnage il n'est donc pas possible, pour l'instant, de fixer dans la diagenèse, l'anchizone ou le métamorphisme, le degré d'évolution des séries étudiées.

VI. CONCLUSIONS.

L'ensemble des séries étudiées a subi un enfouissement responsable d'une modification du cortège argileux initial. Il existe une notable différence entre l'enfouissement subi par les unités des groupes I et II, par rapport à celui subi par celles du groupe III. Ceci implique l'existence d'une lacune d'érosion entre ces deux ensembles d'unités, et confirme l'hypothèse d'une coupure majeure à ce niveau. Par contre en dépit des déformations synschisteuses qu'a subi le seul groupe I, aucune différence n'apparaît entre celui-ci et le groupe II. D'autre part, pour expliquer le cortège argileux des roches des unités 4a à 11 (sauf unité 9b), j'ai été amené à envisager, en dehors de toutes autres données, un climat relativement chaud (non glaciaire) Le milieu étant de plus confiné et à tendance évaporitique pendant le dépôt de 8a (et localement 11). Ces données sont compatibles et confirment les conclusions de l'étude sédimentologique de ces unités.



Chapitre 4

DEFORMATIONS



Green (1972) n'a pas décrit la structure de "Coal Creek Dome". Il a néanmoins supposé l'existence d'une discordance entre le Précambrien et les terrains plus récents. Par ailleurs, il a considéré que le bassin de Selwyn, qui s'étend immédiatement au Sud, recouvrait les terrains précambriens par l'intermédiaire d'un chevauchement mésozoïque majeur : Dawson Fault (fig. 1-6 et 1-7).

Thompson et Roots (1982) ont envisagé, à titre d'hypothèse, l'existence de grands plis isoclinaux couchés pour expliquer la schistosité observable dans les niveaux les plus anciens. En fonction d'arguments venant de toute la bordure Sud de Coal Creek Dome, Thompson (com. pers.) et Roots (1983) ont remis en cause l'existence de Dawson Fault (cf. chapitre 2 p 115)

Selon moi, l'histoire tectonique de la zone étudiée est complexe. On peut distinguer de nombreux épisodes de déformation, dont certains sont de type distensif, et d'autres, de type compressif. Mais parmi ces derniers, aucun n'a l'importance que supposèrent Thompson et Roots (1982). Par contre au moins un de ces épisodes est précambrien; il s'agit ici de la première mise en évidence d'une tectonique compressive précambrienne dans le Nord de la Cordillère (cf. fig. 1-4).

I. STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA ZONE ÉTUDIÉE.

Au Sud du terrain (voir la carte : pl. h.t. 1 et le schéma structural : pl. h.t. 3), on constate l'existence d'un monoclinale, découpé en panneaux par des failles subverticales, et constitué des unités 4a à 11 et de la Formation Road River ; c'est le domaine du Mt Gibben. Cette Formation y succède à l'unité 11, sans doute avec des faciès de transition. En accord avec les conclusions de Thompson (com. pers.) et Roots (1983), je considère donc que Dawson Fault n'existe pas (cf. p. 115).

Le chevauchement Ψ_1 fait reposer le domaine du Mt Gibben sur différents niveaux stratigraphiques. Parmi ceux-ci on note, directement sous Ψ_1 , l'unité 11 (coupe C₁, pl. h.t. 3). Le chevauchement est donc post-Ordovicien et donc très probablement mésozoïque, en fonction du contexte général.

Au Nord de l'accident Ψ_1 on observe des affleurements attribués aux groupes I (unités 1a à 2d), II (unités 3a à 3c) et III (unités 4a à 9), ainsi qu'à l'unité 11 et la Formation Road River concordante. Comme dans le domaine du Mt Gibben, les failles subverticales sont très abondantes. On remarque qu'en plusieurs localités, ces failles sont recoupées par des dykes également subverticaux qui ne sont jamais décalés par les failles. Aucun mouvement décrochant ne semble donc avoir eu lieu depuis la mise en place des dykes (post groupe II, anté groupe III).

Nous avons vu (chapitre 2) que le groupe I affleure dans trois régions isolées les unes des autres (domaine septentrional, médian et méridional ; cf. fig. 2-1). Les affleurements de ce groupe sont affectés par des plis de différentes échelles, auxquels est associée une schistosité. Les plis d'importance cartographique sont représentés sur le schéma structural et s'observent sur les coupes (pl. h.t. 3). Sur la coupe C-3, dans le domaine septentrional, on constate que le groupe II (unité 3a^{br}) est discordant sur le groupe I et postérieur aux plis synschisteux. Ceci est confirmé par le fait que l'unité bréchique 3a^{br} reprend parfois des blocs schistosés du groupe I et, par le fait que le groupe II n'est pas affecté par une schistosité.

La carte, le schéma structural, et la coupe C-3 montrent qu'au Nord-Est du terrain, le domaine médian chevauche la couverture du domaine septentrional (3a^{br}, 3a^{ps}). Nous avons vu, lors de l'étude du groupe II, qu'aucune tectonique tangentielle n'était envisageable pendant le dépôt de ce groupe (fig. 2-47). Le chevauchement Ψ_2 est donc post-groupe II. Or, l'étude sédimentologique du groupe I, et spécialement l'étude comparée des unités 1c, 1d et 1e des trois domaines, avait suggéré que ceux-ci n'étaient pas actuellement dans leurs positions originelles. Une hypothèse qui rend bien compte des données sédimentologiques (fig. 2-24) est (cf. chapitre 2, p 52), de considérer le domaine médian comme un allochtone d'origine inconnue, reposant sur les deux autres domaines du groupe I (et éventuellement leur couverture). L'autre hypothèse tectonique est de considérer que le chevauchement Ψ_2 respecte l'ordre des domaines et qu'il s'enracine vers le Sud.

Dans cette partie nord du terrain (au Nord de Ψ_1) le groupe III (au Nord-Est) et l'unité 11 (partout ailleurs) reposent en discordance angulaire sur différents niveaux des groupes I et II. Cette discordance semble cacher toutes les déformations subies par ces derniers, sans être affectée par aucune d'entre elles (si ce n'est par de légers rejeux de failles et par un faible bombement). L'essentiel des déformations y serait donc au moins anté-Ordovicien. On remarquera que partout où l'unité 11 repose sur le groupe II, la discordance angulaire semble liée à des basculements de compartiments le long de failles subverticales.

II. LE CHEVAUCHEMENT MÉRIDIONAL (Ψ_1).

Comme je l'ai indiqué en introduction, le chevauchement basal du domaine du Mt Gibben est très probablement mésozoïque. A l'Est du terrain, le chevauchement met au contact les unités 4a ou 4b sur les unités 9 ou 11 plus jeunes. Plus à l'Ouest le domaine du Mt Gibben repose directement sur des unités du groupe I (pl. D, 5).

A. ASPECT DU CONTACT ET DEFORMATIONS ASSOCIEES.

Partout où j'ai observé le contact basal du domaine du Mt Gibben, j'ai constaté la présence de brèches que j'interprète comme étant des brèches tectoniques. En effet, les éléments dolomitiques millimétriques à pluricentimétriques sont très anguleux, parfois esquilleux, parfois cassés et peu déplacés. La matrice est ocre (riche en oxyde de fer) souvent très calcareuse et très recristallisée ; beaucoup plus que les éléments eux-mêmes, (contrairement à ce que l'on observe souvent dans les brèches intraformationnelles abondantes dans le groupe III). Signalons de plus, que les premiers affleurements immédiatement sous-jacents sont intensément fracturés, voire bréchifiés.

Sur toute la longueur du domaine du Mt Gibben, on peut observer des traces de déformations à vergence nord. Ces déformations sont spécifiques aux niveaux peu compétents de la base de la série. Je les interprète donc comme des déformations associées à γ_1 . Il s'agit de :

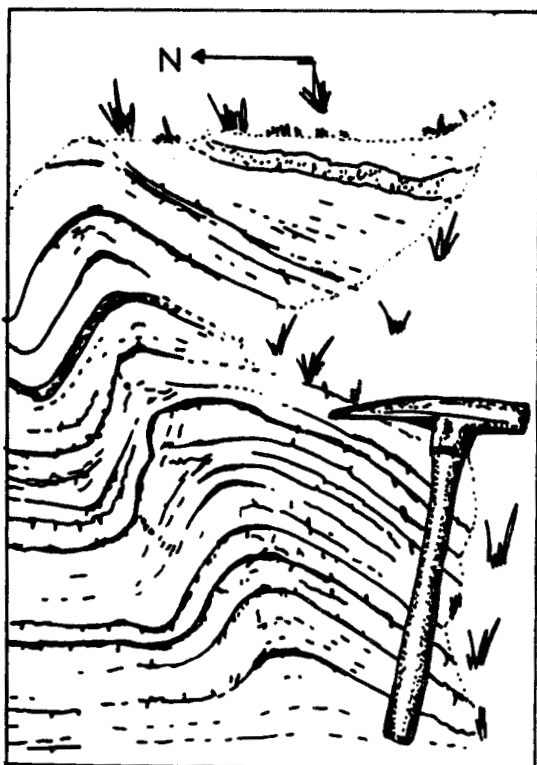


Fig. 4-1 - Pli en genou, à vergence Nord et à axe sub-horizontale, dans des grès en plaquettes.

On remarque que ce pli a une valeur de pli d'entraînement par rapport à un déplacement des niveaux supérieurs vers le Nord. Sa genèse correspond à une accumulation de décollements au niveau des inter-bancs.

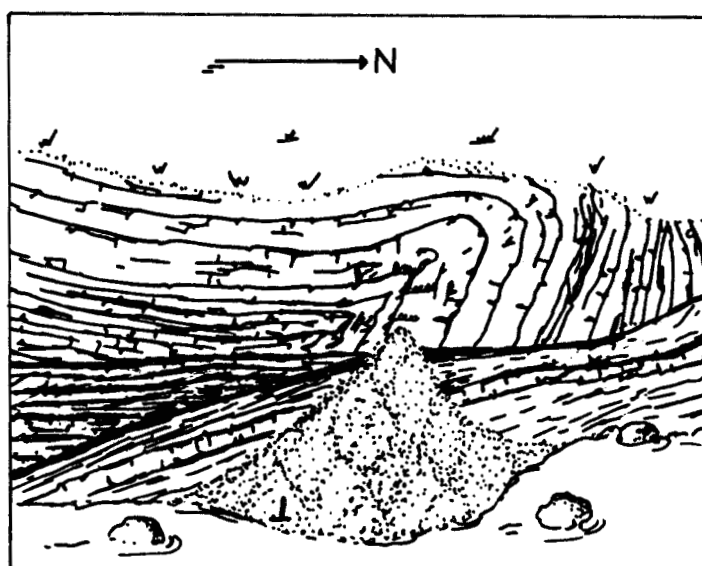
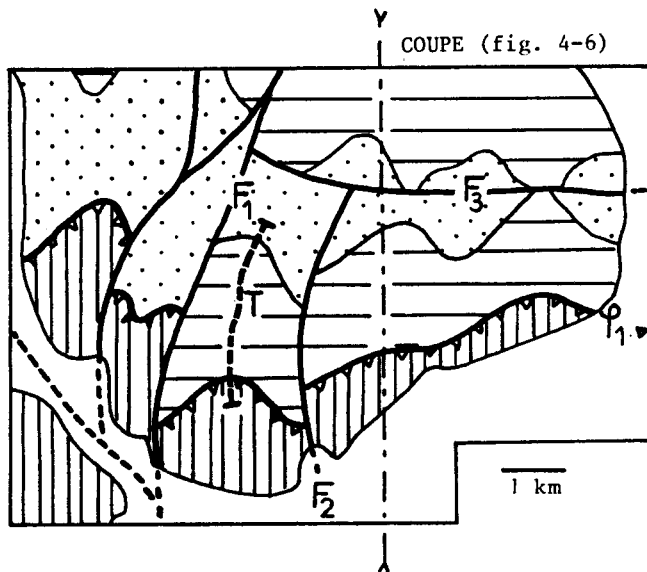
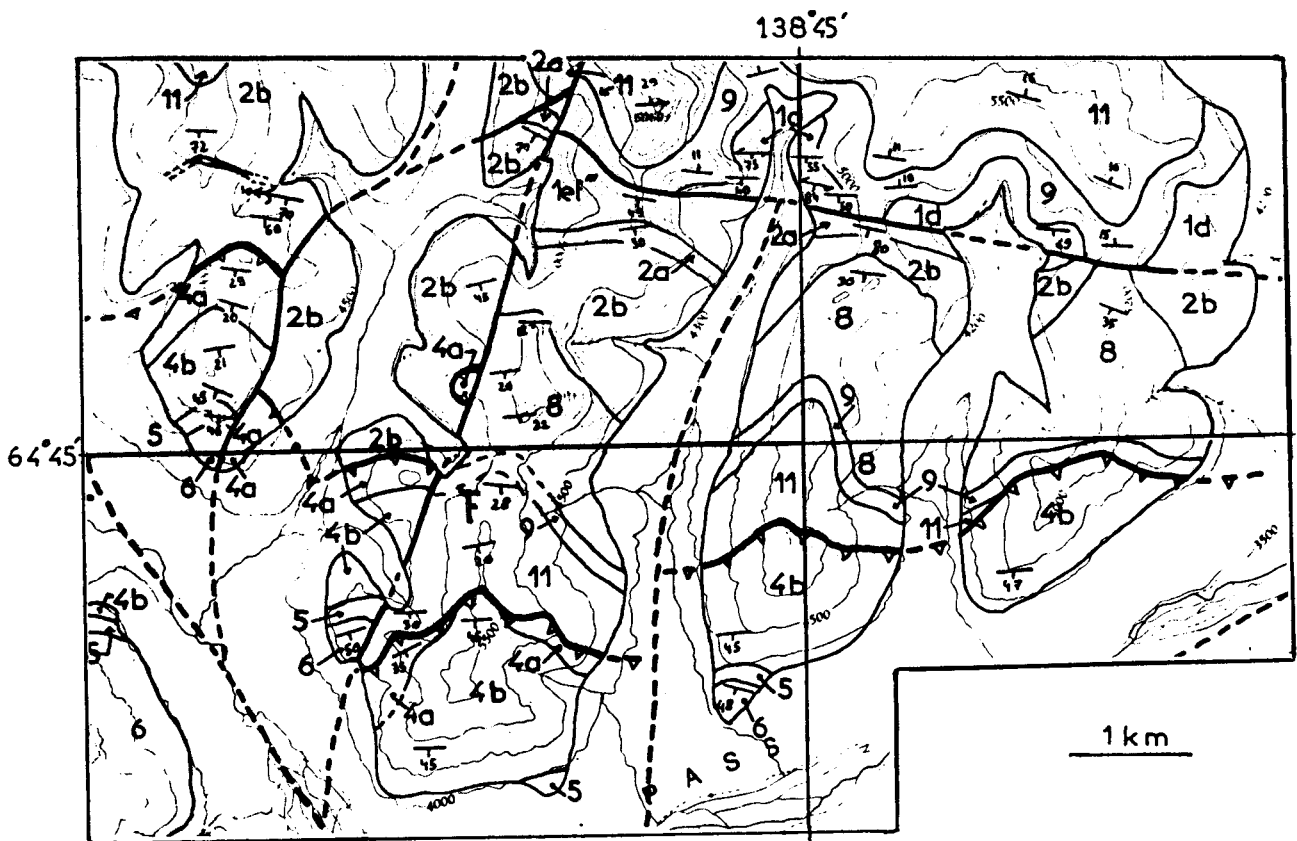


Fig. 4-2 - Chevauchement dans des alternances dolomitico-péltiques.

Ce chevauchement, et l'axe du pli associé, sont sub-horizontaux. La comparaison avec la figure 4-1 permet de supposer que ce chevauchement correspond au stade ultime des déformations illustrées à cette figure, par cisaillement du flanc inverse du pli. (Le marteau, sur le cône d'éboulis, donne l'échelle).






- | | | | |
|---|---|---|---------------------|
|  | groupe I (domaine méridional) | } | autochtone relatif. |
|  | groupe III et unité 11 | | |
|  | groupe III (domaine du M ^t Gibben) | | |

Fig. 4-3 - Extrait de carte et schéma structural du front oriental du domaine du Mt Gibben (localisation fig. 4-4).

Sur le schéma structural, sont localisés Ψ_1 , F_1 , F_2 , F_3 , la coupe T et la coupe de la figure 4-6.

- plis en genoux décimétriques à métriques (fig. 4-1) ;
- chevauchements mineurs formant un angle de 20 à 30° avec S_0 (fig. 4-2) ;
- stries Nord/Sud, observables dans les interbanco des niveaux dolomitiques ;
- schistosité locale très frustrée engendrant un débit en frite et pendant vers le Sud avec une trentaine de degrés de plus que S_0 .

Le sens du chevauchement suggéré par ces déformations associées (Sud → Nord) est compatible avec un âge supposé (Mésozoïque).

B. GEOMETRIE ET DYNAMIQUE DU CHEVAUCHEMENT Ψ_1 .

On constate sur la figure 4-3 (localisée à la figure 4-4) qu'à l'Est du terrain, Ψ_1 est parallèle à la stratification de l'autochtone relatif (unité 9) sur au moins 1,5 km. En se dirigeant vers l'Ouest, on constate une obliquité par rapport au S_0 de l'unité 11. Puis, 1,5 km avant la faille F_1 , Ψ_1 est localisé au contact de l'unité 11 sur la Formation de Road River (discussion chapitre 2, colonne T). Cette dernière n'apparaissant pas à l'Ouest de la coupe T, Ψ_1 est donc parallèle au S_0 de l'unité 11. La figure 4-5 regroupe ces informations, recueillies sur 7 km de large, en une seule coupe schématique.

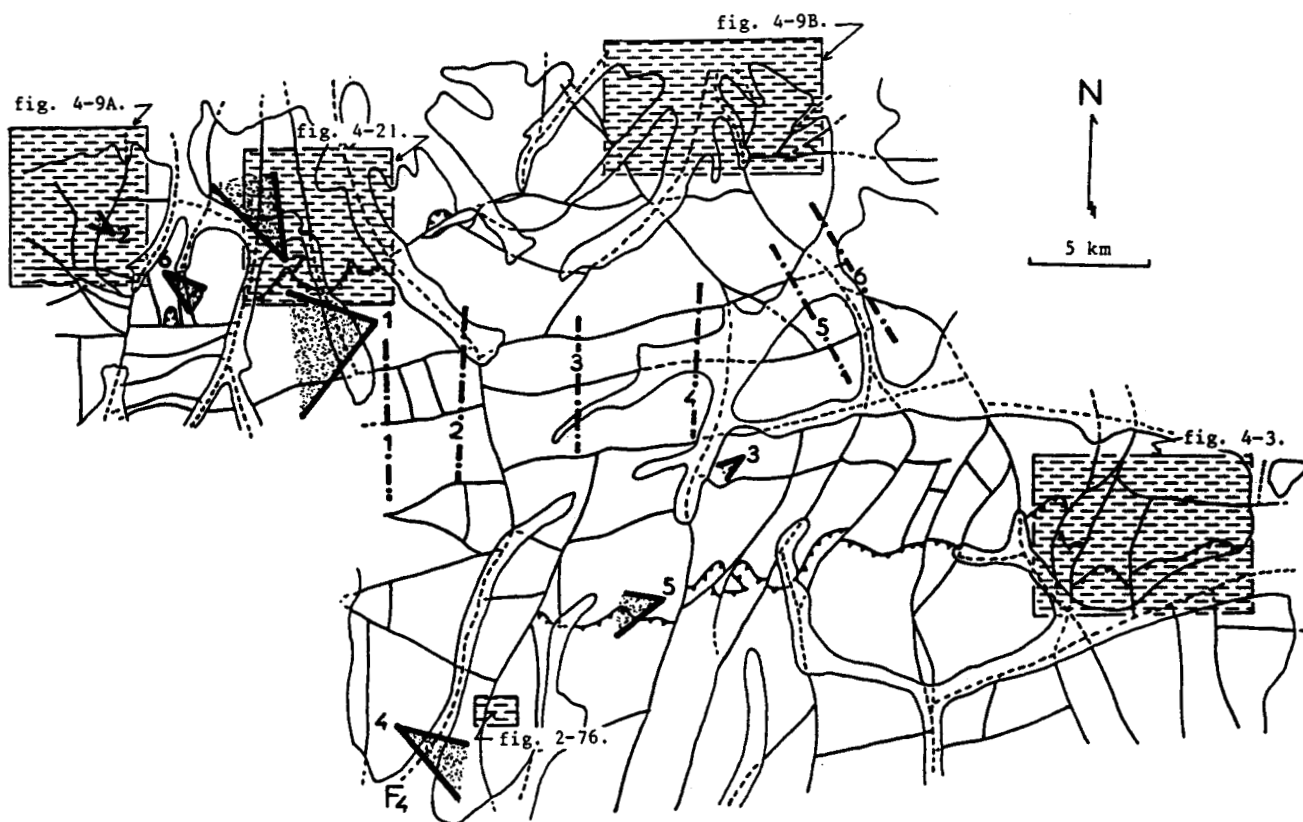


Fig. 4-4 - Carte de localisation des panoramas (pl. D, 1 à 7), des coupes de la figure 4-15, des extraits de carte des figures 2-76, 4-3, 4-9 et 4-21, et de la faille F_4 (texte du chapitre 4).

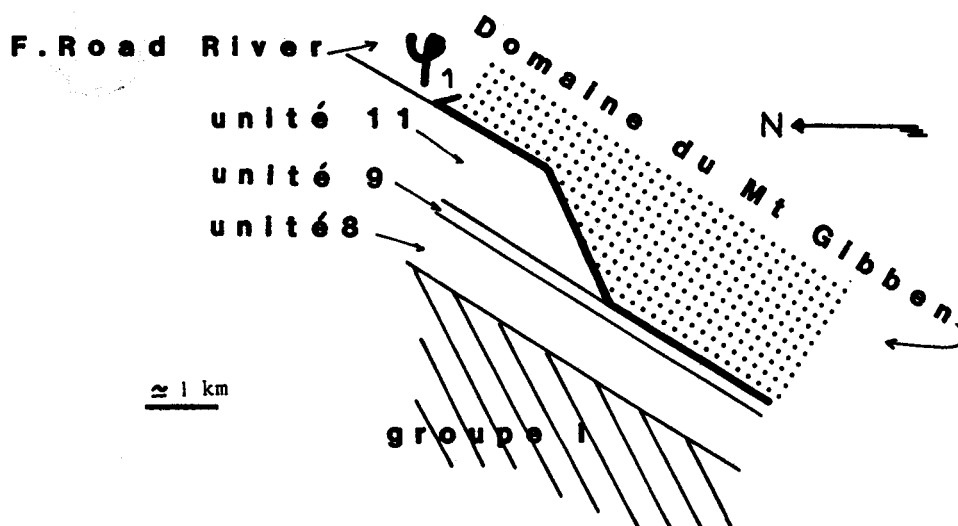


Fig. 4-5 - Projection, sur une coupe schématique, des diverses attitudes du chevauchement Υ_1 , (observables à la figure 4-3), par rapport à la stratification des unités 8,9 et 11 dans l'autochtone relatif.

Immédiatement à l'Est de F_1 (fig. 4-3), Υ_1 recoupe en biseau l'unité 4a. Une telle observation est exceptionnelle: à l'échelle de la carte Υ_1 est très souvent parallèle aux limites stratigraphiques du domaine du Mt Gibben. Il est souvent localisé à l'intérieur (ou à la base ?) de l'unité 4b (son sommet n'étant que rarement absent et l'unité 4a n'étant que très rarement préservée).

Par ailleurs, on remarque que la lithologie du groupe III est extrêmement contrastée (fig. 2-48) et, que des décollements, localisés dans les niveaux peu compétents, sont associés au chevauchement (fig. 4-1 et 4-2).

Les remarques précédentes permettent, à mon avis, d'utiliser le modèle de Dalstrom (1970) pour proposer, à titre d'exemple, une analyse rétro-tectonique hypothétique le long de la coupe localisée à la figure 4-3 (fig. 4-6).

Fig. 4-6 - Coupe structurale dans la région de Sella Pass (E = état actuel, la partie Nord de cette coupe est localisée à la fig. 4-3) et restitution hypothétique proposée (D à A).

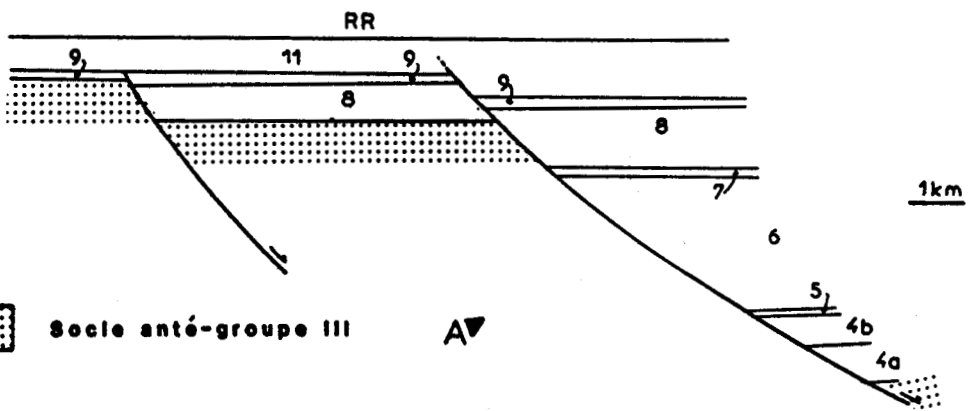
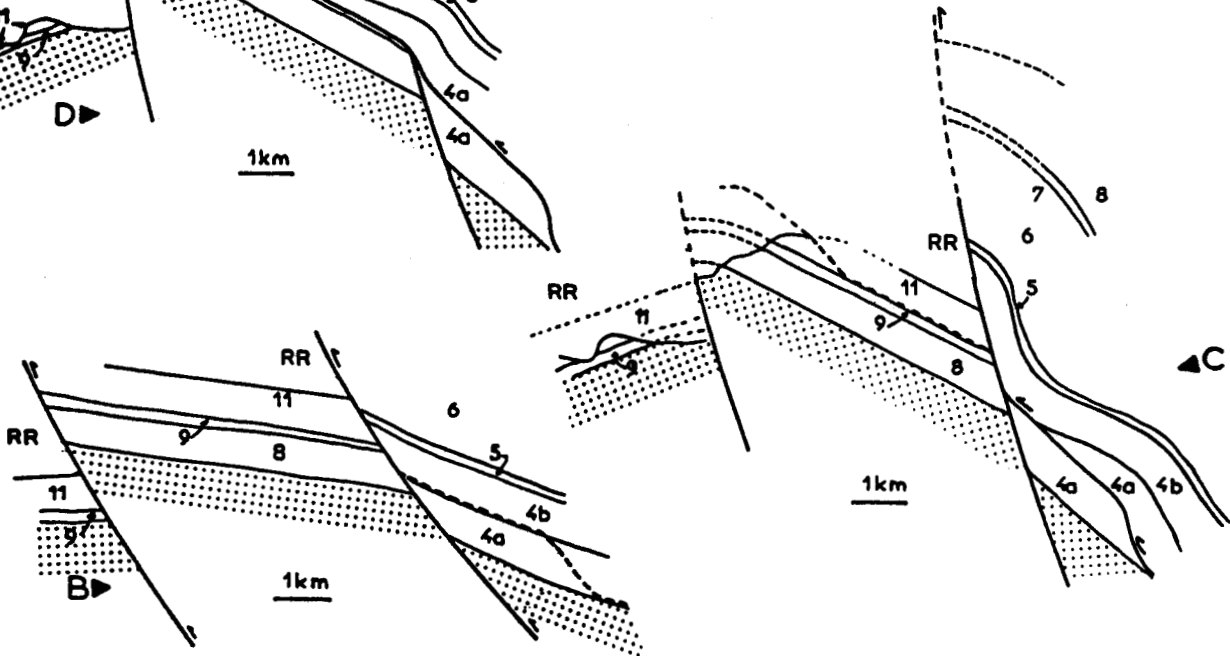
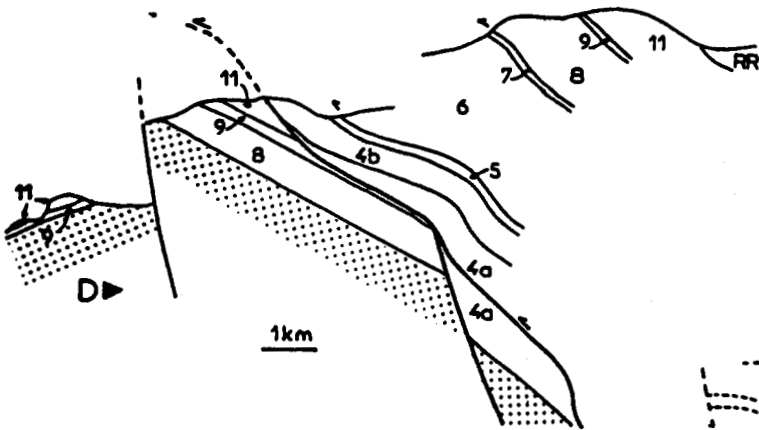
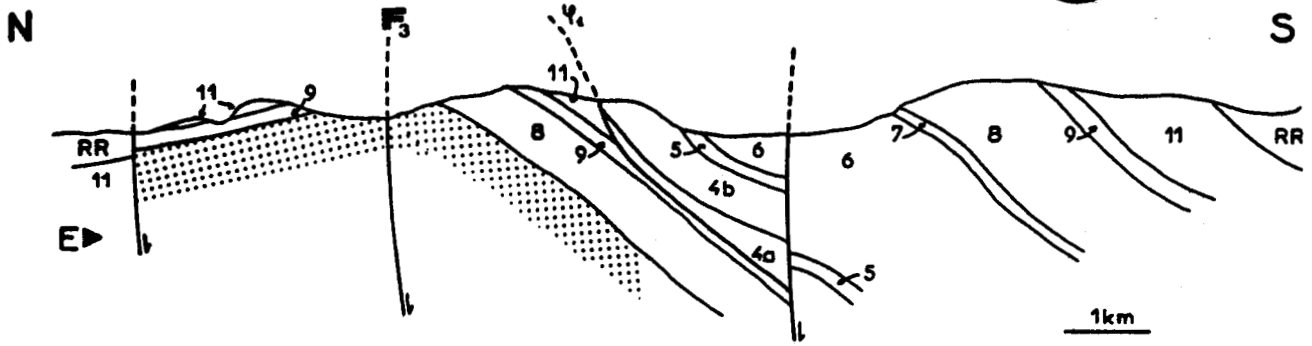
A : Au Protérozoïque supérieur (unités 4a à 9) : dépôt sédimentaire et érosion locale synchrone du fonctionnement de failles transversales (non visibles) et de failles directionnelles, peut-être listriques. A l'Hadrymien supérieur, émergence et érosion. Au Paléozoïque inférieur : transgression (unité 11, cf. fig. 2-86).

B : Phase de compression mésozoïque, les failles directionnelles normales ont un rejeu inverse et un décollement se met en place.

C : Un chevauchement induit par le décollement commence à fonctionner et est relayé, vers le Nord, par la faille directionnelle et par un deuxième décollement qui commence à s'initier dans le compartiment immédiatement plus au Nord. Ce mouvement est supposé sub-synchrone d'un plissement de grande ampleur qui redresse les failles inverses (les rendant ainsi infonctionnelles par rapport aux contraintes perpendiculaires), et qui oblige le décollement à franchir une rampe à l'approche de son axe (Dalstrom, 1970, p. 361).

D : Les décollements fonctionnent en chevauchement (l'allochtonie représentée ici, proche du minimum possible, est de 7 km, elle pourrait être plus importante) et les niveaux d'hétérogénéité lithologique, à proximité du chevauchement, sont le siège de glissements de faible ampleur.

E : Lors de la détente orogénique, les failles directionnelles rejouent en sens normal.



C. INFLUENCE DES FAILLES VERTICALES ANTERIEURES SUR Ψ_1 .

A l'Ouest de la faille F_1 de la figure 4-3, le domaine du Mt Gibben repose directement sur le domaine méridional (groupe I). On doit donc admettre que le décollement, dans l'autochtone relatif, a eu lieu à des niveaux stratigraphiques différents à l'Est et à l'Ouest de la faille F_1 (qui est donc antérieure à Ψ_1).

Bien que l'on ne puisse pas le prouver directement, il est probable que des failles verticales, dont des failles Nord-Sud, aient aussi affecté la totalité de la série du domaine du Mt Gibben avant le chevauchement (rejeu des failles synsédimentaires pendant les premières déformations mésozoïques?). On doit donc s'attendre, par analogie avec ce qui se passe dans l'autochtone relatif, à ce que le décollement basal du domaine du Mt Gibben se mette en place, selon les compartiments faillés, à des niveaux stratigraphiques différents (d'autant plus que les décollements dans l'autochtone relatif et l'ensemble chevauchant sont probablement liés : cf. fig. 4-6). Ceci a d'importantes conséquences sur la dynamique du chevauchement Ψ_1 (fig. 4-7).

Remarque.

La carte, le schéma structural, et la coupe C-3 montrent que les niveaux du groupe III (unités 4a, 4b et 5) au Nord-Ouest du domaine méridional, reposent sur le groupe II à la faveur d'un contact dont la nature (chevauchement ou contact stratigraphique) n'a pas été clairement déterminée sur le terrain du fait des conditions d'affleurement. L'absence de traces de déformation mésoscopique (telles que celles décrites précédemment) dans les niveaux peu compétents de l'unité 4a (dolomies en plaquettes), me fait préférer l'hypothèse stratigraphique. Néanmoins, la conception développée à la figure 4-7 permet d'envisager que ces affleurements constituent des klippes du domaine du Mt Gibben. Il suffit d'admettre que le décollement, à l'Ouest de la faille Nord-Sud F_4 (localisée à la figure 4-4), s'est fait de telle façon qu'il permet la conservation de l'unité 4a, à la base de l'ensemble chevauchant, plus loin en avant, qu'à l'Est de cette même faille.

III. LE CHEVAUCHEMENT SEPTENTRIONAL Ψ_2 .

Le domaine médian chevauche la couverture du domaine septentrional (unité $3a^{br}$ et $3a^{ps}$). Ce chevauchement (Ψ_2), qui est post groupe II (introduction p 166) n'est visible que dans la partie Nord-Ouest du terrain, ailleurs il est repris par des failles verticales. Vu les caractéristiques d'affleurements des unités $3a^{ps}$ et $3a^{br}$, il est souvent localisé au niveau d'une lacune d'observation. D'après la carte, Ψ_2 est parallèle à la stratification du domaine médian et à celle des unités $3a^{br}$ et $3a^{ps}$ sous-jacentes (pl. D, 6).

Comme je l'ai signalé en introduction deux grandes hypothèses (1 et 2) sur la signification de Ψ_2 peuvent être retenues.

L'hypothèse 1, suggérée par l'étude sédimentologique et paléogéographique du groupe I, suppose une allochtonie du domaine médian sur les domaines septentrional et méridional (et leur couverture : groupe II). L'allure quasi continue de la base de l'unité 11, discordante sur les groupes I et II et concordante, plus au Sud, sur des niveaux précambriens supérieurs (unités 4a à 9), indique que, dans le cadre de cette hypothèse, Ψ_2 ne peut être que Pré-cambrien (post groupe II, anté groupe III ; fig. 4-8).

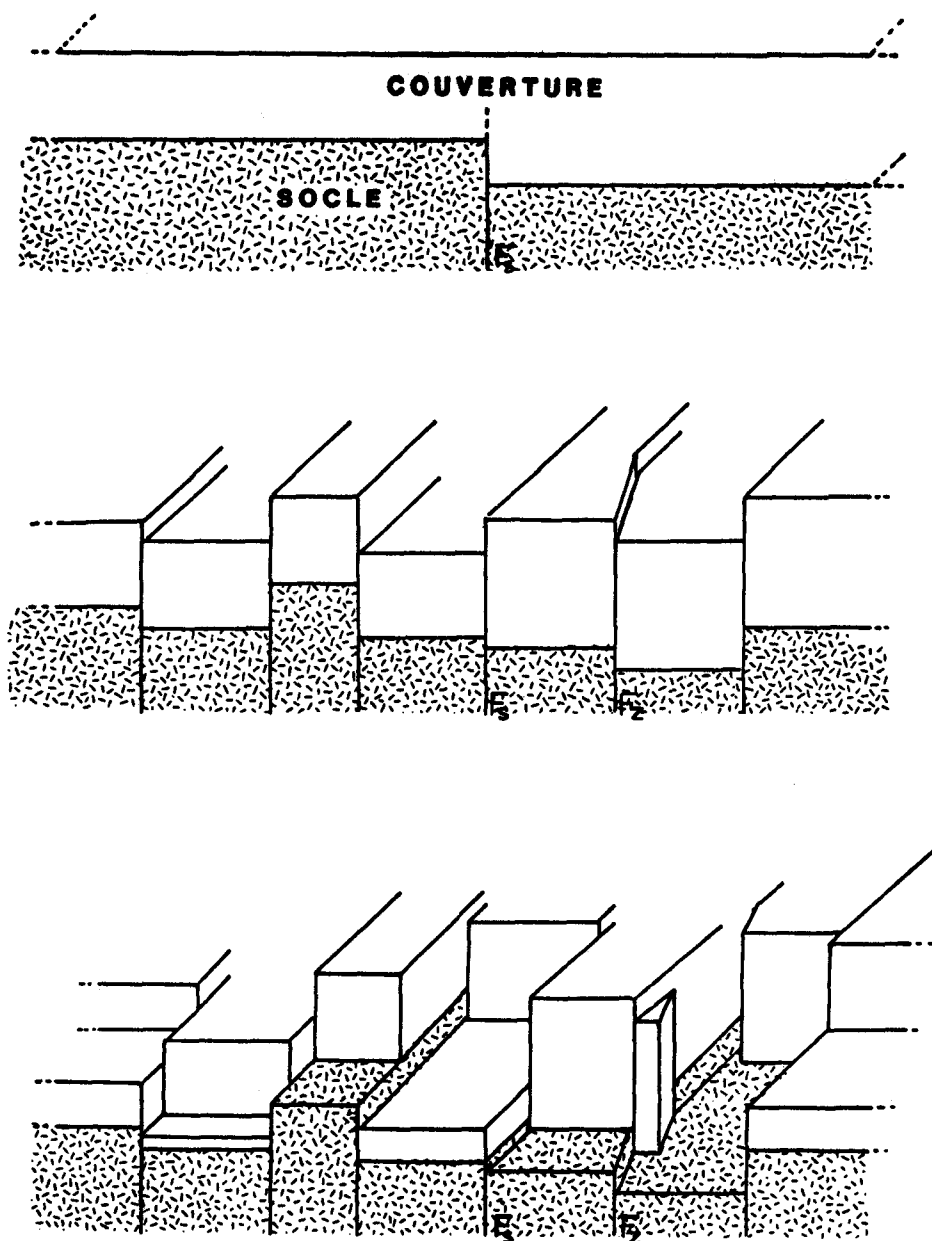


Fig. 4-7 - Bloc diagramme théorique (sans lien direct avec la carte) montrant comment une couverture découpée par des failles sub-parallèles peut être affectée par des décollements à des niveaux stratigraphiques variables, et peut ainsi subir des mouvements tangentiels d'ampleur différente. On note que si les failles ont des rejets de sens opposé, la direction générale du chevauchement est imposé par celle des failles et ce, éventuellement sur de grandes distances (aucune dérive latérale n'étant possible).

L'application de ce modèle théorique au cas du domaine du Mt Gibben permet d'expliquer un certain nombre de particularités qui posaient problème ;

- on comprend ainsi l'alignement, sur la carte, des failles synsédimentaires de l'ensemble chevauchant, avec les failles de l'autochtone relatif (exemples : failles F_{S1} et F_{S2} de la figure 2-80 : cf. F_S du schéma théorique) ;
- on comprend aussi, l'existence de nombreuses failles bifides ou dédoublées qui isolent systématiquement des compartiments effondrés plus ou moins basculés ; ce serait un effet de la non linéarité de certaines failles (cf. F_Z du schéma théorique).

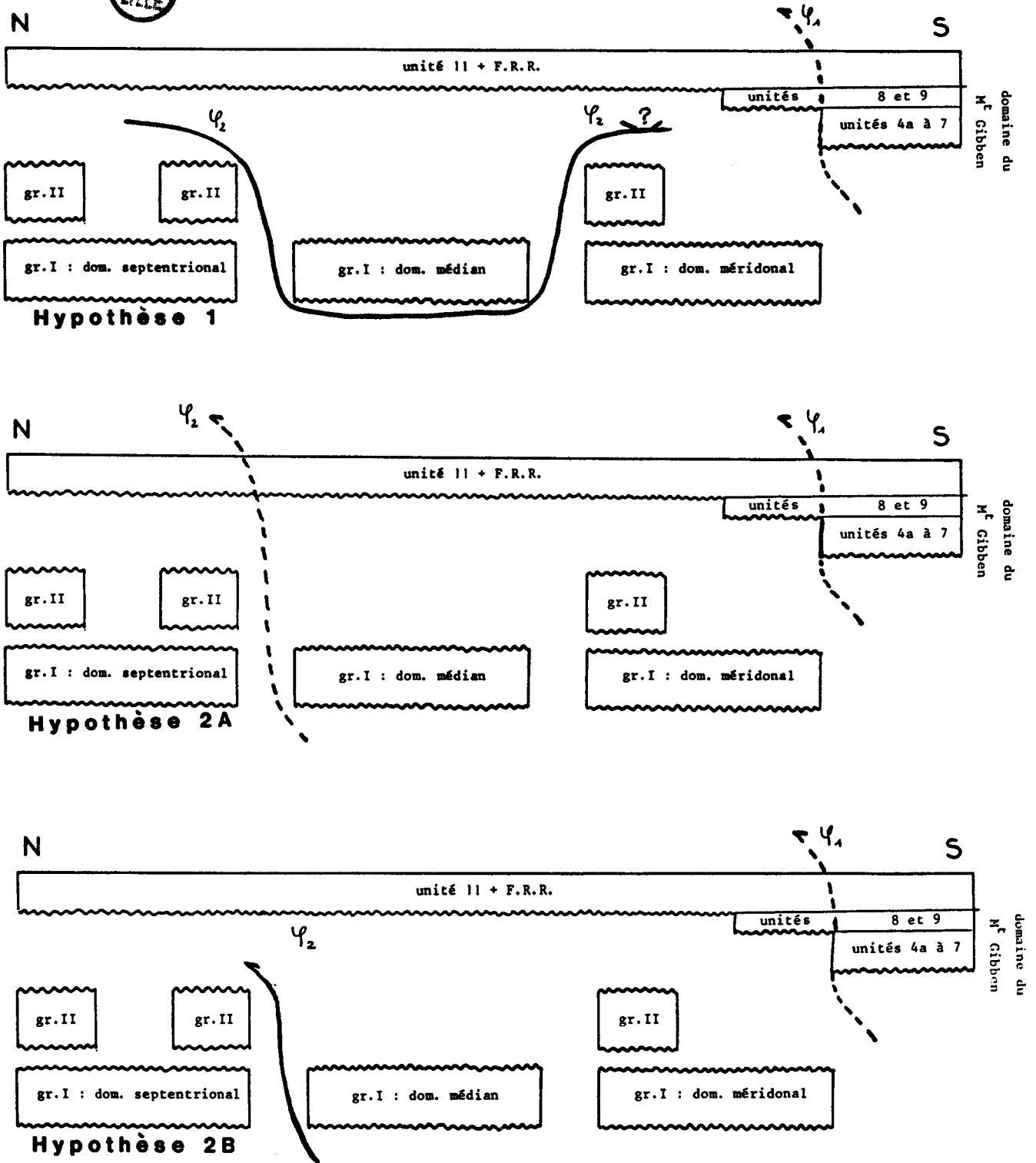


Fig. 4-8 - Coupes très schématiques illustrant les hypothèses sur la structure d'ensemble de la zone étudiée avant le Mésozoïque (les futurs chevauchements mésozoïques sont en pointillés).

Hypothèse 1 : Le chevauchement φ_2 correspond à l'allochtonie du domaine médian sur les autres domaines du groupe I (et leur couverture du groupe II) : il est précambrien (post groupe II, anté groupe III).

Hypothèse 2 : La disposition des domaines du groupe I correspond à la paléogéographie initiale : φ_2 est mésozoïque (hypothèse 2A) ou précambrien (hypothèse 2B).

L'hypothèse 2, suppose que γ_2 s'enracine vers le Sud. Cette hypothèse est compatible avec deux âges possibles pour le chevauchement (fig. 4-8).

hypothèse 2A ; γ_2 , qui est parallèle à γ_1 , serait mésozoïque. Il s'envoyerait vers l'Est, l'unité 11 ne semblant pas affectée.

hypothèse 2B ; γ_2 serait précambrien et cacheté par l'unité 11.

Discussion ; ni la carte, ni les coupes ne permettent de confirmer ou d'infirmer directement l'une ou l'autre des hypothèses proposées. Différentes analyses cartographiques ont été tentées. J'ai notamment essayé d'évaluer les possibilités d'envolement de γ_2 vers l'Ouest, et j'ai étudié la chronologie de fonctionnement des failles qui recoupent à la fois l'unité 11 et γ_2 , mais aucune conclusion définitive n'a pu être faite.

Le groupe III et l'unité 11 reposent sur le groupe II, en accordance ou en discordance, selon les compartiments d'ordre kilométrique limités par les failles verticales (bordures nord-ouest et nord-est du terrain (ex : fig. 4-9) et, environs des coupes J et J' si le contact est effectivement stratigraphique). On remarquera que l'accordance entre l'unité 11 et le groupe II est fréquente, ce qui ne semble pas compatible avec l'existence d'une phase de chevauchement entre leurs périodes de dépôt. Il semble en effet, plutôt n'y avoir eu seulement qu'un épisode de basculement de compartiments limités par des failles subverticales.

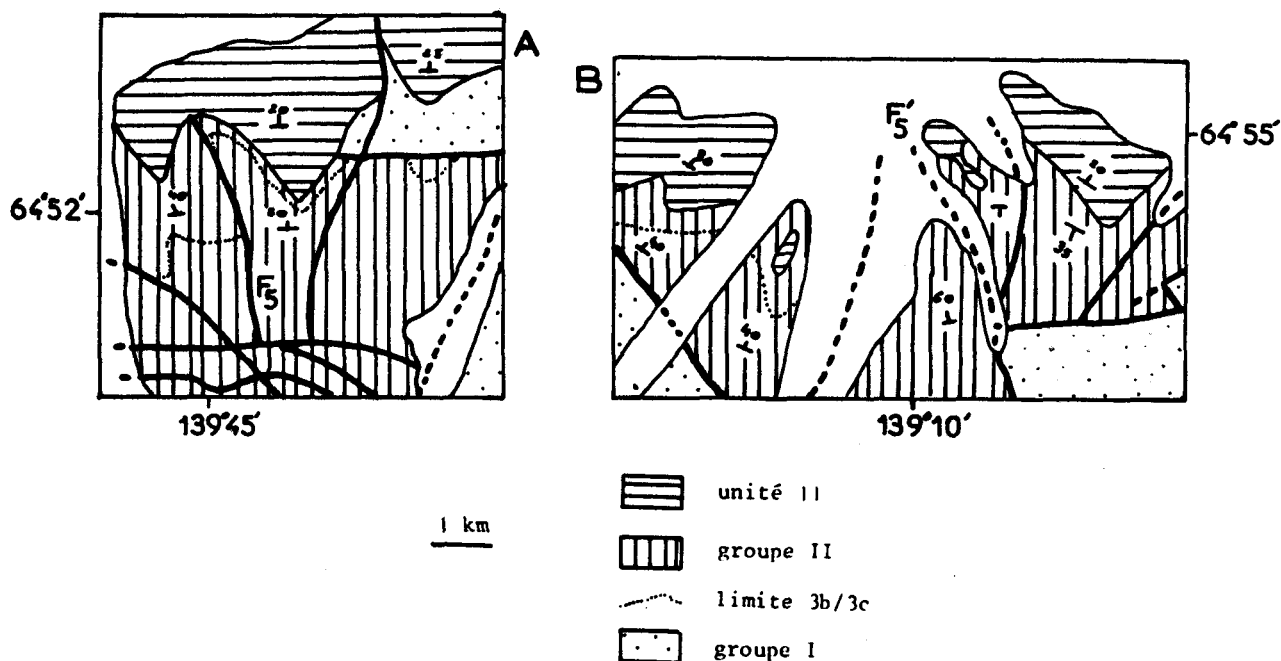


Fig. 4-9 - Cartes schématiques (localisées à la figure 4-4) montrant que la discordance de l'unité 11 (au Nord du terrain) est caractérisée, par des basculements de compartiments le long de failles verticales.

De part et d'autre de F_5 et F_5' , l'attitude du S_0 du groupe II est très différente alors que l'unité 11 présente une attitude constante. On note par ailleurs que F_5 est cachetée par l'unité 11 et que d'une manière générale (cf. carte) les rejets par rapport à l'unité 11 sont beaucoup plus faibles que ceux observables dans son substratum.

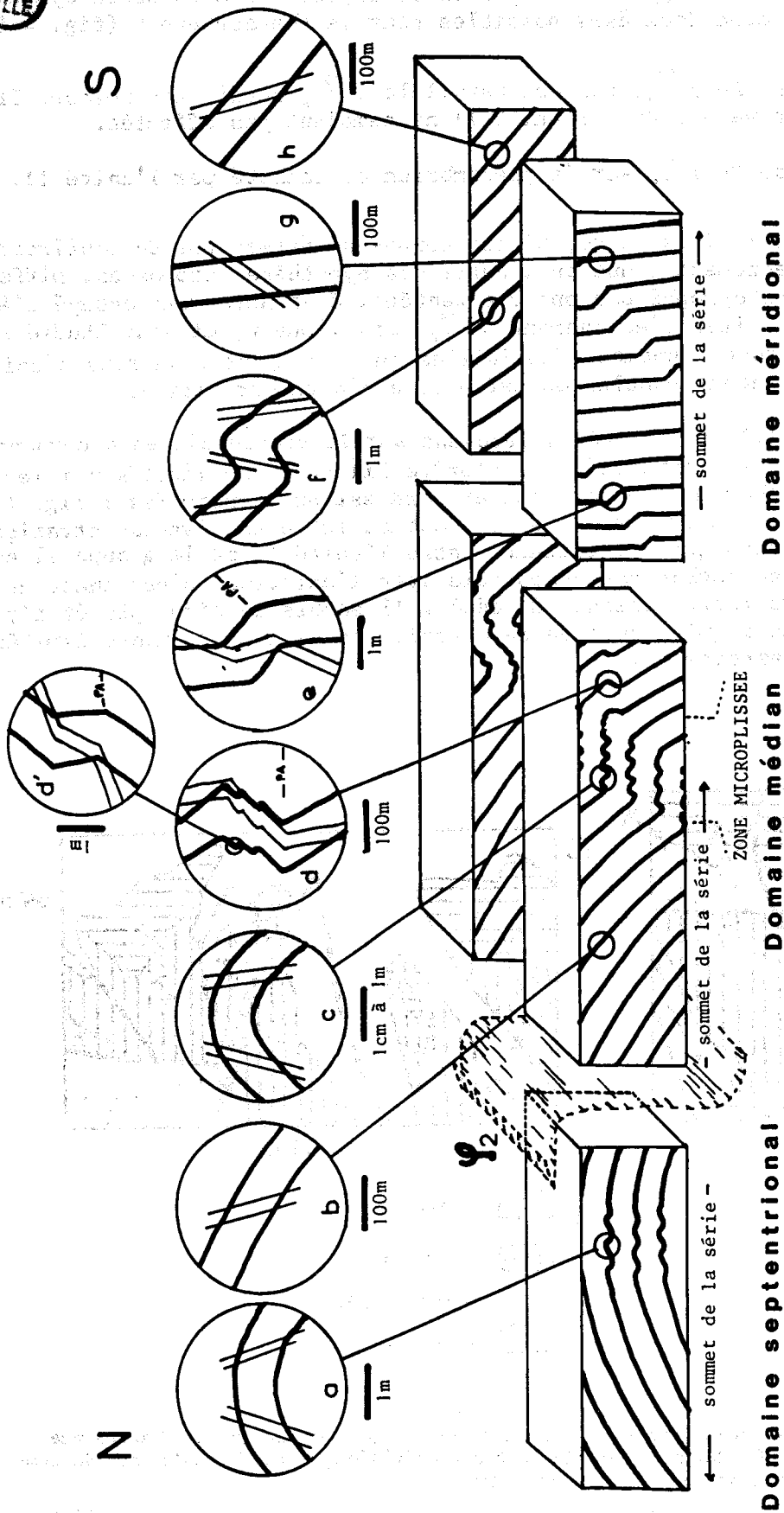


Fig. 4-10 - Blocs diagrammes schématiques des trois domaines du groupe I montrant les relations entre les plis majeurs et les plis métriques (et microplis) de So, et les relations entre So (trait gras) et S1 (trait fin).
On remarque des différences entre les parties orientales et occidentales des domaines médian et méridional.

En conclusion, l'hypothèse d'une phase de chevauchement précambrien (post groupe II, anté groupe III) suggérée par l'étude sédimentologique ne peut être ni confirmée ni infirmée, elle restera donc hypothétique ; l'âge de γ_2 et sa signification dans la structure de la zone étudiée sont donc inconnus.

IV. LES DÉFORMATIONS PLICATIVES ANTÉ-GROUPE II.

Comme je l'ai signalé en introduction, le groupe I, et seulement lui, est affecté par une schistosité et des plis synschisteux. On note, de plus, la présence de plis post-schisteux (fig. 4-10).

A. STRUCTURE DES DOMAINES DU GROUPE I.

1. Le domaine septentrional.

Il s'agit d'un anticlinal d'axe sensiblement est/ouest, dont le flanc sud et parfois la zone axiale, sont masqués par le chevauchement γ_2 (coupe C-3, pl. h.t. 2). La zone axiale (large de 2 à 3 km) est caractérisée par la présence de plis droits métriques synschisteux à faible plongement d'axe (fig. 4-11). La linéation d'intersection S_0/S_1 est toujours parallèle à l'axe du pli : la schistosité et les plis métriques sont donc cogénétiques. Le pli cartographique présente le même style et les mêmes caractéristiques géométriques que les plis métriques. On remarque notamment que son axe est parallèle à celui de ces derniers (stéréogramme A, fig. 4-12), et que le flanc nord se présente comme un monoclinal (démuni de plis mésoscopiques) qui a les mêmes caractéristiques que les flancs des plis métriques (pendage de l'ordre de 30 à 50° et une schistosité (S_1), plus pentue que S_0 , faisant avec cette dernière un angle d'une trentaine de degrés ; leur linéation d'intersection étant parallèle à l'axe des plis). Le pli cartographique et les plis métriques synschisteux, spécifiques à la zone axiale de ce dernier, sont donc également cogénétiques.

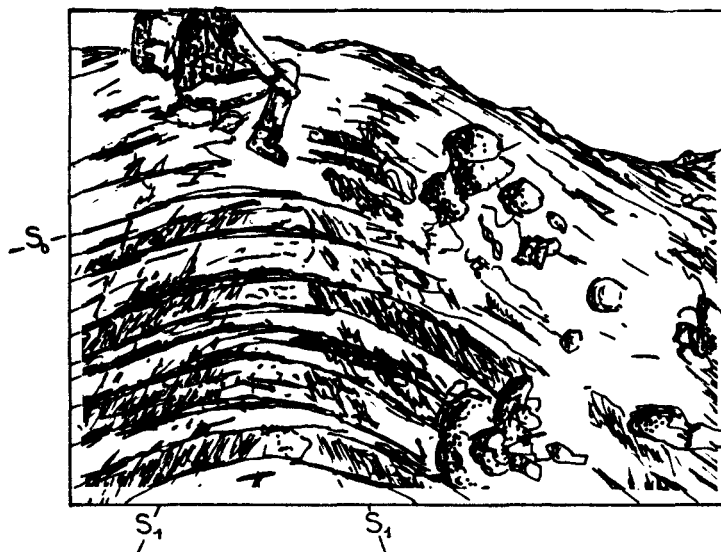


Fig. 4-11 - Pli métrique observé dans la zone axiale de l'anticlinal du domaine septentrional. On remarque la schistosité divergente (au sens de Hobbs et al., 1976 : vers l'intrados), et le style très ouvert. Aucun épaississement n'est visible dans les charnières, il s'agit d'un pli isopaque. La schistosité de fracture n'affecte que les niveaux très pélitiques.

fig.4-12

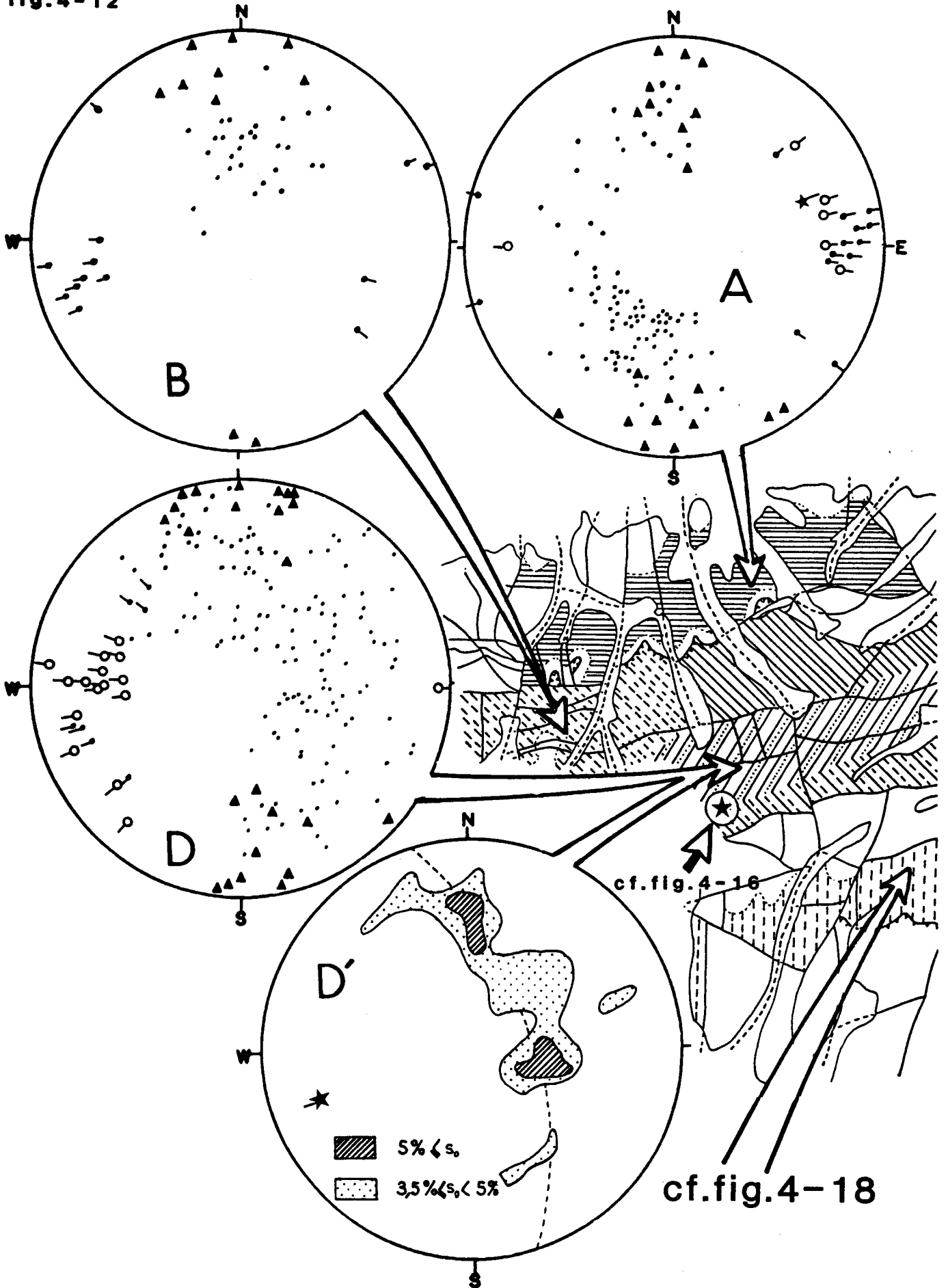
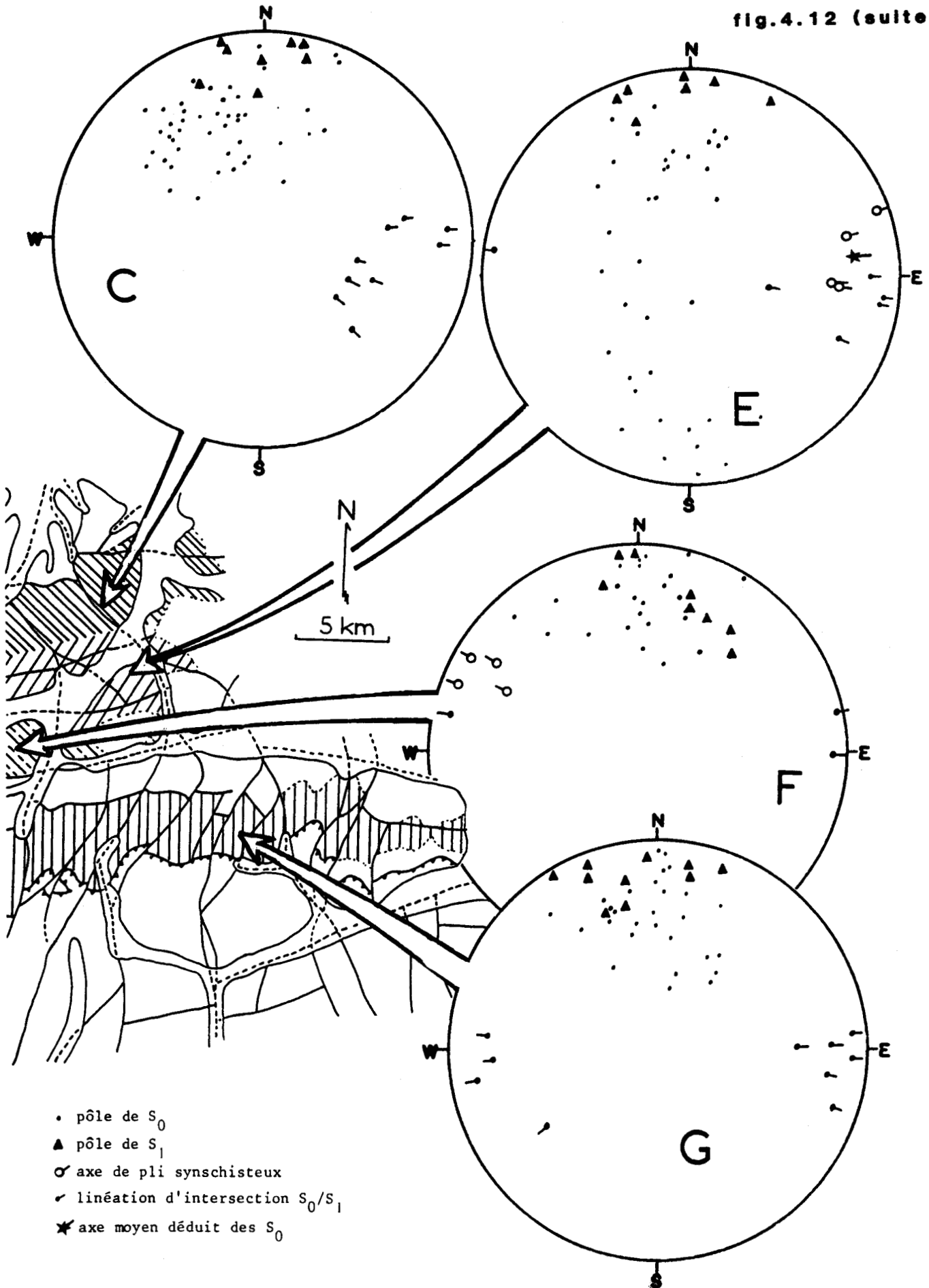


fig.4.12 (suite)



- pôle de S₀
- ▲ pôle de S₁
- axe de pli synschisteux
- ✓ linéation d'intersection S₀/S₁
- ★ axe moyen déduit des S₀

Fig. 4-12 - Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des domaines et sous-domaines du groupe I. (Le stéréogramme de la partie occidentale du domaine méridional, dont la structure est dominée par des plis post-schisteux, est à la figure 4-18).

Chaque sous-domaine (qui correspond au "domaine" de Turner et Weiss, 1963) possède, par définition, des caractéristiques structurales homogènes, à la dispersion des pôles près. Cette dispersion n'est pas due au choix des zones d'analyse, mais elle est représentative d'un phénomène observable à l'échelle d'une surface très réduite de l'ordre d'une centaine de m²). Cette dispersion très importante, ne semble pouvoir s'expliquer que par l'interférence, avec les plis synschisteux, de déformations compressives postérieures (plis post-schisteux anté groupe II, chevauchement anté groupe III, phases mésozoïques ?). Notons que nulle part, ces déformations postérieures n'ont été suffisantes pour masquer totalement les dispositions originales.

- Le sous-domaine A (= domaine septentrional) correspond à un anticlinal droit, dont l'axe plonge légèrement vers l'Est. Ce pli est associé à une schistosité divergente.
- Les sous-domaines B, C, F et G sont assimilables à des monoclinaux plongeant vers le Sud. Le pendage de S₁ est plus fort que celui de S₀. La linéation d'intersection S₀/S₁ est dispersée autour de l'horizontal.
- Les sous-domaines D et E (zone microplissée) représentant un anticlinal et un synclinal (fig. 4-10) dont les axes plongent vers l'Ouest (D) ou vers l'Est (E). Ces plis sont associés à une schistosité divergente. Le stéréogramme D' est une analyse statistique des pôles de S₀ de D.

2. Le domaine médian.

Les coupes C-2 et C-3 de la planche h.t. 2 montrent que l'on peut diviser ce domaine en une zone microplissée, centrée sur un synclinal et un anticlinal d'axe sensiblement est/ouest, et en deux monoclinaux à pendage sud qui encadrent la zone microplissée.

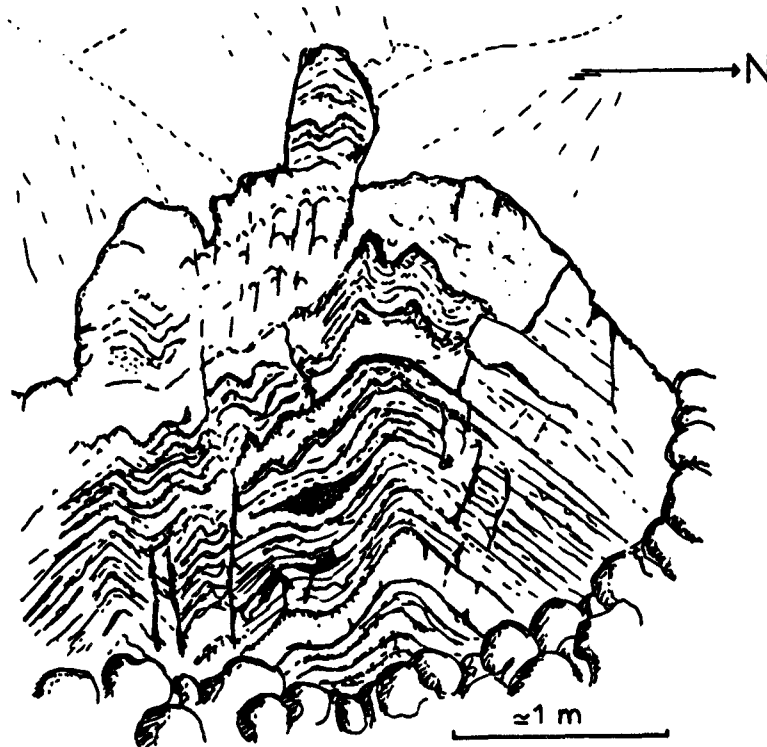


Fig. 4-13 - Affleurement de la zone microplissée ; il s'agit de dolomies de l'unité 2b dans lesquelles S₁ ne peut souvent s'observer qu'en lame mince (cf. fig. 4-14). On remarque le plan axial vertical et le style très ouvert.

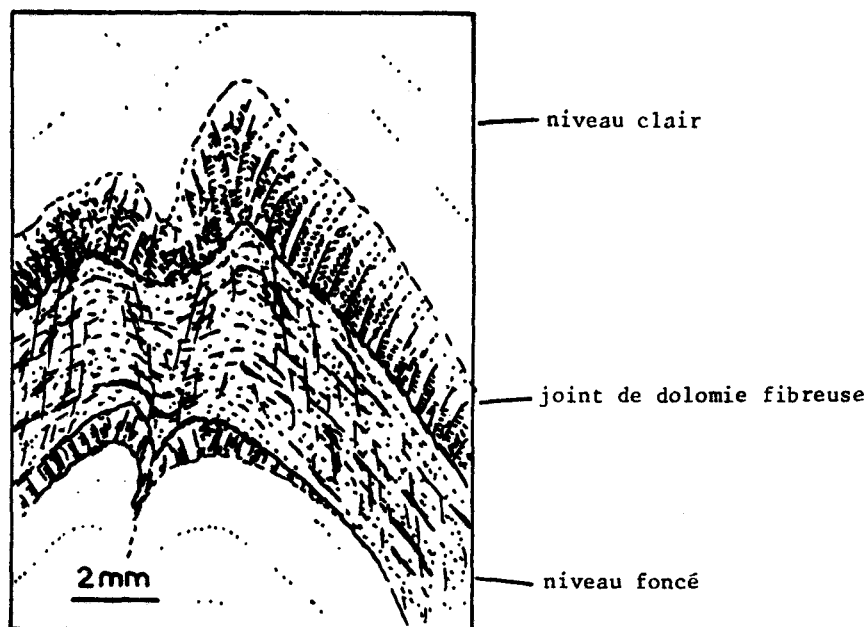


Fig. 4-14 - Un micropli dans les niveaux supérieurs de l'unité 2b (niveau g de la colonne fig. 2-17).

On reconnaît les lits clairs et foncés caractéristiques de ce niveau stratigraphique. Suite au plissement, des joints de dolomie fibreuse se sont mis en place dans le coeur du pli au niveau des discontinuités lithologiques. On remarque le style assez pincé des plis et la localisation spécifique de la schistosité de fracture divergente, dans les niveaux foncés (à granulométrie plus fine).

La zone microplissée est caractérisée par la présence de plis de différentes échelles (fig. 4-13 et 4-14). On peut montrer, comme précédemment, que ces plis, les plis cartographiques auxquels ils sont associés et la schistosité, sont cogénétiques (cf. stéréogrammes D, D' et E de la fig. 4-12).

Le plongement axial varie d'Est en Ouest (cf. fig. 4-12) mais il reste d'une valeur assez faible. La figure 4-15 montre que la géométrie des plis majeurs associés à la zone microplissée, évolue progressivement d'Ouest en Est.

Les monoclinaux qui encadrent la zone microplissée constituent les flancs des plis cartographiques centrés sur cette dernière (cf. coupes). Ils sont démunis de plis mésoscopiques. La schistosité S_1 présente avec S_0 les mêmes relations géométriques que celles décrites précédemment (pl. D, 8). On note qu'au Nord, la linéation d'intersection plonge vers l'Est tandis qu'au Sud le plongement est variable. Mais dans les deux cas la valeur de ce plongement est faible (stéréogrammes C et F de la figure 4-12).

Au Sud de la zone microplissée, sur la coupe C-3, on observe la présence d'un grand pli en "Z" (en regardant vers l'Est). Celui-ci est associé à des plis métriques en "S", de plan axial sub-horizontale, qui plissent la schistosité. Les relations entre S_0 et S_1 sont schématisées sur la figure 4-10. Le stéréogramme de la figure 4-16 détaille ces relations.

3. Le domaine méridional.

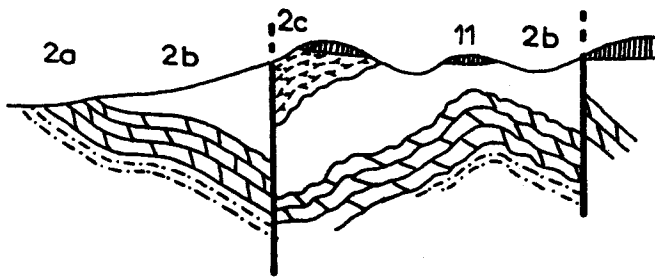
Ce domaine peut être divisé en deux sous-domaines. A l'Est du méridien $139^{\circ}10'$ (stéréogramme G de la figure 4-12), on observe un monoclinal à pendage sud similaire à ceux déjà décrits (cf. coupes C_1 et C_2), mais où on note la présence de quelques rares microplis synschisteux (cf. fig. 4-10).

N

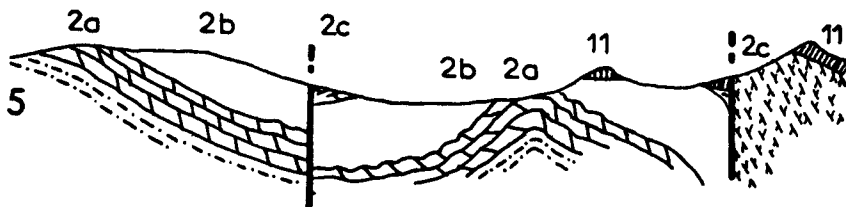
S



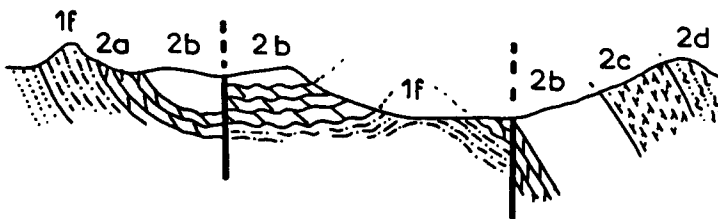
6



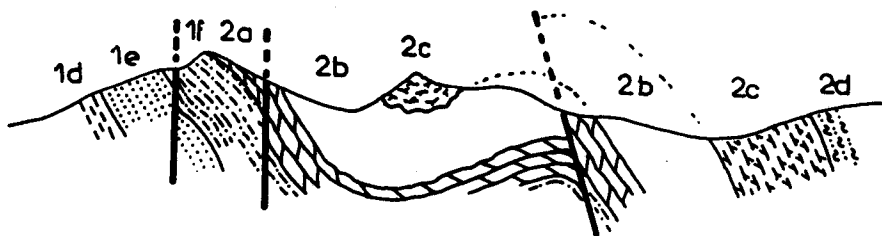
5



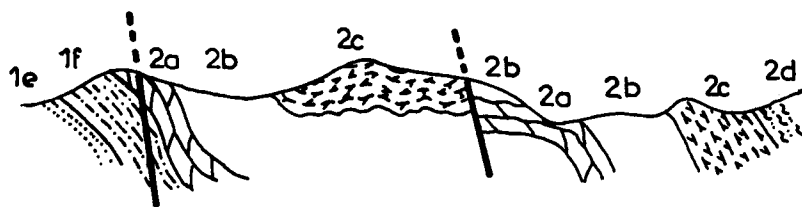
4



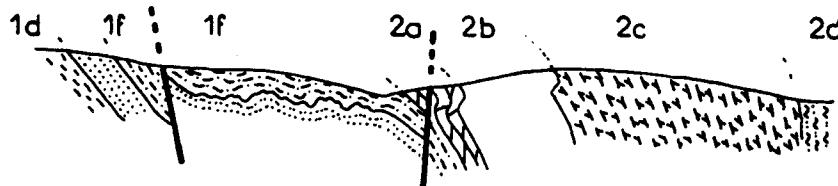
3



2



1



1 km



◀ Fig. 4-15 - Coupes structurales, localisées sur la figure 4-4, de la zone microplissée et de ses abords

On remarque la variation du style du mégapli consécutive au développement, vers l'Est, d'un flanc à pendage Nord. Toutes les failles (directionnelles et transverses) sont postérieures aux plis. Les niveaux d'érosion sont donc très variables selon les compartiments limités par ces failles. On note, sur toutes les coupes, l'existence de plis méso-microscopiques synschisteux et au Sud de la zone microplissée sur la coupe 1, un pli en genou post-schisteux. La coupe 6 montre que l'unité 11 cache les déformations plicatives et une partie du jeu des failles.

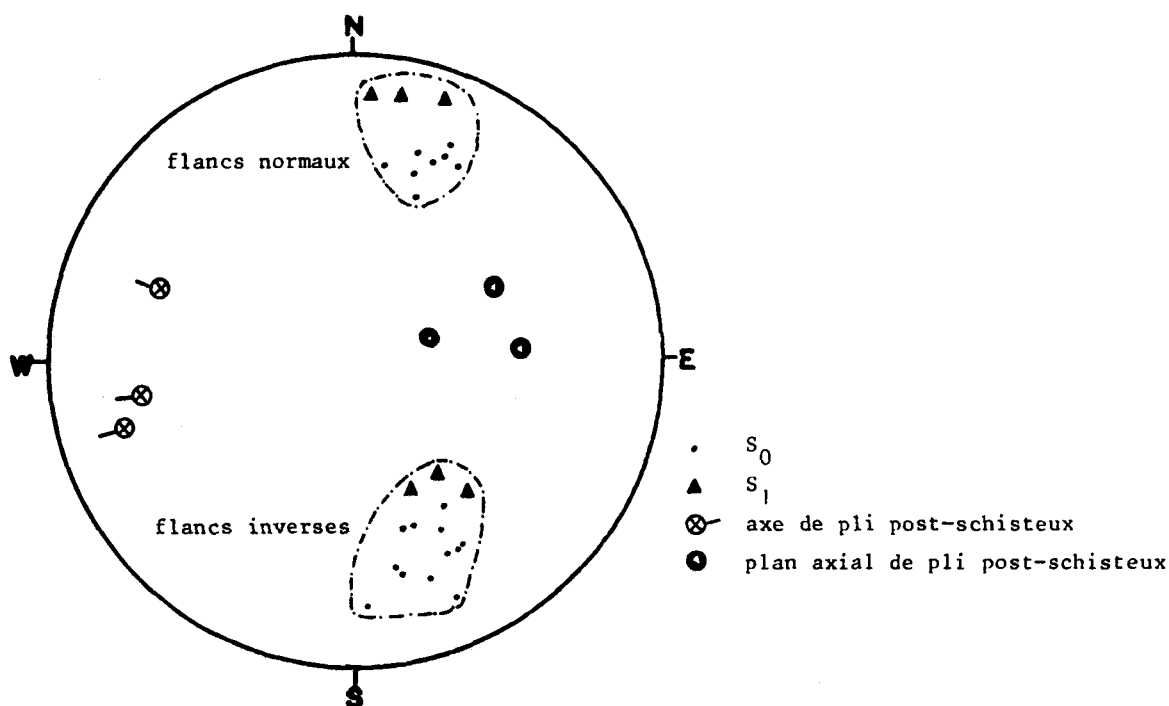


Fig. 4-16 - Stéréogramme (hémisphère inférieur) de quelques plis métriques en genou (en S en regardant vers l'Est : d' fig. 4-10) associés au grand pli post-schisteux du domaine médian (en Z en regardant vers l'Est : coupe C-3, d fig.4-10).

On reconnaît l'attitude des *flancs normaux* caractéristiques du sous-domaine (stéréogramme F, fig. 4-14) et les *flancs inverses* consécutifs du pli : en effet à l'intérieur de chaque flanc, S_0 et S_1 ont des relations similaires, et le flanc inverse peut être déduit du flanc normal par rotation autour des axes des plis post-schisteux.

Vers l'Ouest, S_0 et S_1 , tout en gardant les mêmes relations réciproques, subissent ensemble une rotation autour de leur direction moyenne (fig. 4-10) ; S_0 devient sub-vertical et S_1 pend d'environ 70° vers le Nord. Dans cette région, le groupe II est discordant sur le groupe I, si l'on remet ce niveau de discordance en position horizontale, le groupe I se retrouve alors en série inverse (coupe C 3, pl. h.t. 2). Le problème est de savoir si cette attitude est originale, indiquant ainsi que les plis synschisteux peuvent avoir un style différent de celui observé jusqu'à présent (pli droit ouvert), ou au contraire, que cette attitude est la conséquence d'une déformation post-schisteuse et anté groupe II (basculement, pli post-schisteux ...).

Localement il est possible d'observer des zones où la schistosité pend vers le Sud (fig. 4-17). L'existence de ces zones est liée à des plis post-schisteux en chevrons (en "S" quand on regarde vers l'Est). Cette disposition se manifeste sur le stéréogramme de ce sous-domaine (fig. 4-18) par l'existence de deux regroupements.

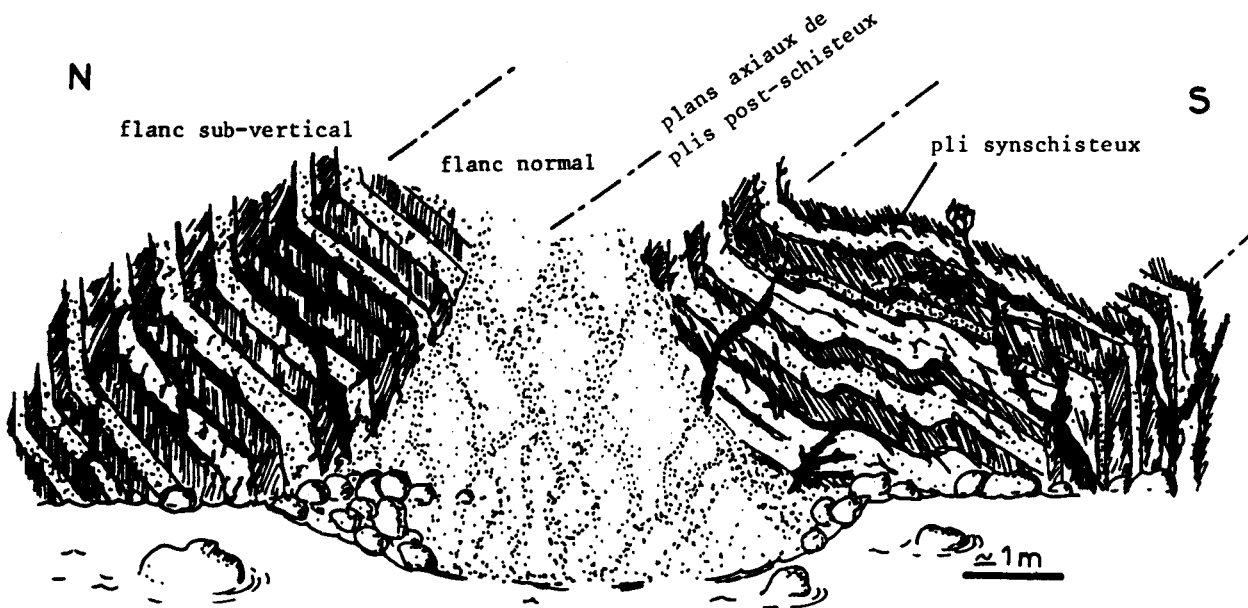


Fig. 4-17 - Détail d'une coupe de la partie occidentale du domaine méridional (unité lc : alternance gréso-schisteuse).

Sauf au niveau des plis synschisteux (à schistosité divergente), la schistosité fait un angle constant avec S_0 , par contre elle présente des attitudes variables liées à l'existence de plis plurimétriques en chevrons (plans axiaux matérialisés par des pointillés). Ces plis permettent de différencier des *flancs normaux* où S_1 pend vers le Sud et des *flancs sub-verticaux* où S_1 pend vers le Nord. A l'échelle du sous-domaine les flancs normaux sont de loin les plus rares.

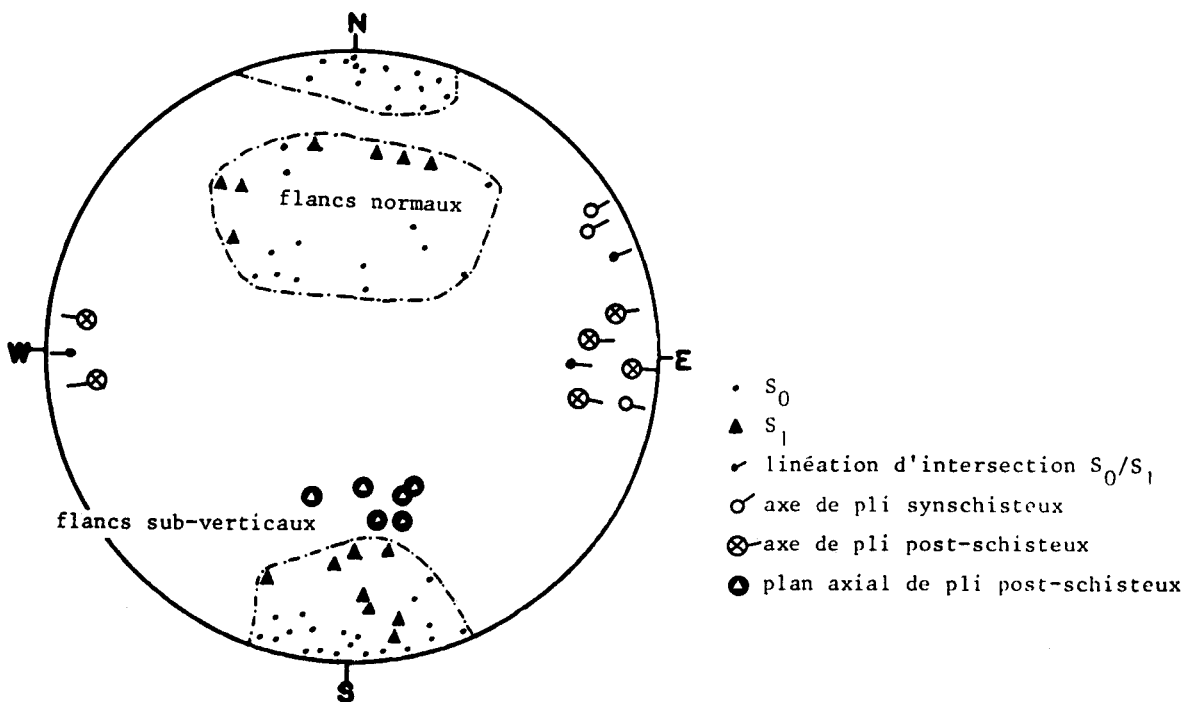


Fig. 4-18 - Stéréogramme (hémisphère inférieur) de la partie occidentale du domaine méridional.

On distingue deux regroupements qui correspondent aux deux types de flancs des plis métriques post-schisteux caractéristiques de ce sous-domaine (plis en S en regardant vers l'Est ; e fig. 4-10, fig. 4-17 et coupe C-3).

La comparaison des figures 4-16 et 4-18 suggère que la structure actuelle de la partie occidentale du domaine méridional est la conséquence d'un mégapli post-schisteux en "Z", de même style et de même géométrie (et de même âge) que celui du domaine médian (fig. 4-19). Ce mégapli s'atténuerait donc vers l'Est où l'on observe un monoclinal à série normale.

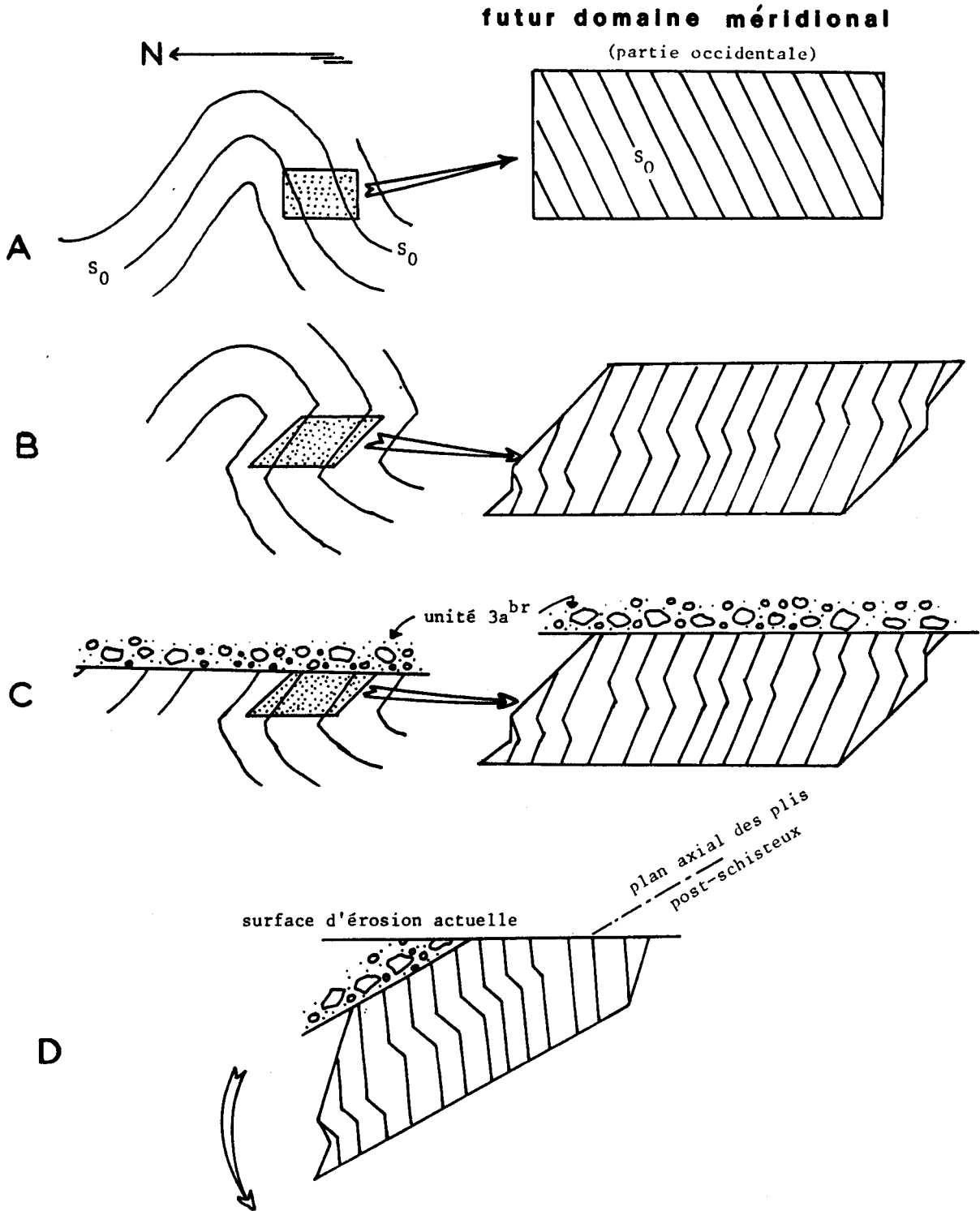


Fig. 4-19 - Schéma théorique expliquant la structure actuelle (D) de la partie occidentale du domaine méridional.

On suppose qu'il s'agit du flanc inverse d'un mégapli en Z (en regardant vers l'Est) dont on ne connaît pas les flancs normaux. A ce mégapli seraient associés des plis métriques en S, ici fortement exagérés (cf. fig. 4-17). Le basculement post groupe II serait à l'origine des différences observables entre les figures 4-16 et 4-18, que l'on peut annuler par rotation.

B. LES CONDITIONS DES DEFORMATIONS SYNCHISTEUSES.

1. Les plis synschisteux.

J'ai déjà signalé que de nombreux plis synschisteux étaient de type isopaque et présentaient une schistosité divergente (cf. fig. 4-11). Clark (1970) a développé un modèle expliquant ce type de pli. Il suppose que les bancs compétents se sont plissés de manière concentrique, et que les glissements nécessaires à l'accommodation d'une telle déformation (qui sont habituellement de type banc sur banc) se sont répartis de manière homogène dans les niveaux incompétents. La schistosité serait donc représentative d'un écrasement, par cisaillement simple, des bancs incompétents. Cet auteur précise que pour le développement de tels plis, il faut des conditions thermodynamiques particulières caractérisées par une haute pression de fluide.

2. La schistosité.

Les observations microscopiques sur la schistosité ont été indiquées au fur et à mesure dans les paragraphes de pétrographie du chapitre 2. En effet, j'ai constaté que la lithologie semblait déterminer très largement les caractéristiques de cette schistosité. Je rappelle que la schistosité ne se manifeste jamais dans les lithologies les plus quartzieuses. Dans les roches les plus pélitiques, elle se matérialise, en lame, comme un réseau plus ou moins anastomosé de films sombres statistiquement parallèles et dans lesquels on n'observe jamais de cristallisation de phyllosilicates. Il s'agit d'une schistosité de fracture de type *schistosité en réseau* ("reticulate cleavage" Crook, 1964).

Dans les schistes vert bleuté, dont le caractère spécifique est une très faible granulométrie, on observe un alignement systématique des phyllites, parallèlement à S_1 , qui évoque une schistosité de flux. Il est surprenant qu'une telle schistosité de flux puisse se développer dans certains bancs alors qu'aucune recristallisation ne s'observe dans des bancs stratigraphiquement très proches. Je proposerai plus loin une explication basée sur l'hypothèse d'une rotation généralisée des phyllites dans ces niveaux.

A l'échelle de la lame mince, comme à celle de l'affleurement, S_1 est oblique par rapport à S_0 . Dans les zones où S_0 ne présente pas de plis (la grande majorité des cas), S_1 n'engendre aucune crénulation de S_0 qui reste remarquablement planaire. Occasionnellement, au contact de niveaux gréseux et pélitiques, on observe néanmoins des *structures d'injection* d'échelle microscopique. Ces structures correspondent à une injection en coin des pélites dans les grès, et sont parallèles à S_1 (fig. 4-20). Si ces structures étaient liées à la compaction précoce (origine sédimentaire), et qu'elles aient été inclinées par rapport à S_0 lors des déformations synschisteuses, on observerait un angle entre S_1 et leur axe (les grès et les pélites ayant des comportements très différents face aux déformations). Le parallélisme implique donc un lien entre la genèse de S_1 et les structures d'injections.

Par ailleurs, le fait que la schistosité est systématiquement oblique par rapport à la stratification, qu'elle est génétiquement liée aux plis, et que la série concernée est très épaisse, permet d'exclure que la schistosité observée est un phénomène d'origine sédimentaire apparu dans les premiers mètres d'enfouissement (cf. Williams et al., 1969 ; Davies et Cave, 1976 ; Maltman, 1981).

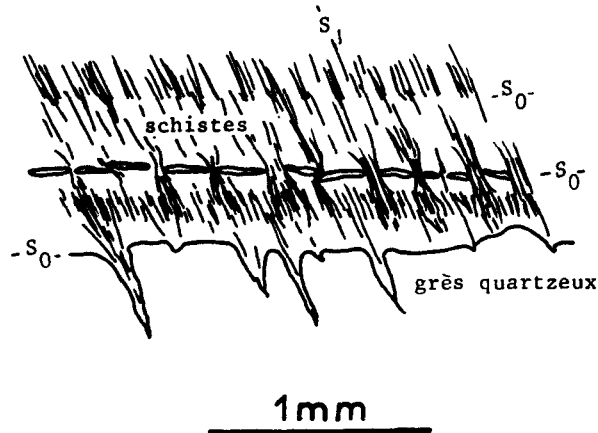


Fig. 4-20 - Structures d'injection. On remarque le parallélisme entre l'axe de ces structures et S_1 .

Selon Maxwell (1962), Braddock (1970), Alterman (1973 et Roy (1978) ; on doit donc admettre que la schistosité est antérieure à ce que ces auteurs appellent la complète lithification, et qu'elle s'est développée nettement au dessus du front de schistosité habituel, sous l'effet d'une haute pression de fluide dans les pores (condition déjà suggérée par l'étude des plis). Alterman (1973) considère comme nécessaire au développement d'une haute pression de fluide :

- la présence de lits de pélites compressibles et imperméables ;
- la présence de niveaux, interstratifiés dans les précédents, de grès peu compressibles mais perméables, (réservoir des fluides) ;
- une série surincombante de plus de 2 000 m d'épaisseur ;
- une mise sous contrainte tectonique plus rapide que la migration des fluides.

Dans les roches où existe une très haute pression de fluide, on conçoit que les forces de frottement entre les particules deviennent très faibles. Des rotations des particules phylliteuses, sous l'action d'une contrainte tectonique, seraient donc grandement facilitées dans ce contexte; particulièrement si ces particules sont de très petites tailles. Je pense donc que les schistes vert-bleuté, qui présentent une granulométrie notablement plus fine que les autres roches étudiées, ont pu être affectés par une réorientation complète de leurs particules phylliteuses selon S_1 . Cette réorientation généralisée a pu engendrer un aspect de schistosité de flux sans que l'on ait à invoquer des recristallisations.

3. Conclusions.

La présence de structure d'injection (et de plis à schistosité divergente) suggère donc que le groupe I a été plissé, et schistosé, dans des conditions thermodynamiques situées nettement au dessus du front de schistosité habituel.

Ceci permet de comprendre pourquoi le groupe I n'a pas subi une diagenèse notablement plus importante que celle qu'a subie le groupe II nettement moins déformé (cf chapitre 3). Les conditions thermodynamiques les plus pro-

fondes qu'a subies le groupe I (conditions enregistrées par les argiles) seraient celles de l'enfouissement, après le dépôt du groupe II, et non celles des déformations synschisteuses qui auraient eu lieu à faible profondeur. Le modèle de "haute pression de fluide" impose par ailleurs qu'au moins 2 000 m de série existaient au dessus de l'unité 2d au moment du plissement et que le plissement a eu lieu de manière assez brutale.

V. LES FAILLES SUB-VERTICALES

L'observation de la carte montre l'importance des failles sub-verticales. Celles-ci présentent localement des rejets de plusieurs milliers de mètres. Nous verrons que l'histoire et la chronologie des rejeux sont complexes. De plus, à une période donnée, des failles parallèles ont pu fonctionner dans des sens différents.

Pour dater les différentes phases de rejeu, je me servirai des périodes de dépôt et de tectonique compressive. Cette méthode, la seule possible, a éventuellement pour effet de regrouper, en une seule phase, plusieurs épisodes de rejeux indépendants.

A. LES FAILLES ANTE-GROUPE II.

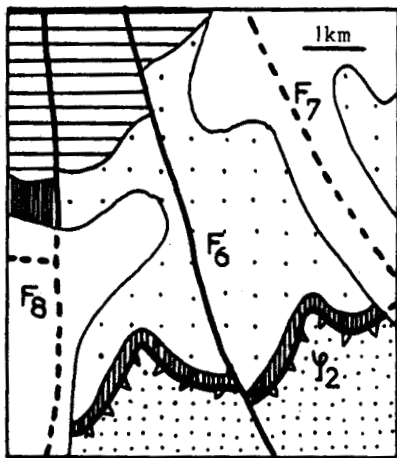
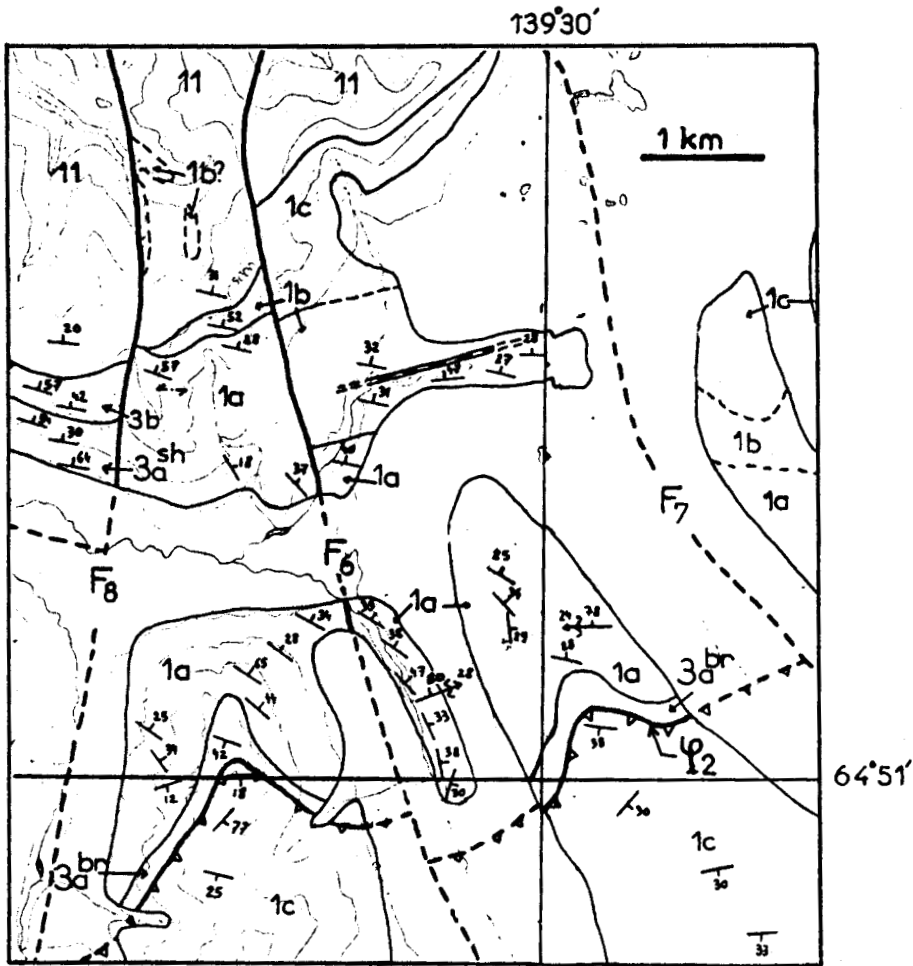
Il s'agit des plus anciennes failles que l'on peut mettre en évidence. La faille F6 de la figure 4-21, vient buter, au Sud, sur une faille subverticale (cf carte) et elle ne semble pas décaler l'axe de l'anticlinal du domaine septentrional. Elle n'a donc pas fonctionné en décrochement. La figure 4-22 montre que si l'on annule le décalage de la base de l'unité 11 au Nord, par un mouvement vertical, on annule, par la même occasion, le décalage de toutes les surfaces représentées, sauf celui du contact unité 1a/unité 1b qui augmente. On en conclut notamment que F6 avait déjà fonctionné avant le dépôt de l'unité 3a^{br}. Sur la carte, d'autres failles semblent dans le même cas, notamment les failles F7 et F8 de la figure 4-21 qui auraient fonctionné dans des sens différents.

Une tectonique cassante anté-groupe II (post plis synschisteux) a donc eu lieu sur le terrain étudié.

B. LES FAILLES POST-GROUPE II, ANTE-GROUPE III.

La figure 4-9 et la pl. D,7 montre que certaines failles ont fonctionné dans des sens variables, en affectant le groupe II, avant le dépôt de l'unité 11. Il est possible de montrer que ces mouvements sont parfois basculants (ex. fig. 4-9).

Le problème est de savoir si ces mouvements anté-unité 11 sont effectivement anté groupe III (anté-unité 4a) et non synchrones d'un épisode de détritisme que l'on enregistre dans le domaine du Mt Gibben. Au seul endroit où l'on observe l'unité 4a sur le groupe II (au Nord-Ouest du domaine méridional), on constate également des basculements différentiels affectant spécifiquement le groupe II, mais comme il n'est pas absolument sûr que le contact avec l'unité 4a soit stratigraphique, on ne peut pas en tirer de conclusion sur l'âge de ces basculements.







-  unité 11 (autochtone relatif)
-  groupe II (autochtone relatif)
-  groupe I (domaine septentrional)
-  groupe I (domaine médian)

Fig. 4-21 - Extrait de la carte et schéma structural localisés à la figure 4-4.

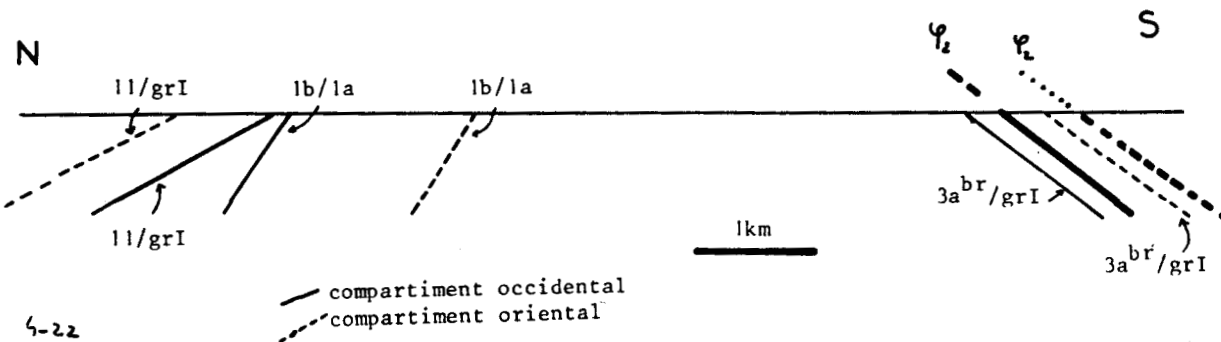


Fig. 4-22 - Projection sur le plan de faille, de quelques contacts géologiques situés de part et d'autre de la faille F₆, localisée sur la figure 4-21.

Discussion : J'ai supposé que la dynamique de la sédimentation de la base du groupe II était gouvernée par des jeux de failles (fig. 2-47). Par ailleurs, j'ai montré dans le chapitre 3 qu'une très importante phase d'érosion séparait les deux périodes de dépôt. Il est logique de penser que cette érosion est liée à une tectonique. D'autre part, les dykes sub-verticaux (post-groupe II et anté-groupe III) présentent les mêmes orientations préférentielles que les failles sub-verticales (cf carte). Il est donc probable que les intrusions sont liées à une phase de distension pendant laquelle auraient eu lieu aussi des rejeux de faille.

J'ai déjà signalé à plusieurs reprises les problèmes liés au contact groupe II/groupe III ; seuls des arguments diagénétiques permettent de mettre en évidence l'importance de cette limite où se situe peut-être une phase de chevauchement (Ψ_2). Une éventuelle phase de tectonique cassante ne peut pas non plus être mise rigoureusement en évidence, néanmoins ce qui précède la rend, à mon avis, très probable.

C. LES FAILLES SYN ET POST GROUPE III / UNITE 11.

On remarque que sur la carte, en de nombreuses localités au Nord de Ψ_1 , les dykes subverticaux (post-groupe II, anté-groupe III) ne sont pas décalés par les failles qui les recoupent. Ces failles n'ont donc subi, depuis

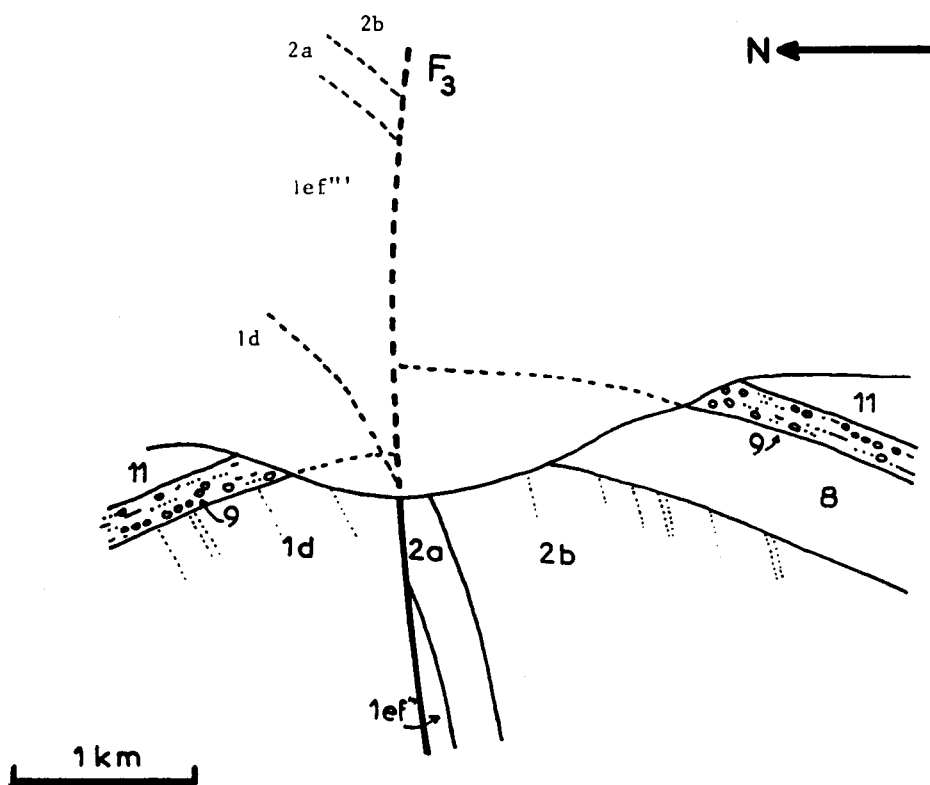


Fig. 4-23 - Détail complété (pour le groupe I) de la coupe de la figure 4-6.

On note une différence entre les rejets des unités 2a et 9, et l'absence de l'unité 8 au Nord. F3 a donc joué après le dépôt des carbonates de l'unité 8 et avant (et pendant ?) celui des niveaux détritiques de l'unité 9 (jeu synsédimentaire en sens opposé du rejet actuel).

Comme la sédimentation est continue entre les unités 8 et 9, et que cette dernière, peu épaisse, ne contient que très peu d'éléments du groupe I, on doit admettre que le jeu synsédimentaire n'explique pas tout le rejet observable dans le groupe I, qui serait donc antérieur.

l'intrusion (et donc depuis le dépôt du groupe III) aucun mouvement décrochant. J'ai déjà discuté du problème de failles synsédimentaires (chapitre 2). Il est intéressant de noter ici que, au moins dans quelques cas, les failles synsédimentaires correspondent probablement à des failles anciennes qui ont rejoué pendant le dépôt (fig. 4-23).

Les figures 4-15 (coupes 5 et 6), 4-22 et 4-23, et la planche D-7 (ainsi que de nombreux autres exemples sur la carte) montrent que certaines failles qui affectent les unités 4a à 11 sont des failles plus anciennes qui ont rejoué (rejet plus important dans les groupes I et II que dans ces unités). Par contre la faille F2 de la figure 4-3 correspond probablement à une nouvelle fracturation du socle post Ψ_1 (et donc post-groupe III). En effet, elle vient buter sur F3 (subverticale). Elle ne lui est donc pas antérieure et, d'autre part, son rejet est subvercal. Si on annule celui-ci dans le domaine du Mt Gibben, le rejet dans le groupe I s'annule aussi, montrant ainsi que F2 n'est pas une faille ancienne (anté Ψ_1) réactivée.

La figure 4-6 suggère que des failles post-groupe III ont probablement eu une histoire complexe ayant des épisodes synsédimentaires anté syn et post chevauchement Ψ_1 (Mésozoïque). La carte montre que la résultante de ces rejets cumulés peut, selon les failles, avoir des sens opposés.

Des failles post-groupe III ont donc joué au cours de plusieurs étapes sur le terrain étudié. Il s'agit parfois de failles anciennes réactivées et parfois de failles issues d'une nouvelle fracturation.

VI. CONCLUSIONS

Les déformations les plus anciennes enregistrées sur le terrain, correspondent à un épisode de tectonique compressive précambrienne (marqué par des plis synschisteux qui affectent le seul groupe I). Ces plis ont été engendrés sous des conditions thermodynamiques particulières caractérisées par, une haute pression de fluide, et une pression de confinement plus faible que celle habituellement nécessaire pour donner naissance à une schistosité. Cette phase plicative est la première mention d'une tectonique compressive dans le Précambrien du Nord de la Cordillère canadienne. Je ne pourrai pas corrélérer la discordance qu'elle induit à une discordance déjà décrite ailleurs (cf chapitre 5). Suivant les habitudes canadiennes je dois donc la baptiser et je l'appelle : "orogénèse Fifteenmile" du nom de la rivière qui coule près de l'angle Sud-Ouest de la carte.

Après cet épisode, on assiste à une phase de tectonique cassante importante, antérieure au dépôt du groupe II. Les failles issues de cet épisode ont éventuellement rejoué pendant le dépôt de la base de ce dernier (fig. 2-47).

Les événements tectoniques qui ont eu lieu entre les périodes de dépôt des groupes II et III, sont très mal documentés. Il y a eu probablement, au moins une période de fonctionnement de failles verticales (incluant des basculements de blocs) synchrone d'intrusions basiques. Cette tectonique est peut-être à l'origine de l'érosion très importante qui a eu lieu pendant cette période (chapitre 3). Il est possible qu'il y ait eu aussi une phase de chevauchement à laquelle on attribuerait Ψ_2 . L'existence de cette phase, qui d'après les corrélations (cf chapitre 5) pourrait correspondre à l'orogénèse Racklan (dont la nature, rappelons le, n'a pas encore été établie) demeure très hypothétique.

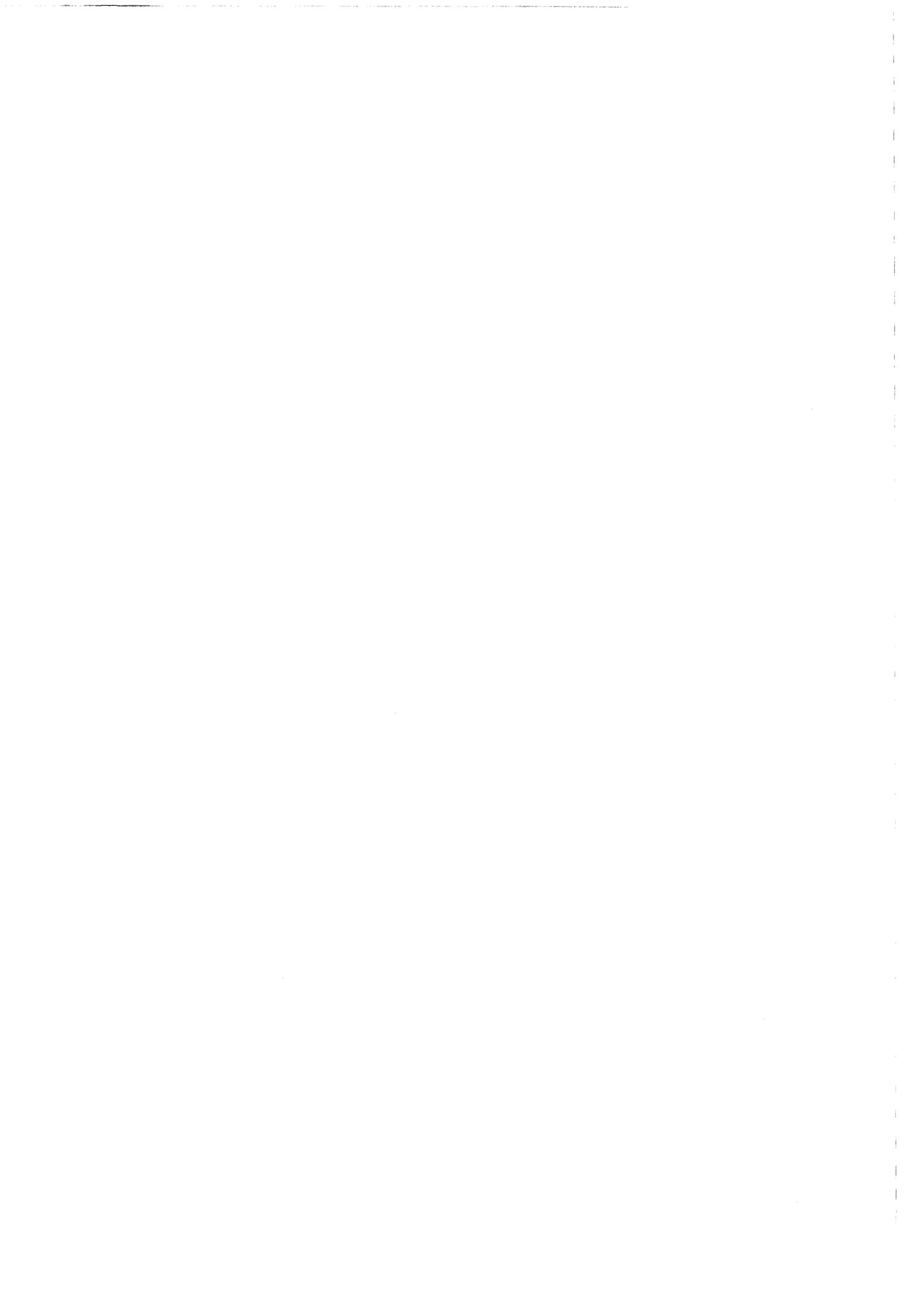
Le dépôt des unités 4a à 11 est marqué par le fonctionnement de failles synsédimentaires.

L'histoire tectonique de la région se termine par un épisode compressif mésozoïque marqué par un bombement, au moins un chevauchement (Ψ_1) et par le rejeu anté et post chevauchement des failles verticales. On note également un épisode de fracturation post Ψ_1 .

Il semble que systématiquement les failles les plus anciennes ont rejoué au cours des épisodes suivants (ex faille F8 de la figure 4-21, qui est à l'origine anté groupe II puis elle a affecté celui-ci avant le dépôt de l'unité II ; et elle a rejoué légèrement après (pl. D-7)). Cette particularité permet d'expliquer le nombre très limité de familles de failles de même direction ; chaque phase de tectonique cassante n'induisant que rarement une nouvelle fracturation, mais faisant préférentiellement rejouer les failles héritées des périodes précédentes.

Chapitre 5

CORRELATIONS **(et évolution régionale)**



Corrélations

Pour l'établissement d'une charte de corrélations dans les terrains sédimentaires du Précambrien, les outils biostratigraphique et géochronologique ne sont que des compléments aux corrélations lithostratigraphiques, basées sur la méthode structuro-lithologique (Pomerol et Babin, 1977, p. 30).

Dans le Précambrien du Nord de la Cordillère, la charte de corrélations généralement admise (Young et al., 1979 ; Young, 1982) s'articule autour de deux discordances, considérées comme d'importance régionale, liées à des orogènes dont la signification pose problème. Ces deux discordances définissent trois séquences (séquences A, B et C, cf. fig. 1-4). La part de chacune de ces séquences dans les séries précambriennes les plus proches de la zone étudiée, est illustrée à la figure 5-1.

Rappelons ici que les auteurs ont nommé *orogène* un événement tectonique engendrant une discordance, sans préjuger de l'ampleur ni de la nature (compressive ou distensive) de cet événement.

I. LES CORRÉLATIONS PROPOSÉES.

Mon travail m'oblige à proposer des modifications dans ces corrélations et je serai amené à diviser les séquences A et B des auteurs, en séquences A₁, A₂, B₁ et B₂ (cf. fig. 5-2 et 5-3).

Je montrerai en effet qu'il est très probable qu'à l'intérieur de la séquence A, il existe une discordance d'importance régionale (liée à l'orogène compressive de Fifteenmile), et qu'à l'intérieur de la séquence B, il y a également une discordance d'importance régionale liée à une phase de tectonique distensive synchrone d'intrusions basiques (événement du Cycle du Cuivre). Par ailleurs, nous verrons qu'il est logique de regrouper les séquences B₂ et C car l'orogène qui les sépare est locale (fig. 5-2).

Dans ce chapitre, je ne justifierai que les corrélations entre la série établie précédemment et celles des montagnes Mackenzie, Wernecke et de l'Alaska oriental (fig. 5-1). Les corrélations avec les séries plus méridionales de la figure 5-3 sont reprises de Eisbacher (1981a) et Mansy (com. pers.). Le problème de l'âge des séries et des orogènes sera envisagé plus loin.

A. LA SEQUENCE A (SEQUENCES A₁ et A₂).

La comparaison entre le groupe I (chapitre 2), et les descriptions et les photographies des faciès caractéristiques du Groupe Fairchild (Delaney, 1978 et 1981), montre une bonne homologie entre ces séries. Le détail des corrélations est à la figure 5-3.

La description du Groupe Quartet des montagnes Wernecke (notamment Delaney in Young et al., 1982, p. 86) montre une grande similitude pétrographique et sédimentologique avec l'unité 3a^{sh} de cette étude (phénomènes de re-sédimentation, bathymétrie proche de l'émergence). Au-dessus du Groupe Quartet on trouve une série carbonatée (Groupe Gillepsie) qui correspondrait aux unités 3b et 3c des montagnes Ogilvie.

On constate sur la figure 5-1 (d'après Delaney, com. pers.) et dans la littérature sur ce sujet (cf. chap. 2, 2^{ème} partie) que la brèche intrusive des montagnes Wernecke, affleure préférentiellement entre les Groupe Fairchild et Quartet, et qu'elle masque souvent leur relation. Ces Groupes viennent d'être corrélés respectivement avec le groupe I et l'unité 3a^{sh} des montagnes Ogilvie, entre lesquels affleure souvent l'unité 3a^{br} (fig. 2-47). Or cette unité, totalement sédimentaire, présente une grande similitude pétrographique avec la brèche intrusive des montagnes Wernecke. Ces deux observations (similitude pétrographique et localisation préférentielle à un même niveau stratigraphique) suggèrent une corrélation entre ces deux brèches. Cette corrélation a déjà été proposée par Blusson in Morin (1977), Bell (1978), Thompson et Roots (1982) et Delaney (com. pers.), mais cette fois je considère que ces deux brèches sont d'origine sédimentaire et constituent, au moins localement, la base du Groupe Quartet et du groupe II.

J'ai montré que dans les montagnes Ogilvie, le groupe II était discordant sur le groupe I. Cette discordance est liée à une phase de tectonique compressive que j'ai nommé, en suivant l'habitude canadienne : *Orogenèse Fifteenmile*. Dans les montagnes Wernecke une telle orogenèse n'a pas été décrite, néanmoins, Delaney (1981) signale que le Groupe Quartet repose localement en discordance sur le Groupe Fairchild. Plus généralement, selon cet auteur les relations entre ces deux groupes sont masquées par des "intrusions de brèche" *sécantes* par rapport à l'encaissant.

Vu la nouvelle interprétation que je viens de proposer pour la brèche des montagnes Wernecke, on doit interpréter ce qui précède comme la preuve que l'orogenèse Fifteenmile, décrite pour la première fois dans ce mémoire, a une importance régionale. Je propose donc de nommer les niveaux de la séquence A sous-jacents à la discordance liée à l'orogenèse Fifteenmile, *séquence A₁*, les niveaux sus-jacents formant la *séquence A₂*.

B. LA SEQUENCE B (SEQUENCES B₁ et B₂).

Au-dessus et en discordance sur les niveaux qui viennent d'être envisagés, et en dessous de ceux de la séquence C (dont la reconnaissance ne pose pas de problème (cf. infra) on trouve une épaisse série de plate-forme que Young et al. (1979) ont nommé séquence B.

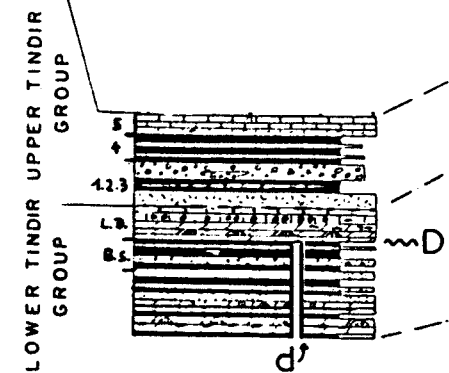
Fig. 5-1 - Colonnes lithostratigraphiques des principales séries précambriennes du Nord de la Cordillère canadienne. (Delaney com. pers. légèrement complétée) (localisation fig. 5-3).

Trois séquences (A. B. C.) distinguées par Young et al. (1979) sont séparées par des orogenèses (B.Y = 1000 m.a.). Les discordances, majeures ou locales, (D) et les dykes (d) sont ajoutés par rapport au dessin original. Sur la colonne des montagnes de l'Alaska oriental, les unités 1, 2, 3, 4, 5, L.D. (lower dolostomes) et B.S. (black shales) sont d'après Young, 1982.

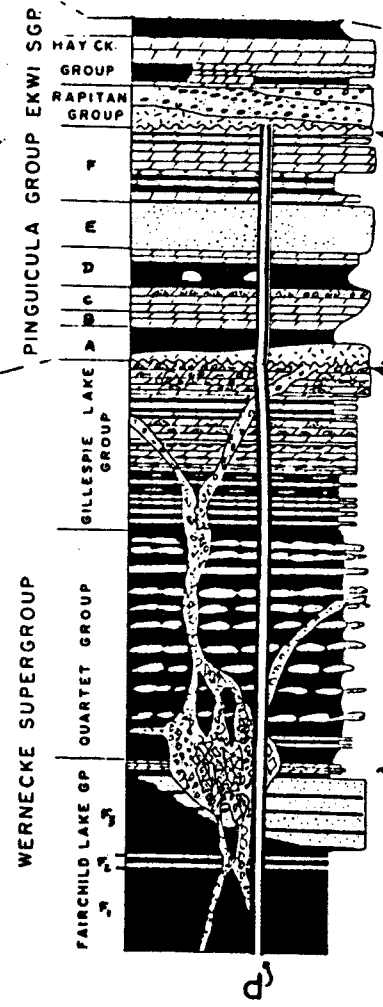
TATONDUK RIVER AREA
EAST ALASKA

WERNECKE MOUNTAINS

MACKENZIE MOUNTAINS

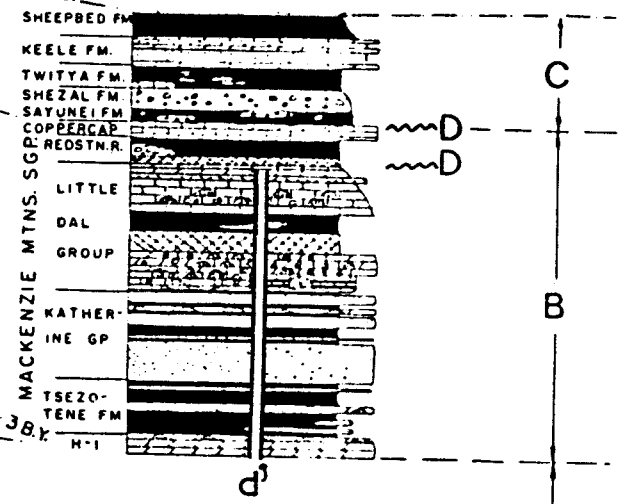


- LEGEND
- CONGLOMERATE
 - MIXTITE
 - SANDSTONE
 - MUDSTONE, SILTSTONE
 - LIMESTONE
 - DOLOMITE
 - stromatolites
 - oolites
 - chert
 - molar tooth structure
 - EVAPORITE
 - VOLCANICS
 - BRECCIA COMPLEX



HAYHOOK OROGENY 0.8BY

RACKLAN OROGENY 1.2-1.3BY



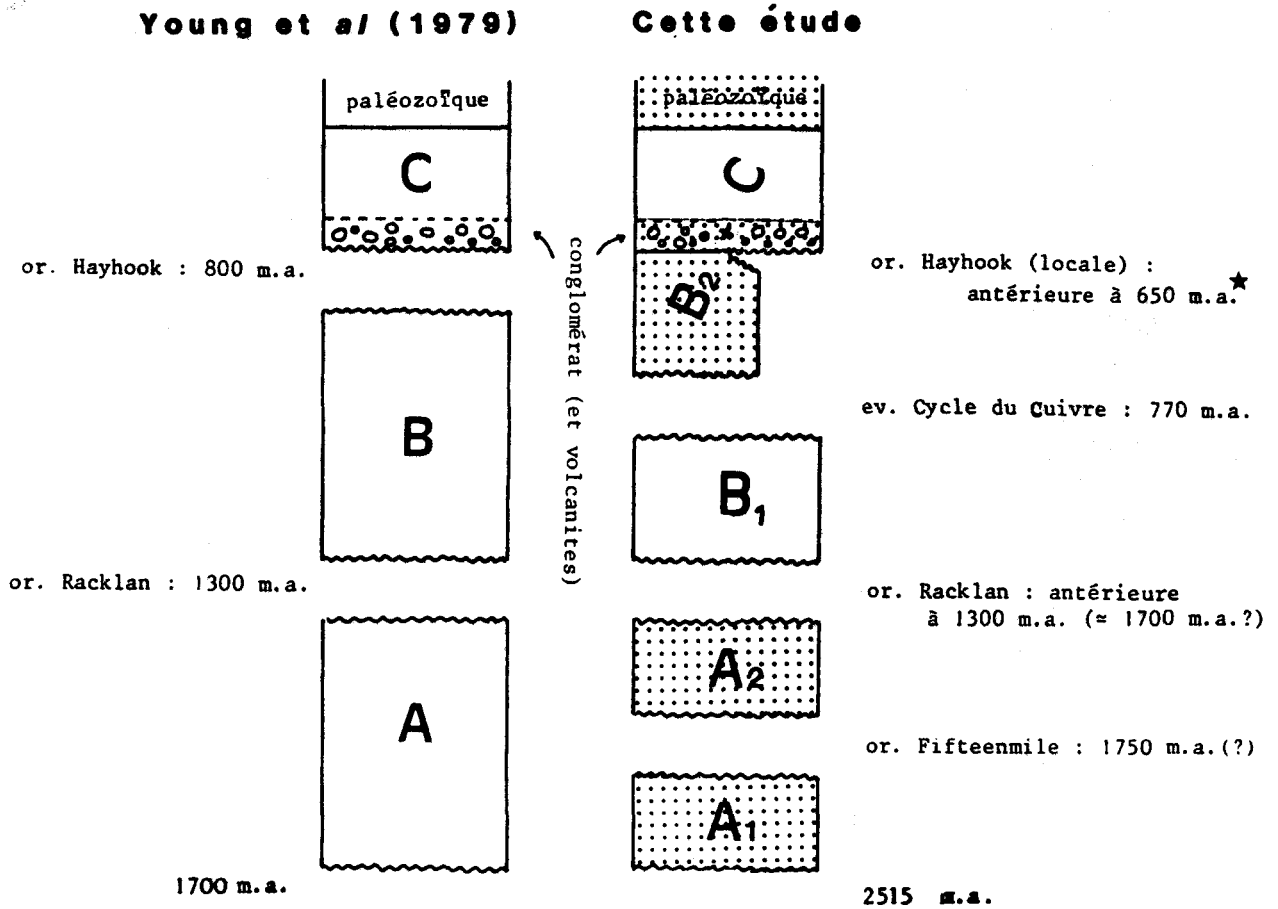


Fig. 5-2 - Principe de la modification proposée ici, pour le cadre des corrélations du Précambrien du Nord de la Cordillère canadienne.

On remarque la prise en compte de nouvelles orogénèses et une différence d'appréciation sur l'importance de l'orogénèse Hayhook. Par ailleurs, l'âge des événements tectoniques, et donc des limites des séquences, est complètement réévalué (en tramé apparaissent les niveaux observés sur le terrain étudié).

A₁ = groupe I A₂ = groupe II B₂ + base de C = groupe III,
 paléozoïque = unité II + F.R.R.

Les corrélations de détail à l'intérieur de cette séquence ont été longtemps discutées. (Eisbacher, 1978 a, 1979 ; Young et al., 1979 ; Yeo et al., 1978). L'accord semble maintenant se faire (Eisbacher, 1981a ; Young, 1982).

La limite entre les séquences A et B n'est observable que dans les montagnes Wernecke et les Muskwa Ranges. Il s'agit d'une discordance angulaire attribuée à l'orogénèse Racklan. Ce terme de "Racklan" a été introduit par Gabrielse (1972) puis précisé par Eisbacher (1978), rejeté par Yeo et al. (1978) et repris par Young et al. (1979). La nature (distensive ou compressive) n'est pas établie.

A l'intérieur de la séquence B, on observe une discordance dans les montagnes Mackenzie et dans celles de l'Alaska oriental. Ces discordances sont parfois négligées par les auteurs.

Ainsi dans l'Alaska oriental, Payne et Allison (1981) en signalent une à l'intérieur du Groupe "Lower Tindir" (séquence B): entre les "black shales" et les "lower dolostones" (fig. 5-1), mais Young (1982) ne reconnaît pas ce contact en tant que discordance, bien qu'il signale que les dykes basiques ne le franchissent jamais.

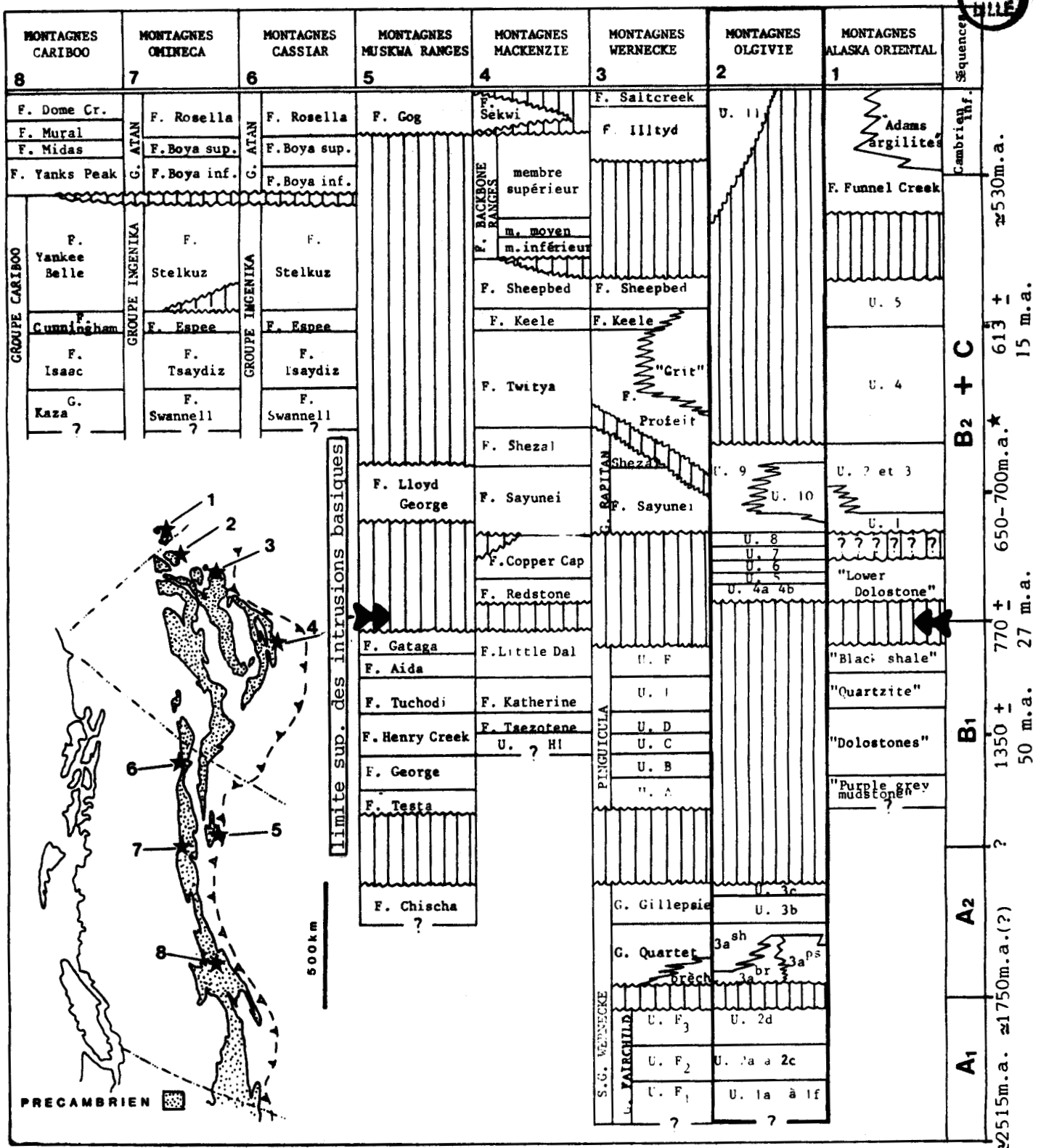


Fig. 5-3 Proposition de tableau de corrélation du Précambrien et du Cambrien inf. du Nord de la Cordillère canadienne. Les séquences ont été définies à la figure 5-2
Principaux auteurs consultés : Brabb (1967), Bell (1968), Taylor et Stott (1973), Churkin (1973), Norris (1973), Fritz (1980), Eisbacher (1981a), Payne et Allison (1981), Delaney (1981), Young (1981 et 1982), Roots (1983), Mansy (com. pers.).

Les colonnes 6, 7 et 8 et les corrélations s'y référant sont d'après Mansy (com. pers.).

* cf. remarque p 205

De même, dans les montagnes Mackenzie, Jefferson (1978), Yeo et al. (1978), Young et al. (1979 et 1982) négligent ou donnent peu d'importance à la discordance qui sépare le Groupe de Little Dal de la Formation Redstone (fig. 5-1). Cette discordance serait, selon eux, consécutive d'un phénomène local d'épirogénie synsédimentaire. Par contre Eisbacher (1978a) la considère comme majeure. Il s'agirait d'une phase de tectonique distensive paroxysmale dont on trouve des prémices dans le sommet du Groupe de Little Dal (Eisbacher, 1978 ; Aitken et Long, 1978 ; Aitken, 1981) et dont on observe des effets dans les niveaux sus-jacents (cf. particulièrement Eisbacher, 1981a). Des données récentes de paléomagnétisme (Morris et Park, 1981 ; Morris et Aitken, 1982) confirment l'importance de cet événement tectonique. Elles montrent que la discordance correspond à une lacune de longue durée, et non un phénomène d'épirogénie synsédimentaire. Là encore cette discordance souligne la limite supérieure des intrusions de dykes basiques (Armstrong et al., 1982).

Je propose donc de considérer comme d'importance régionale la discordance que l'on observe au sein de la séquence B, et qui semble correspondre à un épisode d'intrusion basique généralisé (des Muskwa Ranges à l'Alaska oriental : fig. 5-3).

Eisbacher, qui le premier a mis en évidence l'importance de cette phase tectonique dans les montagnes Mackenzie, ne lui a pas donné de nom ; elle est généralement désignée comme l'"événement du Cycle du Cuivre". Cet "événement" a la même valeur que les orogènes classiquement décrites. Notons que le synchronisme des intrusions, sur lequel repose en partie cette conception, est hypothétique et nécessite une confirmation radiochronologique (en cours sur le terrain étudié).

Je propose de nommer les niveaux de la séquence B sous-jacents à la discordance liée à l'événement du Cycle du Cuivre, *séquence B₁*, les niveaux sus-jacents formant la *séquence B₂*.

Dans la région étudiée, au vu de ce qui a été dit sur les séquences A₁ et A₂ et qui sera dit sur la base de la séquence C (cf. infra), seules les unités 4a à 8b sont attribuables à la séquence B. Comme elles ne sont pas traversées par des dykes, elles constituent la séquence B₂ (B₁ étant donc absent). La corrélation de ces unités avec le sommet du Groupe Lower Tindir avait déjà été envisagée par Blaise (1983). On remarquera que le paléoclimat supposé pour ces unités (chaud à tendance évaporitique) est le même que celui indiqué par des niveaux d'évaporites dans la séquence B₂ des montagnes Mackenzie (fig. 5-1, Formation Redstone).

D'après la figure 5-3, la limite entre les unités 3c et 4a du terrain étudié, comprend à la fois l'"événement du Cycle du Cuivre" et l'"orogène Racklan". La signification, en terme tectonique, de cette limite est obscure, mais elle correspond probablement, au moins à une phase de rejeux de faille et d'intrusions basiques que l'on peut attribuer, en fonction de ce qui précède, à l'événement du Cycle du Cuivre. Je ne dispose donc sur le terrain, d'aucun élément pour préciser la nature (distensive ou compressive) de l'orogène Racklan. Remarquons que si des travaux ultérieurs montraient l'existence d'un événement compressif à la limite des unités 3c et 4a (ce qui a été envisagé comme hypothèse : fig. 4-8), on ne pourra l'attribuer qu'à l'orogène Racklan.

C. LA SEQUENCE C.

Une discordance ne sépare pas systématiquement les séquences B et C (comme le voudrait la définition : cf. p 195).

Ainsi, dans l'Alaska oriental il y a concordance (avec une lacune ?) entre les "lower dolostones" (séquence B₂) et l'ensemble conglomératique et volcanique sus-jacents (séquence C : unités 1, 2 et 3 de Young, 1982). De même, dans les montagnes Mackenzie la discordance n'est qu'occasionnelle. Il existe même parfois des faciès de transition entre la Formation Copper Cap (séquence B₂) et l'ensemble conglomératique sus-jacents (séquence C : Formations de Sayunei et Shezal).

En pratique, il semble donc que les auteurs utilisent un critère d'ordre lithostratigraphique pour fixer la base de la séquence C. Ils considèrent que cette séquence commence par un conglomérat grossier, par analogie avec ce qui se passe dans le Sud de la Cordillère (Supergroupe de Windermere : Young et al., 1973) où le conglomérat de Toby est discordant sur le "Belt" (fig. 1-4).

Dans le Nord de la Cordillère, une origine glaciaire est généralement attribuée aux conglomérats, en fonction d'arguments sédimentologiques (Eisbacher, 1978b, 1981a et b ; Yeo, 1981 ; Allison et al., 1981 ; Young, 1982). Cette attribution est compatible avec certaines données paléomagnétiques de Morris (1977). Le conglomérat est associé à des sédiments détritiques fins mais aussi, à des roches volcaniques dans l'Alaska oriental (Young, 1982) et montagnes Wernecke (Young et al., 1979). Dans les autres régions, la présence du volcanisme est attestée, selon les auteurs, par des niveaux de cherts rouges au chimisme particulier (Yeo, 1981).

L'interprétation climatique de ce conglomérat dans la Cordillère, et son association systématique avec du volcanisme (lequel est exceptionnel dans le Protérozoïque de ces régions) justifient à mon avis, les corrélations entre tous ces niveaux conglomératiques qui peuvent donc servir de repère chronostratigraphique.

Comme je l'ai déjà signalé, la limite entre les séquences B et C est classiquement décrite comme une discordance angulaire attribuée à l'orogénèse Hayhook. Mais les seuls endroits où une discordance angulaire existe à la base de la séquence C, sont ceux où il y a lacune de la séquence B₂ (sauf très localement dans les montagnes Mackenzie). La discordance est donc probablement reliée à l'"événement du Cycle du Cuivre", d'autant plus que là où la séquence B₂ existe, cette dernière passe en continuité, parfois avec des faciès de transition, à la séquence C.

L'orogénèse Hayhook serait donc un événement local d'une petite région des montagnes Mackenzie, contrairement à ce qui a été supposé jusqu'à maintenant, par analogie avec ce que l'on observe dans le Sud de la Cordillère. Il faudrait donc regrouper en une seule séquence les séquences B₂ et C.

Dans la zone étudiée, je n'ai pas pu démontrer une origine glaciaire pour le conglomérat de l'unité 9b, mais il est associé à du volcanisme (unité 10 : Roots, 1983). De plus il contient des fragments de chert rouge d'aspect très différent de ceux du groupe II. C'est sur ces observations que se base la corrélation des unités 9, 9a, 9b et 10 avec la base de la séquence C. On remarque qu'ici aussi, la séquence B₂ (unité 8) passe en continuité avec des faciès de transition à la séquence C (unité 9).

Dans les montagnes Ogilvie, n'affleure que la base de la séquence C. Les corrélations proposées sur la figure 5-3 pour le sommet de cette séquence sont tirées de Young (1982), Eisbacher (1981a). Pour le Cambrien, j'ai utilisé les travaux de Fritz (1980) ; Norris (1983) ; Brabb (1967) et Churkin (1973).

II PROPOSITIONS POUR UN CADRE CHRONOLOGIQUE.

Young et al. (1979) ont proposé, pour les séquences A, B et C, les âges suivants : 1700 - 1200 (ou 1300) m.a., 1200 (ou 1300) - 800 m.a., et 800 - 570 m.a. (fig. 5-1). Peu de données radiochronologiques ou biostratigraphiques provenaient, à cette époque, du Nord de la Cordillère. Ces auteurs ont donc étayé leurs propositions sur des corrélations entre les orogènes du Nord avec celles, mieux datées, du Sud (Bassin du Belt, fig. 1-4 et 1-5).

Mais la paléogéographie de Bassin du Belt suggère qu'il s'agit d'un aulacogène transverse par rapport aux structures actuelles (Harrison, 1972 ; Harrison et al., 1974). La tectonique compressive qu'il a subi (à 1300 m.a., fig. 1-4) serait liée à sa fermeture (Stewart, 1976 ; Young, 1981) et non, comme le supposaient Monger et al. (1972) et Wheeler et Gabrielse (1972) à une subduction occidentale. L'âge de cette tectonique locale ne peut donc pas être utilisée pour des corrélations à trop longue distance.

Quelques données biostratigraphiques et radiochronologiques plus récentes que la note de Young et al. (1979), et provenant exclusivement du Nord de la Cordillère, permettent d'esquisser un cadre chronologique plus précis illustré aux figures 5-2 et 5-3 et justifié dans ce qui va suivre.

A. AGE DES SEQUENCES A₁, A₂ ET DE L'OROGENESE FIFTEENMILE.

Archer et al. (1977) ; Archer et Schmidt (1978) ; Godwin et al. (1982) ; Godwin et Sinclair (1982) ont publié un certain nombre d'âges radiochronologiques liés à la brèche "intrusive" (en fait sédimentaire, cf. supra) des montagnes Wernecke. Parmi ceux-ci, un certain nombre concerne des minéraux d'altération contenus dans les fissures de la brèche ; ils indiquent un âge minimum pour celle-ci de 1150 m.a. . L'âge le plus ancien publié est de 1510 ± 6 m.a., il concerne une phlogopite, mais son interprétation est délicate ; on ignore s'il s'agit de l'âge de la source détritique, du dépôt, ou un âge tardif.

Godwin et Sinclair (1982) ont publié 9 déterminations, avec une moyenne autour de 1460 ± 40 m.a., sur des gisements stratoïdes de galène dans le Groupe Gillepsie (séquence A₂). Cet âge correspond à l'âge minimum de ce Groupe. L'orogène Fifteenmile est donc antérieure à celui-ci. Dans le contexte du Précambrien d'Amérique du Nord, une tectonique compressive de cet âge a une très forte probabilité d'être Hudsonienne (1750 m.a.) (cf. fig. 1-1). Des manifestations hudsoniennes sont par ailleurs très abondantes et importantes, à proximité, dans le Bouclier Canadien (fig. 1-2).

La séquence A₁ serait donc antérieure à 1750 m.a., la présence de carbonates et l'absence de volcanisme suggèrent qu'elle ne soit pas archéenne (Cloud, 1972). Son âge serait compris entre 2515 et 1750 m.a. (Aphébien)

Le sommet de la séquence A₂ est antérieur à 1420 m.a.. La présence de "Banded Iron Formation" suggère pour sa base un âge Protérozoïque "ancien" probablement inférieur (Gross, 1965). La séquence A₂ serait donc Aphézien tardif et correspondrait à des dépôts de plate-forme instable déposés lors de la détente orogénique (tarditectonique). Du fait de l'imprécision sur l'extension maximale dans le temps des "B.I.F." (Routhier, 1980), cet âge demeure néanmoins fortement hypothétique.

B. AGE DE L'OROGENESE RACKLAN ET DE LA SEQUENCE B₁.

Selon Aitken et al. (1978a et b), l'unité H₁ (à la base de la séquence B₁ dans les montagnes Mackenzie, cf. fig. 5-3) aurait pour âge 1350 ± 50 m.a. d'après des stromatolites. L'orogénèse Racklan est donc antérieure à 1300 m.a. Son âge en est peut-être très proche. Mais vu l'âge supposé pour la séquence A₂, il est possible aussi que l'orogénèse Racklan ait un âge proche de celui de l'orogénèse Fifteenmile. Elle constituerait alors une phase tardive (compressive ou distensive) de cette dernière.

Des données biostratigraphiques permettent à Aitken (1981) de proposer, pour la Formation Little Dal (sommet de la séquence B₁ dans les montagnes Mackenzie, fig. 5-3), un âge compris entre 1000 et 700 m.a.

C. AGE DE L'"EVENEMENT DU CYCLE DU CUIVRE" ET DE LA SEQUENCE B₂

Armstrong et al. (1982) ont daté les dykes liés à l'"événement du Cycle du Cuivre" (770 ± 27 m.a.).

Sur le terrain étudié la séquence B₂ a un âge compris entre 1000 et 640 m.a. ; probablement dans la partie supérieure de cette fourchette (cf. chapitre 2). Cette précision est en accord avec les corrélations (B₂ est post 770 m.a.).

D. AGE DE L'OROGENESE HAYHOOK ET DE LA SEQUENCE C.

R.I. Thompson (com. pers.) a obtenu récemment un âge compris entre 700 et 650 m.a.* pour des zircons d'une roche rhyolitique du sommet de l'unité 10. Cette unité est, rappelons le, interstratifiée dans l'unité 9 (base de la séquence C), 25 km à l'Ouest de la zone étudiée. Cet âge constitue l'âge le plus ancien connu pour un niveau de la séquence C et donc l'âge minimum de l'orogénèse Hayhook.

Dans les montagnes Wernecke, des intrusions locales de lamprophyre qui recoupent le conglomérat basal de la séquence C et la Formation Twitya, sont datées à 613 ± 15 m.a. (Delaney, 1981 et Yeo, 1981).

Signalons enfin la présence de faune édiacarienne (Précambrien terminal) (Hofmann, 1981, 1984 ; Hofmann et al., 1983) au sommet de la séquence C qui passe en continuité, au moins localement, avec le Cambrien (Fritz, 1980).

* cf. remarque p 205

III. CORRELATIONS AVEC LE SUD DE LA CORDILLERE

Les grandes divisions stratigraphiques du Précambrien du Sud de la Cordillère, et les corrélations avec le Nord actuellement admises sont indiquées à la figure 1-4. Le nouveau cadre chronologique que je viens de proposer, pour les séries précambriennes du Nord, n'est pas compatible avec ces corrélations. La figure 5-4 en propose de nouvelles.

L'équivalence entre le " Supergroupe de Windermere " et la séquence C est maintenue sur les mêmes bases que précédemment (Young et al. 1979, Mc Mechan et Price 1982, ect...): le conglomérat basal de ces deux ensembles constitue un repère chronologique d'ordre climatique (glaciaire). Thompson (com. pers.) a daté un niveau volcanique interstratifié dans le conglomérat septentrional à 650 - 700 m.a.★ ce qui rajeunit l'âge du conglomérat de Toby (équivalent) classiquement considéré comme étant proche de 800 m.a. (immédiatement post-orogénique)

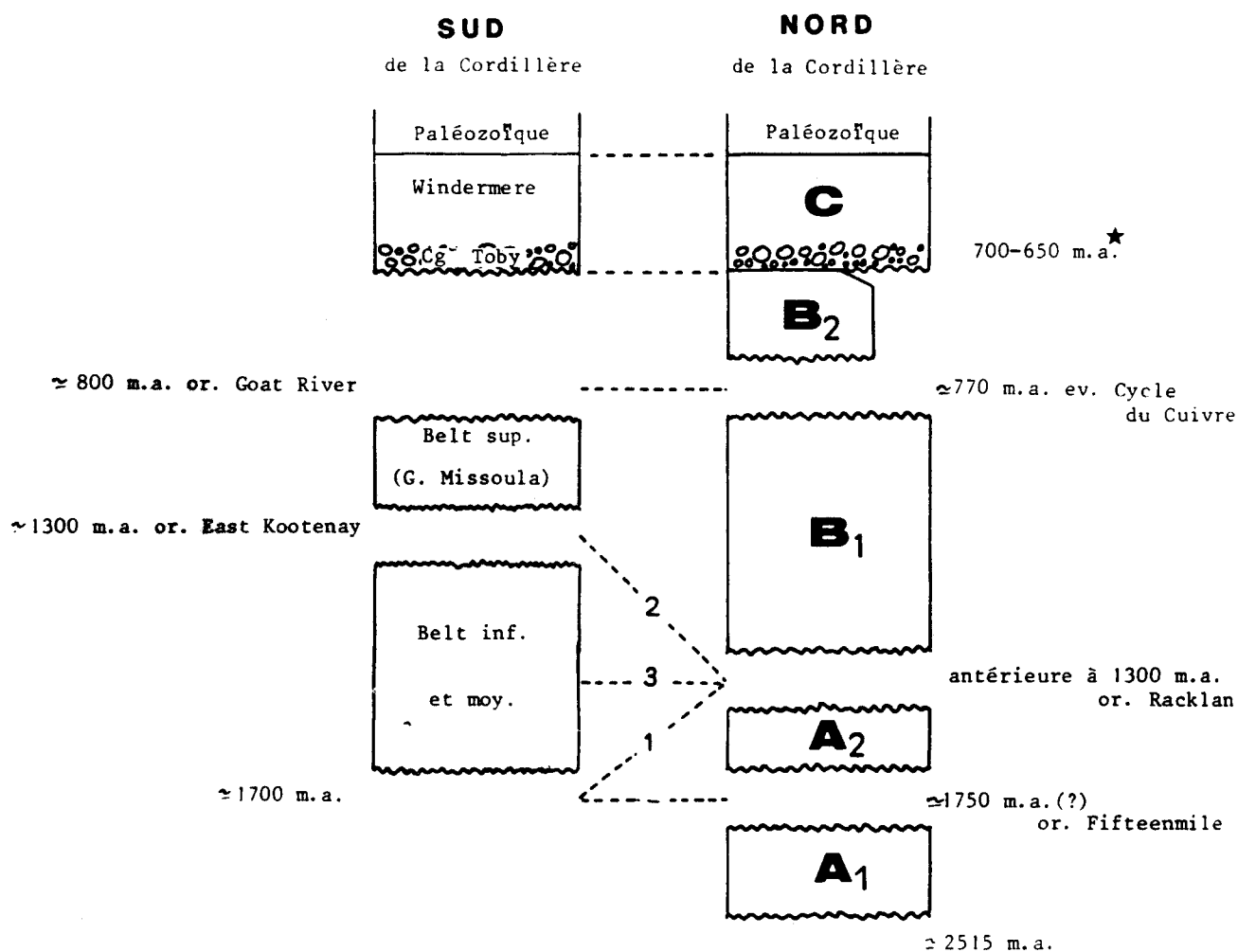


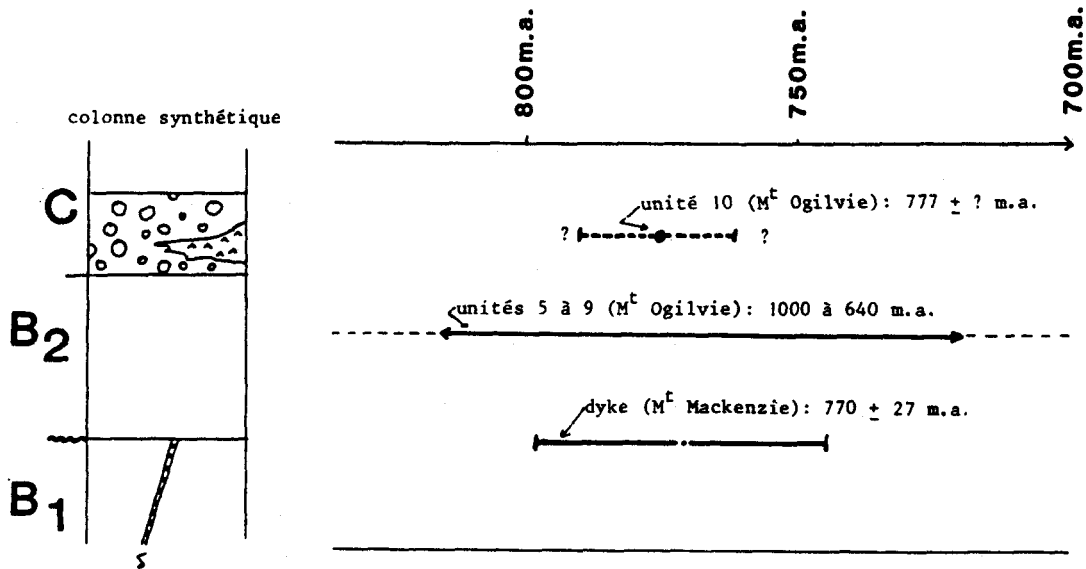
Fig. 5-4 - Proposition pour de nouvelles corrélations entre le Précambrien du Nord et du Sud de la Cordillère canadienne.

La comparaison avec la figure 1-4 indique les modifications apportées aux corrélations précédemment admises (les orogénèses du Sud sont d'après Mc Mechan et Price, 1982). On remarque différentes hypothèses de corrélations pour le bas du tableau en fonction de l'âge de l'orogénèse Racklan ; âge hudsonien tardif : 1 ; âge proche de 1300 m.a : 2 ; âge quelconque entre 1300 et 1700 m.a : 3 (ou même 1 ou 2, selon l'âge de dépôt effectif du Belt inférieur et moyen dans la fourchette 1700 - 1300 m.a).

L'orogénèse Goat River, au sens de Mc Mechan et Price (1982) et l'événement du Cycle du Cuivre, tous deux distensifs et datés respectivement à 800 et 770 m.a. sont considérés comme équivalents.

Si l'orogénèse Racklan est d'âge hudsonien tardif (≈ 1700 m.a.) on aurait l'équivalence entre la séquence B₁ et le Belt (post - 1700 m.a). La possibilité d'un autre âge pour cette orogénèse (de 1300 à 1700 m.a) empêche toute corrélation précise (cf fig. 5-4). La séquence A₁, supposée être aphébiennienne (anté 1750 m.a), ne devrait avoir aucun équivalent au Sud.

* Note ajoutée en cours d'impression : La nouvelle détermination à $777 \pm ?$ m.a. des volcanites de l'unité 10 (cf. p. 135) ne remet pas en cause les corrélations proposées pour le Nord de la Cordillère (cf. fig. infra) qui ont d'ailleurs été établies indépendamment de toutes données chronologiques. Par contre cette nouvelle détermination modifie le cadre chronologique en déplaçant l'âge de l'orogénèse Hayhouk et en réduisant la période de sédimentation possible pour la séquence B₂ à quelques dizaines de millions d'années au maximum. Par ailleurs les conceptions développées p. 204 au sujet des corrélations interrégionales dans le Protérozoïque supérieur (post 100 m.a.) sont à nuancer : l'orogénèse Goat River étant probablement à la fois l'équivalente de l'orogène Hyhouk et de l'événement du cycle du Cuivre, tous deux chronologiquement très proches.



Evolution régionale

Depuis les travaux de Dercourt (1970, 1972), de nombreux auteurs ont proposé des modèles d'évolution globale de la Cordillère canadienne. Ces modèles ne concernent essentiellement que le Paléozoïque supérieur et les périodes plus récentes. Pour ce qui est de l'évolution au Précambrien et au Paléozoïque inférieur, on ne dispose d'aucune synthèse plus récente que celle de Douglas et al. (1968)

Je me propose donc d'apporter ici quelques éléments concernant cette évolution ~~me~~ limitant au Nord de la Cordillère. Ce modèle hypothétique repose en partie sur les corrélations de la figure 5-3.

On peut diviser l'histoire du Précambrien et du Paléozoïque inférieur de la partie cratonique du Nord de la Cordillère en deux grandes parties. La première partie de cette histoire est similaire à celle du Bouclier canadien, la deuxième est spécifique à la région envisagée ici.

I. LE CRATON DU NORD DE LA CORDILLÈRE EN TANT QUE PARTIE DU BOUCLIER.

Les niveaux les plus anciens connus (séquence A_1) seraient aphébiens (2515 - 1750 m.a), ils ont subi des déformations compressives (orogénèse Fifteenmile) ~~corrélables~~ avec les orogénèses hudsoniennes du Bouclier canadien (fig. 1-2). Dans ce bouclier, ces orogénèses semblent systématiquement liées à la tectonisation, par collision, de marges continentales aphébiennes situées à la bordure de petits cratons. Ces tectonisations quasi-synchrones ont engendré des chaînes "alpinoty-pes" à valeur de suture (cf introduction). L'ensemble des cratons ainsi agglomérés a formé le gigantesque continent Sibéro-Américain (Sears et Price 1978).

Ce que l'on connaît de l'orogène hudsonien du Nord de la Cordillère (Delaney 1978, 1981 et cette étude) ne permet pas d'affirmer qu'il s'agit d'une suture. Néanmoins, par analogie, on peut penser que la séquence A_1 caractérisée par un approfondissement du milieu de dépôt est synchrone de la différenciation et de l'évolution d'une marge continentale, et que l'orogénèse Fifteenmile correspond à sa tectonisation.

Dans l'hypothèse proposée page 103, sur l'âge de la séquence A_2 et de l'orogénèse Racklan (distensive ou compressive), ces dernières correspondraient à des étapes tardives de l'évolution de cette chaîne hypothétique.

Une fois le super-continent Sibéro-Américain constitué, des formations de plate-forme intracratonique hélikiennes et hadryniennes se déposent sur celui-ci (chapitre 1). Dans la région envisagée ces niveaux correspondent à la séquence B_1 .

II. LE CRATON DU NORD DE LA CORDILLÈRE PENDANT SON ÉVOLUTION SPÉCIFIQUE.

Cette période, qui commence à la fin de la séquence B₁, correspond à la mise en place, en partie diachronique, d'une paléogéographie spécifique, caractérisée par des plates-formes et des bassins, qui succèdent à la plate-forme précédente. On peut donc distinguer différentes régions (fig. 5-5).

A. LES PLATES-FORMES DE PORCUPINE ET DU MACKENZIE ET LE BASSIN DE SELWYN.

Sur ces plates-formes, le Précambrien affleure essentiellement dans l'Arc de Mackenzie (fig 5-3). Dès le sommet de la séquence B₁ (Groupe Little Dal, Aitken 1981) puis pendant l'évènement du Cycle du Cuivre, s'installe une paléogéographie caractérisée par des faciès plus profonds vers le Sud et le Sud-Ouest.

Cette organisation paléogéographique et cette tectonique distensive se poursuivent pendant la séquence B₂ (Jefferson 1978; Delaney et al, 1982; cette étude : fig. 2-86) et la séquence C (Yeo, 1981; Payne et Allison, 1981; Eisbacher 1981a, Young, 1982; Roots, 1983; Thompson et Eisbacher 1984).

Au Paléozoïque inférieur (Gordey, 1980; Payne et Allison, 1981; Cecile 1982; Mako et Shanks, 1984) la tectonique synsédimentaire se poursuit avec les mêmes caractéristiques paléogéographiques, mais elle est considérée comme synchrone de la différenciation du bassin de Selwyn.

Vu ce qui précède, je propose de considérer que cette différenciation serait plus précoce et daterait de l'extrême fin de la séquence B₁ et surtout de l'évènement du Cycle du Cuivre (≈ 770 m.a).

Les séries du bassin de Selwyn sont essentiellement constituées de shales noirs à graptolites associés à des volcanites (Formation Road River) qui reposent sur un ensemble détritique mal daté : le *grit*. Le substratum de ce dernier est inconnu. Au Sud de la zone étudiée, ce *grit* est au moins en partie Cambrien inférieur (Thompson et Roots, 1982). Mais dans les montagnes Wernecke, il passe latéralement (vers la plate-forme) à un terme carbonaté de la séquence C : la Formation Profeit (cf fig. 5-3). Ceci confirme que pendant le Précambrien supérieur, des différences existaient déjà entre le bassin et la plate-forme.

La genèse et l'évolution du bassin de Selwyn sont marquées par un abondant volcanisme tholéïtique (Tempelman-Kluit 1981a, Roots 1982) et, sur les marges, par des épisodes volcaniques plus rares (base de la séquence C) dont les caractéristiques sont compatibles avec un modèle d'évolution de type Mer-Rouge (Yeo 1981, Roots com. pers.). Très localement la bordure Nord du bassin a un plancher de type océanique (ophiolites alpino-type : Tempelman kluit 1981b) probablement lié à l'existence de rhombochasme.

Ces données suggèrent que la bordure Nord de ce bassin correspond à la lèvre d'un rift. Ce rift aurait pu provoquer un amincissement crustal suffisant pour permettre la montée d'un dôme thermique. Ceci permettrait d'expliquer des âges absolus problématiques du Précambrien ou du Paléozoïque inférieur dans les montagnes Romanzof et British ou près de la fosse de Kechika (fig. 5-5) (Churkin, 1975; Dillon et al, 1980; Mansy, com. pers.). Le problème de ce rifting et de sa signification sera évoqué dans le paragraphe C.

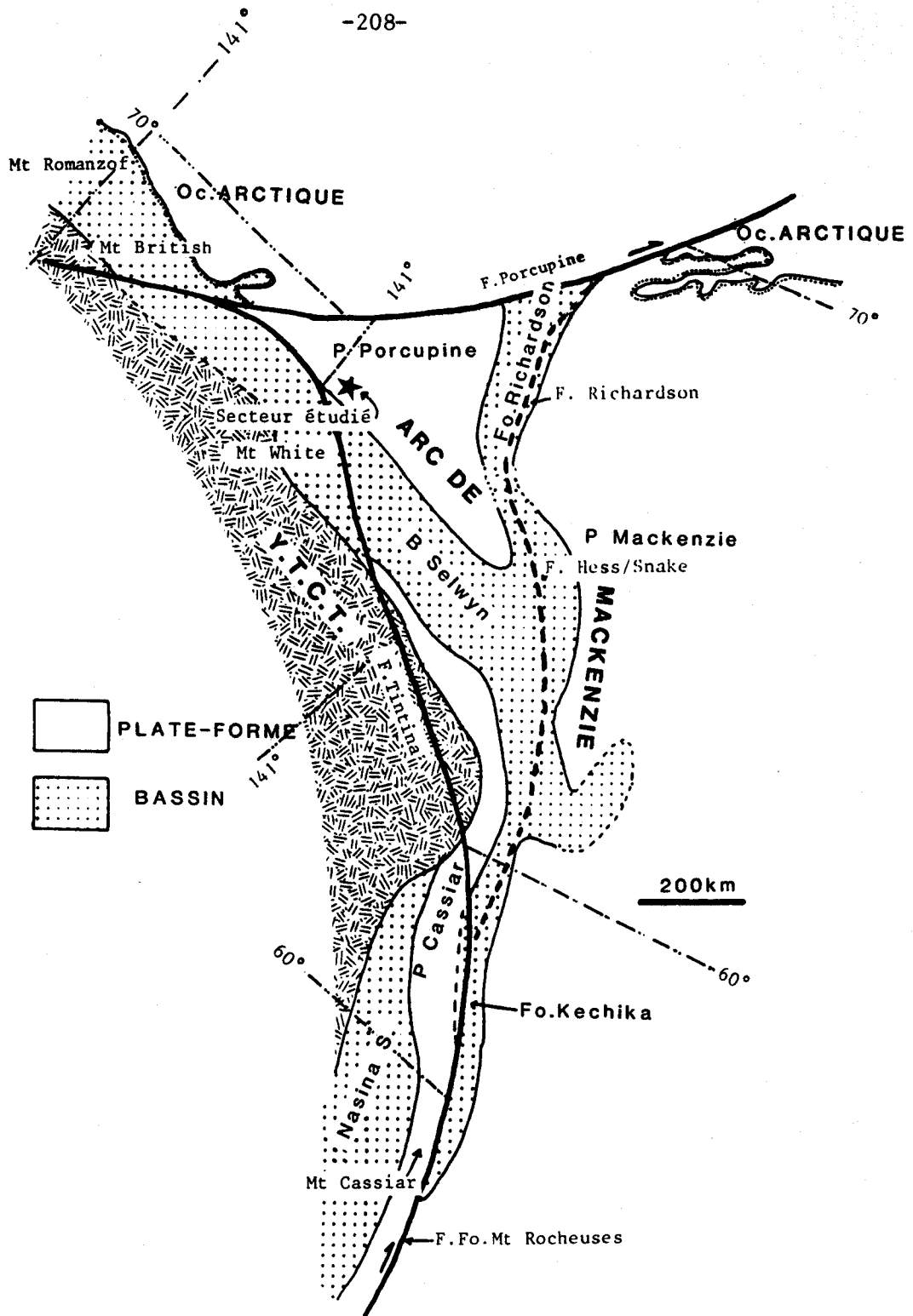


Fig. 5-5 - Les grandes divisions paléogéographiques du Paléozoïque dans la partie actuellement affleurante du craton (au Nord de la limite d'érosion de la nappe mésozoïque du Yukon Tanana Cataclastic terrane (Y.T.C.T.) et équivalents). B = bassin, P = plate-forme, Fo = fosse, F = faille.

Cette carte (Brosge et Dutro, 1973 ; Tempelman-Kluit, 1981a ; Tipper et al. 1981 ; Cecile 1983, Mansy com. pers.) a été établie en annulant le rejet post-chevauchements mésozoïques, des failles Tintina et Porcupine (cf fig. 1-7) (d'après Tempelman-Kluit 1979, Churkin et al. 1982). Aucune reconstruction palinspastique n'a été effectuée, notamment sur la largeur originale des bassins (actuellement fortement écaillés et dont les limites correspondent très souvent à des chevauchements mésozoïques), la rotation de l'Alaska et surtout la position originale de la plate-forme de Cassiar (cf fig. 5-8). Notons de plus, que pour réaliser une reconstitution palinspastique, il est peut-être nécessaire de prendre en compte un éventuel rejet senestre (Eisbacher 1983) au dextre (Norris et Yorath 1981) de plusieurs centaines de kilomètres de la faille de Richardson et de l'undeses prolongements méridionaux actuellement chevauchant. Ce prolongement pourrait être la faille Hess/Snake (en pointillé) ou la faille Plateau légèrement plus orientale (cf fig. 1-7). Ce mouvement aurait eu lieu au Paléozoïque Supérieur. Cecile (1983) pense qu'aucun décrochement important n'a eu lieu le long de la bordure orientale du bassin de Selwyn depuis le Paléozoïque inférieur.

Notons ici que la dernière phase importante liée au rifting protérozoïque daterait du Paléozoïque inférieur. En effet, dans la partie la plus interne de l'Arc de Mackenzie, (Fritz, 1980 ; Hofman, 1984) et sur la bordure du bassin de Selwyn (Gordey, 1980), le Protérozoïque passe en continuité au Cambrien inférieur, souvent détritique. Celui-ci est recouvert, parfois en discordance, par des niveaux transgressifs carbonatés du Cambrien moyen. En se dirigeant vers la région externe de l'Arc, le Cambrien inférieur disparaît rapidement et le Paléozoïque transgressif repose sur différents niveaux du Précambrien ; l'ampleur de la lacune séparant ces niveaux augmente progressivement. En effet la transgression paléozoïque se fait, d'une part sur des terrains de plus en plus anciens vers la partie externe de l'Arc (sauf dans les zones les plus marginales où le phénomène inverse s'observe : fig. 5-6) et d'autre part, bien que la base de cette transgression soit souvent mal datée, il semble qu'elle soit plus tardive (Ordovicien) vers l'extérieur de l'Arc (Gabrielse et al., 1973 ; Aitken et al., 1973 ; cette étude fig. 2-86). Une telle disposition semble représentative de l'émersion et de l'érosion, entre le Cambrien inférieur et moyen, de la bordure septentrionale du bassin protérozoïque. Cette bordure aurait été remontée par un phénomène d'isostasie consécutif de l'amincissement crustal induit par une nouvelle phase paroxysmale de tectonique distensive (fig. 5-7). Notons, que dans Coal Creek Dome, à 50 km à l'Ouest du terrain étudié (p. 134), et probablement aussi sur ce terrain, (fig. 2-86) le Cambrien inférieur est carbonaté, et aucune trace de distension importante n'a été mise en évidence au Paléozoïque inférieur. Cette région semble donc correspondre à une zone relativement stable à cette époque. On peut par contre supposer qu'une phase de distension, ayant fait disparaître une grande partie de la séquence C selon un processus similaire à celui exposé à la figure 5-7, (sauf en ce qui concerne la discordance angulaire Paléozoïque transgressif sur séquence C), a eu lieu dans cette région plus précocement qu'ailleurs : avant le dépôt de l'unité 11, c'est à dire à l'Hadrynien terminal ou au Cambrien basal.

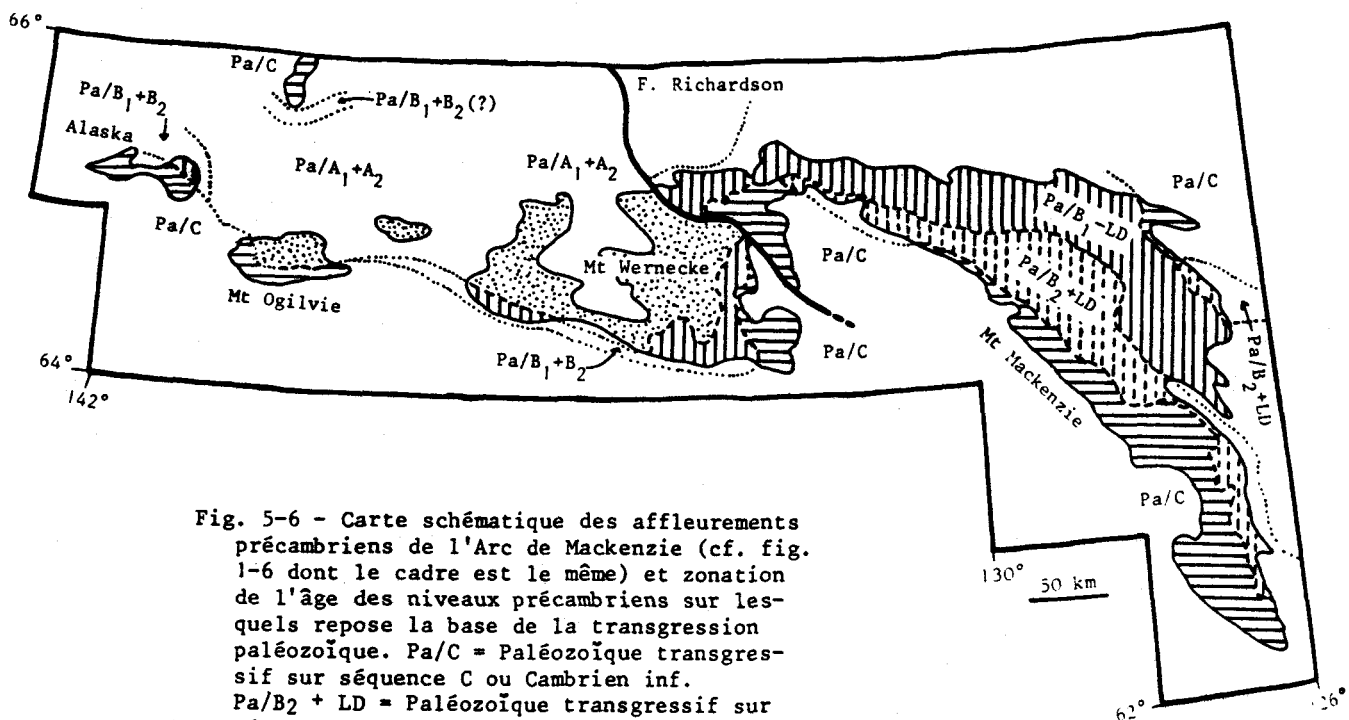


Fig. 5-6 - Carte schématique des affleurements précambriens de l'Arc de Mackenzie (cf. fig. 1-6 dont le cadre est le même) et zonation de l'âge des niveaux précambriens sur lesquels repose la base de la transgression paléozoïque. Pa/C = Paléozoïque transgressif sur séquence C ou Cambrien inf. Pa/B₂ + LD = Paléozoïque transgressif sur séquence B₂ ou Groupe Little Dal ; Pa/B₁-LD = Paléozoïque transgressif sur séquence B₁ sauf Groupe Little Dal ; etc...

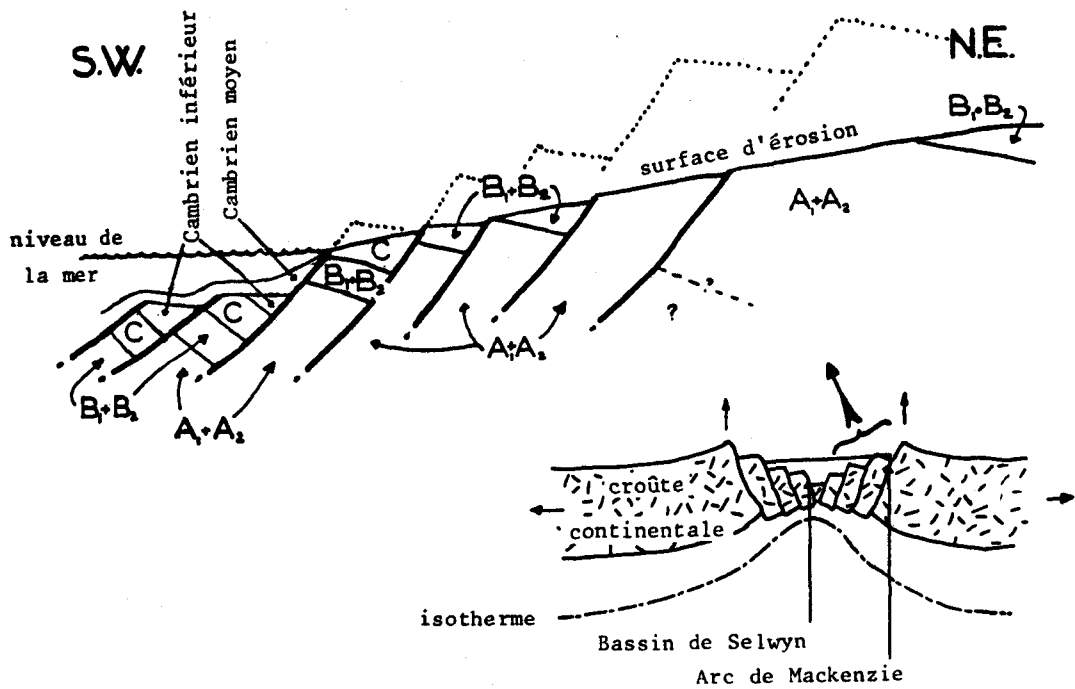


Fig. 5-7 - Coupe schématique de l'Arc de Mackenzie expliquant la position de la transgression paléozoïque sur les niveaux précambriens.

Ce schéma suppose qu'une phase de distension a eu lieu entre le Cambrien inférieur et moyen et qu'elle a provoqué localement une émergence et une lacune d'érosion dont l'ampleur augmente progressivement, des parties internes de l'Arc vers la zone de soulèvement isostatique maximale qui se situerait en son sein. Ultérieurement, au cours d'un nouvel approfondissement du bassin, la transgression n'atteindra que progressivement les parties externes de l'Arc. Les nombreux chevauchements observables actuellement dans l'Arc (fig. 1-6 et 1-7) correspondraient à la reprise des failles normales de cette coupe.

B. LA FOSSE DE RICHARDSON

Les faciès de bassin ne s'observent dans la fosse de Richardson qu'à partir du Cambrien moyen, après un épisode de distension d'importance régionale (Tempelman Kluit 1981a). Il semble néanmoins que certains prémices soient décelables par des intrusions de lamprophyres à affinité de carbonatite datés à 613 m.a. (Delaney, 1981; Yeo 1981).

Il s'agirait d'un aulacogène perpendiculaire au bassin de Selwyn (Churkin, 1975; Norris et Yorath, 1981) dont on pourrait rechercher l'origine dans un processus de "point triple" (Burke et Dewey, 1973; Dickinson, 1974; Hoffman et al., 1974; Milanovsky, 1981).

C. LA PLATE-FORME DE CASSIAR, LE NASINA SHELF ET LEURS RELATIONS AVEC LE BASSIN DE SELWYN.

D'après Tempelman-Kluit (1979), le 'Nasina shelf' est constitué de dépôts de marge continentale paléozoïque. Mansy et Gabrielse (1978) ont montré que la sédimentation des niveaux les plus anciens connus de la plate-forme de Cassiar (Précambrien, séquence C) était déjà compatible avec l'hypothèse de l'existence d'une marge continentale.

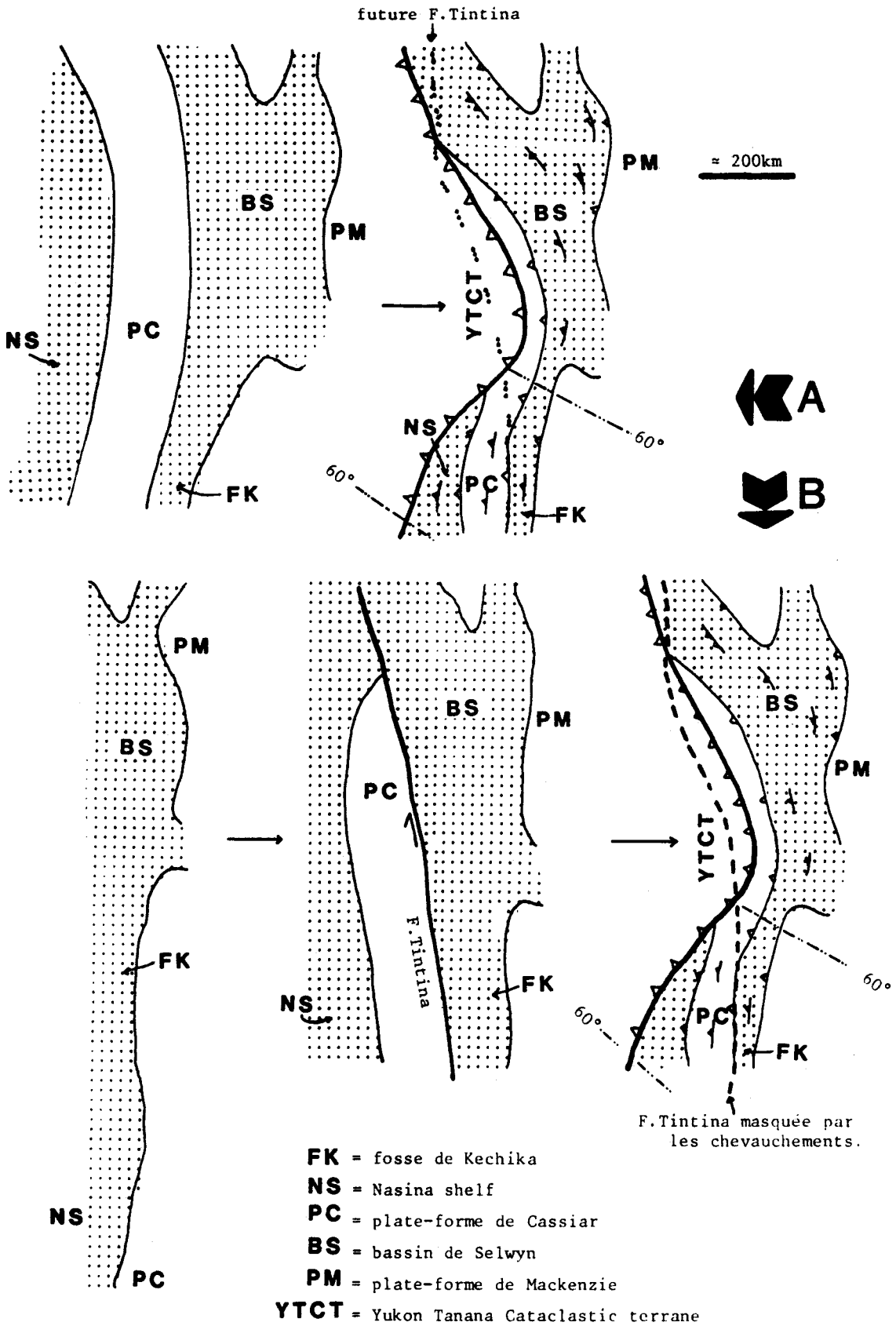


Fig. 5-8 Schéma illustrant les deux hypothèses sur les relations entre la plate-forme de Cassiar et le bassin de Selwyn.

A : d'après Tempelman-Kluit (1979) ; le bassin de Selwyn est intracratonique

B : d'après Gabrielse (1985) ; le bassin de Selwyn est l'équivalent de Nasina shelf

Les stades ultimes représentés ici, qui se distinguent par l'existence éventuelle de la faille de Tintina, sont ceux antérieurs aux décrochements post-chevauchements (cf fig. 5-5).

On constate sur la figure 5-5, que la plate-forme de Cassiar borde, au Sud, le bassin de Selwyn.

Si cette disposition est originelle (fig. 5-8 A), le bassin de Selwyn est un bassin intracratonique (Tempelman-Kluit, 1979) et correspond donc à un rift avorté. Rien ne permet d'affirmer que sa genèse soit liée à la fracturation du craton Sibéro-Américain et donc à la différenciation de sa marge continentale. Celle-ci ne peut donc être datée dans l'Arc de Mackenzie (cf infra).

Au contraire, si cette disposition a été acquise suite à un jeu de la faille de Tintina avant les chevauchements mésozoïques (fig. 5-8 B), le bassin de Selwyn est le prolongement septentrional de Nasina shelf et constitue une partie de la marge continentale. C'est seulement dans cette hypothèse que l'on peut retenir la proposition de nombreux auteurs qui ont interprété la tectonique synsédimentaire du Précambrien supérieur de l'Arc de Mackenzie comme marquant la genèse d'une marge continentale qui sera par la suite tectonisée pour donner la Cordillère canadienne (Stewart 1972, 1976 ; Young 1977, 1981 ; Young et al. 1979 ; Payne et Allison, 1981 ; Thompson et Eisbacher, 1984).

III. INFLUENCE DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE PRÉCAMBRIENNE SUR L'HISTOIRE PHANÉROZOÏQUE.

Dans l'ensemble de la région, le Paléozoïque supérieur est très détritique et parfois discordant. Ces caractéristiques sont expliquées par des événements tectoniques qui ont été mis en évidence uniquement dans les zones à faciès de bassin.

Dans le bassin de Selwyn, Tempelman-Kluit (1979) considère que ces déformations mississippiennes sont liées à une tectonique distensive. Par contre, plus à l'Ouest, dans les montagnes Romanzof (fig. 5-5), Dillon et al. (1980) signalent qu'une orogénèse compressive associée à du magmatisme a eu lieu vers 400-350 m.a (Dévono-mississippien). Plus au Sud, et notamment dans le *Nasina shelf*, des déformations du même âge sont signalées, leur nature est discutée (Monger et Price, 1979; Mansy, 1980) une équivalence avec la phase compressive dévono-mississippienne d'Antler (USA) est parfois proposée.

En raison de l'incertitude qui demeure sur l'importance et la signification de ces événements tectoniques, l'interprétation reste délicate. Peut-être s'agit-il d'une phase paroxysmale d'ouverture des bassins, ou au contraire, d'une phase liée à un début de fermeture.

Un certain nombre de failles parallèles aux limites des bassins (et donc probablement liées à leur genèse) vont, par la suite, avoir d'importants mouvements coulissants (faille du Fossé des Montagnes Rocheuses, faille Hess/Snake (?), faille de Richardson (?)).

Par ailleurs il faut souligner que la rotation anti-horaire de l'Alaska (chapitre I) sera provoquée, au Mésozoïque, par l'ouverture d'un rift fonctionnant en ciseau et situé exactement dans le prolongement septentrional de la fosse de Richardson (Vogt et al. 1981).

Chapitre 6

CONCLUSIONS GENERALES



Cette étude apporte de nombreux éléments nouveaux sur le Précambrien (et le Paléozoïque inférieur) des montagnes Ogilvie.

Le secteur étudié (1200 km²) constitue la partie orientale de "Coal creek Dome". Il a été cartographié au 1/50 000 (pl. h.t. 1). La colonne lithostratigraphique, essentiellement précambrienne et épaisse de plus de 10 km, comprend 28 unités (localement 23 en raison de regroupements) dont la nomenclature est adaptée de celle de Thompson et Roots (1982). Deux coupures majeures sont mises en évidence, elles correspondent à des événements tectoniques. Elles limitent trois ensembles stratigraphiques désignés par le terme informel de *groupe*. Des corrélations avec les autres séries précambriennes du Nord de la Cordillère canadienne, permettent de proposer des âges pour les niveaux étudiés (fig. 5-2 et 5-3).

I. STRATIGRAPHIE.

Le groupe I, dont la stratigraphie et l'étude sédimentologique sont entièrement nouvelles (fig. 2-1 et 2-24), comprend *les unités 1a à 2d* totalisant plus de 5 km d'épaisseur) qui sont caractérisées par :

- un détritisme très fin ;
- un approfondissement progressif du milieu de sédimentation ;
- une source détritique méridionale.

Il s'agit de niveaux grésopélitiques dans lesquels on observe une passée dolomitique kilométrique (unité 2a à 2c). Ces niveaux seraient aphébiens (2515 - 1750 m.a.).

- *Les unités 1a et 1c* sont caractérisées par une accumulation de niveaux à faciès littoraux et de niveaux à faciès marins francs. Ces niveaux correspondraient à une série d'édifices littoraux (sans influence fluviale) régulièrement immergés par l'action d'une subsidence tectonique fonctionnant par à-coups.
- *L'unité 1b*, interstratifiée entre les précédentes correspond peut-être à une lagune caractérisée par des sédiments très fins.
- *L'unité 1d* marque un approfondissement important du milieu de sédimentation ; le détritisme y est particulièrement fin.
- *Les unités 1e et 1f* (et les équivalents latéraux : *1ef*, *1ef'*, *1ef''*, *1ef'''*) sont constituées de turbidites grésopélitiques.
- *Les unités 2a, 2b et 2c* marquent l'installation brutale (après une lacune ?) d'une sédimentation carbonatée. Il s'agit de niveaux probablement pélagiques/hémipélagiques auxquels se mêlent, à partir du milieu de l'unité 2b, des turbidites carbonatées très distales (?).
- *L'unité 2d*, grésopélitique, correspond probablement au même milieu sédimentaire, mais le début de l'influence physico-chimique du volcanisme (?) empêcherait le dépôt des carbonates.

Le groupe II, d'épaisseur totale inconnue (plusieurs kilomètres) comprend 5 unités. A la base, les unités 3a^{br}, 3a^{ps} et 3a^{sh} sont au moins partiellement des équivalents latéraux, elles sont recouvertes par les unités 3b et 3c. La stratigraphie et la sédimentologie du groupe II est complètement nouvelle (fig. 2-47).

- L'unité 3a^{br} avait été interprétée par Bell (1978) et par Thompson et Roots (1982) comme une brèche intrusive issue d'un volcanisme explosif, en raison de la corrélation avec une brèche considérée comme telle, dans les montagnes Wernecke. L'observation de figures sédimentaires, la cartographie et des études pétrographiques et minéralogiques fines (rayons X, minéraux lourds, exoscopie, géochimie) montrent qu'il s'agit d'une unité totalement sédimentaire. Elle correspond à la resédimentation en masse de l'unité 3a^{ps} sous l'effet d'une tectonique probablement distensive.
- L'unité 3a^{ps} est essentiellement gréseuse et riche en oxyde de fer. Elle s'est déposée dans un milieu très peu profond, localement émergé, ayant des affinités avec celui des "Banded Iron Formation".
- L'unité 3a^{sh} succède aux précédentes, avec de très nombreuses récurrences. Elle ne s'en distingue que par l'absence d'oxyde de fer consécutive d'une modification des conditions physico-chimiques du milieu. En effet, on peut y distinguer comme précédemment, des niveaux à faciès peu profonds, et des niveaux d'olistostromes issus de la resédimentation en masse, vers le Nord, de ces faciès peu profonds.
- Les unités 3b et 3c, épaisses de plus de 600 m, sont dolomitiques, elles matérialisent le retour à une certaine stabilité.

Le groupe II serait anté 1420 m.a. soit : Aphébien tardif (?) ou Paléohélikien (1750 - 1400 m.a.).

Le groupe III, dont la stratigraphie et l'étude sédimentologique ont été précisées par rapport à Blaise (1983), comprend les unités 4a à 9b (fig. 2-48).

- A la base, les unités 4a à 9a (ou 9) sont essentiellement dolomitiques (90% des 4 km d'épaisseur). Elles se sont déposées sur une plate-forme marine très peu profonde, localement émergée (sauf l'unité 4a lacustre(?), et l'unité 8a lagunaire à milieu confiné) et sous un climat chaud à tendance évaporitique. Des rejeux brutaux de failles subverticales préexistantes sont à l'origine d'approfondissements locaux de la plate-forme et du dépôt des rares niveaux détritiques (fig. 2-76). Ces failles ont localement rejoué moins brutalement, provoquant une subsidence différente, selon les compartiments, pendant le dépôt des unités carbonatées (fig. 2-80). Cette tectonique synsédimentaire serait prémonitoire de la différenciation du bassin de Selwyn affleurant immédiatement au Sud du terrain (fig. 2-86). J'ai trouvé dans ces niveaux des cyanophycées (planche C) qui ont permis de les dater à 1000 - 640 m.a.
- En continuité on observe localement un conglomérat grossier (l'unité 9b) probablement issu du rejeu d'une faille. Ce conglomérat, peut-être glaciaire ou périglaciaire (?), contient, à l'extérieur du terrain étudié, des niveaux volcaniques interstratifiés : l'unité 10 de Thompson et Roots, (1982).

L'unité II (et les unités IIa/IIb) épaisse d'un kilomètre est également formée de niveaux dolomitiques de plate-forme peu profonde, déposés sous un climat chaud à tendance évaporitique. Elle s'est sédimentée après une lacune supérieure à 100 millions d'années, et sa base est probablement diachronique (Cambrien au Sud (?), Ordovicien au Nord).

La Formation Road River (Ordovicien supérieur, Silurien) succède au groupe III avec des faciès de transition .

II. L'HISTOIRE TECTONIQUE.

L'histoire tectonique est nouvelle. La surface réduite de la zone d'étude ne permet pas une interprétation globale.

Le groupe I a été plissé et schistosé, avant le dépôt du groupe II, dans des conditions thermodynamiques particulières, nettement au-dessus du front de schistosité habituel. Ces déformations caractérisent, pour la première fois, une tectonique compressive précambrienne dans le Nord de la Cordillère. Selon les habitudes canadiennes, j'ai nommé cette phase tectonique "orogénèse Fifteenmile" ; d'après les corrélations elle serait hudsonienne (1750 m.a.). Après cette phase plicative, et avant le dépôt du groupe II, une phase cassante importante a eu lieu.

Des événements tectoniques ont pris place entre les périodes de sédimentation des groupes II et III qui présentent, d'après le cortège argileux, des évolutions diagénétiques différentes (fig. 3-8). La mise en évidence de ces événements sur le terrain est difficile. Une très hypothétique phase de chevauchement, à vergence inconnue, correspond peut-être à l'énigmatique orogénèse Racklan (\approx 1750 m.a.) non caractérisée par ailleurs sur la zone d'étude. Une phase de fonctionnement de failles verticales, qui serait synchrone des intrusions basiques (dykes), correspondrait à l'événement du Cycle du Cuivre (\approx 770 m.a.)

De même la lacune entre le groupe III et l'unité II semble marquée par une nouvelle phase paroxysmale de rejeux des failles verticales (fig. 5-7).

Au Mésozoïque, époque de la structuration de la Cordillère, le terrain étudié est affecté par :

- des rejeux de failles ;
- un épisode de fracturation ;
- au moins un chevauchement à vergence Nord ;
- un vaste bombement.



REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS J.E. et RHODES M.L. (1960).- Dolomitization by seepage refluxion. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 44, p. 1912-1920.
- AITKEN J.D. (1981).- Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geol. Surv. Can.*, Paper 81-10, p. 47-71.
- AITKEN J.D., MACQUEEN R.W. et USHER J.L. (1973).- Reconnaissance studies of proterozoic and Cambrian stratigraphic, lower Mackenzie River area (Operation Norman) District of Mackenzie. *Geol. Surv. Can.*, Paper 73-9, 178 p.
- AITKEN J.D. et LONG D.G.F. (1978).- Mackenzie tectonic arc. Reflection of Early basin configuration ? *Geology*, vol. 6, p. 626-629.
- AITKEN J.D., LONG D.G.F. et SEMIKHATOV M.A. (1978b).- Progress in helikian stratigraphy, Mackenzie mountains. *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1A, p. 481-484.
- AITKEN J.D., LONG D.G.F. et SEMIKHATOV M.A. (1978a).- Correlation of helikian strata, Mackenzie mountains, Brock Inlier, Victoria Island. *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1A, p. 485-486.
- ALLISON C.W. (1980).- Siliceous microfossils from the lower Cambrian of Northwest Canada : possible source for biogenic chert. *Science*, vol. 211, p. 53-55.
- ALLISON C.W., YOUNG G.M., YEO G.M. et DELANEY G.D. (1981).- Glacigenic rocks of the Upper Tindir Group, east-central Alaska. In *Earths pre-pleistocene glacial record*. Cambridge University press, p. 720-723.
- ALTERMAN I.B. (1973).- Rotation and dewatering during Salty Cleavage Formation : Some new evidence and interpretations. *Geology*, vol. 1, p. 33-36.
- ARCHER A., BELL R.T., DELANEY G.D. et GODWIN C. (1977).- Mineralized Breccias of Wernecke Mountains Yukon ; *G.A.C. Annual Meeting*, April 1977, Vancouver, abstract p. 5.
- ARCHER A.R. et SCHMIDT V. (1978).- Mineralized Breccias of early Proterozoic age, Bonnet Plume River District, Yukon Territory. *C.I.M. Bull.*, August, 1978, p.53-58.
- ARMSTRONG R.L., EISBACHER G.H. et EVANS P.D. (1982).- Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 19, p. 316-323.
- BADHAM J.P.N. (1978).- Has there been an oceanic margin to western North America since Archean time ? *Geology*, vol. 6, p. 621-625.
- BADIOZAMANI K. (1973).- The Dorag dolomitization model - Application to Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sed. Petrol.*, 43, p. 965-984.
- BARAGAR W.R.A. et MAC-GLYNN J.C. (1976).- Early precambrian basement in the canadian shield : a review of the evidence. *Geol. Surv. Can.*, Special Paper 76-14, 20 p.
- BELL R.T. (1968).- Proterozoic stratigraphy of Northeastern British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 67-68.
- BELL R.T. (1978).- Breccias and uranium mineralization in the Wernecke Mountains, Yukon Territory. A progress report ; in *Current Research*, part A, *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1A, p. 317-322.
- BELL R.T. et DELANEY G.D. (1977).- Geology of some uranium occurrences in Yukon territory. In *Report of Activities*, Part A, *Geol. Surv. Can.*, Paper 77-1A, p. 33-37.
- BLACHADAR R.G., DUMYCH H. et GUFFIN P.J. (1979).- Guide to authors. *Geol. Surv. Can.* Miscellaneous Report 29.
- BLAISE B. (1983).- Géologie de la région du Mont Gibben (Montagnes Ogilvie, Territoires du Yukon). D.E.A. Université Lille I, 56 p. ronéot.
- BLAISE B. (1984).- Aspects sédimentologiques et diagénétiques du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur au Nord-Ouest du Canada. *R. A. S. T.*, Bordeaux, p. 61.
- BLAISE B. et MERCIER E. (1984).- La sédimentation au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur sur la marge de la plate-forme du Mackenzie (Monts Ogilvie, Territoire du Yukon). *Com. Geol. Can.*, Paper 84-1B, p. 85-92.
- BOLES J.R. et FRANKS S.G. (1979).- Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas : implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sed. Petrol.*, vol. 49, p. 55-70.

- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some Flysch deposits. Elsevier ed., 168 p.
- BOUMA A.H., BERRYHILL H.L. BRENNER R.L. et KNEBEL H.J. (1982).- Continental Shelf and epicontinental Seaways in Sandstone Depositional Environments. *A.A.P.G.*, mem. 31, p. 281-327.
- BRABB E.E. (1967).- Stratigraphy of the cambrian and ordovician rocks of East Central Alaska. *U.S. Geol. Surv. Professional Paper* 559-A, 30 p.
- BRADDOCK W.A. (1970).- The origin of slaty cleavage. Evidence from precambrian rocks in Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 589-600.
- BRINDLEY G.W. et BROWN G. (1980).- Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society*, London, 495 p.
- BROQUET P. (1970).- La notion d'olistostrome et d'olistolite. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 77-86.
- BROQUET P. (1973).- Olistostrome-olistolite et klippe sédimentaire. *Ann. Sci. Univ. Besançon.*, 3ème série, 20, p. 45-53.
- BROSSE W.P. et DUTRO J.T. (1973).- Paleozoic Rocks of Northern and Central Alaska. In *Arctic Geology. A.A.P.G.*, mem. 19, p. 361-375.
- BRUNS T.R., HUENE R., CARLSON P.R. et KELLER G. (1984).- The eastern gulf of Alaska trans-current plate boundary and migration of terranes. *Ann. Soc. géol. Nord.*, CIII, p. 325-331.
- BURKE K. et DEWEY J.K. (1973).- Plume-generated triple junctions : Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, vol. 81, p. 406-433.
- BURST J.F. (1965).- Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. *J. Sed. Petrol.*, 35, p. 348-353.
- BUTTON A. (1976).- Iron formation as end member on carbonate sedimentary cycles in the Transvaal Supergroup, South Africa. *Econ. geol.*, vol. 71, p. 193-201.
- CAMFIELD P.A. et GOUGH D.I. (1977).- A possible Proterozoic plate boundary in North America. *Can. J. Earth Sci.*, 14, p. 1229-1238.
- CECILE M.P. (1982).- The lower Paleozoic Misty creek embayment, Selwyn basin, Yukon and N.W.T. *Geol. Surv. Can.*, Bull. 335, 78 p.
- CHANDLER F.W. (1980).- Proterozoic redbed sequences of Canada. *Geol. Surv. Can.*, Bull. 311, 53 p.
- CHAUVEL J.J. et DIMROTH E. (1974).- Facies types and depositional environment of the soko-man iron formation, central Labrador through Quebec, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 44, p. 299-327.
- CHAUVEL J.J. et SCHOPF J.W. (1978).- Late Precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, vol. 275, p. 640-642.
- CHAUVEL J.J. et MANSUY C. (1981a).- Paleocryptidium cayeuxi: une cyanophycée du Précambrien du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 449-458.
- CHAUVEL J.J. et MANSUY C. (1981b).- Micropaleontologie du Protérozoïque du Massif Armoricain (France). *Precambrian Research*, 15, p. 25-42.
- CHURKIN M. Jr. (1969).- Paleozoic Tectonic History of the Arctic Basin North of Alaska. *Science*, vol. 165, p. 549-555.
- CHURKIN M. Jr. (1973).- Paleozoic and Precambrian rocks and Alaska's structural Evolution. *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 740, 64 p.
- CHURKIN M. Jr. (1975).- Basement rocks of Barrow Arch, Alaska and Circum-Arctic Paleozoic Mobile Belt. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 59, p. 451-456.
- CHURKIN L. Jr. et BRABB E.E. (1965).- Ordovician, Silurian, and Devonian biostratigraphy of East Central Alaska. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 49, p. 172-185.
- CHURKIN M. Jr. et EBERLEIN G.D. (1977).- Ancient borderland terranes of the North American Cordillera. Correlation and microplate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, p. 769-786.
- CHURKIN M. Jr., NOKLEBERG W.J. et HUIE C. (1979).- Collision - deformed Paleozoic continental margin, western Brooks Range, Alaska. *Geology*, vol. 7, p. 379-383.

- CHURKIN M. Jr., FOSTER H.L., CHAPMAN R.M. et WEBER F.R. (1982).- Terranes and Suture zones in East Central Alaska. *J. Geophys. Res.*, vol. 87-B5, p. 3718-3730.
- CLARK B.R. (1970).- Origin of slaty cleavage in the Coeur d'Alene district, Idaho. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 3061-3072.
- CLOUD P. (1972).- A working model of the primitive Earth. *Am. J. Sci.*, 272, p. 537-548.
- COLLECTIF (1978).- Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X, Publ. Int. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 27 p.
- COLLINSON J.D. et THOMPSON D.B. (1982).- Sedimentary structures. Allen and Unwin ed. London, 194 p.
- COOK H.E., FIELD M.E. et GARDNER J.V. (1982).- Characteristics of sediments on Modern and ancient continental slopes. In Sandstone Depositional Environments. *A.A.P.G.*, mem. 31, p. 329-364.
- COURTY G. (1980).- Présence de Berthiérine dans le minerai de fer Llanvirnien d'Halaye (Orne). *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. C, p. 61-64.
- COURTY G. (1982).- Caractère primaire du phyllosilicate dans le minerai de fer oolithique du Llanvirnien normand. *107ème Congrès nat. Soc. Savantes*, Brest, Science, fasc. III, p. 399-410.
- CROOK K.A.W. (1964).- Cleavage in weakly deformed mudstones. *Am. J. Sci.*, vol. 262, p. 523-531.
- DAHLSTROM C.D. (1970).- Structural geology in the eastern margin of Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 18, n° 3, p. 332-406.
- DAVIES W. et CAVE R. (1976).- Folding and cleavage determined during sedimentation. *Sedim. Geol.*, vol. 15, p. 89-133.
- DELANEY G.D. (1978).- A progress Report on Stratigraphic Investigations of the Lowermost Succession of Proterozoic Rocks, Northern Wernecke Mountains, Yukon Territory. Indian and Northern Affairs. Open file Report E.G.S. 1978-10.
- DELANEY G.D. (1981).- The mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory ; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell, ed. *Geol. Surv. Can.*, Paper 81-10, p. 1-23.
- DELANEY G.D., JEFFERSON C.W., YEO G.M., MCLENNAN S.M., AITKEN J.D. et BELL R.T. (1982).- Some Proterozoic Sediment-Hosted Metal Occurrences of the Northeastern Canadian Cordillera in Society of Economic Geologists' Coeur d'Alene Field Conference Idaho 1977, Idaho Bureau of Mines and Geology Bull., 24, p. 97-116.
- DELMAS M.R. (1975).- La formation et l'évolution des micrites et dolomicrites. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 9, p. 77-97.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XII, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and sea-floor spreading. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 6, p. 709-743.
- DESPRAIRIES A. (1983).- Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. *Clay Minerals*, 18, p. 165-175.
- DEVISMES P. (1978).- Atlas photographique des minéraux d'alluvions. B.R.G.M. (Orléans), 203 p.
- DEWEY J.F. et BURKE K. (1973).- Tibetan, Variscan, and Precambrian basement re-activation products of continental collision. *J. Geology*, vol. 81, p. 683-692.
- DICKINSON W.R. (1974).- Plate tectonics and sedimentation in Tectonics and sedimentation. *Soc. Economic Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ. n° 22, p. 1-27.
- DIETRICH R.V., HOBBS C.R.B. et LOWRY W.D. (1963).- Dolomitization interrupted by silicification. *J. Sed. Petrol.*, 33, p. 646-663.
- DILLON J.T., PESSEL G.H., CHEN J.H. et VEACH N.C. (1980).- Middle Paleozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska. *Geology*, vol. 8, p. 338-343.

- DIMROTH E. (1978).- Région de la fosse du Labrador. Rapport géologique 193, Ministère des richesses naturelles du Québec, 396 p.
- DIMROTH E. (1979).- Diagenetic Facies of Iron Formation, in *Facies Models. Geol. Assoc. Can. Repr. series n° 1*, p. 183-189.
- DIMROTH E., BARAGAR W.R.A., BERGERON R. et JACKSON G.D. (1970).- The filling of the circum-Ungava geosyncline in. Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield. *Geol. Surv. Can.*, Paper 70-40, p. 45-142.
- DIMROTH E. et CHAUVEL J.J. (1973).- Petrography of the Sokoman Iron Formation in Part of the Central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 111-134.
- DIMROTH E., IMREH L., GOULET N. et ROCHELEAU M. (1983).- Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec, part III : Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can. J. Earth Sci.*, 20, p. 1374-1388.
- DONOVAN R.N. et FOSTER R.J. (1972).- Subaqueous shrinkage cracks from the Caintness Flagstone series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. *J. Sed. Petrol.*, 42, p. 309-317.
- DOUGLAS R.J.W. (1980).- Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian shield. Part 2. *Geol. Surv. Can.*, Paper 80-24, 19 p.
- DOUGLAS R.J.W., GABRIELSE H., WHEELER J.O., STOTT D.F. et BELYEA H.R. (1968).- Géologie de l'Ouest du Canada, in *Géologie et Ressources minérales du Canada. Com. Geol. Can.*, série géologie économique n° 1, partie B, p. 409-548.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 29, 320 p.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1970).- The transformation of clay minerals during diagenesis and Low-grade metamorphism : a review. *Sedimentology*, 15, p. 281-346.
- DUTCH S.I. (1983).- Proterozoic structural provinces in north-central United States. *Geology*, 11, p. 478-481.
- EDMER P. et HELMSTAEDT H. (1983).- Eclogite from central Yukon : a record of subduction at the western margin of ancient North America. *Can. J. Earth Sci.*, 20, p. 1389-1408.
- EDWARDS M.B. (1978).- Glacial Environments, in *Sedimentary Environments and Facies*. Reading H.G. editor. Elsevier ed., p. 416-438
- EISBACHER G.H. (1978a).- Two major Proterozoic unconformities, northern Cordillera. *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1A, p. 53-58.
- EISBACHER G.H. (1978b).- Re definition and subdivision of the Rapitan group. Mackenzie Mountains. *Geol. Surv. Can.*, Paper 77-35, 21 p.
- EISBACHER G.H. (1979).- Middle and late Proterozoic evolution of the northern Canadian Cordillera and Shield : *Comment. Geology*, 7, p. 329.
- EISBACHER G.H. (1981a).- Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. *Geol. Surv. Can.*, Paper 80-27, 41 p.
- EISBACHER G.H. (1981b).- Late Precambrian tillites of the northern Yukon - Northwest Territories region, Canada. *Earths pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p. 724-727.
- EISBACHER G.H. (1983).- Devonian-Mississippian sinistral transcurrent faulting along the cratonic margin of western North America : A hypothesis. *Geology*, vol. 11, p. 7-10
- ESQUEVIN J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 3-1, p. 147-153.
- FLORES G. (1955).- Discussion. *World. Petrol. Congr. Proc.*, IV, Rome. A2, p. 120-121.
- FLORES G. (1959).- Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. *World. Petrol. Congr. Proc.*, V, New York, 13, p. 259-275.
- FOLK R.L. (1954).- The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, 62, p. 344-359.
- FOLK R.L. et PITTMAN J.S. (1971).- Length slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *J. Sed. Petrol.*, 41, p. 1045-1058.

- FREELAND G.L. et DIETZ R.S. (1973).- Rotation history of Alaskan tectonic blocks. *Tectonophysics*, vol. 18, p. 379-389.
- FRIEDMAN G.M. et SANDERS J.E. (1978).- Principles of sedimentology. John Wiley & Sons ed. N.Y. 792 p.
- FRITZ W.H. (1980).- International Precambrian-Cambrian boundary working group's 1979 field study to Mackenzie Mountains, NWT, Canada, in *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can.*, Paper 80-1A, p. 41-45.
- GABRIELSE H. (1972).- Younger Precambrian of the Canadian Cordillera. *Am. J. Sci.*, vol. 272, p. 521-536.
- GABRIELSE H. (1985).- Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-Central British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 96, p. 1-14.
- GABRIELSE H., BLUSSON S.L. et RODDICK J.A. (1973).- Flat River, Glacier lake and Wrigley lake map area (95E, L, M) District of Mackenzie and Yukon Territory. *Geol. Surv. Can.*, mem. 366, 153 p.
- GEESLIN J.H. et CHAFETZ H.S. (1982).- Ordovician aleman ribbon cherts : an example of silicification prior to carbonate lithification. *J. Sed. Petrol.*, 52, p. 1283-1293.
- GEISLER-CUSSEY D. et MORETTO R. (1984).- Evolution paragenétique et géochimique de la phase argileuse dans des dépôts évaporitiques. Exemples du Muschelkalk moyen de Lorraine et du Stampien de Bresse. 5ème Congrès Européen de Sédimentologie. Résumés p. 193-194.
- GIBB R.A. (1975).- Collision tectonics in the Canadian shield ? *Earth Planetary Sci. Letters*, 27, p. 378-382.
- GIBB R.A. et WALCOTT R.I. (1971).- A Precambrian suture in the Canadian shield. *Earth Planetary Sci. Letters*, 10, p. 417-422.
- GLAESSNER M.F. (1984).- Stratigraphic classification and nomenclature of the Precambrian - Cambrian transition. *Geol. Mag.*, 121, (3), p. 139-142.
- GODWIN C.I. et SINCLAIR A.J. (1982).- Average lead isotope growth curves for shale - hosted zinc lead deposits Canadian Cordillera. *Economic Geology*, vol. 77, p. 675-690.
- GODWIN C.I., SINCLAIR A.J. et RYAN B.D. (1982).- Lead isotope models for the genesis of carbonate - hosted Zn-Pb, shale - hosted Ba Zn Pb, and silver rich deposits in the Northern Canadian Cordillera. *Economic Geology*, vol. 77, p. 82-94.
- GORDEY S.P. (1980).- Stratigraphic cross section, Selwyn Basin to Mackenzie Platform, Nahanni map area Yukon Territory and District of Mackenzie ; in *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can.*, Paper 80-1A, p. 353-355.
- GREEN L.H. (1972).- Geology of Nash Creek, Larsen Creek, and Dawson map-areas, Yukon Territory. *Geol. Surv. Can.*, mem. 364, 157 p.
- GROSS G.A. (1965).- Geology of iron deposits in Canada. *Com. Geol. Can.*, vol. 1, série Géol. Econ., n° 22, 181 p.
- GROSS G.A. (1968).- Le fer et les métaux apparentés in Douglas R.J.W. - Géologie et ressources minérales du Canada. *Com. Géol. Can.*, série Géol. Econ., n° 1, Part A, p. 188-205.
- GROSS G.A. et Mc LEOD C.R. (1980).- A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Can. Miner.*, 18, p. 223-229.
- GUBLER Y. (1966).- Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Ed. Technip. 291 p.
- GUIGUES J. et DEVISMES P. (1969).- La prospection minière à la batée dans le massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 71, 171 p.
- HANSHAW B.B., BACK W. et DEIKE R.G. (1971).- A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 710-724.
- HARRISON J.E. (1972).- Precambrian Belt Basin of Northwestern United States : Its geometry, sedimentation, and Copper Occurrences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1215-1240
- HARRISON J.E., GRIGGS A.B. et WELLS J.D. (1974).- Tectonic Feature of the Precambrian Belt Basin and their influence on Post Belt structures. *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 866, 15 p.

- HEDBERG H. (1976).- Guide stratigraphique international. Doin éd. Paris. 233 p.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976).- An outline of structural geology. J. Wiley and Sons ed., 571 p.
- HOFFMAN P.F. (1974).- Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform -to-basin facies changes, Great Slave Lake Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 58, p. 856-867.
- HOFFMAN P.F. (1981).- Autopsy of Athapuscow aulacogen a failed arm affected by three collisions. *Geol. Surv. Can.*, Paper 81-10, p. 97-102.
- HOFFMAN P., DEWEY J.F. et BURKE K. (1974).- Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example from Great Slave Lake, Canada ; in *Modern and Ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontol., Miner., Spec. Publ. n° 19*, p. 38-55.
- HOFMANN H.J. (1981).- First record of a Late Proterozoic Faunal assemblage in the North American Cordillera. *Lethaia*, vol. 14, p. 303-310.
- HOFMANN H.J. (1984).- Organic-Walled microfossils from the latest proterozoic and earliest Cambrian of the Wernecke Mountains, Yukon. *Geol. Surv. Can.*, Paper 84-1B, p. 285-297.
- HOFMANN H.J., FRITZ W.H. et NARBONNE G.M. (1983).- Ediacaran (Precambrian) Fossils from the Wernecke Mountains, Northwestern, Canada. *Science*, vol. 221, p. 455-457.
- HOLTZAPFFEL T. (1981).- Minéralogie des argiles dans les roches Anté-Crétacé Supérieur d'Othrys (Grèce continentale). D.E.A. Lille, 52 p. ronéot.
- HOLTZAPFFEL T. (1983).- Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du Domaine Nord-Atlantique. Thèse 3ème cycle, Lille, 196 p. ronéot.
- HORRENBERGER J.C. et RUHLAND M. (1981).- Déformation progressive des sédiments permien du bassin de Lodève (Hérault, France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 23, p. 225-234.
- HUBERT J.F. (1972).- "Shallow Water" Prodelta Flysch - like sequence in upper cretaceous Deltaic Rock Wyoming, and the problem of origin of graded sandstones ; in section 6, *24ème Congrès Géol. Int.*, Montréal, p. 107-114.
- HURST J.M. et SURLYK F. (1983).- Depositional environments along a carbonate ramp to slope transition in the Silurian of Washington Land., North Greenland. *Can. J. Earth Sci.*, 20, p. 473-499.
- IRVING E., MONGER J.W.H. et YOLE R.W. (1980).- New paleomagnetic evidence for displaced terranes in British Columbia ; in *The continental Crust and its mineral Deposits. Geol. Assoc. Can.*, Special paper, 20, p. 441-456.
- JACOB A.F. (1973).- Descriptive classification of Cross-stratification. *Geology*, vol. 1, p. 103-105.
- JEFFERSON C.W. (1978).- Stratigraphy and sedimentology, Upper proterozoic Redstone copper Belt. Mackenzie Mountains, NWT. a preliminary report. Dept. of Indian and Northern Affairs. Mineral industry report 1975- NWT, p. 157-169
- JONES P.B. (1980).- Evidence from Canada and Alaska on plate tectonic evolution of the Arctic Ocean Basin. *Nature*, vol. 285, p. 215-217.
- KISCH H.J. (1983).- Mineralogy and Petrology of Burial diagenesis (burial metamorphism) an incipient metamorphism in clastic rocks, p. 289-494 ; in *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, Elsevier ed., Amsterdam, 572 p.
- KNAUGHT L.P. (1979).- A model for the original chert in limestone. *Geology*, vol. 7, p. 274-277.
- KNOLL A.H., BLICK N. et AWRAMIK S.M. (1981).- Stratigraphic and ecologic implications of the late Precambrian microfossils from Utah. *Am. J. Sci.*, 281, p. 247-263.
- KRONER A. (1984).- Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, p. 297-319.
- KUBLER B. (1967).- Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 1, p. 259-278.
- KUBLER B. (1968).- Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 2, p. 385-397.

- KUBLER B. (1973).- La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 7 (2), p. 543-556.
- KUBLER B. (1984).- Cristallinité de l'illite et diagenèse, révision, p. 242-243. Résumés du 5ème Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille
- LAMEYRE J. (1975).- Roches et minéraux. t. II : les formations. Doin éd. Paris, 352 p.
- LAND L.S. (1982).- Dolomitization. Education course Note serie n° 24. AAPG ed., 20 p.
- LAZNICKA P. (1977).- Geology and mineralization in the Dolores Creek Area, Bonnet Plume Range, Yukon ; in Report of Activities, A, *Geol. Surv. Can.*, Paper 77-1A.
- LAZNICKA P. et EDWARDS R.J. (1979).- Dolores Creek, Yukon - a Disseminated Copper Mineralization in Sodic Metasomatites. *Econ. Geol.*, vol. 74, p. 1352-1370.
- LE FOURNIER J. (1974).- La sédimentation holocène en bordure du littoral picard et sa signification dynamique. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 8, 1, p. 327-349.
- LE RIBAUT L. (1977).- L'exoscopie des quartz. Masson éd., 150 p.
- LOWELL J.P.B. et STOW D.A.V. (1981).- Identification of ancient sandy contourites. *Geology*, vol. 9, p. 347-349.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, n° 23, Strasbourg.
- LUCAS G., GROS P. et LANG J. (1976).- Les roches sédimentaires 2, Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Doin éd., 503 p.
- MAKO D.A. et SHANKS W.C. (1984).- Stratiform sulfide and barite-fluorite mineralization of the Vulcan prospect, Northwest Territories : exhalation of basinal brines along a faulted continental margin. *Can. J. Earth Sci.*, 21, p. 78-91.
- MALTMAN A.J. (1981).- Primary bedding-parallel fabrics in structural geology. *J. Geol. Soc. London*, vol. 138, p. 475-483.
- MANSUY C. (1983).- Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3ème cycle, Rennes I
- MANSUY C. et VIDAL G. (1983).- Late Proterozoic Brioverian microfossils from France : Taxonomic affinity and implications of Plankton productivity. *Nature*, n° 5909, p. 606-607.
- MANSY J.L. (1980).- La Cordillère canadienne au Nord et au centre de la Colombie Britannique (Canada). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 22, p. 233-254.
- MANSY J.L. et GABRIELSE H. (1978).- Stratigraphy, terminology and correlation of Upper Proterozoic rocks in Omineca and Cassiar Mountains, North-Central British Columbia. *Geol. Surv. Can. Paper 77-19*, 17 p.
- MARESCHAL J.C. et WEST G.F. (1979, 1980).- A model for archean tectonism, Part. 1-2. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 1942-1950 ; 17, p. 60-71.
- MAXWELL J.C. (1962).- Origin of salty and fracture cleavage in the Delaware Water gap area New Jersey and Pennsylvania ; in *Petrologic Studies (Buddington volume)*. *Geol. Soc. Am. ed.*, p. 281-311.
- Mc CUBBIN D.G. (1982).- Barrier - Island and Strand Plain Facies ; in *Sandstone Depositional Environments*. AAPG, mém. 31, p. 247-279.
- Mc IBREATH I.A., JAMES N.P. (1979).- Carbonates slopes; in *Facies models*. *Geol. Assoc. Can.*, Reprint series n° 1, p. 133-143.
- Mc MECHAN M.E. et PRICE R.A. (1982).- Superimposed low-grade metamorphism on Mount Fisher area, Southeastern B.C.- implications for the East Kootenay orogeny. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 476-489.
- Mc MENAMIN M.A. (1981).- Acritarchs from the Upper Tindir Group East-Central Alaska. A preliminary Report. *Preston Cloud Res. Labo, Spec. Paper 1*, 2 p.
- Mc MENAMIN M.A. et AWRAMIK S.M. (1981).- Acid Resistant microfossils (acritarchs) from the Upper Tindir Group, Yukon Territory, Canada. *Geol. Soc. Am.*, Abstracts with Programs vol. 14, n°4,

- MILANOVSKY E.E. (1981).- Aulacogens of ancient platforms : Problems of their origin and tectonic developments. *Tectonophysics*, 73, p. 213-248.
- MILLIKEN K.L. (1979).- The silicified evaporite syndrome - two aspects of silicification history of former evaporite nodules from Southern Kentucky and Northern Tennessee. *J. Sed. Petrol.*, 49, p. 245-256.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. Masson éd., 499 p.
- MONGER W.H. (1984).- Cordilleran tectonics : a canadian perspective. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXVI, p. 255-278.
- MONGER J.W.H., SOUTHER J.G. et GABRIELSE H. (1972).- Evolution of the Canadian Cordillera : A plate tectonic model. *Am. J. Sci.*, vol. 272, p. 577-602.
- MONGER J.W.H. et PRICE R.A. (1979).- Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera. Progress and problems. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 770-791.
- MORIN J.A. (1977).- Uranium-Copper Mineralization and Associated Breccia Bodies in the Wind-Bonnet Plume River Area, Yukon. Yukon Mineral Industry Report 1976, E.G.S. 1977-1, p. 101-107.
- MORRIS S.C. et FRITZ W.H. (1980).- Shelly microfossils near the Precambrian - Cambrian boundary, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. *Nature*, vol. 286, p. 381-384.
- MORRIS W.A. (1977).- Paleolatitude of glaciogenic Upper Precambrian Rapitan Group and the use of tillites as chronostratigraphic marker horizons. *Geology*, vol. 5, p. 85-88.
- MORRIS W.A. et PARK J.K. (1981).- Correlation of Upper Proterozoic strata in the cordillera paleomagnetism of Tsezotene sills and the Little Dal Lava. *Geol. Surv. Can. Paper* 81-10, p. 73-78.
- MORRIS W.A. et AITKEN J.D. (1982).- Paleomagnetism of the Little Dal lavas Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 2020-2027.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. (1980).- Séquences sédimentaires algo-laminaires littorales : les dolomies de Sarnyééré du Protérozoïque supérieur. (Vendien, Gourma-Mali). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 22, p. 89-99.
- NANZ . (1953).- Chemical composition of precambrian slates with notes in geochemical evolution of lutites. *J. Geol.*, 61, p. 51-64.
- NORFORD B.S. (1964).- Reconnaissance of the ordovician and silurian rocks of Northern Yukon Territory. *Geol. Surv. Can.*, Paper 63-39, 139 p.
- NORRIS D.K. (1979).- Ogilvie River. *Geol. Surv. Can.*, Map. 1526 A.
- NORRIS D.K. (1983).- Geotectonic correlation Chart. Operation Porcupine project area. *Geol. Surv. Can.*, Sheet. 1532 A.
- NORRIS D.K. et HOPKINS W.S. (1977).- The Geology of the Bonnet Plume Basin Yukon Territory. *Geol. Surv. Can.*, Paper 76-8, 20 p.
- NORRIS D.K. et YORATH C.J. (1981).- The north American plate from the arctic archipelago to the romanzof mountains ; in *The ocean basins and margins*, vol. 5. The Arctic Ocean, p. 37-103.
- ODIN S. (1982).- Numerical dating in Stratigraphy. John Wiley & Sons ed., 1040 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENO J. (1970).- Les minéraux en grains, méthode d'étude et déterminations. Masson éd., Paris, 578 p.
- PAYNE N.W. et ALLISON C.W. (1981).- Paleozoic continental-margin sedimentation in east central Alaska. *Geology*, vol. 9, p. 274-279.
- PETITJOHN F.J. (1957).- Sedimentary rocks. Harper - Row ed., 718 p.
- PICKERING K.T. (1982).- A Precambrian upper basin - slope and prodelta in Northeast Finmark, North Norway - A possible ancient upper continental slope. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 52, p. 171-186.
- PLAUCHUT B. (1972).- Géologie de l'archipel arctique canadien. *Rev. Assoc. Fr. Techn. Pétrole.* n° 216, p. 23-51.

- PLUMMER P.S. et GOSTIN V.A. (1981).- Shrinkage cracks, desiccation or synaeresis ? *J. Sed. Petrol.*, 51, p. 1147-1156.
- POMEROL C. et BABIN C. (1977).- Précambrien, Ere Paléozoïque. Doin éd., 429 p.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1975).- Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag éd., 439 p.
- REINSON G.E. (1979).- Barrier Island Systems in Facies Model. *Geol. Assoc. Can. Reprint series 1*, p. 57-74.
- ROOTS C.F. (1982).- Ogilvie mountains project : Part B. Volcanic rocks in north - central Dawson map area ; in *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can.*, Paper 82-1A, p. 411-412.
- ROOTS C.F. (1983).- Mount Harper Complex, Yukon, Early paleozoic volcanism at the margin of the Mackenzie Platform. *Geol. Surv. Can.*, Current Research Paper 83-1A, p. 423-427.
- ROUBAULT M. (1963).- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat éd., 365 p.
- ROUTHIER P. (1980).- Où sont les métaux pour l'avenir ? mém. 105, ed. B.R.G.M., Orléans, 410 p.
- ROY A.B. (1978).- Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism : A study from the Hunsrückschiefer. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, p. 1775-1785.
- RUST B.R. (1979).- Coarse Alluvial Deposits. In *Facies Models. Geol. Assoc. Can.*, Reprint series 1.
- SCHMIDT . (1963).- Geology and ore deposits of the Cuyana North Range, Minnesota. *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper, n° 407, 96 p.
- SEARS J.W. et PRICE R.A. (1978).- The siberian connection : A case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons. *Geology*, vol. 6, p. 267-270.
- SEYFERT C.K. et SIRKIN L.A. (1979).- Earth history and plate tectonics, second edition. Harper & Row, Publ. London., 600 p.
- SIEDLECKA A. (1972).- Length-slow chalcedony and relicts of sulphates - evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island. Svalbard. *J. Sed. Petrol.*, 42, p. 812-816.
- SINGER A. et MULLER G. (1983).- Diagenesis in argillaceous sediments ; in *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Elsevier éd.*, Amsterdam, 2, p. 115-212.
- STEWART J.H. (1972).- Initial desposits in the Cordilleran geosyncline, evidence of a Late Precambrian (< 850 my.) continental separation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1345-1360.
- STEWART J.H. (1976).- Late Precambrian evolution of North America : plate tectonics implications. *Geology*, vol. 4, p. 11-15.
- STOCKWELL C.H. (1964).- Fourth report on structural provinces, orogenics and time classification of rocks of the canadian Precambrian shield ; in *Age determinations and geological studies. Geol. Surv. Can.*, Paper 64-17, Part II, p. 1-24.
- STOCKWELL C.H. (1969).- Tectonic map of Canada. *Geol. Surv. Can.*, Map. 1251 A.
- STOCKWELL C.H., MAC GLYNN J.C., EMSLIE R.F., SANFORD B.V., NORRIS A.W., DONALDSON J.A., FAHRIG W.F. et CURRIE K.L. (1968).- Géologie du Bouclier Canadien ; in *Douglass R.J.W. - Géologie et ressources minérales du Canada. Série Géol. Econ. n° 1, Part A*, p. 50-165.
- TAYLOR G.C. et STOTT D.F. (1973).- Tutchodi lakes map-area, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, mem. 373, 37 p.
- TEMPELMAN-KLUIT D.J. (1976).-The Yukon Crystalline Terrane : Enigma in the Canadian Cordillera. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1343-1357.
- TEMPELMAN-KLUIT D.J. (1979).- Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon : evidence of arc-continent collision. *Geol. Surv. Can.*, Paper 79-14, 27 p.
- TEMPELMAN-KLUIT D.J. (1981a).- Geology and mineral deposits of Southern Yukon. *Geology and exploration 1979-1980. Publ. of Indian and Northern affairs*, p. 7-31.

- TEMPELMAN-KLUIT D.J. (1981b).- Craig claims. *Geology and Exploration 1979-1980. Publ. of Indian and Northern affairs*, p. 225-230.
- THOMPSON A.M. (1970).- Tidal-flat deposition and early dolomitization in Upper Ordovician rocks of southern appalachian valley and ridge. *J. Sed. Petrol.*, 40, p. 1271-1286.
- THOMPSON R.I. et ROOTS C.F. (1982).- Ogilvie mountains project, Yukon : Part A : A new regional mapping program ; in *Current Research, Part A ; Geol. Surv. Can., Paper 82-1A*, p. 403-411.
- THOMPSON R.I. et EISBACHER G.H. (1984).- Late Proterozoic rift Assemblages Northern Canadian Cordillera. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programms (80 th annual meeting)*, p. 336.
- TIPPER H.W., WOODSWORTH G.J. et GABRIELSE H. (1981).- Tectonic Assemblage map of the Canadian Cordillera, and Adjacent parts of U.S.A. *Geol. Surv. Can., Map 1505 A*.
- TOZER E.T. et SCHENK P.E. (1978).- Caledonian - appalachian orogen of the North Atlantic Region (I.G.C.P. Project 27). *Geol. Surv. Can., Paper 78-13*.
- TUCKER M.E. (1982).- Precambrian dolomites ; petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites. *Geology*, vol. 10, p. 7-12.
- TURNER F.J., et WEISS L.E. (1963).- Structural analysis of metamorphic tectonites. Mac Graw-Hill Book Compagny, New-York, 545 p.
- TRAUTH N. (1977).- Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. *Mém. n° 49, "Sciences géologiques" Strasbourg*. 195 p.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976).- *Eléments de tectonique analytique*. Masson éd., 118 p.
- VIDAL G. (1976).- Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata n° 9*, p. 1-57.
- VOGT P., BERNERO C, KOVACS L. et TAYLOR P. (1981).- Structure and plate tectonic evolution of marine Arctic as revealed by aeromagnetism. *Oceanologica acta et 26e C.G.I., Paris, Colloque C4 : Géologie des Océans*, p. 25-40.
- WALKER R.G. (1969).- Geometrical analysis of ripple - drift Cross lamination. *Can.J. Earth Sci.*, 6, p. 383-391.
- WALKER R.G. (1979).- Turbidites and Associated Coarse clastic Deposits. *In Facies Models. Geol. Assoc. Can., Reprint series 1*, p. 91-103.
- WASSOJEWITSH N.B., KORHAGINA Y.I., LOPATIN N.V. et CHERNYSHEV V.V. (1970).- Principal phase of oil formation. *Inter. Geol. Rev.*, vol. 12, n° 11, p. 1276-1296.
- WEBER F., DUNOYER DE SEGONZAC G. et ECONOMOU C. (1976).- Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas, Notion d'épaisseur apparente des cristallites. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr., fasc. 5*
- WEIMER R.J., HOWARD J.D. et LINDSAY D.R. (1982).- Tidal Flats and associated Tidal Channels ; in *Sandstone Depositional Environments. AAPG, mem. 31*, p. 191-245.
- WHEELER J.O. et GABRIELSE H. (1972).- The Cordilleran Structural Province in Variations in tectonic styles in Canada. *Geol. Assoc. Can., Spec. Paper II*, p. 1-82.
- WHITE W.A. (1961).- Colloid phenomena in Sedimentation of argillaceous rocks. *J. Sed. Petrol.*, 31, p. 560-570.
- WHITNEY G. (1983).- Hydrothermal reactivity of saponite. *Clays and Clay minerals*, vol. 31, p. 1-8.
- WILLIAMS P.F., COLLINS A.R. et WILTSHIRE R.G. (1969).- Cleavage and penecontemporaneous deformation structures in sedimentary rocks. *J. Geol.*, vol. 77, p. 415-425.
- WILSON M.J., BOIN D.C. et MITCHELL W.A. (1968).- Saponite from the Dalbradian meta-limestones of north-east Scotland. *Clay minerals*, 7, p. 343-349.
- WINDLEY B.F. (1981).- Precambrian Rocks in the light of plate tectonic concept ; in *Precambrian plate tectonics (Kröner A. editor)*. Elsevier éd., p. 1-20.
- WYART J. et SABATIER G. (1966).- Synthèse hydrothermale de la corrensité. *Bull. Groupe Fr. Argiles*, 18 (13), p. 33-40

- YEO G.M. (1981).- The Late Proterozoic Rapitan Glaciation in northern Cordillera. *Geol. Surv. Can.*, Paper 81-10, p. 25-46.
- YEO G.M., DELANEY G.D. et JEFFERSON C.W. (1978).- Two major proterozoic unconformities northern cordillera:discussion. *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1B, p. 225-230.
- YOUNG F.G., CAMPBELL R.B. et POULTON T.P. (1973).- The Windermere Supergroup of the southeastern Canadian Cordillera ; in *Belt Symposium*, vol. 1. Idaho Bureau of Mines and Geology, p. 181-203.
- YOUNG G.M. (1977).- Stratigraphic correlation of Upper Proterozoic rocks of Northwestern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 14, p. 1771-1787.
- YOUNG G.M. (1981).- Upper Proterozoic supracrustal rocks of North America : a brief review. *Precambrian Research*, vol. 15, p. 305-330.
- YOUNG G.M. (1982).- The late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska : Evolution of a continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 93, p. 759-783.
- YOUNG G.M., JEFFERSON G.W., DELANEY G.D. et YEO G.M. (1979).- Middle and Late proterozoic evolution of northern Canadian Cordillera and Shield. *Geology*, vol. 7, p. 125-128.
- YOUNG G.M., JEFFERSON C.W., DELANEY G.D., YEO G.M. et LONG G.F. (1982).- Upper Proterozoic Stratigraphy of Northwestern Canada and Precambrian History of the North American Cordillera ; in *Society of Economic Geologists's Coeur d'Alene field conference Idaho*. 1977. Idaho Bureau of Mines and Geology, Bull. 24.
- ZAJAC I.S. (1974).- The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Newfoundland. *Geol. Surv. Can.*, Bull. 220, 159 p.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES[★]

[★]Errata : Les échelles graphiques des photographies de la planche B (1 à 6)
sont respectivement de 30, 5, 50, 30, 15 et 50 μm .

PLANCHE A

(Sédimentologie des niveaux à bancs irréguliers
des unités la et lc)

1. (largeur de la photo : 50 cm) Fentes de retrait.
2. Rides d'oscillation.
3. Rides d'interférence.
4. Petites cuvettes dont les bordures sont soulignées par des rides d'atterrissement, et dont le fond est tapissé de microrides.
5. Détail de la précédente.
6. (largeur de la photo : 8 cm) Microrides à crêtes arrondies.

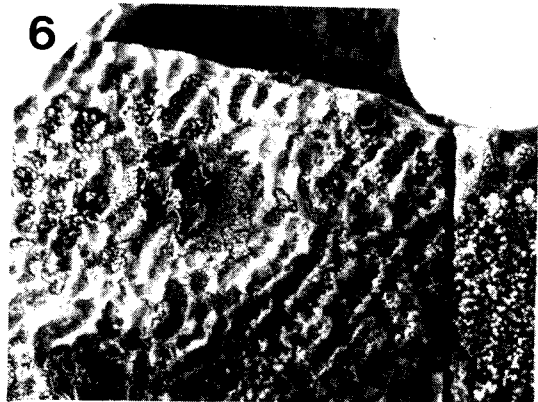
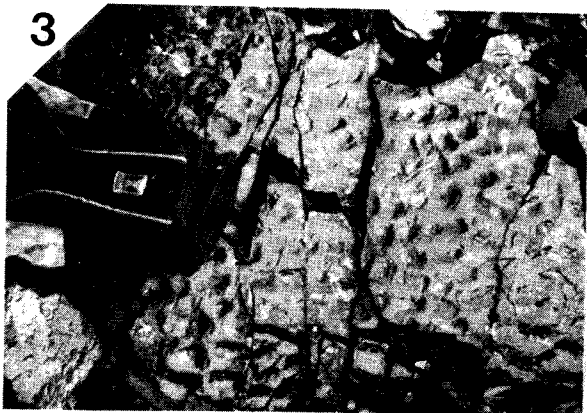
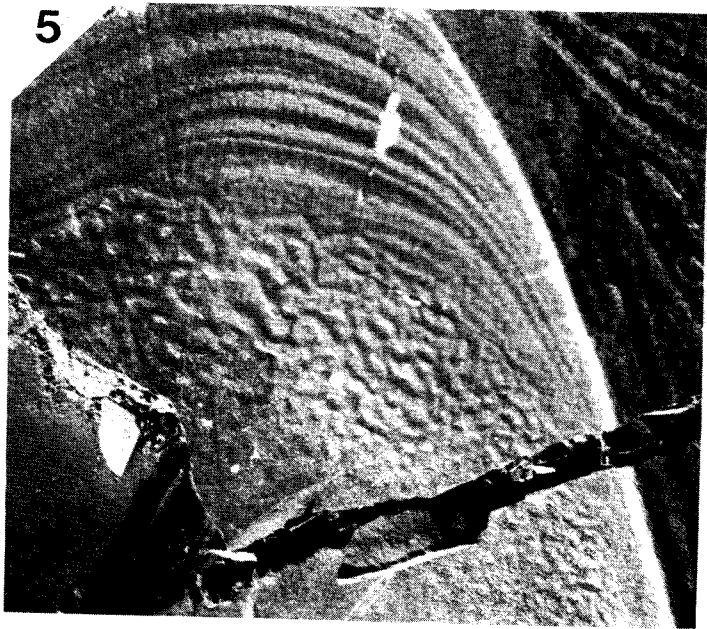
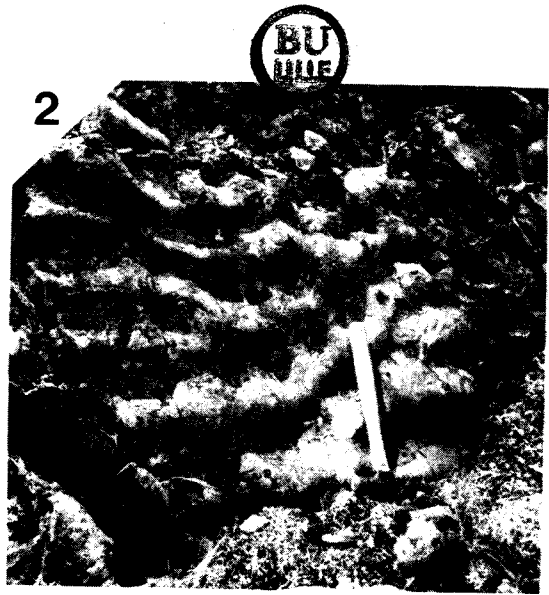
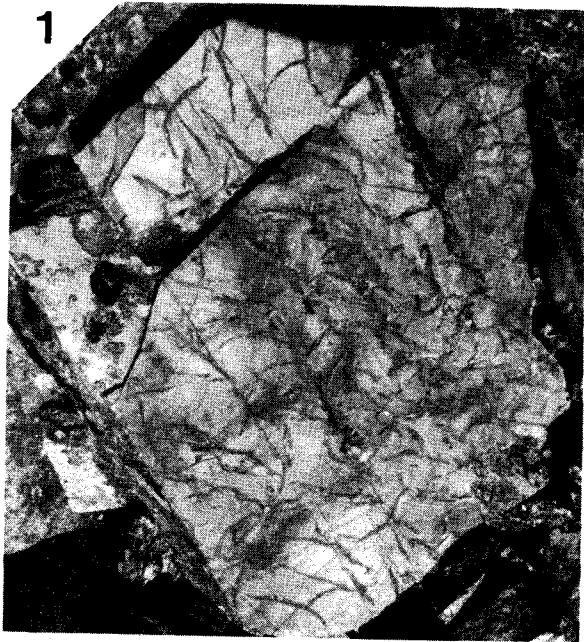


PLANCHE B

(Exoscopie des quartz)

Groupe I

1. (bancs irréguliers de l'unité 1c). Au fond des dépressions on observe des dépôts siliceux. Les sommets, très propres, ne montrent pas de traces de chocs à gradient de polissage. Il s'agit probablement d'un quartz ayant évolué sur une plage très peu agitée.
2. (idem 1). Détail de fleur de silice (type 1) sur des néogenèses de quartz.
3. (bancs réguliers de l'unité 1c). Quartz présentant un réseau de dissolution anastomosé indiquant une évolution infratidale marquée.
4. (unité 1c). Stries parallèles (flèches), très probablement d'origine glaciaire, reprises par un gradient de polissage d'origine aquatique.

Unité 3a^{br}

5. Quartz affecté par une grande cupule de choc sur laquelle on observe des globules siliceux et dont les bords sont légèrement usés (flèche); il a donc subi une évolution aquatique post-choc.
6. Prisme automorphe à arêtes polies et dépôts de globules siliceux sur les faces ; il a donc subi une évolution aquatique.

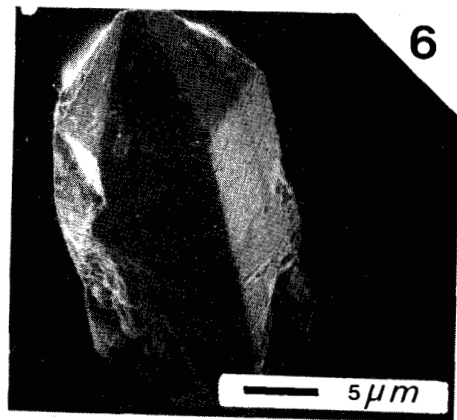
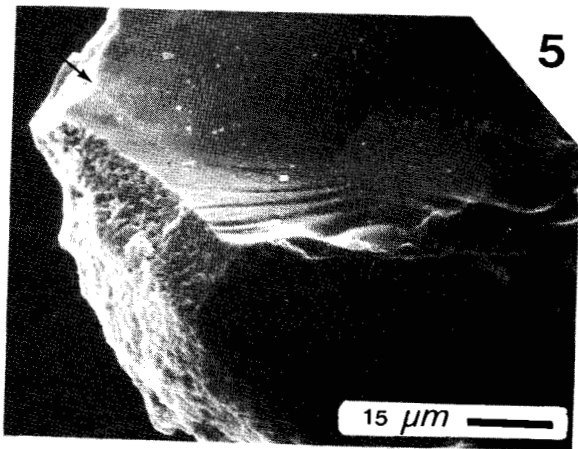
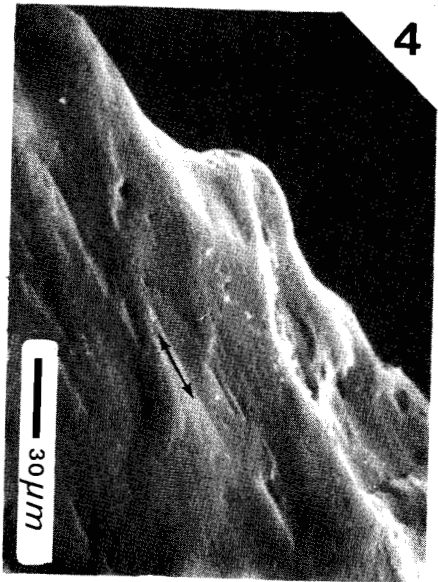
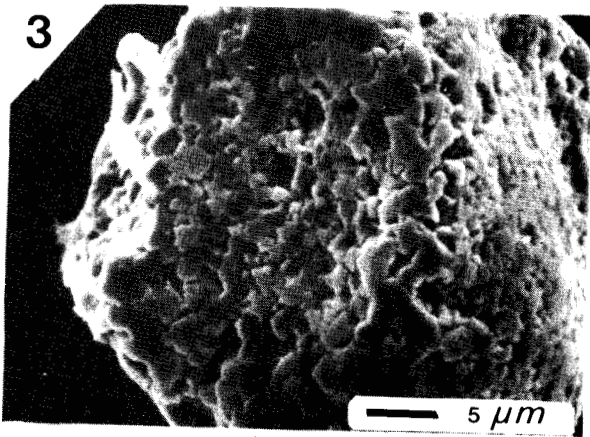
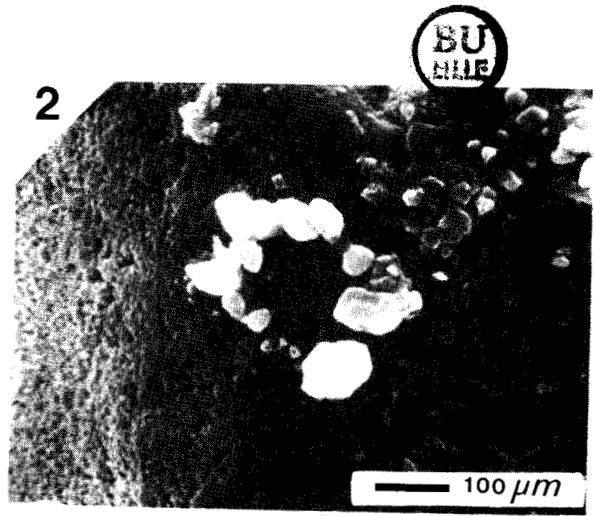
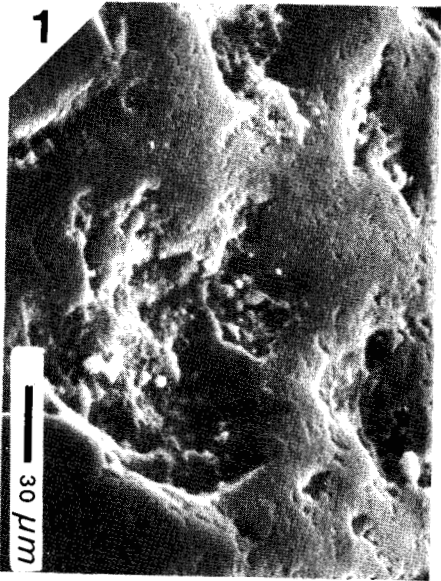




PLANCHE C

(Microflore : groupe III)

1 à 4. *Paleocryptidium cayeuxi* DEFLANDRE 1955, cellules isolées.

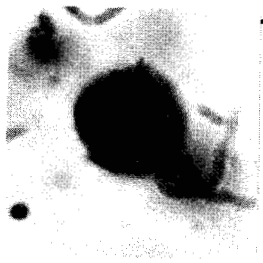
5 à 7. Même espèce mais les cellules sont regroupées : fragments de colonies de *Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN 1974 (?)

8 à 11. *Bavlinella faveolatus* SCHEPELEVA 1962, forme B₁

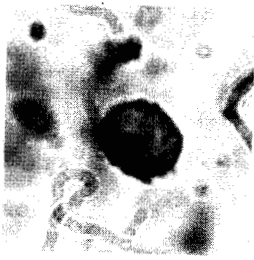
12 et 13. Même espèce : forme B₂

14 et 15. *Protosphaeridium* sp. TIMOFEEV 1966

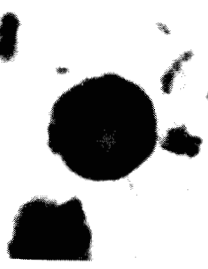
16. (échelle différente) *Chabiosphaera bohémica* DRABECK 1972



1



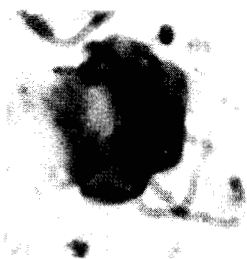
2



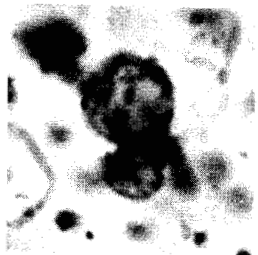
3



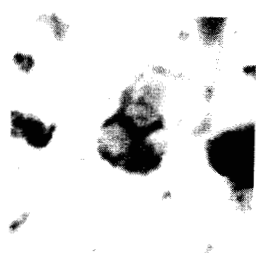
4



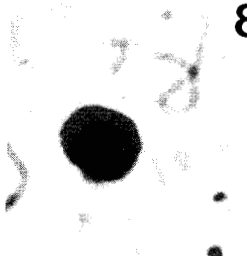
5



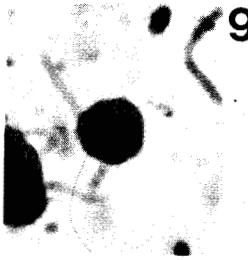
6



7



8



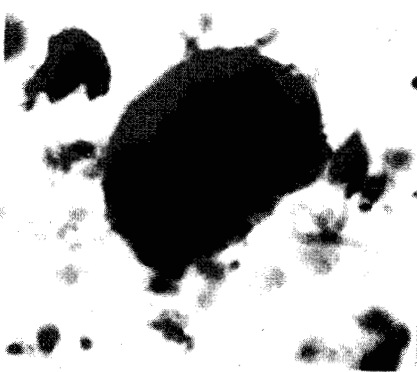
9



10



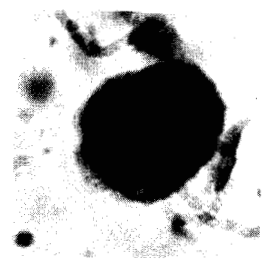
11



14



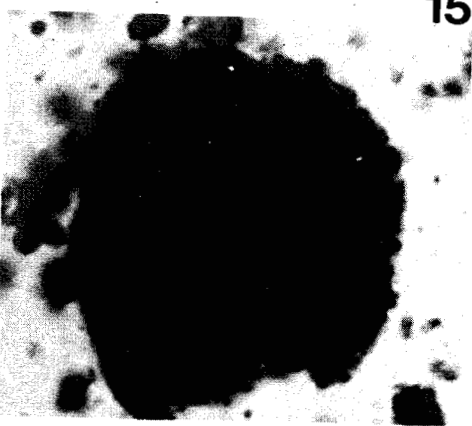
12



13

10 μ m

10 μ m



15



16

PLANCHE D

(Panoramas localisés à la figure 4-4)

1. Vue vers l'Ouest du sommet de la coupe D.
2. Dyke subvertical recoupant des dolomies de l'unité 3b
(largeur de la photo \approx 500 m).
3. Blocs de dolomie orangée noyés dans les shales de l'unité 3a^{sh}
(largeur au premier plan \approx 250 m)
4. Vue vers l'Est du sommet de la coupe Q
5. Aspect du chevauchement Υ_1
6. Aspect du chevauchement Υ_2
7. L'unité 11 au Nord du terrain ; de part et d'autre de la faille F8
(cf. fig. 4-21) cette unité, qui est très peu décalée par la faille,
repose en discordance angulaire sur des niveaux différents.
8. Aspect de la schistosité dans l'unité 1f

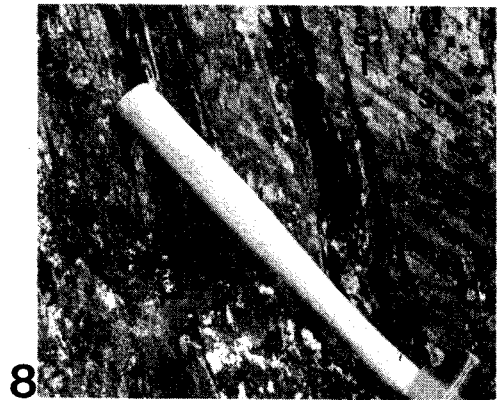
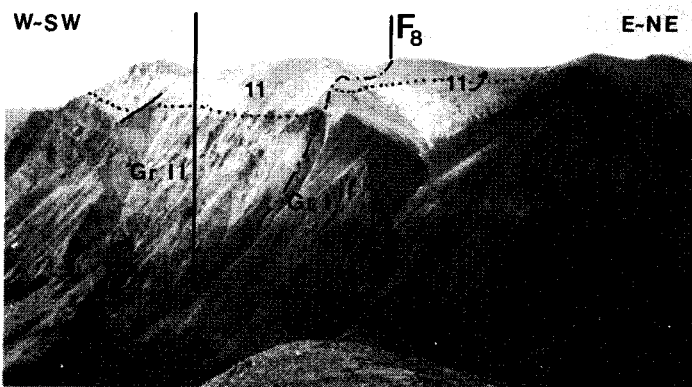
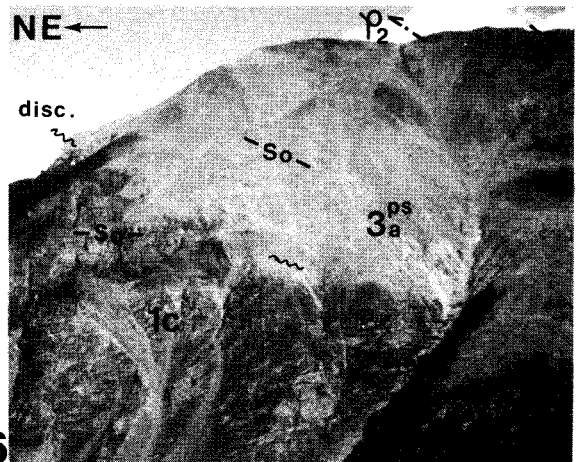
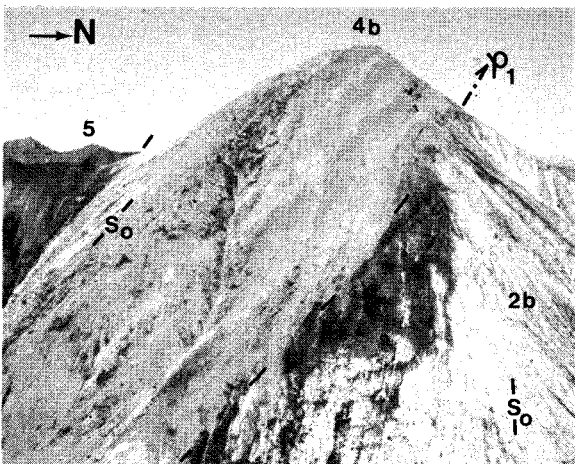
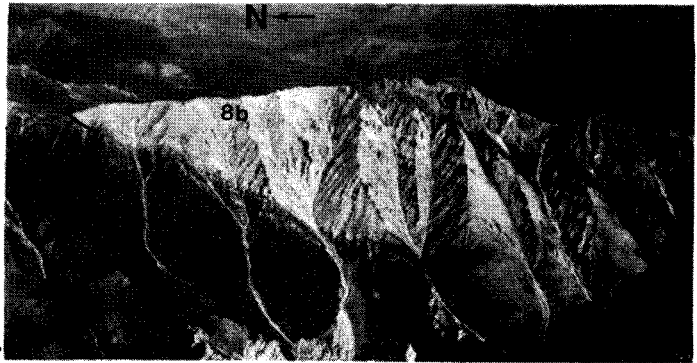
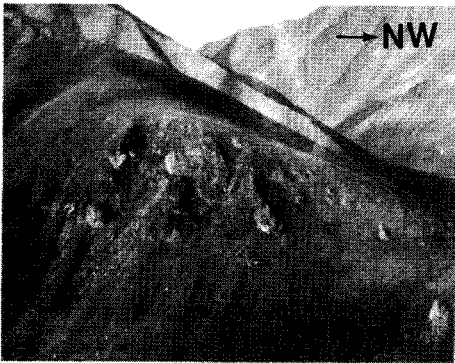
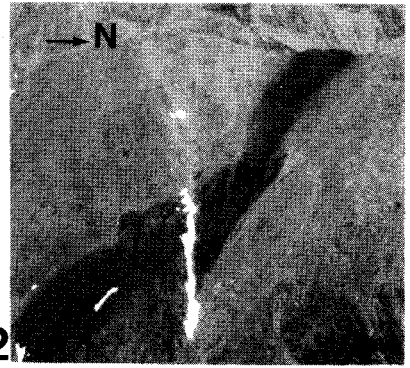
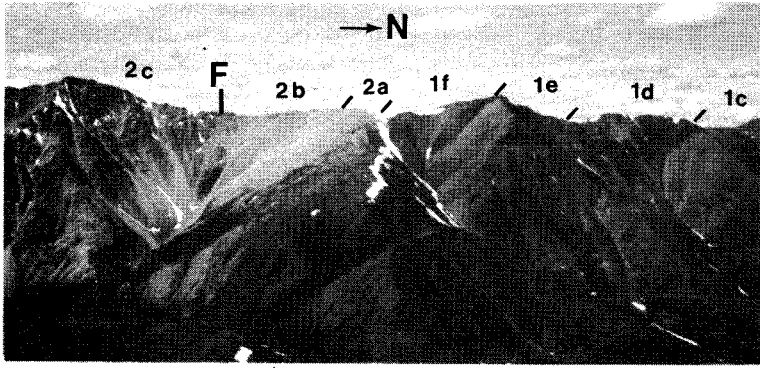


Table des matières

	pages
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
I. L'Amérique du Nord.....	3
II. La Cordillère Canadienne	5
III. La partie cratonique de la Cordillère	6
IV. L'état des connaissances dans la région étudiée	10
CHAPITRE 2 : STRATIGRAPHIE	13
. GENERALITES	15
. LE GROUPE I	16
I. Introduction.....	16
II. Les unités du groupe I	18
A. L'unité 1a.....	18
B. L'unité 1b.....	25
C. L'unité 1c.....	27
D. L'unité 1d.....	32
E. Les unités 1e, 1f, 1ef, 1ef', 1ef'', 1ef'''	34
F. L'unité 2a.....	38
G. L'unité 2b.....	41
H. L'unité 2c.....	44
I. L'unité 2d.....	44
III. L'exoscopie des quartz	46
IV. Dynamique sédimentaire et paléogéographies successives	46

. LE GROUPE II	54
I. L'unité 3a ^{br}	54
A. Généralités	54
B. Présentation du problème	55
C. Descriptions des faciès	56
D. Données pétrographiques complémentaires	61
E. Discussion sur la nature de l'unité 3a ^{br}	64
F. Conclusions	67
II. L'unité 3a ^{sh}	68
A. Description sur la coupe J	69
B. Autres observations sédimentologiques et interprétations..	70
C. Les faciès sommitaux	73
III. L'unité 3a ^{ps}	74
A. Description de la coupe L	75
B. Conclusions	76
IV. Les unités 3b et 3c	76
V. Discussion et conclusion à l'étude du groupe II	78
. LE GROUPE III, L'unité 11 et la Formation Road River.....	80
I. Introduction	80
II. Généralités sur les niveaux dolomitiques	82
A. Principaux aspects de la lithologie et structures sédimentaires	82
B. La dolomitisation	85
C. La silicification	86
D. Conclusions	89

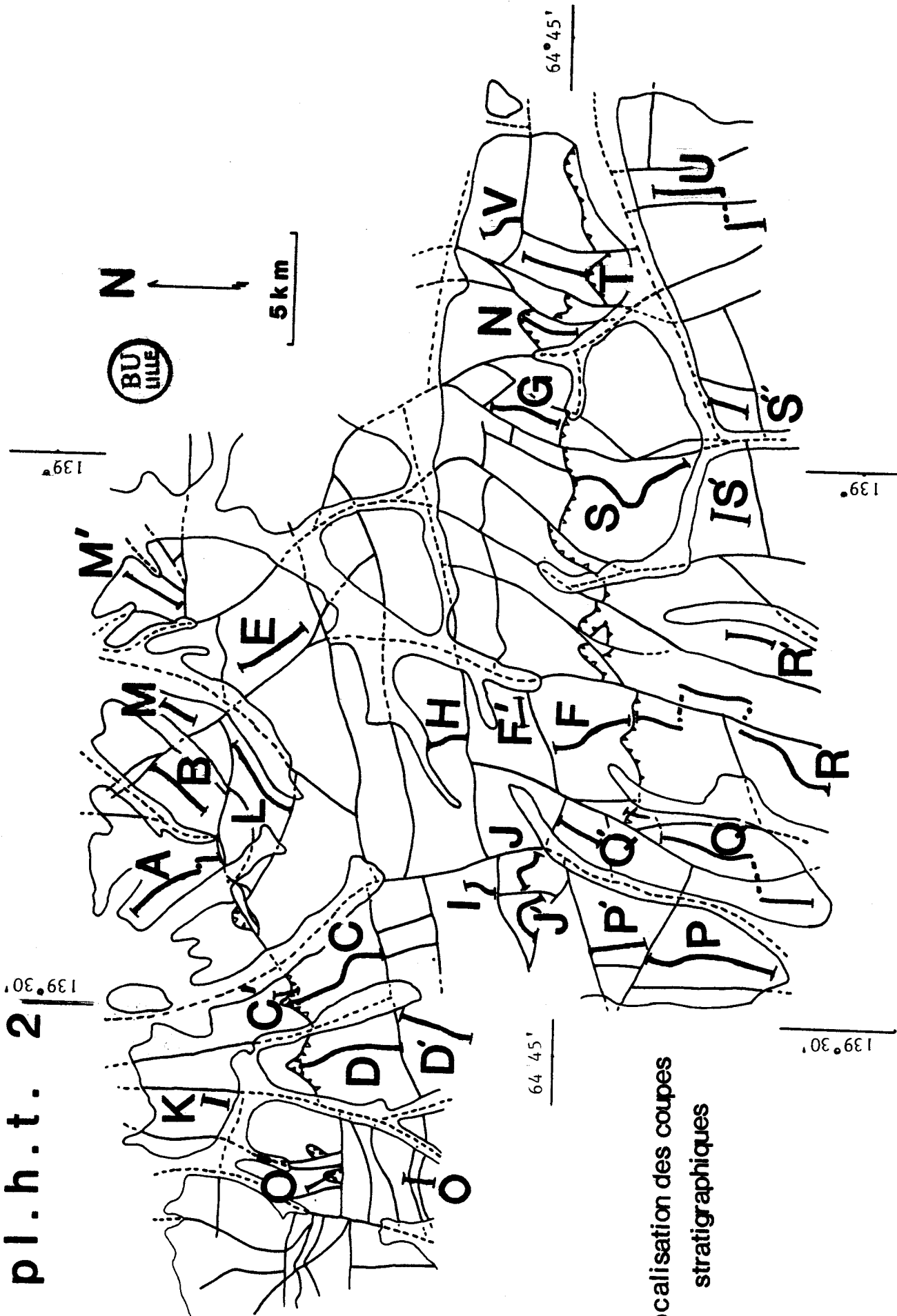
III. Description des unités	90
A. L'unité 4a	90
B. L'unité 4b	91
C. L'unité 5	95
D. L'unité 6	98
E. L'unité 7	101
F. L'unité 8a	103
G. Les unités 8b et 8	104
H. Les unités 9 et 9a	106
I. L'unité 9b	108
J. L'unité 11a	110
K. Les unités 11b et 11	112
L. La Formation de Road River	115
IV. La tectonique synsédimentaire	115
A. Tectonique synsédimentaire et unités détritiques	116
B. Subsidence différentielle	121
V. Eléments de datations	123
A. Micropaléontologie	123
B. Stromatolites	128
C. Macrofossiles	129
D. Graptolites	130
E. Un cadre chronologique	132
VI. Conclusions	134
. LES DYKES	136

CHAPITRE 3 : MINÉRAUX ARGILEUX (ET MATIÈRE ORGANIQUE).....	137
I. Techniques d'études	139
II. Signification du cortège argileux	141
III. Le problème de l'enfouissement des séries	147
A. Etude de la cristallinité de l'illite	150
B. Cristallinité et cortège argileux : discussion	151
IV. Signification du cortège argileux des unités 4a à 11.....	152
A. Les dolomies blanches et les shales	152
B. Les dolomies noires	156
C. Compléments à l'étude des dolomies noires : la matière organique	159
D. Conclusions	160
V. Essai de caractérisation des conditions d'enfouissement ...	160
VI. Conclusions	161
CHAPITRE 4 : DÉFORMATIONS	163
I. Structure d'ensemble de la zone étudiée	165
II. Le chevauchement méridional	166
A. Aspect du contact et déformations associées	166
B. Géométrie et dynamique du chevauchement	169
III. Le chevauchement septentrional	172
IV. Les déformations plicatives anté-groupe II	177
A. Structure des domaines du groupe I	177
B. Les conditions de déformations synschisteuses.....	186
V. Les failles sub-verticales	188
A. Les failles anté-groupe II	188

B. Les failles post-groupe II, anté-groupe III	188
C. Les failles syn et post groupe III et unité 11	190
VI. Conclusions	191
CHAPITRE 5 : CORRÉLATIONS ET ÉVOLUTION RÉGIONALE	193
. CORRELATIONS.	193
I. Les corrélations proposées	195
A. La séquence A ($A_1 + A_2$)	195
B. La séquence B ($B_1 + B_2$)	196
C. La séquence C	201
II. Propositions pour un cadre chronologique	202
A. Ages des séquences A_1 A_2 et de l'orogénèse Fifteenmile ...	202
B. Ages de l'orogénèse Racklan et de la séquence B_1	203
C. Ages de "l'événement du Cycle du Cuivre" et de la séquence B_2	203
D. Ages de l'orogénèse Hayhook et de la séquence C	203
III. Corrélations avec le Sud de la Cordillère	204
. EVOLUTION REGIONALE	206
I. Le craton du Nord de la Cordillère en tant que partie du Bouclier	206
II. Le craton du Nord de la Cordillère pendant son évolution spécifique	207
A. Les plates-formes de Porcupine et du Mackenzie et le bassin de Selwyn	207
B. La fosse de Richardson	208
C. La plate-forme de Cassiar, le Nasina shelf et leurs rela- tions avec le bassin de Selwyn.....	208

CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS GÉNÉRALES	213
I. Stratigraphie	215
II. L'histoire tectonique	217
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	219
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	231
TABLE DES MATIÈRES	241





Localisation des coupes stratigraphiques



CARTE GEOLOGIQUE

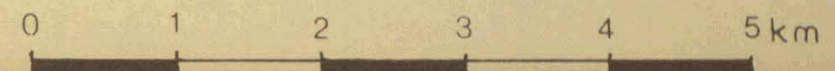
DE LA PARTIE ORIENTALE DE
"COAL CREEK DOME"



MONTAGNES OGILVIE, YUKON, CANADA

ERIC MERCIER 1985

1:50 000



FOND TOPOGRAPHIQUE : assemblage des cartes provisoires
 (1:50 000) n° 116B/10, 11, 13, 14 et 15 de la "Direction
 des Levés et de la Cartographie" (Ministère de l'Énergie,
 des Mines et des Ressources, Ottawa).
 ÉQUIDISTANCE DES COURBES 100 PIEDS (30,48 m).

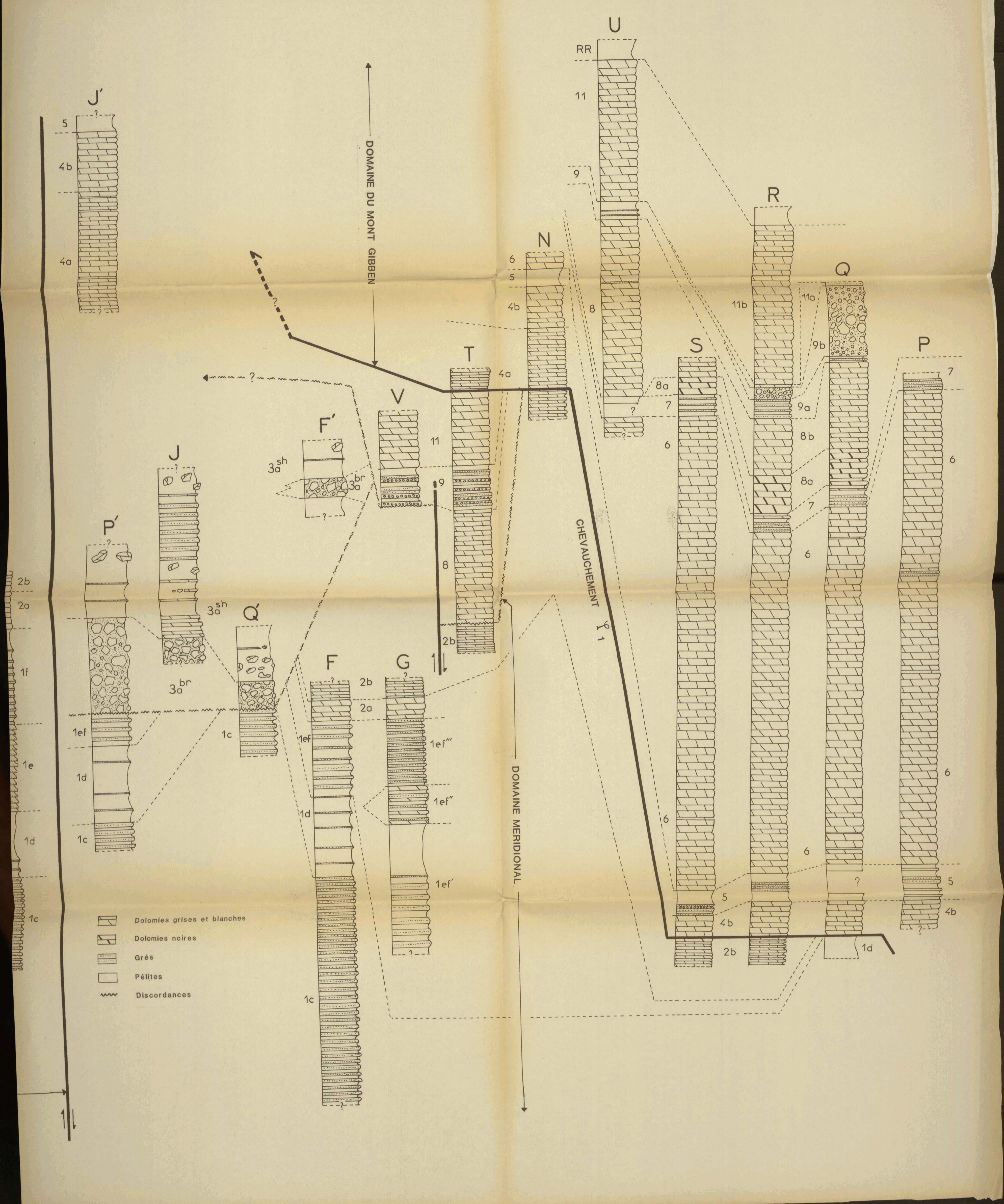
139°30'	116 B/13	116 B/14	116 B/15	139°
64°45'				64°45'
	116 B/11	116 B/10		

- contact stratigraphique
- ? contact stratigraphique probable
- ↗ chevauchement
- - - autre faille
- - - faille probable
- ↕ pendage de couche (normale, inverse)
- S schistosité S₁
- ↗ pli synchisteux (plan axial, axe)
- T gîte fossilifère (macrofossiles).



OGILVIE

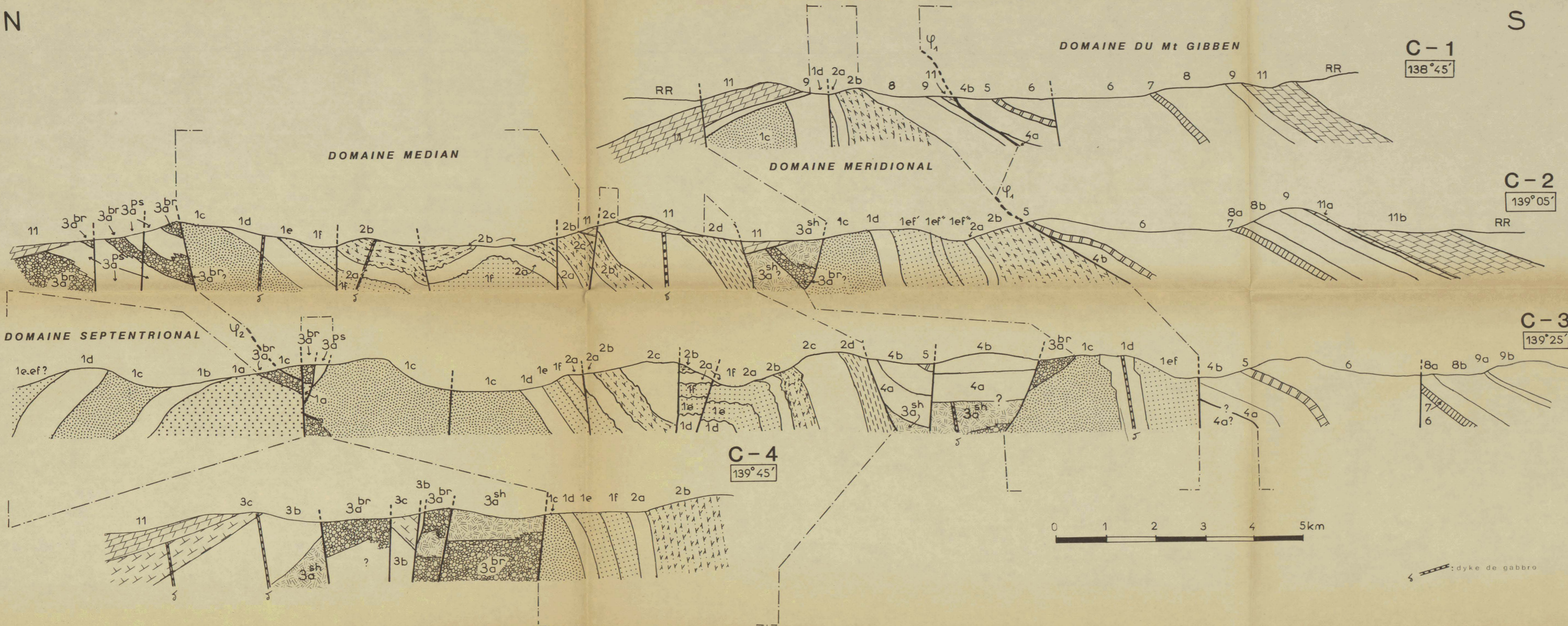




COUPES

N

S



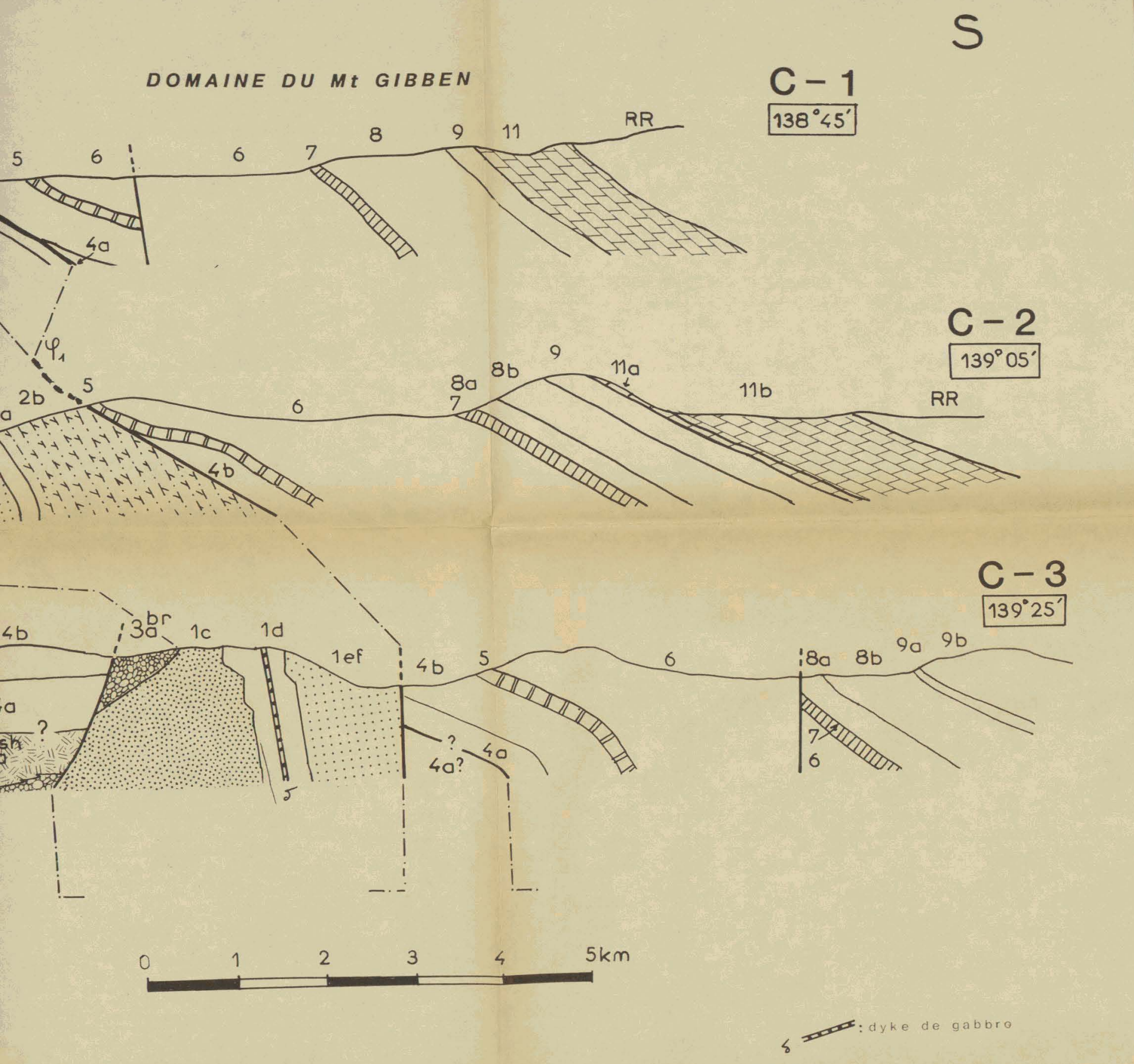
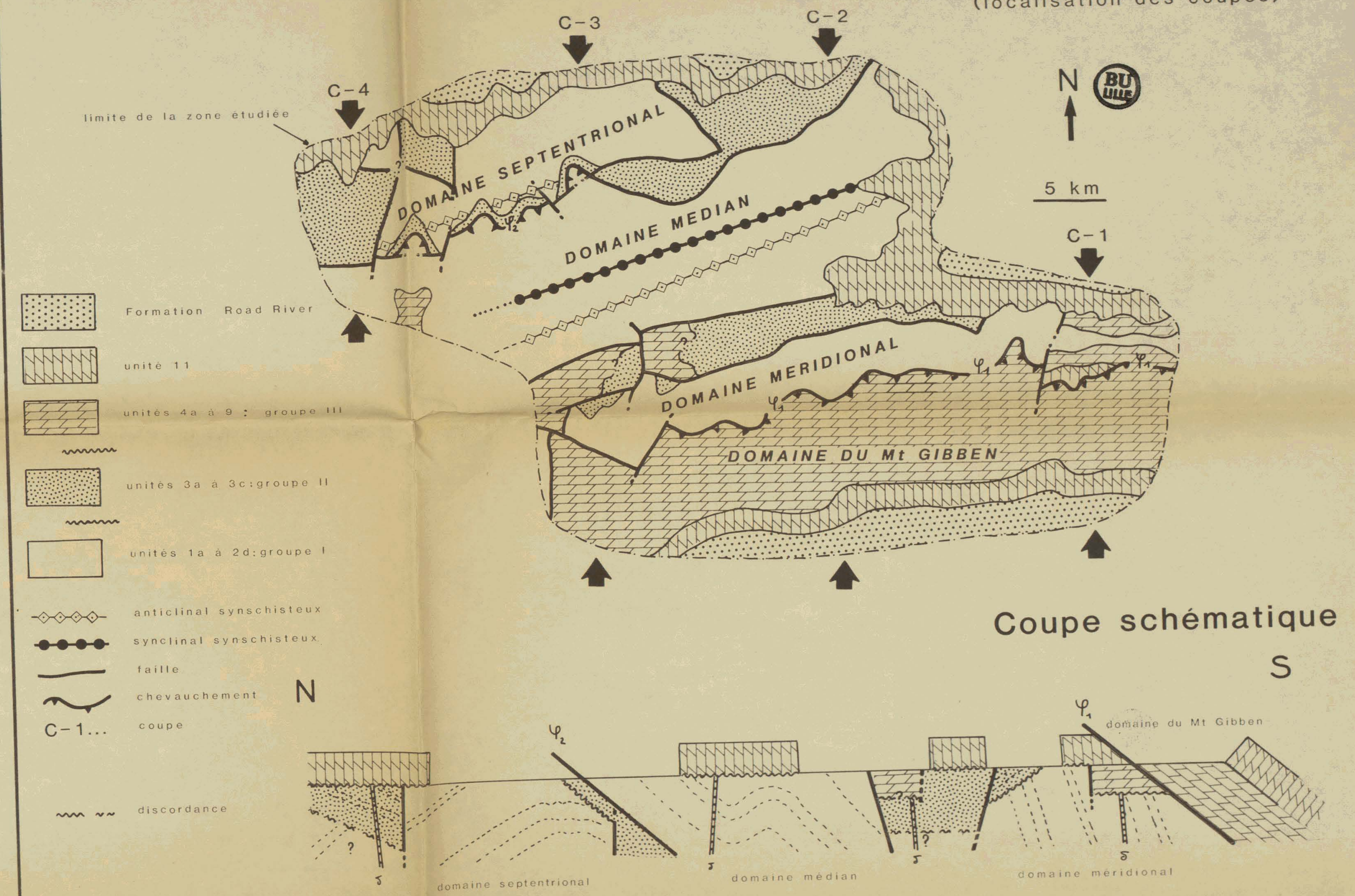


Schéma structural
(localisation des coupes)



RESUME

Le secteur cartographié à 1/50 000, repérable à 139°N-64°45'W, représente 1200 km². Une série essentiellement précambrienne de plus de 10 km d'épaisseur cumulée y affleure. Cette série a été divisée en 28 unités lithostratigraphiques regroupées en 3 groupes.

Le groupe I, essentiellement grésopélitique est caractérisé par un approfondissement progressif du milieu de sédimentation (littoral puis de bassin).

Le groupe II, débute par des brèches et des olistostromes, conséquences du démantèlement d'édifices littoraux par une tectonique distensive. Des niveaux carbonatés plus stables leurs succèdent.

Le groupe III est ~~séparé par une lacune, en deux parties respectivement~~ hadryenien "inf." (datée par microflore) ~~et paléozoïque inf.~~. Il s'agit essentiellement de niveaux carbonatés déposés sous un climat chaud, sur une plate-forme peu profonde influencée par une tectonique synsédimentaire.

Ces groupes sont séparés par des coupures majeures attribuables respectivement : à une phase compressive synschisteuse (orogénèse Fifteenmile) et, à une phase distensive synchronisée d'une importante érosion et des intrusions basiques (corrélables à l'événement du Cycle du cuivre des montagnes Mackenzie). Cette dernière, ainsi que la tectonique syn-dépôt du groupe III, seraient représentatives d'un rifting ayant engendré le Bassin de Selwyn.

Un système de corrélation est présenté, les groupes I et II seraient d'âge Protérozoïque inférieur (et moyen ?), le groupe III d'âge protérozoïque supérieur (post 770 m.a.) ~~et paléozoïque.~~

Un nouveau modèle d'évolution est proposé, pour le Nord de la Cordillère Canadienne au Précambrien et ~~au Paléozoïque inférieur~~, distinguant une étape commune à l'histoire du Bouclier (Protérozoïque inférieur et moyen) et une étape spécifique (Protérozoïque supérieur).

Mots-clés : Territoire du Yukon (Canada), montagnes Ogilvie, Protérozoïque, Stratigraphie, Paléogéographie, Microflore, Minéraux argileux, Diagenèse, Tectonique, Corrélations.

