



Sédimentologie du flysch des Aiguilles d'Arves (Alpes françaises)

Lucienne Deharveng, Jacques Perriaux, Christian Ravenne

► To cite this version:

Lucienne Deharveng, Jacques Perriaux, Christian Ravenne. Sédimentologie du flysch des Aiguilles d'Arves (Alpes françaises). 1987, pp.329-341. insu-00514769

HAL Id: insu-00514769

<https://insu.hal.science/insu-00514769>

Submitted on 3 Sep 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

SEDIMENTOLOGIE DU FLYSCH DES AIGUILLES D'ARVES (ALPES FRANCAISES)

par Lucienne DEHARVENG *, Jacques PERRIAUX *, Christian RAVENNE **

RESUME.— Le Flysch des Aiguilles d'Arves affleure dans la zone ultra-dauphinoise des Alpes françaises. L'analyse sédimentologique définit un domaine de sédimentation correspondant à un cône sous-marin vraisemblablement alimenté par le nord-est, l'est et le sud-est, et dont l'axe principal, allongé suivant une direction SE-NW, est situé au niveau des Aiguilles d'Arves.

ABSTRACT.— The Flysch of Aiguilles d'Arves outcrops in the Ultra - dauphinoise zone of the French Alps. Sedimentological analysis defines a sedimentation area which corresponds with a deep sea fan probably fed from the North-East, the East and the South-East. Its SE-NW trending main axis passes at the level of the Aiguilles d'Arves.

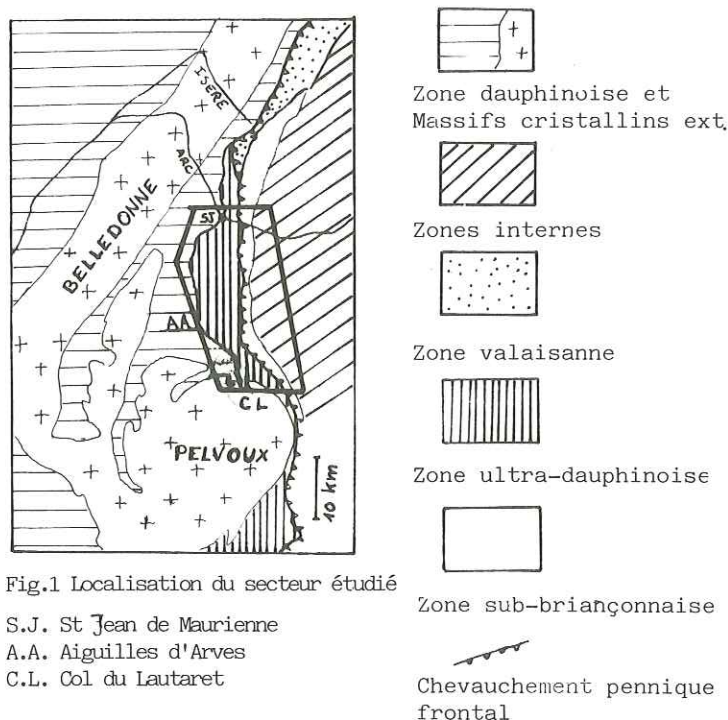


Fig.1 Localisation du secteur étudié

S.J. St Jean de Maurienne
A.A. Aiguilles d'Arves
C.L. Col du Lautaret

Le Flysch des Aiguilles d'Arves est une série détritique attribuée au Priabonien (Barbier, 1948) et située dans la zone ultradauphinoise (Barbier, 1963a) (fig.1). Pour cette étude nous avons adopté le découpage lithologique suivant, de bas en haut (fig.2) ;

- une assise détritique basale, constituée par un niveau d'olistolites et un conglomérat,
- un flysch calcaire,
- un flysch schisteux,
- un flysch gréseux,
- un olistostrome terminal.

Des variations régionales portent sur les épaisseurs relatives de ces membres (fig.2) : la fraction détritique

grossière (conglomérat basal, flysch gréseux) s'épaissit du nord au sud aux dépens de la fraction détritique fine (flysch schisteux) : aux Aiguilles d'Arves le conglomérat atteint sa puissance maximale (600 m) tout comme le flysch gréseux (800 m) (fig.2B). Au sud du Col du Lautaret (fig.2A), la série est réduite à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Le flysch calcaire varie peu.

* Institut Dolomieu - Université de Grenoble - 38031 Grenoble Cedex

** Institut Français du Pétrole. B.P. 311, 92506 Reuil-Malmaison Cedex

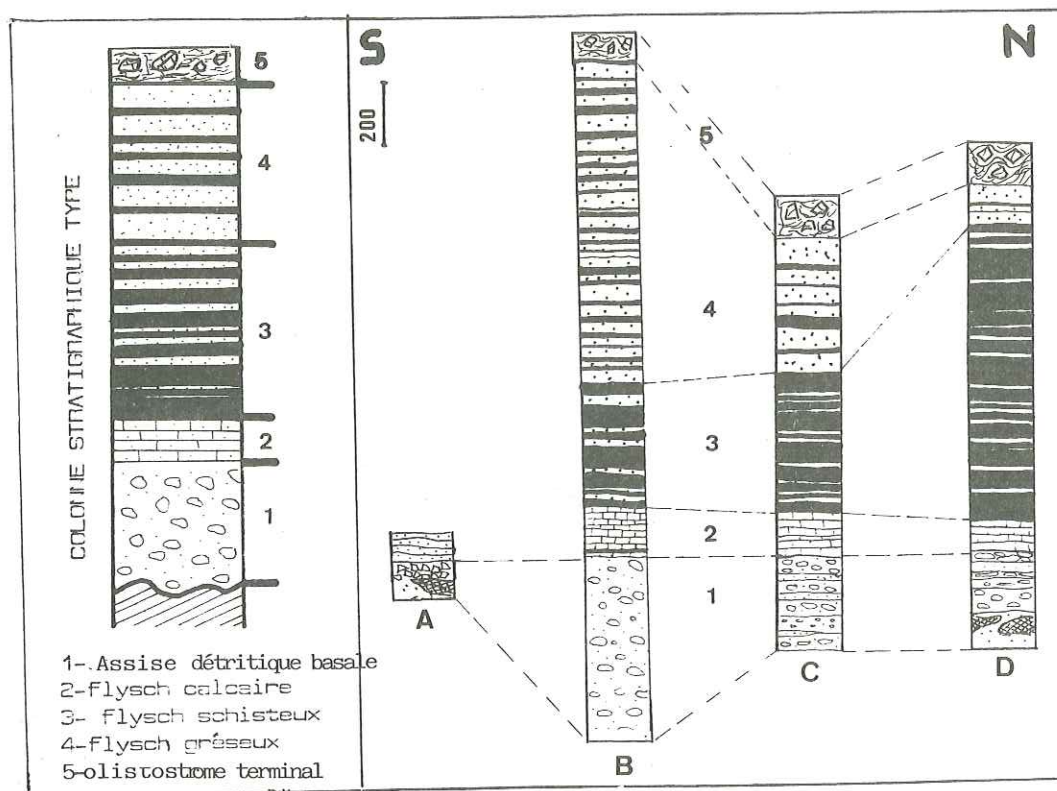


Fig.2. Colonne stratigraphique-type (à gauche) et variations régionales du Flysch des Aiguilles d'Arves.

- A. Revers oriental du Massif du Pelvoux (Sud du Col du Lautaret)
B. Secteur des Aiguilles d'Arves, Goléon, Aiguille de l'Epaisseur
C. Secteur médian : Pointe d'Emy, Grande Chible, Gros Grenier
D. Secteur au nord de l'Arc

I. LE SOUBASSEMENT

Le Flysch des Aiguilles d'Arves repose stratigraphiquement, mais en discordance, sur des terrains variés -cristallins, paléozoïques, mésozoïques - affecté d'une structuration antennumulitique ("Chaîne arvinche", Barbier, 1956) puis érodés (Bravard, 1983).

II. ASSISE DETRITIQUE BASALE

A. Le Niveau à olistolites

Issus de cette tectonique antennumulitique, des paléoreliefs bordaient, au moins au nord et au sud, le bassin des Aiguilles d'Arves dont la subsidence s'amorçait (Barbier, 1963b) et lui fournissaient les olistolites décrits à la base de la formation : au nord de l'Arc où ils sont surmontés par le Conglomérat des Aiguilles d'Arves, ce niveau à olistolites est particulièrement bien représenté au cirque de Valbuche (Antoine et al., 1978) et sur le versant ouest du Mont Bellachat (Antoine et al., 1980). Le matériel est fait de grès quartziteux parfois conglomératiques, de brèches dolomitiques et de dolomies triasiques, de

calcschistes et de calcaires variés. Ces blocs sont souvent enrobés dans une matrice de schistes violets à gravelles de dolomie qui représentent un "Permien régénéré". L'origine de ce matériel a été discutée : briançonnaise interne selon R. Juventino Martinez et al. (1979) ce qui semble inexact et pose des problèmes paléogéographiques difficiles à résoudre ou, plus vraisemblablement, ultrahelvétique (Antoine et al., 1980). Au sud sur la marge nord orientale du massif du Pelvoux, ces olistolites s'intriquent dans des pélites à bancs gréseux, équivalents vers le nord des Grès du Champsaur (Bravard et Gidon, 1979). Le mécanisme de mise en place de ces olistolites est conforme à celui des mass flows décrits par Middleton (1969).

B. Le Conglomérat des Aiguilles d'Arves

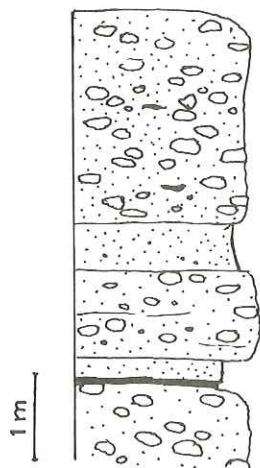


Fig.3 : Conglomérat des Aiguilles d'Arves; dépôt conglomératique inorganisé de débris flow à matrice gréseuse (Gros Grenier, secteur médian)

Il s'agit du Conglomérat basal de Barbier (1948) Noyés dans une matrice gréseuse abondante et grossière, les galets sont émoussés et leur dimension s'étale du centimètre jusqu'au mètre, le plus grand nombre mesurant quelques centimètres à quelques décimètres. Tel qu'il se présente, ce conglomérat évoque un "mass flow" de type "débris flows" (fig.3).

1. Nature du milieu de dépôt : analyse granulométrique (fig.4). Le conglomérat comporte 30 à 60% de matrice gréso-pélique dont près de 20 % de pélites. La dimension des galets varie de 1 à 50 cm, mais on observe aussi quelques blocs plurimétriques. La plurimodalité des courbes d'ordonnées simples révèle la très grande immaturité du sédiment ; les courbes cumulatives sont très étalées ; les dimensions absolues vont de quelques micromètres à plusieurs décimètres et l'indice d'hétérométrie de Cailleux présente des valeurs comprises entre 0,75 et 1,15 : le sédiment est très mal classé ; les courbes de Visser, établies sur la matrice, révèlent l'existence de deux types de populations : a) une importante population transportée en suspension (de 32 à 75%) qui s'étale sur toute la fraction inférieure à 160 μm et très mal classée ; b) une population transportée en saltation, plus grossière et un peu mieux classée. Ces courbes et ces indices sont typiques de dépôts proximaux liés à des courants de densité.

2. Analyse de l'usure des galets. Hormis le secteur au nord de l'Arc où les galets ont subi un étirement tectonique tel qu'ils peuvent simuler de petits bancs, l'analyse morphométrique des galets s'est révélée très utile : l'aplatissement ($As = (Ls/Es).100$ de Cailleux) est faible, généralement inférieur à 200, mais peut atteindre 600 pour les silex. L'émoussé ($Ie = (2rl/Ls).1000$ de Cailleux) atteint une valeur moyenne de 130 à 220 pour les galets calcaires et de 110 pour les silex.

Cette analyse morphométrique des galets définit une usure, donc un transport, par courant liquide de type fluviatile et non par un courant dense incapable d'un tel façonnement. Le transport fluviatile est évidemment antérieur au "mass flow" qui n'a fait que remobiliser les éléments déjà façonnés d'un dépôt précédent et apportés par voie fluviatile sur une plate-forme.

3. Origine des matériaux : les directions de courants (fig.5A). Quelques rares chenaux et des ravinements ont été observés ; l'azimut de leur axe (moyenne : N 150°) correspond à la direction du courant.

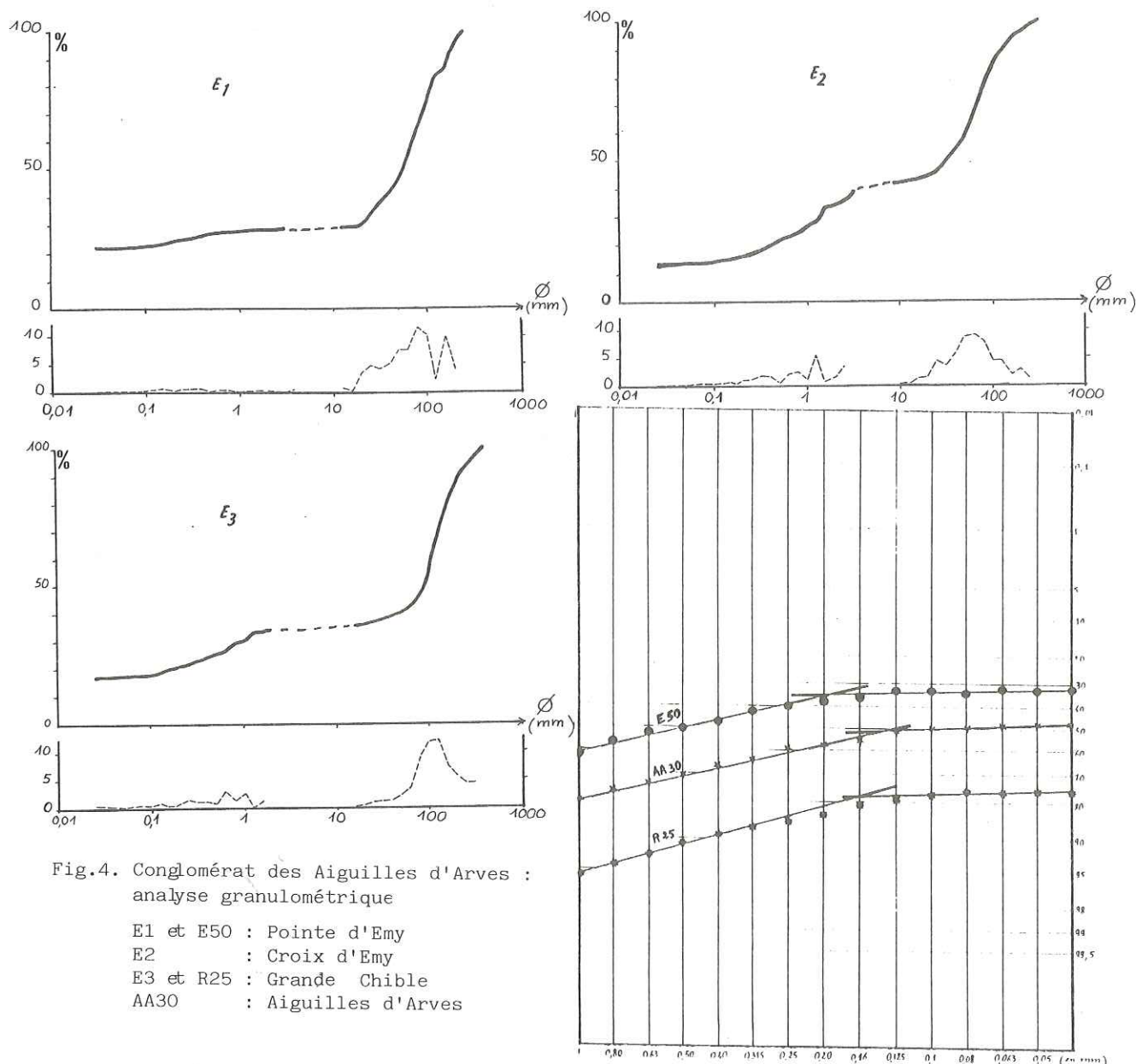


Fig.4. Conglomérat des Aiguilles d'Arves :
analyse granulométrique

E1 et E50 : Pointe d'Emy
E2 : Croix d'Emy
E3 et R25 : Grande Chible
AA30 : Aiguilles d'Arves

Dans un courant de densité, les galets sont allongés parallèlement à la direction du courant : l'orientation moyenne de leur grand axe (N 100° à N 150°) ne peut ici que confirmer la direction du transport sans, toutefois, en préciser le sens.

4. Analyse pétrographique : La matrice est une arkose dans laquelle les grains de quartz et de feldspaths sont très altérés et souvent éclatés. Les grains allongés sont disposés à plat suivant une stratification mal soulignée par des lits argilo-micacés. Le ciment est généralement siliceux et microcristallin ou, localement, calci-micritique. De nombreux granules de roches variées constituent la transition entre la matrice et les galets.

Ce conglomérat est polygénique :

Les galets de roches sédimentaires sont :

. des brèches, des quartzites, des dolomies et des calcaires dolomitiques triasiques pouvant provenir de la zone Briançonnaise ;

- . des calcaires à entroques, des calcaires à polypiers, des calcaires bréchiques du Lias ou du Dogger dont les faciès les rapprochent de ceux de la zone subbriançonnaise ;

- . des grès et microconglomérats dont certains présentent un faciès les rapprochant du Houiller briançonnais ;

- . des silex noirs, allongés et abondants, localisés dans le secteur de la Pointe d'Emy et dont l'origine éventuelle ne peut être précisée.

Les galets de roches endogènes sont :

- . des spilites, des dolérites, des grauweekes, du verre volcanique, des rhyolites ;

- . quelques gneiss et granites cataclastiques, des granites très divers (à deux micas, porphyroïdes à biotites, plagiogranites), des microgranites leucocrates réputés provenir du massif des Grandes Rousses ;

- . des quartz filoniens.

Le faciès des rhyolites et des microgranites, abondants dans le secteur sud, évoque le massif du Combeynot qui constituait, nous l'avons vu, une zone de relief actif et nourricier.

5. Conclusion : paléogéographie du Conglomérat des Aiguilles d'Arves. Sur un substratum raviné se dépose une série conglomératique de type debris flow, qui dessine un ou plusieurs éventails sous-marins profonds ou deep sea fans (Normark, 1970). L'axe principal, allongé suivant une direction N 150°, correspond à la zone la plus massive et la plus puissante, située dans le secteur des Aiguilles d'Arves (fig. 2B). Latéralement, vers le nord (secteur médian, fig. 2C), le conglomérat est bien stratifié, en bancs d'épaisseur métrique, et alterne avec des bancs gréseux ou silteux de bordure de lobe (fig. 6). On peut donc admettre le schéma basé sur les observations dans l'Actuel (Cremer, 1983 et 1985 ; Stanley et Unrug, 1972) : après un transport de type fluviatile et un premier dépôt sur la plate-forme, les sédiments sont repris par une suite de bouffées de densité qui s'organisent en microfan deltas, s'étalent et annoncent le deep sea fan suivant.

IV - LE FLYSCH CALCAIRE (fig.7)

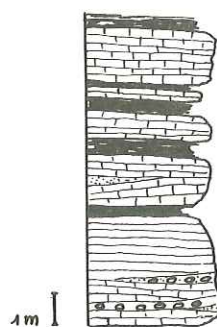


Fig.7 : Flysch calcaire : détail

Il est constitué par une alternance de strates et d'interstrates.

Les strates sont calcarénitiques ou argilo-gréseuses, de couleur gris clair à patine jaune ; intercalés à la base de la série, des lentilles gréseuses et des lits finement conglomératiques à structure entrecroisée rappellent la sédimentation détritique grossière sous-jacente. L'organisation générale en lamines centimétriques soulignées par des diastèmes micacés traduit une mise en place par des courants tractifs de direction N 150°. On observe des traces de bioturbation dans le secteur au nord de l'Arc.

Les interstrates argilo-schisteuses, beige foncé, se débitent en plaquettes.

Ce "Flysch calcaire" peut être interprété comme un dépôt de pente au pied d'une plate-forme carbonatée qui l'alimente : il est très comparable aux appareils carbonatés profonds actuels situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas (Ravenne et al., 1985).

Cet ensemble strato et granodécroissant, de plus en plus argileux, passe progressivement vers le haut au Flysch schisteux.

V - LE FLYSCH SCHISTEUX ET LE FLYSCH GRESEUX

1. Stratonomie du Flysch schisteux : c'est une alternance de

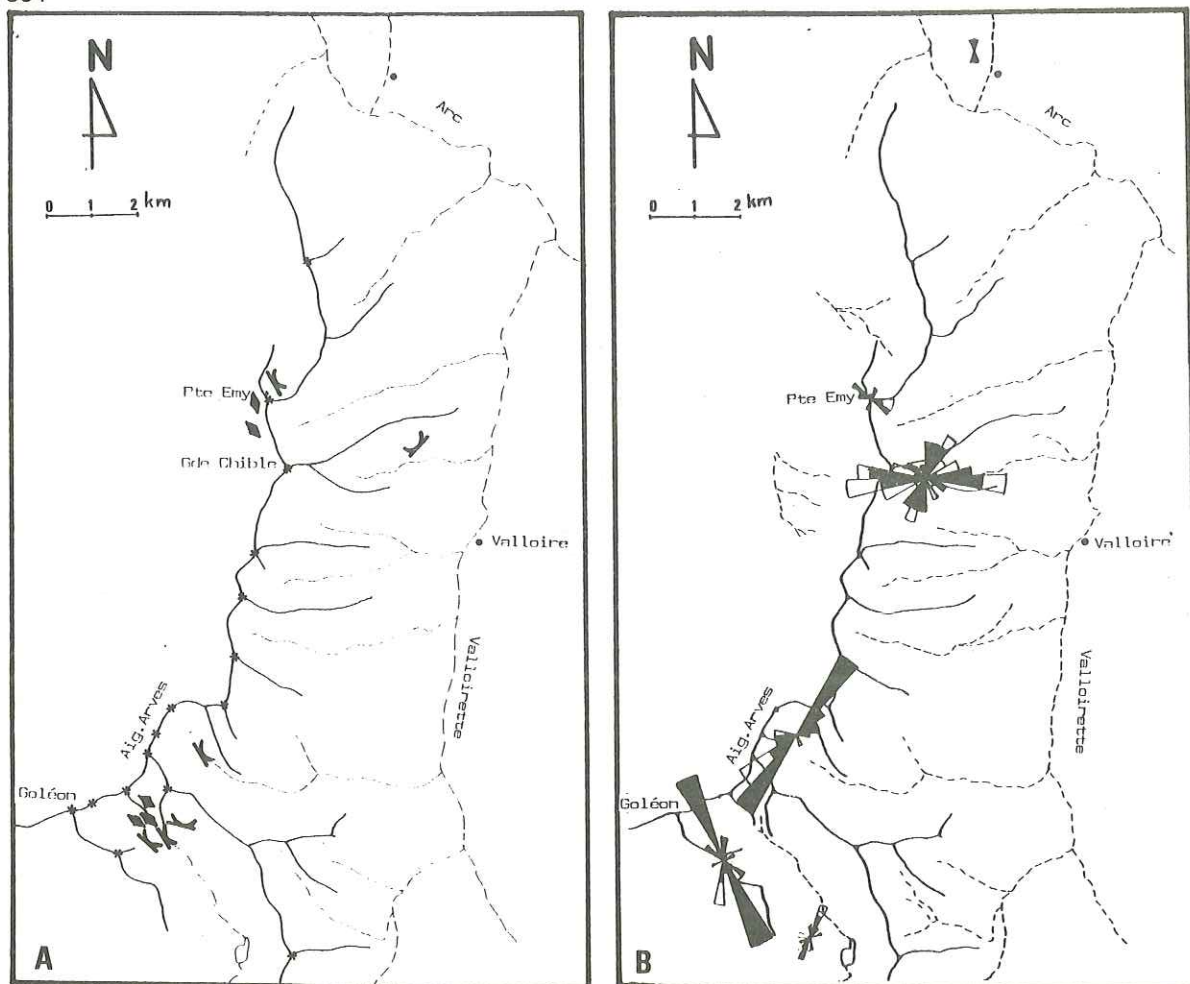


Fig.5. Direction des paléocourants : A - dans le Conglomérat des Aiguilles d'Arves
 B - dans les grès du Flysch schisteux et du Flysch gréseux
 ◆ azimut du grand axe des galets
 ✕ orientation de l'axe des chenaux
 Figures de base de bancs indiquant :
 ✕ une direction
 ▲ un sens

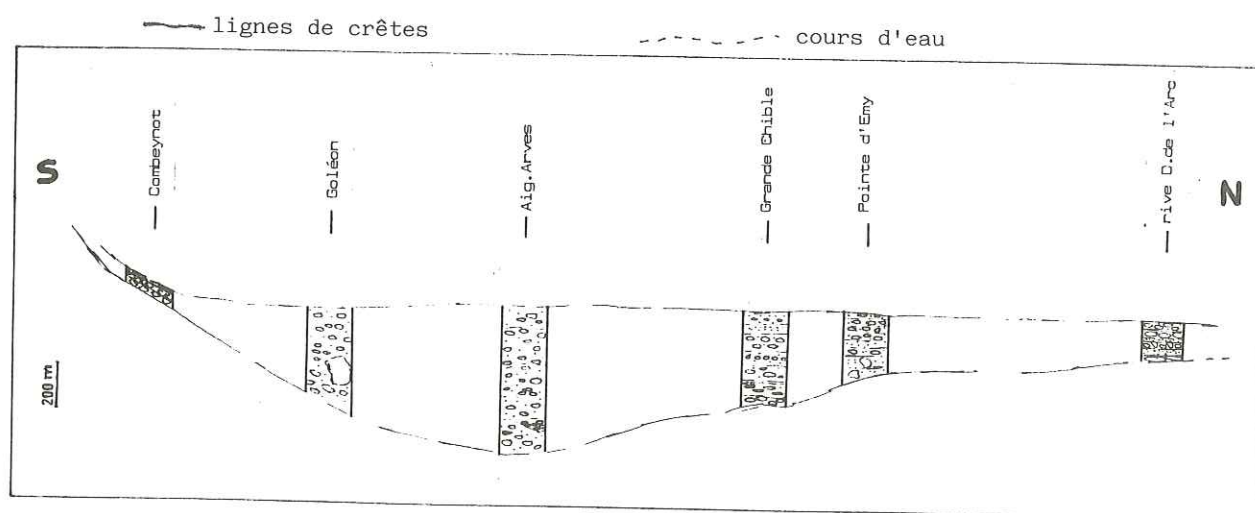


Fig.6 : Conglomérat des Aiguilles d'Arves : profil transversal du cône

séquences d'extension kilométrique, à strates décimétriques de grès fins et interstrates de silts argilo-calcaires ;

- les strates gréseuses sont généralement laminitiques, parfois convolutées et à figures d'échappement d'eau ; elles s'organisent en séquences de Bouma de type Tcde et Tde (fig.8A) ; quelques unes plus grossières, plus épaisses (supérieures à 50 cm) et granoclassées, constituent des séquences complètes Tabcde, parfois tronquées de type Tbcde. Les diastènes sont nets, légèrement onduleux et souvent micacés. Les figures directionnelles et de surcharge sont rares ;

- les interstrates pélitiques sont plus silteuses à leur base, plus argileuses vers leur toit. Elles ont tendance à se débiter en plaquettes.

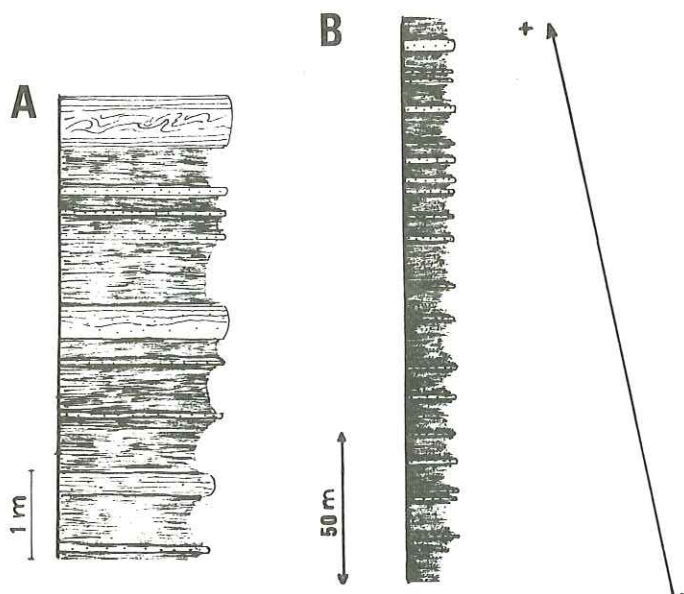


Fig.8 : Flysch schisteux, secteur médian (Vallon de l'Aiguille)

A. Détail de séquences Tcde et Tde

B. Evolution stratocroissante de la série

Cette suite de séquence de premier ordre s'organise en mésoséquences de deuxième ordre stratodécroissantes dont l'ensemble constitue une séquence de troisième ordre grano et stratocroissante (fig. 8B), marquée par l'augmentation de la fréquence et de l'épaisseur des bancs de grès : ce passage progressif au flysch gréseux implique une lente croissance de la dynamique du bassin.

Paléogéographiquement ce flysch schisteux pourrait correspondre à un dépôt de turbidites de cône externe conditionnées par l'importance des apports, dans un modèle de deep sea fan.

2. La stratonomie du Flysch gréseux montre une succession de strates métriques de grès et d'interstrates schisteuses. De rares pistes de vers ont été observées au toit des strates gréseuses. La chenalisation est rare et localisée dans le secteur médian ; elle affecte rarement plus d'un banc, indiquant chaque fois un comblement en un seul épisode de dépôt.

L'extension latérale des bancs est kilométrique. Au nord et au sud du secteur médian (Grande Chible, fig.9) l'épaisseur et la granulométrie des strates gréseuses diminue au profit des interstrates schisteuses : on passe de la partie centrale aux parties latérales du cône moyen de ce deep sea fan.

Ces séquences sont formées par des courants de turbidité et présentent souvent tous les termes de la séquence -type de BOUMA:

- Ta : Grès grossier mal classé, contenant parfois des galets mous et des granules. La base des bancs est toujours nette : elle est riche en cannelures (groove casts) et en figures de surcharge (load casts).
- Tb : lamines planes parallèles de grès plus fins.
- Tc : litage déformé par de nombreuses figures d'échappement d'eau (dishes) et des convolutes.
- Td : fines lamines parallèles onduleuses.
- Te : interstrate pélitique, bien développée.

On observe également des séquences de type Tde, Tcde, Tabe ou Tabce.

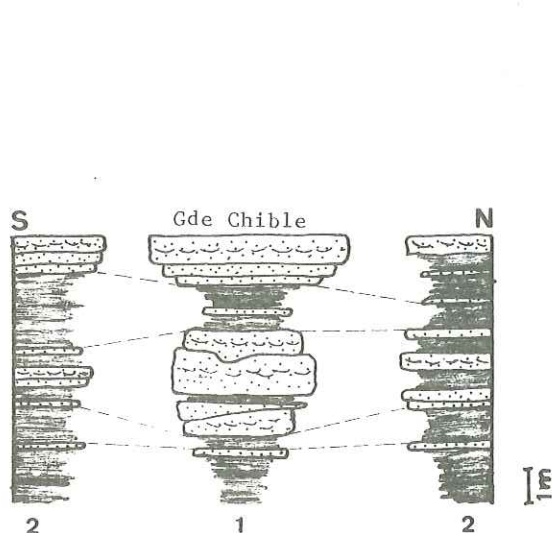


Fig.9. Flysch gréseux : variations du clastic-shale ratio
1 - zone chenalisée du cône moyen
2 - zone de lobes du cône moyen

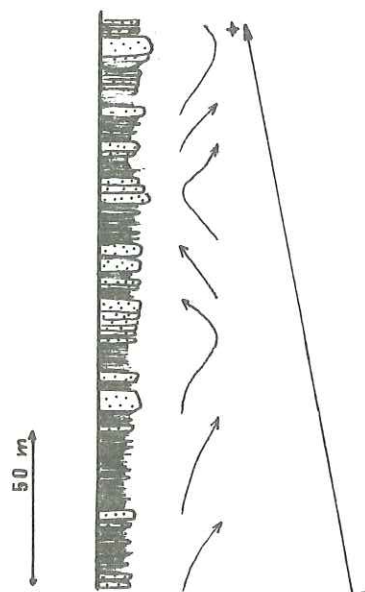


Fig.10. Flysch gréseux : type de séquences

Ces séquences de 1er ordre s'organisent en séquences positives ou négatives de 2e ordre puis en une mésoséquence négative, de troisième ordre, strato et granocroissante marquée par la réduction progressive du terme pélitique (fig.10). C'est la suite logique d'une évolution continue qui a débuté avec le flysch calcaire et s'est poursuivie avec le flysch schisteux sous-jacent.

3. Interprétation paléogéographique de l'étude stratonomique du Flysch gréseux. La base des bancs gréseux, toujours nette, parfois ravinante, riche en figures de courant et de surcharges, s'explique par des bouffées de matériel détritique grossier (granules de roches, galets mous), suivies par le dépôt progressif des éléments plus fins.

Le secteur médian, où les strates sont épaisses (jusqu'à 5 m) et lenticulaires, représente la zone chenalisée du cône moyen (fig.9.1 et 2C). Les secteurs nord et sud montrent des corps gréseux dont les bancs

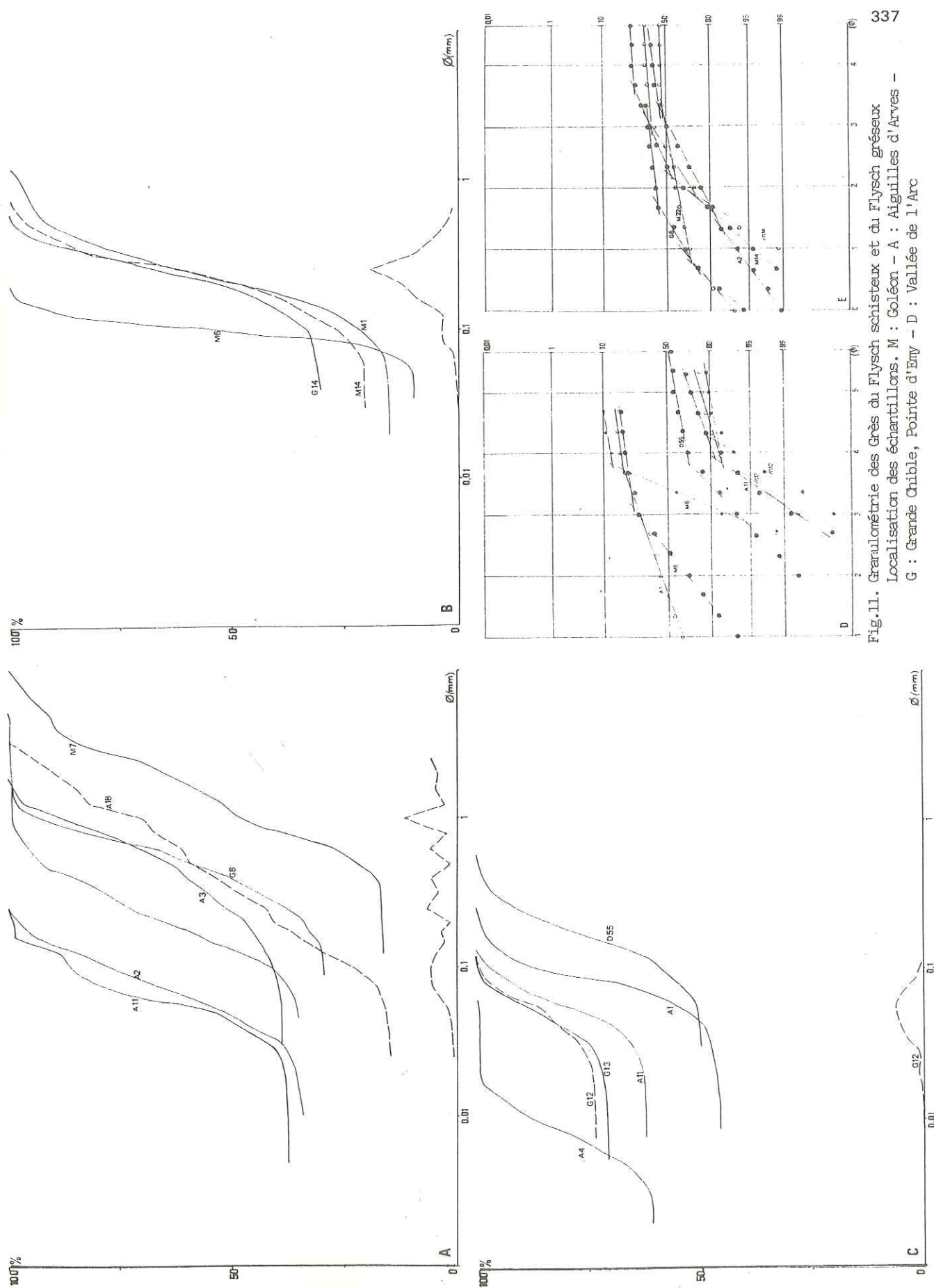


Fig.11. Granulométrie des Grès du Flysch schisteux et du Flysch grés
Localisation des échantillons. M : Goléon - A : Aiguilles d'Arves -
G : Grande Chible, Pointe d'Ery - D : Vallée de l'Arc

moins épais présentent une extension latérale d'ordre kilométrique et où la proportion de schistes est plus forte : on est là dans la zone de lobes du cône moyen (Fig.9.2).

4. Etude granulométrique des grès du Flysch gréseux et du Flysch schisteux (fig.11). Les courbes d'ordonnées simples et d'ordonnées cumulées permettent de répartir ces grès en trois catégories :

- grès grossiers, mal classés, immatures (fig.11A), correspondant au terme (a) des turbidites ;
- grès fins, évolués, matures et bien classés (fig.11 B), organisés en lamines et correspondant aux termes (b, c ou d) ;
- silts assez bien classés, matures (fig.11 C), à matrice argileuse abondante et correspondant aux mêmes termes (b, c ou d).

Les courbes en ordonnées de probabilité sont de deux sortes :

- courbes à deux populations (fig. 11D) : une importante population transportée en suspension (jusqu'à 60%) très mal classée et une population transportée en saltation, mieux classée ; ces courbes caractérisent les courants de turbidité ;
- courbes à trois populations (fig. 11 E) : entre les deux populations précédentes s'intercale une population mixte suspension-reptation, compatible avec un transport par des bouffées de densité.

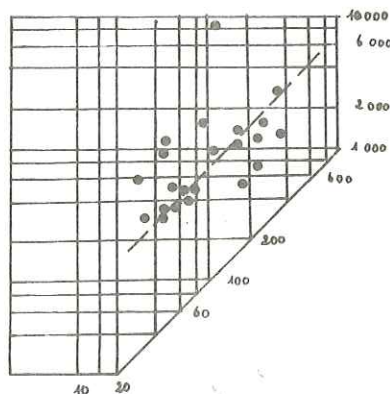


Fig.12. Diagramme de Passega

Le diagramme C-M de Passega (Fig.12) s'organise en un nuage de points, linéaire et allongé parallèlement à la droite (C = M). Ce type de diagramme révèle un transport par suspension dégradée, caractéristique des courants de turbidité, où les particules sont soulevées par la turbulence du milieu.

5. Figures sédimentaires et directions des paléocourants dans les grès du Flysch schisteux et du Flysch gréseux

Les convolutes sont fréquentes dans les petits bancs de grès fin.

Les figures en coupelles (dishes) apparaissent dans le terme (c) des épaisses barres gréseuses.

Les figures de base de bancs sont nombreuses : figures d'érosion (bounce, prod, flute,

groove) linéations de délit et figures de surcharge (loads). Ces figures soulignent le dépôt de type turbidite.

Les figures directionnelles révèlent des directions privilégiées de paléocourants : NW-SE, NE-SW et E-W (fig. 5B)

Il a été impossible d'établir un gradient vertical dans la série du Flysch. A la constance des directions de courants dans les conglomérats (correspondant à un dépôt dans l'axe du canyon) s'oppose une dispersion dans les grès ; ceci provient soit de l'étalement des dépôts de plusieurs petits éventails au pied du talus, soit de leur reprise par des courants de contour.

6. L'analyse par diffractométrie X de la fraction argileuse montre :

- du quartz fréquent mais en faible quantité ;
- des feldspaths fréquents mais peu abondants, instables et fragiles, hérités de roches ignées ;
- des oxydes de fer fréquents mais peu abondants ;
- des traces de chloritoïdes ;
- de la kaolinite, probablement due au lessivage d'illites par des eaux acides ;

- localement l'interstratifié illite-paragonite traduisant une paragenèse d'anchizone ;
- l'interstratifié illite-vermiculite, rare ;
- de l'illite abondante et générale, d'origine détritique ; sa cristallinité (fig.13) augmente du sommet vers la base de la série où le sédiment a subi un léger métamorphisme d'anchizone (Kubler, 1970) dû à l'enfouissement. On note parallèlement une diminution du caractère ferromagnésien.

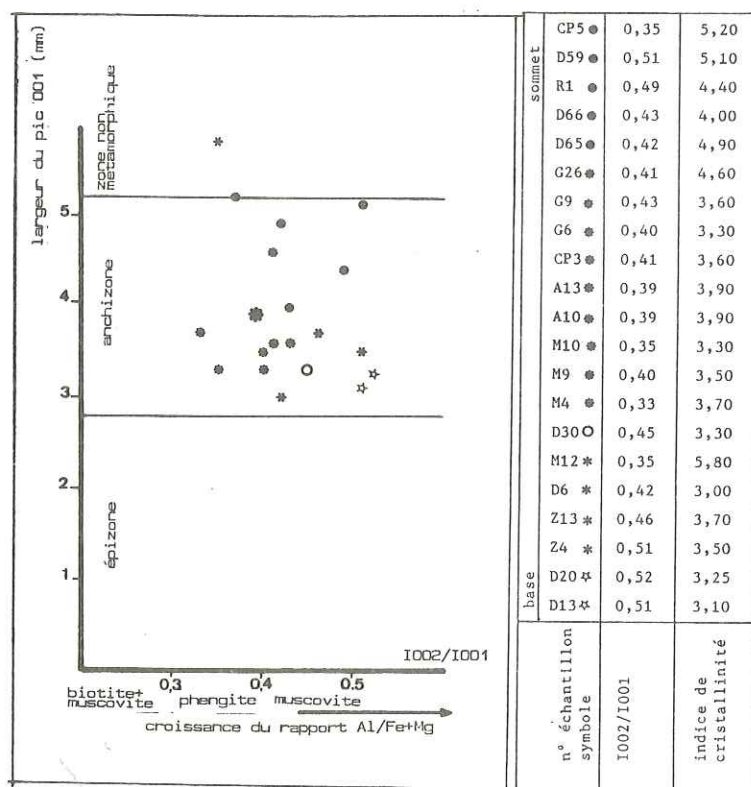


Fig.13 : Diagramme d'Esquevin

VI - LE SOMMET DE LA SERIE : L'OLISTOSTROME TERMINAL, déjà décrit par Bravard et al. (1982), a été retrouvé en concordance sur le flysch gréseux partout où le sommet de la série est visible. Il marque classiquement l'avancée des nappes internes dans le bassin.

CONCLUSION

La formation détritique du Flysch des Aiguilles d'Arves s'inscrit dans un processus de sédimentation turbiditique en plusieurs temps, chacun marqué par plusieurs épisodes dont l'emboîtement des résultats aboutit à l'édification d'un cône sous-marin en eau profonde.

La forme de ce cône est difficile à reconstituer du fait du recouvrement de sa partie orientale par les nappes subbriançonnaises. On peut cependant situer son axe principal, allongé suivant une direction SE-NW, au niveau du secteur Aiguilles d'Arves-Goléon ; sa frange SW butait contre le massif du Combeynot et il étalait sa franche NE, au-delà de la vallée de l'Arc, jusqu'aux confins de la zone valaisanne.

Sur cette topographie issue de la tectonique anté nummulitique, la succession verticale des faciès souligne une mise en place en deux temps

séparés par un épisode d'affinement des particules détritiques.

Le premier temps, marqué par l'arrivée brutale des olistolites écroulés des reliefs bordiers et des conglomérats remaniés de dépôts fluviatiles ou de plate-forme, correspond à un dépôt de type débris-flow

Le deuxième temps montre une évolution continue, strato-et grano croissante. Il débute par une phase de calme relatif marqué par le dépôt du "Flysch calcaire" (remaniement de dépôts de pente et/ou de plate-forme carbonatée). Il se poursuit par une phase plus détritique marquée par le dépôt de Flysch schisteux puis par une phase dominée par des courants et bouffées de densité de plus grande intensité se traduisant par le dépôt du Flysch gréseux. Il s'achève par l'épisode paroxysmal correspondant à l'arrivée des nappes et le dépôt de l'olistostrome terminal.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. et GIDON M. (1978).- Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). C.R. Acad.Sc. Paris, t.286, p. 1751.
- ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C. et DEBELMAS J. (1980).- Précisions sur la formation détritique de base du Flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). C.R. Acad.Sc. Paris, t. 290, p. 1451.
- BARBIER R. (1948).- Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mem.Carte Géol.Fr.
- BARBIER R. (1956).- L'importance de la tectonique "ante-nummulitique" dans la zone ultradauphinoise au N. du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull. Soc.Géol.Fr., t.6, p. 355-370.
- BARBIER R. (1963a).- Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre mém. P. Foliot, t.II, p. 321-329.
- BARBIER R. (1963b).- La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 39, p. 239-246.
- BRAVARD C. (1982).- Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au nord du Lautaret. Géol.Alpine, t. 58, p. 5-13.
- BRAVARD C. (1983).- Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du Flysch des Aiguilles d'Arves. C.R. Acad.Sc. Paris, t. 297, p. 285.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979).- La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. Géol. Alpine, t. 55, p. 23-33.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981).- Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). C.R. Acad.Sc. Paris, t. 292, p. 531.
- CREMER M. (1983).- Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), série des Grès d'Annot (Alpes de Haute-Provence). Thèse Sc. Univ. Bordeaux
- CREMER M., ORSOLINI P. et RAVENNE C. (1985).- Cap Ferret Fan, Atlantic Ocean in BOUMA A.H., BARNES N.E. et NORMARK W.R. (1985).- Submarine Fans and Related Turbidite Sequences. Springer Verlag New York, Ch. 17.
- JUVENTINO MARTINEZ R., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M. (1979).- Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. C.R.Acad.Sc. Paris, t. 288, p. 203.
- KUBLER B. (1970).- Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. Fort. d.Miner., 47 Nd, H.1, p. 39-40.

- MIDDLETON G.V. (1969).- Grain flows and other mass movements down slopes. Lecture 11 in STANLEY D.J. ed. The new concepts of Continental Margin Sedimentation. Ann.Geol.Inst., Short Course Lecture Notes.
- NORMARK W.R. (1970).- Groth patterns of deep-sea fans A.A.P.G. Bull., vol. 12, p. 220-235.
- RAVENNE C., LE QUELLEC P. ET VALERY P. (1985).- Dépôts carbonatés profonds des Bahamas. Géodynamique des Caraïbes, Symposium Paris 5-8 février 1985, ed. Technip, Paris.
- STANLEY D.J. et UNRUG R. (1972). Submarine Channel Deposits, Fluxoturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-slope. Environments in modern and ancient Marine Basins. Soc.of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., n°16.