

## UN MODELE PALEOGENE DE BASSIN A TURBIDITES : LES GRES D'ANNOT DU NW DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

Par Sylvie JEAN\* , Claude KERCKHOVE\* , Jacques PERRIAUX\* , Christian RAVENNE\*\*

**RESUME.** - L'analyse sédimentologique des Grès d'Annot affleurant au NW du massif de l'Argentera amène à distinguer deux domaines de sédimentation actuellement séparés par la faille du Camp des Fourches. Chaque domaine correspond à un cône sous-marin profond avec des directions d'alimentation en provenance du SE. Le cône nord-Argentera s'est édifié par progradation sur un glacis, le cône ouest-Argentera constitue le remplissage d'une dépression étroite. Dans les deux domaines, la complexité des relations Grès d'Annot-Schistes à blocs traduit un changement brutal de la paléogéographie, lié au soulèvement des Alpes internes.

L'étude pétrographique et la typologie des zircons des grès et des conglomérats de la série ouest-Argentera révèlent le caractère corso-sarde de ce matériel dont la patrie d'origine est probablement à rechercher dans les prolongements orientaux de ce massif. Ces résultats s'accordent bien avec une position originelle plus orientale des séries étudiées.

**ABSTRACT.** - The sedimentological analysis of the "Grès d'Annot" Tertiary formation outcropping at the NW of the Argentera massif reveals two areas of sedimentation, presently separated by the "Camp des Fourches fault". Each area corresponds to a deep-sea fan fed from the SE. The N-Argentera fan was built by progradation upon a submarine slope the W-Argentera one was built by feeding up of a narrow trough. In both areas, the complexity of the relationship between "Grès d'Annot" and "Schistes à blocs" (overlying olistostrome) reveals a sudden change of the paleogeography between their deposition, probably connected with the uplift of the Internal zones.

The petrological study and zircon typology of the sandstones and conglomerates of the W-Argentera sequence reveal that this material came from a Sardinia-Corsica realm, or more exactly from its eastern prolongation. Such results are consistent with an originally more eastern position of the formation studied.

Les Grès d'Annot sont des accumulations turbiditiques d'âge paléogène qui forment le toit de la série sédimentaire aux confins orientaux de la zone subalpine méridionale (fig. 1). La plupart des travaux antérieurs consacrés à cette formation ont porté sur les affleurements situés au SW d'une ligne Colmars - St Martin Vésubie - Vintimille (Barrême, Annot, St Antonin, Peira-Cava, Menton, ...). Le terrain étudié, au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (massifs de Sanguinière et de Restefond, région du Lauzanier), s'inscrit donc dans une partie du domaine des Grès d'Annot relativement mal connue et qui s'étend de la chaîne des Trois-Evêchés au NW jusqu'au "Flysch des Alpes Maritimes" au SE, en territoire italien.

\* Institut Dolomieu, Université de Grenoble.

\*\* Institut Français du Pétrole, Paris.

Cet article est le résumé d'une thèse soutenue à Grenoble (JEAN, 1985) et intitulée : "Les Grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour, sédimentologie, paléogéographie".

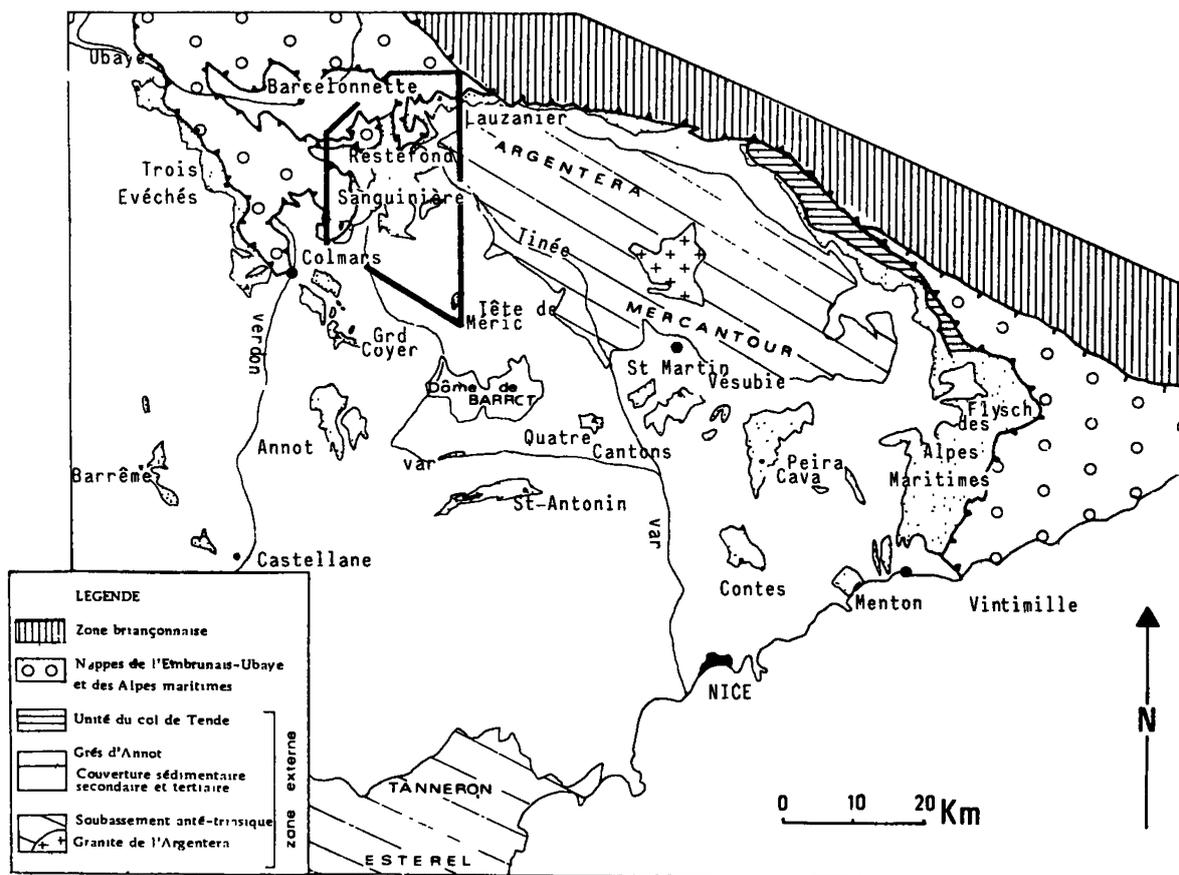


Fig. 1 : Localisation du terrain étudié dans le domaine des Grès d'Annot.

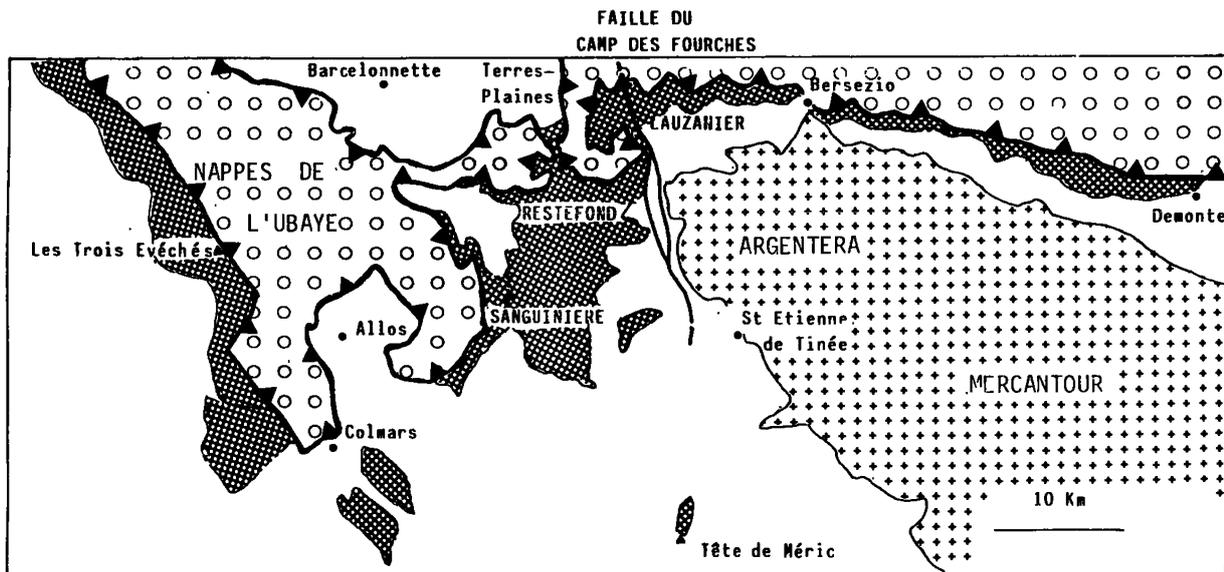
Dans toute cette zone, le problème de l'origine du matériel détritique reste posé alors qu'il semble résolu pour les affleurements plus méridionaux dont la patrie d'origine principale est le massif corso-sarde.

L'étude sédimentologique des Grès d'Annot du NW de l'Argentera a donc pour objet :

1. la reconstitution de l'évolution de cette partie du bassin des Grès d'Annot et l'analyse de son contenu par l'étude des séries turbiditiques dans leur cadre stratigraphique et tectonique régional ;
2. la recherche des zones d'apport par l'analyse pétrographique et sédimentologique du matériel détritique.

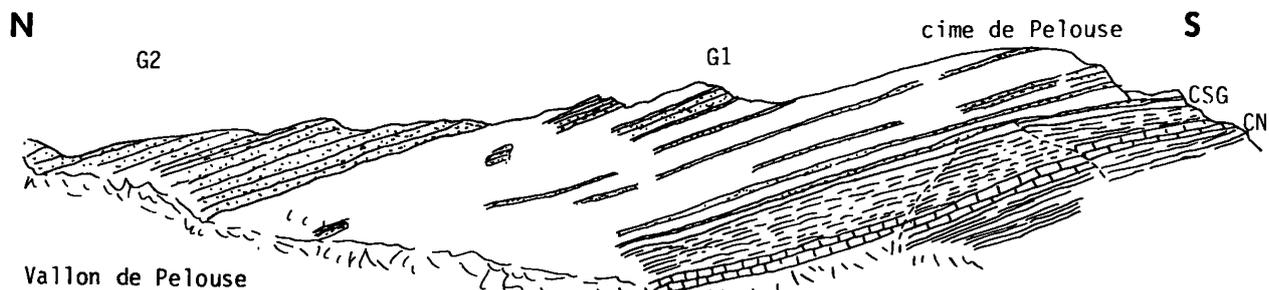
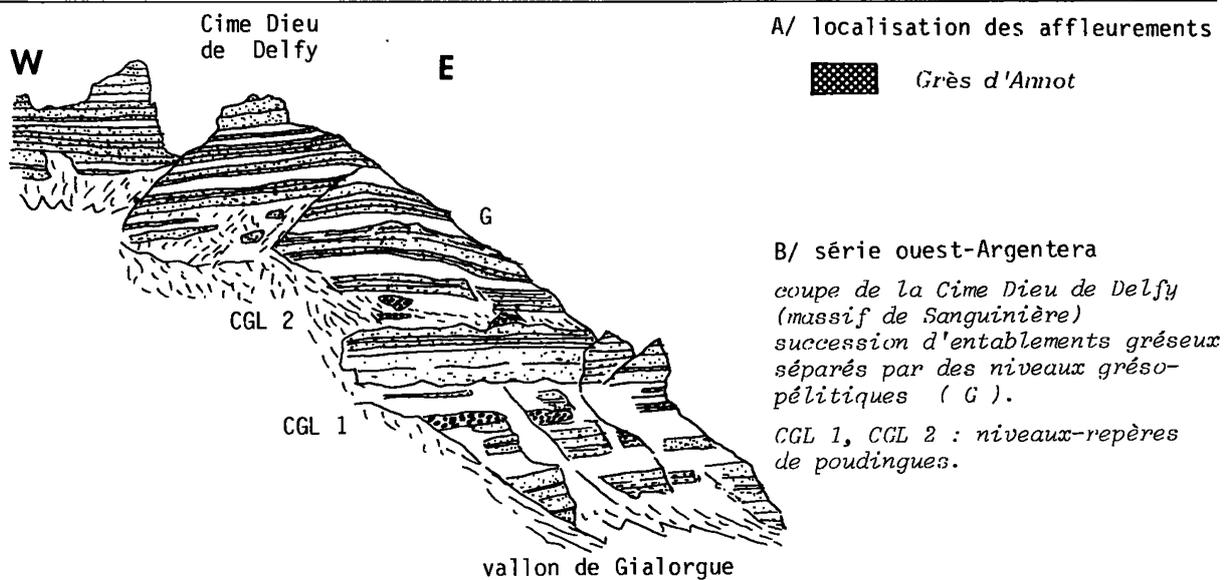
#### I - LES GRES D'ANNOT NW-ARGENTERA DANS LEUR CADRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE REGIONAL

De simples observations de terrain amènent à distinguer au sein des affleurements étudiés, deux domaines de sédimentation actuellement séparés par l'accident majeur du Camp des Fourches (fig. 2).



A/ localisation des affleurements

Grès d'Annot



C/ série nord-Argentera : coupe de la Cime de Pelouse ( région du Lauzanier )  
 un ensemble inférieur grésopé-  
 litiqes ( G1 ) et un ensemble supérieur gréseux ( G2 )  
 CSG: calcschistes à Globigérines ; CN: calcaire nummulitique

Fig. 2 : les séries Grès d'Annot de part et d'autre de la faille du Camp des Fourches

- A l'Ouest de la faille du Camp des Fourches, la série Grès d'Annot ouest-Argentera se présente comme une succession d'entablements gréseux constitués de turbidites grossières et séparés par des niveaux plus minces à turbidites fines. Son épaisseur est variable, de 200 à 1000 mètres. Elle comporte deux niveaux de poudingues à matrice gréso-pélimitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur chacun. Il s'agit de dépôts engendrés par des coulées boueuses sous-marines de type "debris-flow". On retrouve des niveaux identiques dans la série Grès d'Annot de la chaîne des Trois-Evêchés, à l'Ouest, qui présente par ailleurs une organisation interne comparable.

- A l'Est de la faille du Camp des Fourches, la série Grès d'Annot nord-Argentera comporte un ensemble inférieur, riche en turbidites fines (250 mètres d'épaisseur) et un ensemble supérieur uniquement formé de turbidites grossières (450 m). Elle conserve la même organisation interne de la faille du Camp des Fourches jusqu'à la frontière italienne et probablement jusqu'à Demonte à l'Est, en territoire italien si l'on se réfère aux travaux de STURANI, 1962.

Cette dualité concerne également le Crétacé supérieur (calcaires pélagiques à l'Ouest, calcaires à Rudistes à l'Est) et le Nummulitique carbonaté (à cailloutis de roches endogènes à l'Est) sous-jacents aux Grès d'Annot. Il est donc probable que la faille du Camp des Fourches dont on connaît le jeu vertical tardif lié au soulèvement du massif de l'Argentera (fini-miocène) a joué antérieurement un rôle dans la mise en regard des deux domaines sédimentaires. Les séries Grès d'Annot des deux domaines se sont manifestement déposées dans deux cônes sous-marins profonds distincts.

#### A/ LA SERIE GRES D'ANNOT NORD-ARGENTERA

1) La paléotopographie anté-Grès d'Annot. Au Nord de l'Argentera, les Grès d'Annot reposent à plat sur les Calcschistes à Globigérines. Ces deux formations ne présentent pas de variation d'épaisseur notable. Donc, avant les premières arrivées turbiditiques, la paléotopographie au toit des calcschistes était peu marquée, probablement de type glacis.

2) La sédimentation turbiditique. Etant donnée l'absence de variation latérale majeure de l'épaisseur et de l'organisation interne de la série gréseuse, une seule coupe a été effectuée en rive droite du lac du Lauzanier (fig. 3, fig. 4).

L'ensemble inférieur comporte 60 % de turbidites fines ("thin bedded turbidites") avec quelques intercalations de turbidites plus grossières à forte extension latérale dessinant des séquences à tendance négative.

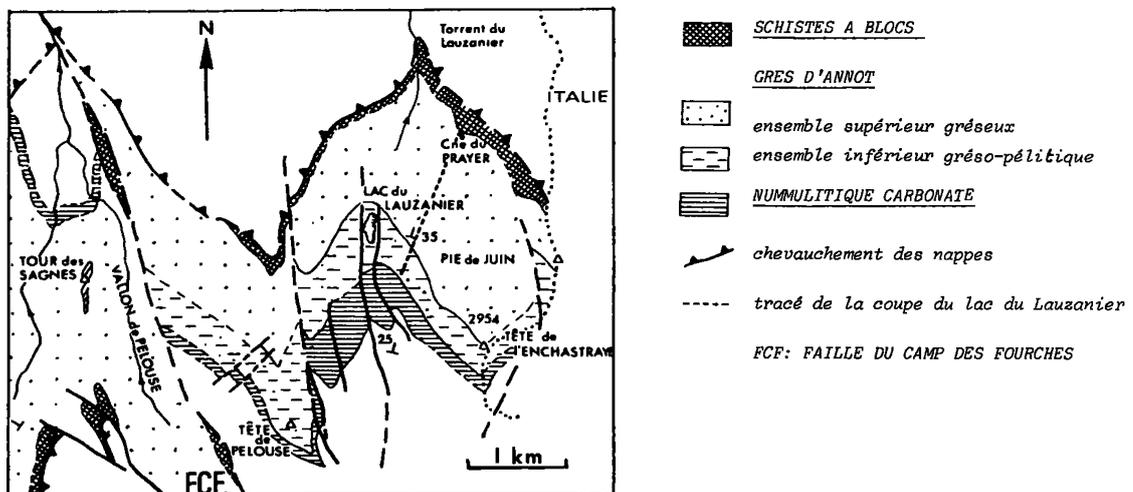


Fig. 3 : La série Grès d'Annot nord-Argentera - Affleurements étudiés.

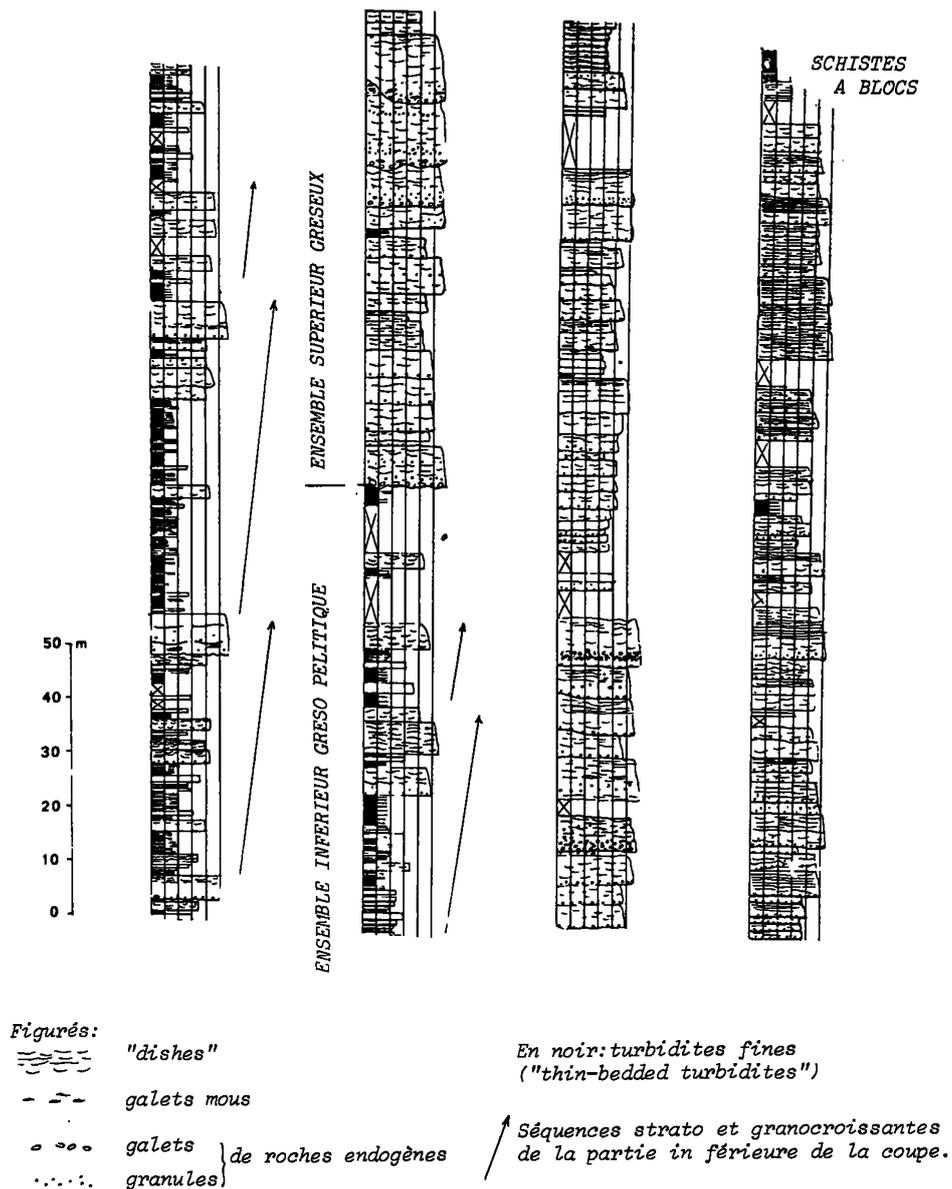


Fig. 4 : Coupe de la série Grès d'Annot du lac du Lauzanier.

En reprenant la terminologie de RAVENNE et CREMER (1981, 1983), ces turbidites grossières sont en majorité des bancs de grès homogène (faciès comparables aux "massive sandstones" des auteurs anglo-saxons) et plus rarement, en sommet de séquence, des barres à granules (type "pebbly sandstones"). Les figures de paléocourant sont abondantes (flute-casts et groove-casts). Elles indiquent des apports depuis le SE.

L'ensemble supérieur est presque uniquement constitué de turbidites grossières: barres à granules, grès homogènes se ravinant mutuellement mais présentant une assez forte extension latérale. Certains niveaux particulièrement grossiers ont été décrits comme conglomérats du Lauzanier par STURANI (1962). Il s'agit en fait de galets (de granite, rhyolite, gneiss, ..., dont les dimensions n'excèdent pas 5 cm) concentrés en base de barres à granules et associés à des galets mous. De très rares niveaux à turbidites fines apparaissent dans cet ensemble dont l'agencement séquentiel est anarchique. Les figures de courant sont généralement déformées par des load-casts.

La série Grès d'Annot nord-Argentera évoque bien par son organisation interne le modèle du cône à basse efficacité de transport progradant de MUTTI (1979) (fig.5). L'ensemble inférieur correspond aux dépôts en lobes du suprafan externe. Les lobes sont représentés par les strates de grès tabulaires, les turbidites fines qui les séparent constituant les dépôts d'interlobes. L'ensemble supérieur correspond aux dépôts de remplissage et ravinement des multiples chenaux éphémère du suprafan interne où les faciès de débordement (turbidites fines) sont très réduits.

Dans les cônes à basse efficacité de transport, la zone d'accumulation principale des sables est généralement située dans la partie chenalisée et donc assez interne de l'appareil (proche du canyon). Ceci est lié à la pauvreté en argile des sédiments dont la capacité à s'étaler loin de leur source est limitée (par rapport aux cônes à haute efficacité de transport dans lesquels les accumulations se font sous forme de lobes dans les zones distales, non chenalisées). Ce type de cône s'édifierait préférentiellement au débouché d'un canyon atteignant la zone côtière pour y piéger du sable propre (NORMARK, 1978).

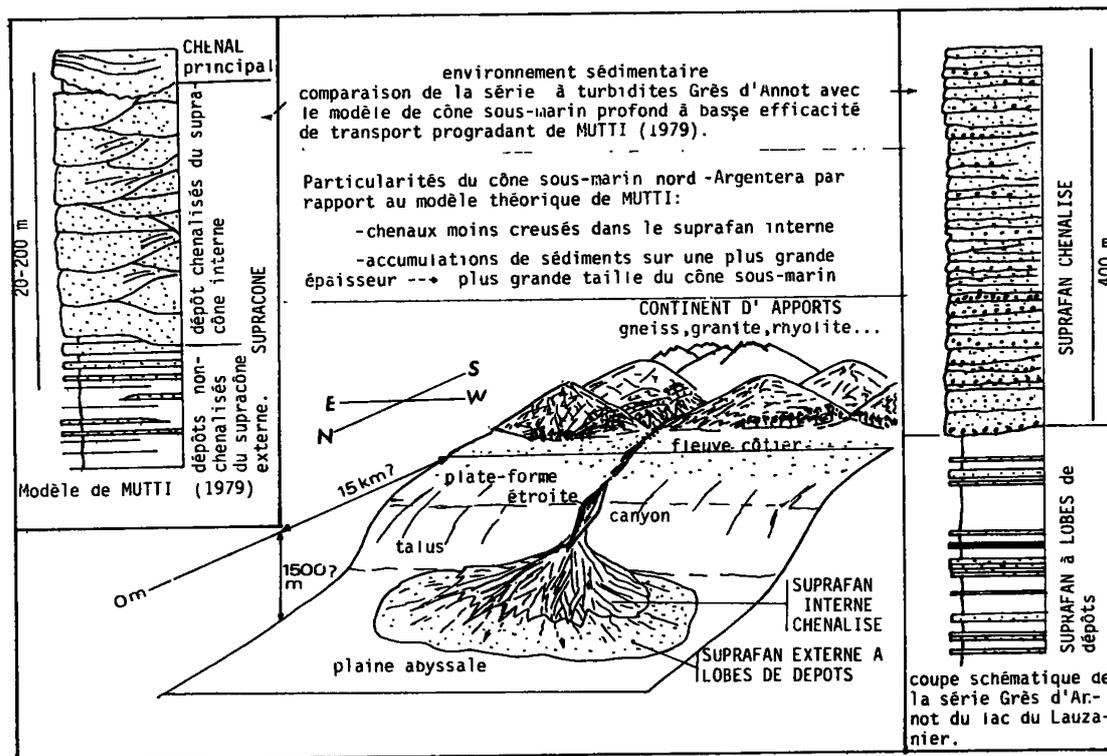
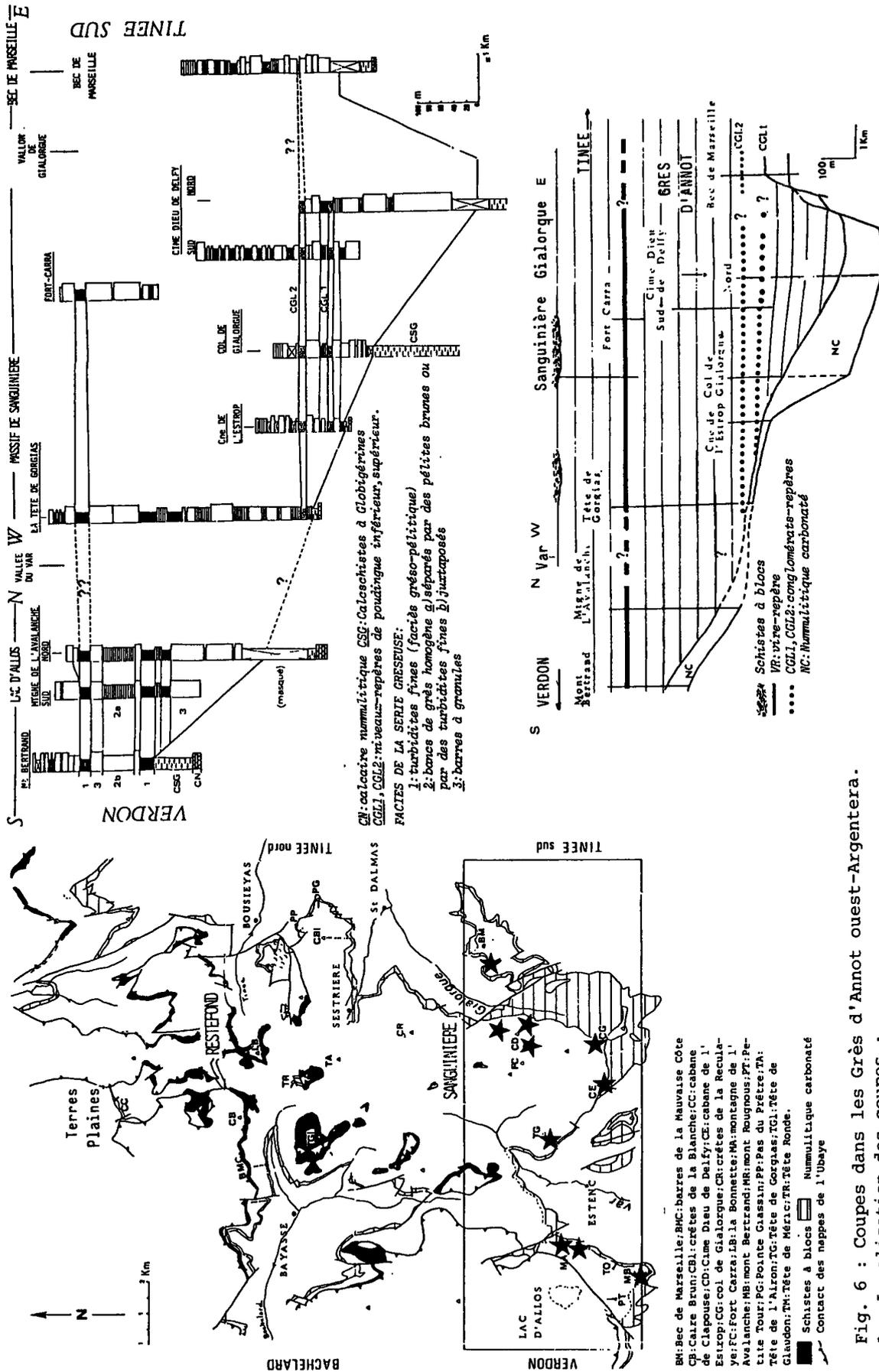


Fig. 5 : Le cône sous-marin profond nord-Argentera.



La série Grès d'Annot ouest-Argentera offre donc un modèle assez classique de cône sous-marin profond à basse efficacité de transport s'édifiant par progradation sur un glacis et alimenté en matériel grossier par un canyon situé au SE (actuellement disparu à l'affleurement). Le cône nord-Argentera présente cependant quelques différences avec le modèle de MUTTI (1979), notamment la dimension importante de l'appareil (compte tenu de l'épaisseur de la série) et les chenalisations moins marquées du suprafan interne.

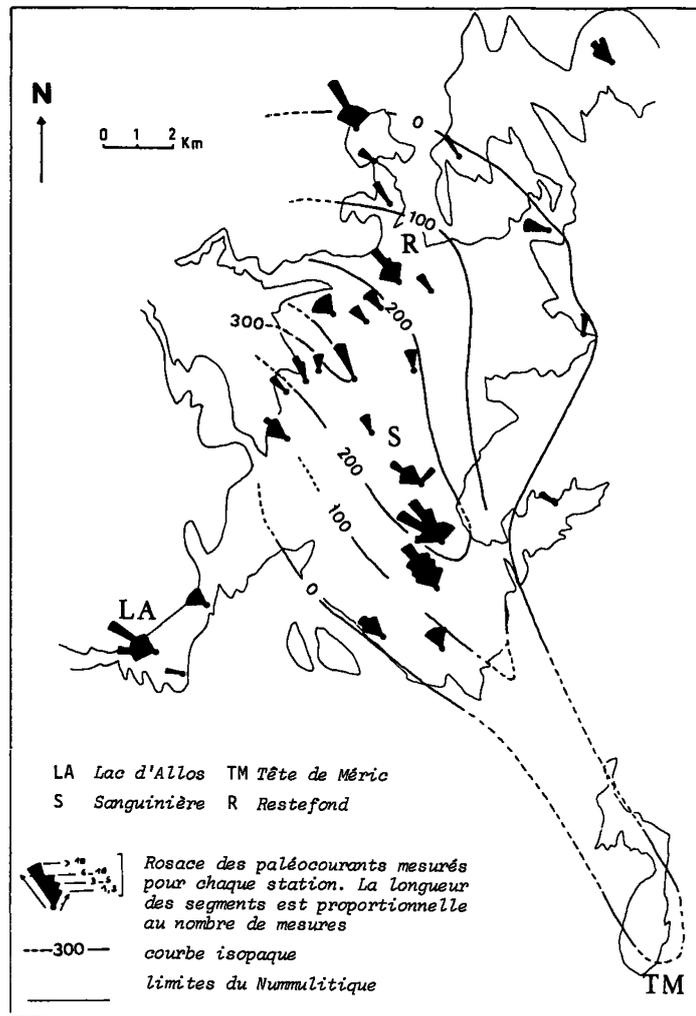


Fig. 7 : Carte isopaque de l'intervalle toit des Calcschistes à Globigérines - conglomérat inférieur (niveau-repère de la série Grès d'Annot ouest-Argentera). Distribution des directions de paléocourants dans les grès.

## B/ LA SERIE GRES D'ANNOT OUEST-ARGENTERA

### 1) La paléotopographie anté-Grès d'Annot

Les corrélations de coupes dans la série nummulitique (fig. 6), rendues possibles par les niveaux-repères de conglomérats, révèlent que les Grès d'Annot ouest-Argentera constituent le remplissage d'une dépression au toit des Calcschistes à Globigérines sous-jacents. Ceci est confirmé par l'observation directe sur le terrain de contacts en onlap des grès sur les calcschistes (face orientale du Mont Bertrand). Une carte d'isopaques de l'intervalle toit des calcschistes - niveaux-repères de poudingues dans la série Grès d'Annot (0 à 300 m) (fig. 7) donne une idée globale de la forme du bassin-récepteur des Grès d'Annot. Il s'agit d'une dépression étroite, en "cuillère", d'axe SSE-NNW, s'évasant vers le NW. Elle est manifestement déjà formée avant les arrivées turbiditiques. Sa structuration paraît en grande partie contemporaine du dépôt des Calcschistes à Globigérines dont les variations d'épaisseur (quelques mètres à 200 mètres) semblent généralement attribuables à des phénomènes de tectonique synsédimentaire (notamment de part et d'autre du vallon de Gialorgue ; fig.6).

Mais localement, le rôle d'une paléotopographie plus ancienne est indéniable : au Nord du terrain, le calcaire nummulitique très réduit, est inséré en lames dans les Calcschistes à Globigérines également peu épais et le conglomérat-repère apparaît au toit du Nummulitique carbonaté (fig. 8). Ce dispositif est interprété par KERCKHOVE (in DEBELMAS, 1983) comme le résultat de glissements et d'ablations synsédimentaires sur le flanc sud du pli des Terres-Plaines. Cette zone, haute depuis le début du Crétacé supérieur, constitue au Nummulitique la bordure nord ou un seuil dans la partie nord du bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera. Ce bassin débouchait probablement au NW dans la dépression des Trois-Evêchés reconnue par INGLIS et al. (1981).

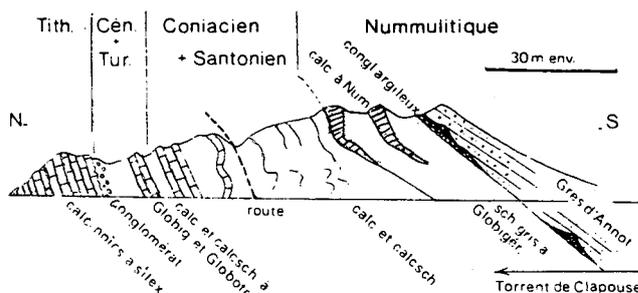


Fig. 8 : Coupe du verrou du Mélezet. D'après C. KERCKHOVE In DEBELMAS (1983).

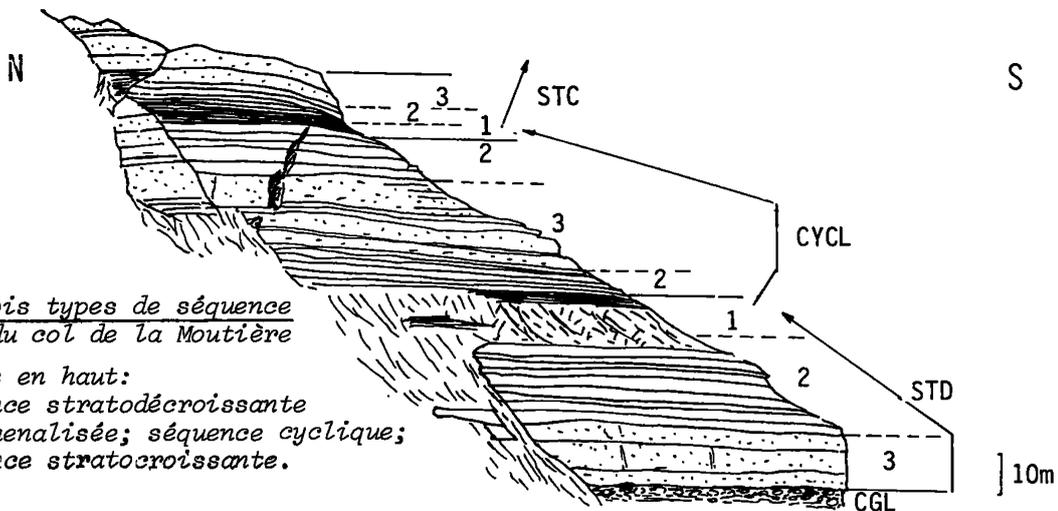
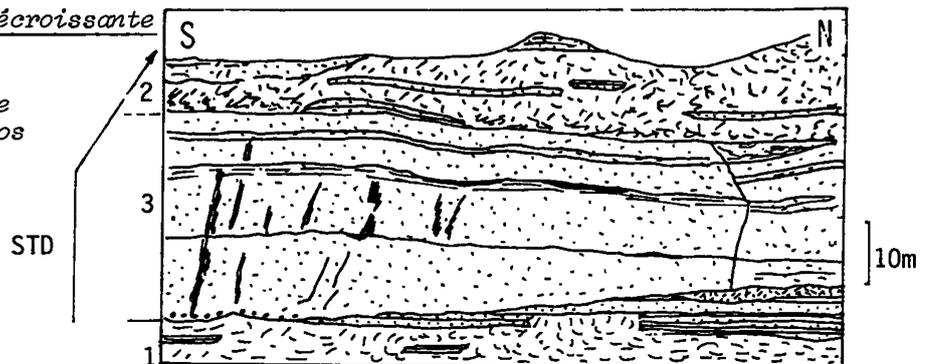
### 2) La sédimentation turbiditique

L'analyse des figures de paléocourant dans les Grès d'Annot (fig. 7) révèle que les turbidites sableuses issues du SE viennent remplir la dépression ouest-Argentera qui canalise au moins le tiers inférieur des écoulements turbiditiques et probablement aussi le tiers médian (si les corrélations de part et d'autre de la vallée du Var sont correctes ; cf. fig. 6). Engendrées par des épisodes catastrophiques (crues ou séismes), des coulées boueuses à galets viennent interrompre à deux reprises la sédimentation turbiditique normale.

Dans les parties hautes de la série (série des Tours du Lac d'Allos), les directions d'apport deviennent E-W, ce qui semble traduire un contrôle moins fort des directions d'écoulement par le bassin récepteur.

A: séquence stratodécroissante  
chenalisée

Mtgne de l'Avalanche  
Région du Lac d'Allos



B: trois types de séquence  
au N du col de la Moutière

De bas en haut:  
séquence stratodécroissante  
non chenalisée; séquence cyclique;  
séquence stratocroissante.

Fig. 9 : divers types de séquences dans la série Grès d'Annot ouest-Argentera

FACIES TURBIDITIQUES : 1= turbidites fines - 2= bancs de grès homogène  
3= barres à granules CGL= conglomérat type "debris-flow"

Les turbidites se poursuivent probablement vers le NW dans la dépression des Trois-Evêchés où la série peut atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Il est probable que la canalisation des sédiments dans une dépression étroite a influé directement sur l'agencement du remplissage turbiditique. Très schématiquement, il s'agit d'une accumulation de corps gréseux en grandes lentilles très plates (10 à 100 mètres d'épaisseur pour quelques kilomètres d'extension latérale) séparés par des niveaux plus minces à turbidites fines.

L'organisation interne de ces corps est très complexe dans le détail. Pour pouvoir la comprendre, il aurait fallu effectuer de très nombreuses coupes détaillées et rapprochées. C'est ce type de travail que G. GHIBAUDO (Université de Turin) réalise actuellement.

Les corps gréseux sont généralement constitués de l'association de faciès grès homogènes-barres à granules, mais certains sont uniquement formés des barres à granules amalgamées ou de bancs de grès homogènes superposés ou séparés par des joints pélitiques ou à turbidites fines (fig. 6). L'extension latérale des bancs constitutifs des corps sédimentaires peut être importante, en particulier pour les barres à granules. Les chenalisations sont rares et témoignent de chenaux éphémères comblés en quelques épisodes de dépôt (fig. 9a). L'agencement séquentiel est très variable (fig. 9b) : séquences stratodécroissantes mais souvent en dehors de tout contexte chenalisé, séquences stratocroissantes ou plus complexes. Des séquences cycliques à barre à granules centrale apparaissent fréquemment dans la série. Ce type de séquence a rarement été signalé dans les séries à turbidites.

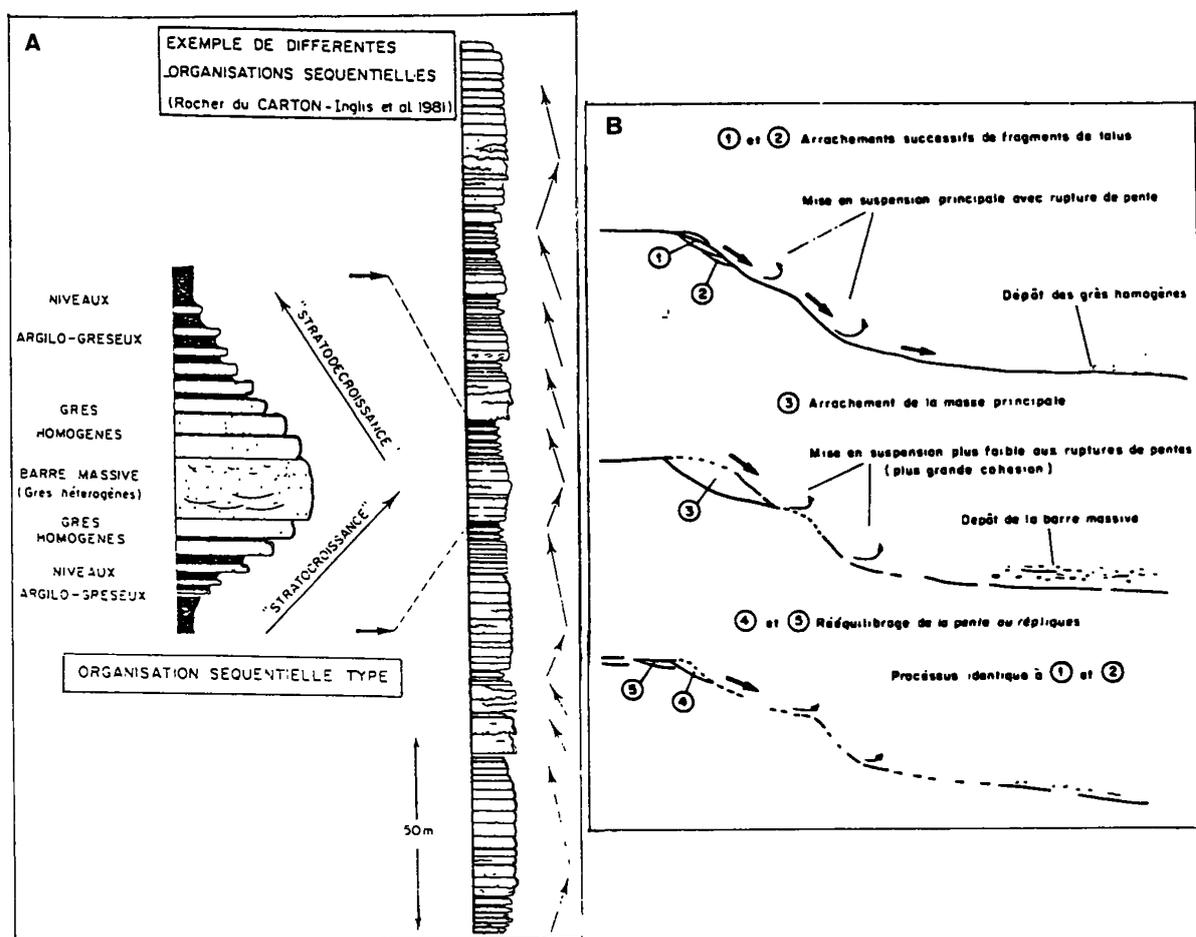


Fig. 10 : A - Organisation séquentielle et séquence cyclique type des Grès d'Annot des massifs des Trois-Evêchés, du Grand Coyer et de Sanguinière. Modèle de RAVENNE et CREMER (in CREMER, 1983).

B - Processus de formation d'une séquence type (prémices, épisode catastrophique, répliques). Hypothèse RAVENNE (1983).

On voit donc que les concepts de MUTTI et RICCI-LUCCHI (1975) (séquence stratodécroissante pour les corps chenalisés, séquences stratocroissantes pour les corps non chenalisés, lobes, progradants) ne sont pas applicables à la série Grès d'Annot ouest-Argentera.

A ce titre, il faut rappeler l'hypothèse de RAVENNE et CREMER (1981) pour lesquels la série Grès d'Annot du Grand-Coyer, de la chaîne des Trois-Evêchés et du massif de Sanguinière est modélisable comme une succession de séquences cycliques (fig.10a) traduisant pour RAVENNE (1983) un enchaînement d'épisodes catastrophiques comportant chacun trois phases (fig. 10 b) :

1) petites déstabilisations induisant le dépôt des grès homogènes de la partie inférieure, stratocroissante, de la séquence ; 2) épisode catastrophique majeur : dépôt de la barre à granules centrale ; 3) "répliques" : dépôt de la partie supérieure, stratodécroissante de la séquence.

Enfin, il est important de signaler qu'il n'y a pas d'affinement généralisé des dépôts turbiditiques ni vers les bordures de la dépression, ni vers le NW (aval-courant) et qu'on ne note pas d'indice net de progradation de la série comme au Nord de l'Argentera.

Par delà l'organisation interne très complexe de la série Grès d'Annot de l'ouest-Argentera, on y reconnaît les dépôts de la zone d'accumulation des sables d'un cône sous-marin d'un type particulier puisqu'il est "confiné" dans une dépression. Il serait plutôt à rapprocher des cônes à basse efficacité de transport, compte-tenu de la granulométrie assez grossière du matériel. Les accumulations se font sous forme de grandes lentilles gréseuses plates séparées par des turbidites fines et non sous forme de corps chenalisés se ravinant mutuellement comme dans le suprafan interne du modèle de MUTTI (1979) ou du cône nord-Argentera. L'édification de cet appareil est contrôlée par la granulométrie des apports, mais surtout par la physiographie du bassin-récepteur qui semble privilégier le développement vertical plutôt que la progradation des sédiments.

#### C/ LE CONTACT GRES D'ANNOT - SCHISTES A BLOCS

Le terme "Schistes à blocs" désigne la formation terminale de la série nummulitique autochtone, interprétée par KERCKHOVE (1964) comme un olistostrome précurseur de l'arrivée de la nappe d'Autapie dans le bassin nummulitique. Le contact de ces argiles à blocs, mélange de boues éocènes et de blocs de matériel exotique, sur les Grès d'Annot ouest et nord-Argentera est en effet généralement stratigraphique. Cependant, il apparaît plus complexe que ne le laissent supposer les études précédentes, à l'exception des travaux d'INGLIS et al. (1981) dont je reprends ici une partie des conclusions.

1) Structures à petite échelle. Les Schistes à blocs reposent localement en contact ravinant sur les grès. Ces ravinements peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de profondeur, de part et d'autre du col de la Moutière (série ouest-Argentera) ou au Pic Pié de Juin (série nord-Argentera) (cf. fig. 11). Le ravinement des grès ne peut être attribué aux coulées boueuses à blocs qui n'ont vraisemblablement qu'un faible pouvoir érosif. Ils sont donc post-grès, anté-Schistes à blocs.

Dans la série ouest-Argentera, en rive droite du vallon de Restefond et au col de Cime-Plate, les derniers bancs de Grès d'Annot sont affectés de petits plis d'axe SE-NW (fig. 12). Des plis présentant les mêmes directions d'axe ont été signalés par INGLIS et al. dans la chaîne des Trois-Evêchés. Ces auteurs les interprètent comme des slumps affectant les parties sommitales encore peu consolidées des accumulations turbiditiques. Ces glissements seraient engendrés par la création d'une pente vers le SW (axe des plis SE-NW) probablement induite par le soulèvement des Alpes internes.

Les ravinements au toit des grès pourraient alors représenter des loupes d'arrachement ultérieurement comblées par les argiles à blocs, le matériel sableux ainsi remobilisé se mêlant aux coulées boueuses.

2) Géométrie du contact à l'échelle du bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera.  
Grâce aux corrélations des coupes dans la série ouest-Argentera, on peut mettre en évidence que le contact des Schistes à blocs s'échelonne sur les 500 derniers mètres de la série gréseuse et dessine une topographie très accidentée avec zone particulièrement "basse" entre Bousiéyas à l'Est et la Tête Ronde à l'Ouest (fig. 13). On peut envisager que cette structure à grande échelle ait la même origine que les slumps et les ravinements, c'est à dire que la paléotopographie contrastée au toit des grès soit le résultat de la remobilisation de toute une partie de l'accumulation turbiditique ouest-Argentera par glissement sur une pente, avant l'arrivée des coulées boueuses à blocs.

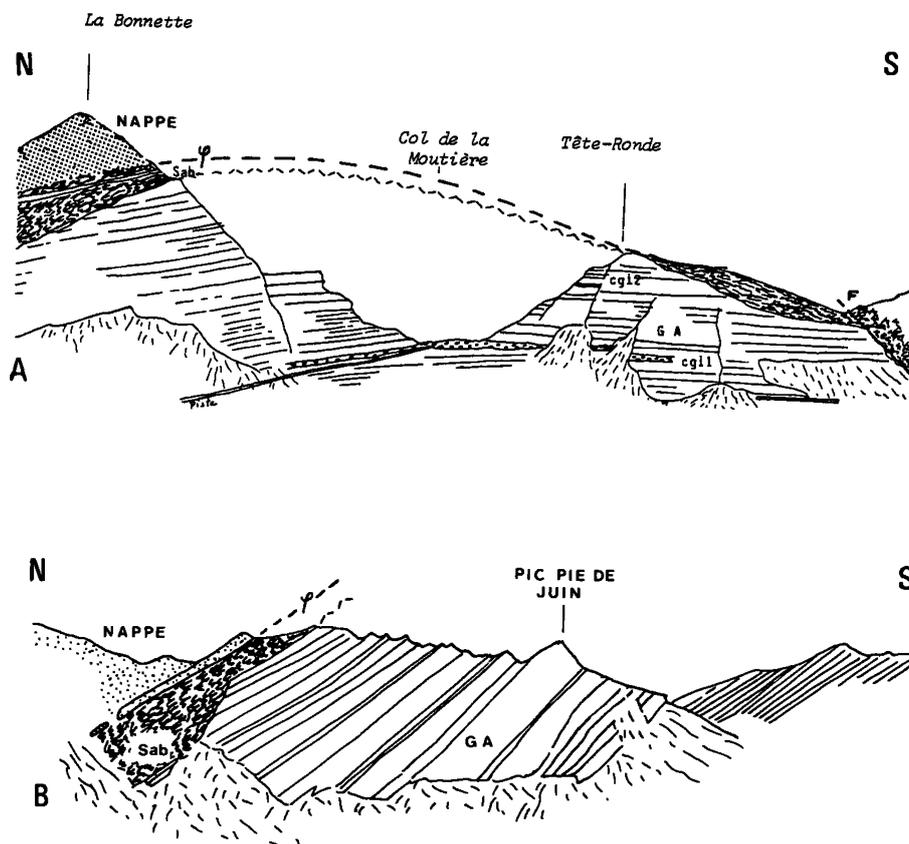


Fig. 11 : contact ravinant des Schistes à blocs (Sab) sur les Grès d'Annot (GA) -A- de part et d'autre du col de la Moutière ( série ouest-Argentera, massif de Restefond ) -B- au N du Pic Pié de Juin (série nord-Argentera, région du Lauzanier).

cgl1, cgl2: niveaux-repères de conglomérats (série ouest-Argentera)

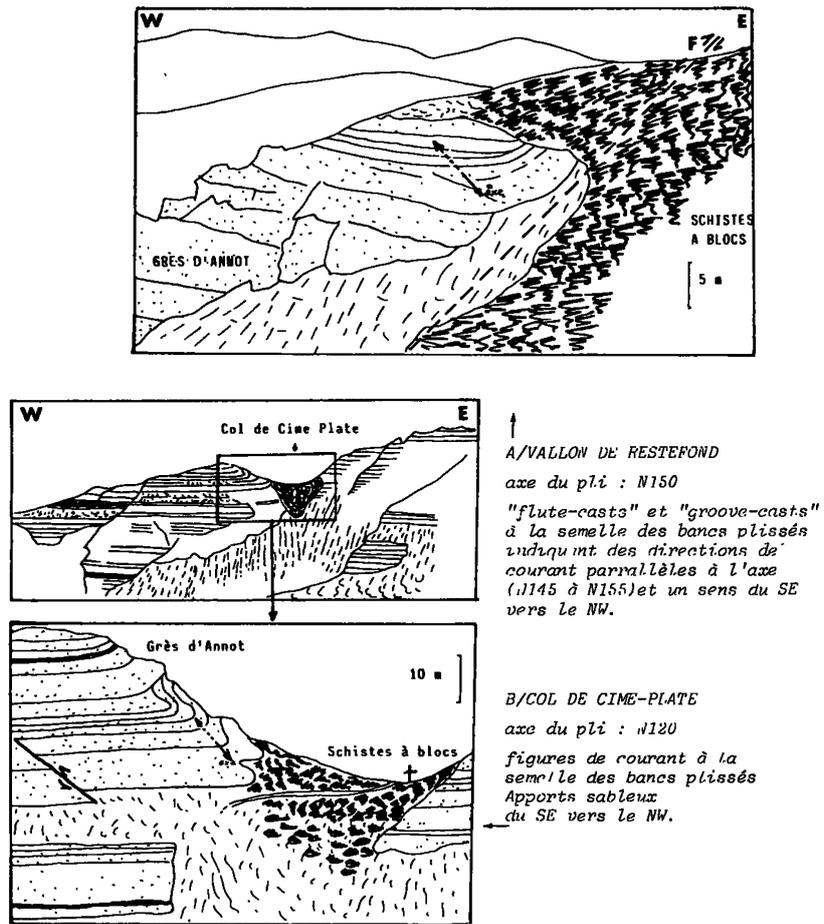


Fig. 12 : Slumps dans les derniers bancs de Grès d'Annot des massifs de Sanguinière et de Restefond.

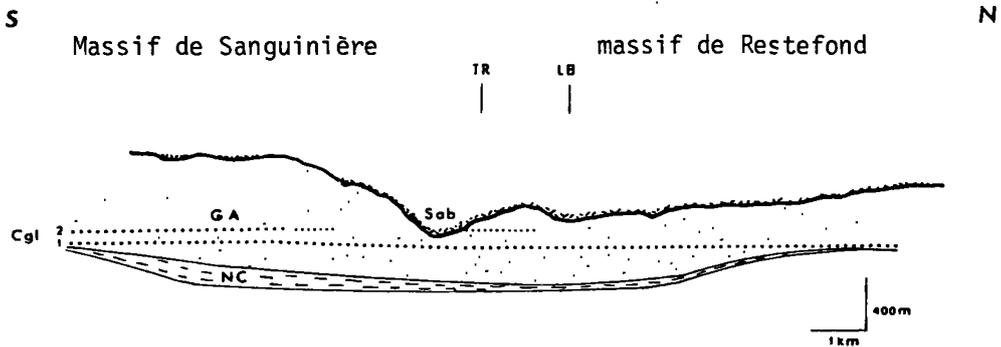


Fig. 13 : Coupe schématique SN dans le bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera. NC : Nummulitique carbonaté ; GA : Grès d'Annot ; Cgl 1 - Cgl 2 : conglomérats-repères ; Sab : Schistes à blocs ; TR : Tête Ronde ; LB : Cime de la Bonnette.

Cette interprétation reste très hypothétique et pose de nombreux problèmes. Une étude détaillée du contact Grès d'Annot - Schistes à blocs semble donc nécessaire dans tout le secteur Ubaye puisque dans la chaîne des Trois-Evêchés, comme dans les massifs de Sanguinière et Restefond, les schistes à blocs apparaissent à des niveaux très variables au toit de la série gréseuse (com. orale GHIBAUDO).

#### D/ CONCLUSION A L'ETUDE DES SERIES GRES D'ANNOT NW ARGENTERA DANS LEUR CADRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE REGIONAL

L'étude des Grès d'Annot au NW de l'Argentera a permis de distinguer deux séries turbiditiques déposées dans deux cônes sous-marins différents. Le cône ouest-Argentera, alimenté depuis le SE, constitue le remplissage d'une dépression étroite, préstructurée au toit des Calcschistes à Globigérines et qui débouchait probablement vers le NW dans le bassin des Grès d'Annot des Trois-Evêchés. Le cône nord-Argentera, également alimenté depuis le SE, s'édifie par progradation sur un glacis.

La fin de la sédimentation turbiditique est marquée dans les deux régions par l'apparition d'une pente vers le SW sur laquelle se produisent des glissements et des arrachements avant l'arrivée des Schistes à blocs.

Les relations paléogéographiques des deux séries restent conjecturales du fait de leur situation actuelle dans deux compartiments tectoniques indépendants de part et d'autre de l'accident du Camp des Fourches dont le rejet semble avoir une forte composante en décrochement.

#### II - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES ET DES CONGLOMERATS DE LA SERIE GRES D'ANNOT OUEST-ARGENTERA

En ce qui concerne la recherche des sources du matériel détritique, la série ouest-Argentera a été préférentiellement étudiée car elle comporte des niveaux de poudingues qui constituent de bons marqueurs de la patrie d'origine du matériel turbiditique.

Au cours des vingt dernières années, on a proposé successivement comme zone d'origine du matériel des Grès d'Annot NW-Argentera les formations suivantes :

- le socle cristallin et cristalloyphyllien de l'Argentera (galets de granites et de gneiss dans les Grès d'Annot affleurant à la périphérie occidentale du massif ; FAURE-MURET, 1965) ;
- la couverture permo-triasique du massif de l'Argentera (GUBLER, 1958 ; STANLEY, 1961) ;
- la "cordillère tendasque" et surtout la nappe du Flysch à Helminthoïdes (IVALDI, 1973).

Alors que les deux premières interprétations étaient fondées sur des méthodes classiques d'analyse sédimentologique (pétrographie des galets, minéraux lourds...), les conclusions d'IVALDI résultent de l'application de la thermoluminescence à la discrimination des populations de quartz.

Les résultats présentés ici sont appuyés essentiellement sur l'analyse pétrographique en lame mince du matériel gréseux et conglomératique, et sur la typologie des zircons, selon la méthode développée par PUPIN (1976).

#### A/ LES GRES s.s.

De granulométrie moyenne à très grossière (grès à granules), ils représentent 80 % du volume de la série Grès d'Annot ouest-Argentera qui comporte, outre les deux niveaux de poudingues, des termes silteux et pélitiques (turbidites fines) présentant peu d'intérêt pour la recherche des zones d'apport.

## 1) Pétrographie en lame mince

Les grains monominéraux (quartz, feldspath) sont anguleux à subanguleux. Seuls les granules (débris de roches) sont arrondis. Les sables ont donc été peu roulés avant leur reprise par courant de turbidité, ce qui implique un transport "original" assez bref. Ces grès sont des arkoses à proportions presque égales de quartz (50 %) et de feldspath (40 %, feldspaths potassiques et plagioclases). La biotite est généralement chloritisée, la muscovite est plus rare. La dimension des cristaux de feldspath peut être supérieure à celle des grains de quartz. Il est donc difficile d'envisager que ces sédiments soient le produit de l'érosion de formations détritiques plus anciennes car après deux cycles d'érosion, d'altération et de transport, les grains devraient être plus arrondis et les feldspaths moins abondants, notamment les espèces maclées qui sont assez fragiles mécaniquement et chimiquement. Il apparaît plus probable que la source du matériel gréseux est un socle essentiellement constitué de roches endogènes.

L'analyse pétrographique des débris de roches (granules de 1 à 3 cm) abondants dans les grès donne une idée grossière de la nature de ce socle. Ce sont des débris de quartz filoniens, de quartzites métamorphiques, de microgranites, de rhyolites, de roches felsitiques, de granites et de gneiss. Les roches sédimentaires siliceuses ou carbonatées sont plus rares. A titre de comparaison, les cailloutis de la série Grès d'Annot nord-Argentera présentent les mêmes types pétrographiques.

## 2) Typologie des zircons

Cette méthode, basée sur une classification typologique des principales formes de zircons (PUPIN, 1976), est généralement appliquée en pétrologie. Une simple étude typologique des populations de zircons permet par exemple de distinguer les roches magmatiques acides des séries calco-alcalines de celles des lignées alcalines. Les migmatites et les roches d'anatexie dans lesquelles les zircons recristallisent, présentent encore d'autres types de populations (fig. 14). Dans les roches sédimentaires, "le zircon, minéral résistant survivant bien aux processus sédimentaires, apparaît comme un véritable traceur sédimentologique... Une population de zircons renferme en effet une source d'informations très importante sur l'origine des particules détritiques héritées qui lui sont associées... De plus, une bonne connaissance des populations de zircons des roches-mères régionales facilite grandement la discussion des résultats" (PUPIN et TURCO, 1981).

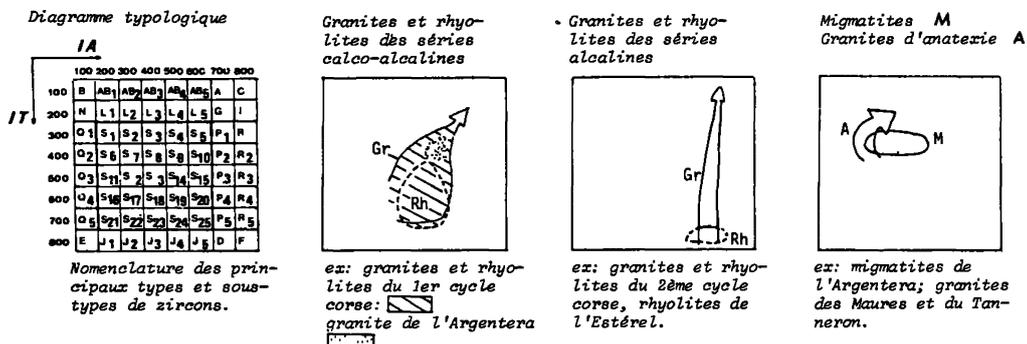


FIG. 14: distribution des points moyens et des tendances d'évolution typologique moyennes (T.E.T.) des populations de zircons de certains groupes de roches endogènes dans le diagramme typologique de PUPIN, (1976).



Cinq échantillons de grès, répartis sur toute la hauteur de la série, ont été analysés (fig. 15). Les zircons sont bien conservés, ce qui constitue un nouvel argument en faveur d'un transport continental bref et d'une alimentation par un socle de roches endogènes plutôt que par une formation détritique. La présence d'apatite dans le cortège des minéraux lourds confirme encore cette hypothèse puisque ce minéral est peu résistant mécaniquement. Les populations de zircons sont nettement bimodales et leur distribution varie peu d'un échantillon à l'autre.

On y reconnaît :

- une sous-population de type migmatitique (2/3 à 1/3 des cristaux), centrée sur le type S7. Elle provient sans doute d'un socle de roches métamorphiques "évoluées", de type gneiss (et non micaschistes) comme le confirme la présence de rutile, minéral caractéristique de la mésozone profonde ;

- une sous-population de type magmatique (1/3 à 2/3 des cristaux), centrée sur le type S19, donc typologiquement moyennement évoluée (IA entre 504 et 574, IT entre 498 et 530) et qui présente une distribution caractéristique de la lignée calco-alcaline.

Les populations de zircons de la matrice des conglomérats sont comparables à celles des grès.

### 3) Comparaison pétrographique et typologique avec les roches régionales (fig. 16)

Le socle de l'Argentera. Presqu'exclusivement constitué de gneiss et de migmatites, il ne peut vraisemblablement avoir fourni 1/3 à 2/3 de matériel magmatique dans les Grès d'Annot ouest-Argentera. De plus, le granite central de l'Argentera qui n'affleure que sur 60 km<sup>2</sup> présente des populations de zircons différentes de la sous-population d'origine magmatique des grès puisqu'elles sont calco-alcalines mais typologiquement beaucoup plus évoluées (IT entre 300 et 400). Enfin, les roches magmatiques qui ont alimenté les grès sont des granites mais aussi des roches volcaniques dont on observe des débris en lame mince et que l'on ne connaît pas à l'affleurement dans l'Argentera.

La couverture permo-triasique de l'Argentera. Outre le fait que les Grès d'Annot sont très probablement une formation détritique de premier cycle, le problème de l'origine de la part magmatique des grès reste posé puisque les populations de zircons du Permo-trias de l'Argentera comporte 99 % de cristaux migmatitiques (ROMAIN, 1976).

Les massifs cristallins provençaux. Ils ne peuvent en aucun cas avoir alimenté les Grès d'Annot ouest-Argentera. Les roches métamorphiques y sont représentées par des micaschistes et non par des gneiss. Les granites des Maures et du Tanneron sont des granites d'anatexie qui présentent des populations de zircons très différentes de la sous-population magmatique calco-alcaline des grès. Il en est de même pour les rhyolites de l'Estérel qui appartiennent aux séries alcalines.

Les granites et les rhyolites du second cycle corse (permo-triasique) présentent également des populations typiques des lignées alcalines.

Le Flysch à Helminthoïdes. Seules les parties basales, grossières, de cette formation pourraient avoir alimenté les grès. Elles comportent en effet des débris de roches assez comparables (TASSE, 1982) et leurs quartz présentent des paramètres de thermoluminescence identiques (IVALDI, 1973). Cependant, on a vu que les Grès d'Annot ouest-Argentera ne semblent pas être le produit du démantèlement de formations détritiques plus anciennes et d'autre part l'hypothèse d'IVALDI qui implique une alimentation depuis le NE est en contradiction avec l'étude des paléocourants dans les grès qui révèle des apports du SE vers le NW. Le même problème se pose pour les grès de Peira-Cava qu'IVALDI rattache à la partie du bassin alimentée par le Flysch à Helminthoïdes et dans lequel les nombreuses figures de courant indiquent des apports depuis le Sud.

Les seules roches régionales comparables typologiquement à la part d'origine magmatique des Grès d'Annot ouest-Argentera sont :

1) les granites et les rhyolites hercyniens "corso-sardes" à l'affleurement en Corse (premier cycle) et en galets dans les conglomérats de Saint-Antonin (TESSIER, 1979 ; TOURE, 1981) dont les termes sableux présentent d'ailleurs la même bimodalité typologique que les Grès d'Annot ouest-Argentera ;

2) les rhyolites en galets dans les conglomérats tertiaires de l'unité subbriançonnaise d'Allos-Pelat (com. orale C. BLANC, thèse en cours, Grenoble).

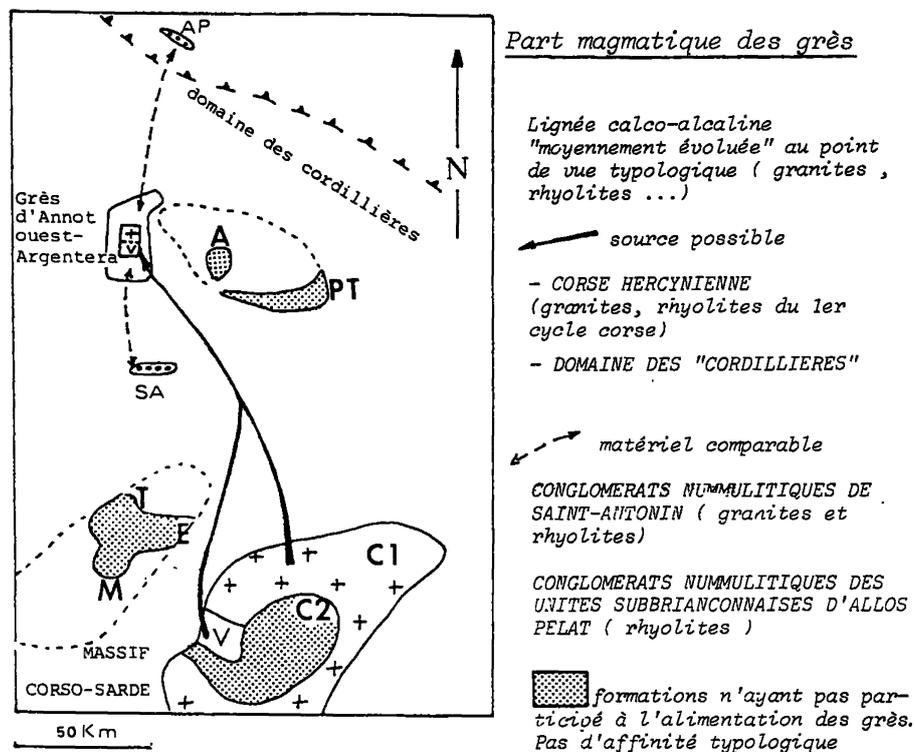


Fig. 16 : comparaison typologique de la part d'origine magmatique du matériel gréseux de la série Grès d'Annot ouest-Argentera avec les roches régionales étudiées typologiquement

M. : granites des Maures T. : granites du Tanneron

E. rhyolites de l'Estérel

C2 : granites et rhyolites alcalins permo-triasiques du 2ème cycle corse

C1 : - - - - - hercyniens du 1er cycle corse

A : granite central de l'Argentera P T : couverture permo-triasique

de l'Argentera (conglomérats...)

○ Conglomérats nummulitiques:

A P : des unités subbriançonnaises d'Allos-Pelat

S A : du synclinal de Saint-Antonin

+ granite V rhyolite

N.B. Corse et affleurements des zones internes en position palinspastique approximative.

B/ LES CONGLOMERATS1) Caractères sédimentologiques et pétrographiques

Les deux niveaux de poudingues de la série Grès d'Annot ouest-Argentera comportent 80 % de matrice grésopélitique (dont 20 % de pélites) et 20 % de galets ( : 1 cm) qui peuvent atteindre 60 cm de long. La morphométrie des galets, globuleux mais toujours dissymétriques, indique, comme pour les sables, un transport bref, de type fluviatile à tendance torrentielle, avant leur reprise par coulées boueuses.

Au point de vue pétrographique, les galets de roches endogènes dominent largement (60 %) avec une majorité de granites et d'aprites (40 %) des microgranites et des rhyolites (10 %), des gneiss et des quartzites (10 %). Le matériel d'origine métamorphique est donc moins abondant que dans les grès s.s. (2/3 à 1/3 de zircons migmatitiques dans les grès). Les roches sédimentaires (20 %) sont des grès, des calcaires gréseux, des calcaires bioclastiques. Les autres galets sont en majorité des quartz filoniens, plus rarement des chailles et des silex.

Les niveaux de poudingue de la série des Trois-Evêchés présentent les mêmes associations pétrographiques.

2) Pétrographie et typologie des zircons des galets de roches endogènes

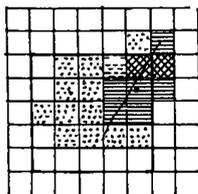
a) Les roches métamorphiques. Il s'agit de faciès banals de gneiss et de quartzites dont certains présentent quelques affinités non significatives avec les roches de la partie NW du massif de l'Argentera (com. orale S. BOGDANOFF, R. MALARODA). La typologie des zircons n'a pas été appliquée à ce matériel car les populations des migmatites sont trop regroupées sur le diagramme IA, IT pour qu'on puisse envisager des comparaisons avec les roches régionales.

b) Granites et aprites. Les roches grenues présentent de très nombreux faciès : granites porphyroïdes à 2 micas, monzogranites, granites alcalins (terminologie de Streckeisen) ... La typologie des zircons de ces roches (8 populations) est plus discriminante au point de vue de leur origine. Il s'agit de termes de fin de lignée calco-alcaline ( $\overline{IT}$  entre 300 et 400), ce qui explique leur pauvreté en zircons (fig. 17). Les microgranites (deux populations) appartiennent également à la série calco-alcaline, mais sont typologiquement moins évolués (fig. 17). Granites et microgranites pourraient donc procéder de la différenciation d'une même lignée magmatique.

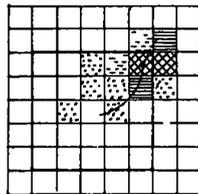
Les seules roches régionales comparables pétrographiquement et typologiquement aux granites et aux aprites sont les faciès les plus centraux donc les moins décapés du batholite central de l'Argentera. Cependant, dans cette intrusion, ce sont les faciès de bordure à muscovite et à grenat qui affleurent le plus largement et on ne retrouve pas ce type de roches dans les poudingues ouest-Argentera. Enfin, la typologie des zircons présente quelques différences de détail. Il est donc très peu probable que les roches magmatiques grenues en galets proviennent du granite central de l'Argentera dont la surface d'affleurement actuelle est par ailleurs très réduite et l'était certainement plus encore au début du Tertiaire.

c) Les roches volcaniques. Il s'agit de rhyodacites, de monzorhyolites et de rhyolites alcalines à nombreux phénocristaux de quartz, sanidine, feldspaths calco-sodiques et biotite. Ces roches diffèrent des bésimaudites ligures décrites par A. GUILLAUME (1967) par certains caractères minéralogiques et chimiques (notamment, elles sont plus pauvres en FeO), ceci malgré les difficultés de comparaison liées aux métamorphismes alpin subi par ces vulcanites permienes. La dimension des galets exclue un remaniement des conglomérats permienes de l'Inferno (couverture de l'Argentera) envisagé par GUBLER (1958).

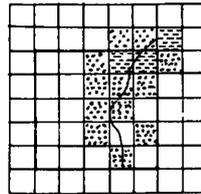
## GRANITES



réf.: LG1  
granite porphyroïde  
à biotite  
Nb zircons étudiés: 100  
Nb Z. déterminés: 90  
IA: 584 IT: 378

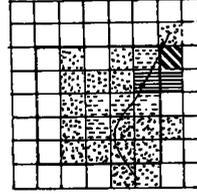


réf.: LG4  
granite alcalin  
Nb Z. étudiés: 109  
Nb Z. déterminés: 74  
IA: 604 IT: 299

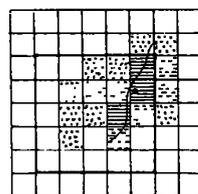


réf.: LG10  
Monzogranite à  
biotite  
Nb Z. étudiés: 41  
Nb Z. déterminés: 26  
IA: 543 IT: 351

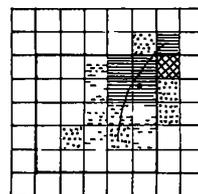
## MICROGRANITES



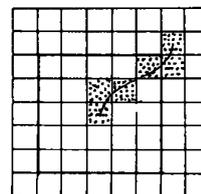
réf.: Vo19  
Micromonzogranite à  
biotite.  
Nb zircons étudiés: 97  
Nb Z. déterminés: 73  
IA: 579 IT: 438



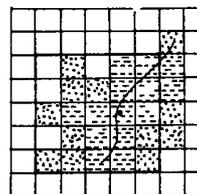
réf.: ZG3  
Monzogranite à 2  
micas  
Nb Z. étudiés: 65  
Nb Z. déterminés: 56  
IA: 564 IT: 400



réf.: LG3  
Monzogranite à albite  
et oligoclase  
Nb Z. étudiés: 160  
Nb Z. déterminés: 100  
IA: 565 IT: 370

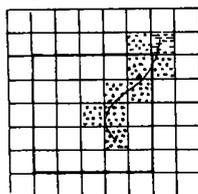


réf.: LG12  
Granite subalcalin  
à grain fin  
Nb. Z. étudiés: 20  
Nb. Z. déterminés: 7  
IA, IT non calculés

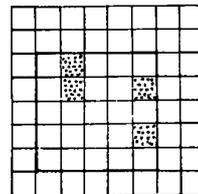


réf.: Vo15  
Microgranite à albite  
et sanidine.  
Nb Z. étudiés: 99  
Nb Z. déterminés: 74  
IA: 505 IT: 490

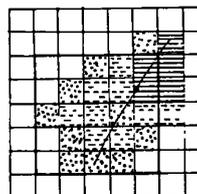
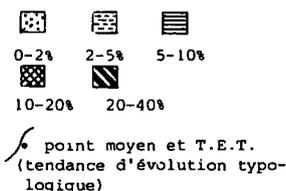
## APLITES



réf.: ZG2  
Aplite  
Nb Z. étudiés: 15  
Nb Z. déterminés: 12  
IA: 592 IT: 342



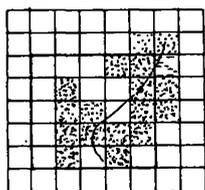
réf.: LG16  
Aplite à grenats  
Nb Z. étudiés: 7  
Nb Z. déterminés: 4  
IA, IT non calculés



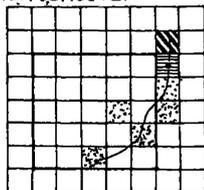
réf.: LG6  
Microgranite granophyre  
alcalin.  
Nb Z. étudiés: 130  
Nb Z. déterminés: 100  
IA: 558 IT: 392

Fig. 17 : distribution typologique des populations de zircons des GRANITES, APLITES et MICROGRANITES en galets dans les poudingues de la série Grès d'Annot ouest-Argentera.

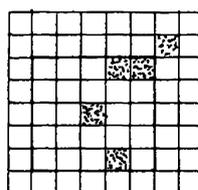
Les populations de zircons des rhyolites en galets dans les conglomérats ouest-Argentera sont très particulières pour des roches volcaniques (fig. 18). Elles sont caractéristiques des lignées calco-alcalines mais présentent des points moyens situés souvent plus haut dans le diagramme IA, IT que ceux des granites. Ces roches sont extrêmement pauvres en zircons. Elles procèderaient d'émissions magmatiques différentes de celles qui sont à l'origine des roches grenues et microgrenues dans les poudingues. Elles n'ont aucun équivalent régional connu.

**RHYOLITES (ET RHYODACITE)**

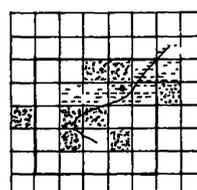
réf.:LG11  
Rhyodacite à biotite  
Nb. Z. étudiés:55  
Nb. Z. déterminés:35  
IA:583 IT:414



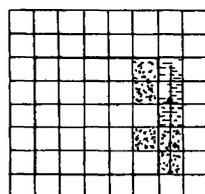
réf.:ZV01  
Rhyolite monzonitique  
Nb. Z. étudiés:55  
Nb. Z. déterminés:48  
IA:682 IT:269



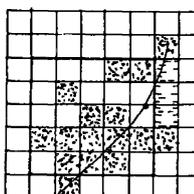
réf.:Vo1  
Monzorhyolite  
Nb. Z. étudiés:6  
Nb. Z. déterminés:5  
IA,IT non calculés



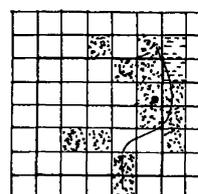
réf.:Vo2  
Rhyolite alcaline  
Nb. Z. étudiés:46  
Nb. Z. déterminés:36  
IA:510 IT:355



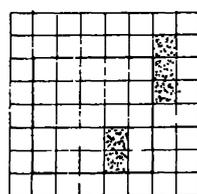
réf.:Vo16  
Monzorhyolite à albite  
Nb. Z. étudiés:54  
Nb. Z. déterminés:24  
IA:690 IT:446



réf.:Vo11  
Rhyolite alcaline  
Nb. Z. étudiés:114  
Nb. Z. déterminés:47  
IA:583 IT:453



réf.:Vo17  
Rhyolite alcaline  
Nb. Z. étudiés:61  
Nb. Z. déterminés:23  
IA:635 IT:426



réf.:Vo4  
Rhyolite alcaline  
Nb. Z. étudiés:9  
Nb. Z. déterminés:5  
IA,IT non calculés

0-2 2-5 5-10 10-20 20-40 / point moyen et T.E.T.

Fig. 18: distribution typologique des populations de zircons des RHYOLITES en galets dans les poudingues de la série Grès d'Annot ouest-Argentera.

### 3) Les roches sédimentaires en galets dans les conglomérats

Seuls les galets de calcaire bioclastique apportent des éléments d'information sur les zones d'apport des Grès d'Annot ouest-Argentera.

a) Les calcaires nummulitiques. Dans ces roches, les faunes déterminées par BLONDEAU indiquent un âge éocène moyen : limite Lutétien (Pl2) à Bartonien (Pl3-14). Le faciès est biarriztien. Ces calcaires nummulitiques sont comparables à ceux qui affleurent actuellement dans les Alpes-Maritimes italiennes et en particulier dans la région de Loretto (fig. 19). Si on se réfère au système de zonation à l'aide des foraminifères benthiques utilisé par BODELLE (1971) et CAMPREDON (1972), ces faciès appartiennent à la biozone A dont la limite d'extension vers l'Est correspond à une ligne Demonte-Nice (fig. 19). Ils proviennent donc d'une région en position assez orientale où le dépôt des calcaires nummulitiques a commencé assez tôt.

Il faut signaler que dans les conglomérats de Saint-Antonin, les galets de calcaire nummulitique sont généralement de faciès différent et d'âge plus jeune : fini-bartonien à priabonien basal (NPl4-15). Ils sont donc issus de secteurs plus occidentaux, recouverts plus tardivement par la mer nummulitique.

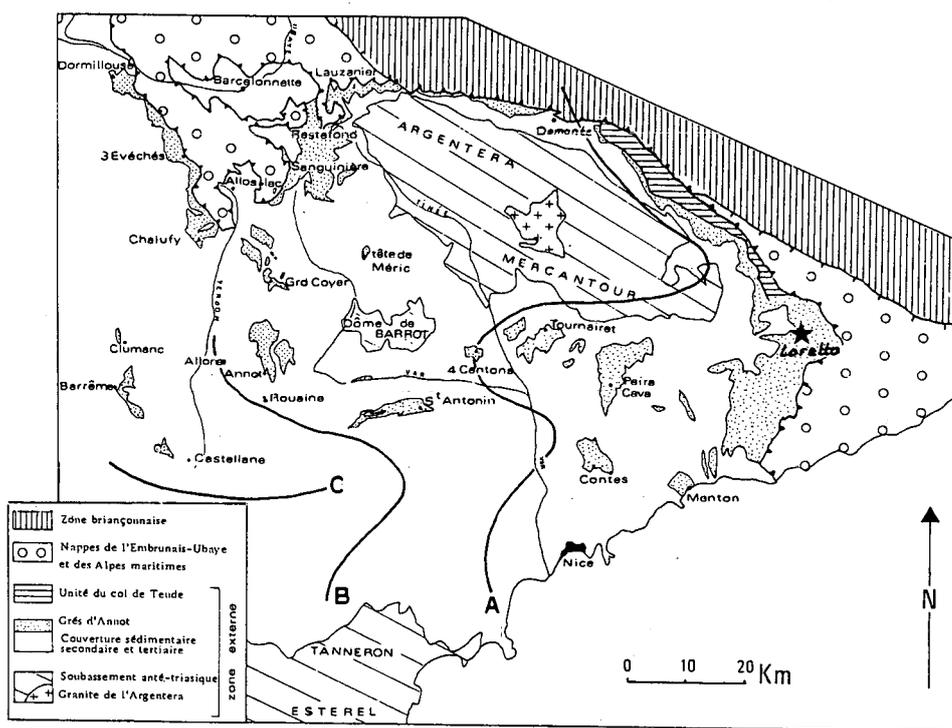


Fig. 19 : Limite d'extension vers l'Ouest des calcaires à Nummulites déposés en biozones A, B, C, d'après CAMPREDON (1977), modifié.

b) Les calcaires urgoniens s.l. (fig. 20). De nombreux galets de calcaires de plate-forme (interne, externe et de bordure) du Crétacé inférieur, généralement barrémo-bédouliens (déterminations A. ARNAUD-VANNEAU, H. ARNAUD, J.P. MASSE), ont été récoltés dans les poudingues (oosparites, biosparites, biomicrites). Ces calcaires urgoniens s.l. sont toujours de couleur sombre (matière organique ?). En cela, ils évoquent des faciès nord-pyrénéens (Corbières). Ils sont par contre inconnus en Provence où l'Urgonien est toujours de couleur claire. Il en est de même en Corse, en Sardaigne et en Italie (plate-forme apulienne).

Dans les Alpes-Maritimes, le Crétacé inférieur est représenté par des séries réduites à calcaires micritiques. Dans les zones internes, on ne connaît pas de faciès urgonien. Cependant, des calcaires urgoniens sombres existent en galets dans les conglomérats bégudiens de Fos et turoniens de la Ciotat qui ont été alimentés depuis le Sud. On peut donc envisager que la plate-forme provençale comportait des zones à dépôt de calcaires sombres, actuellement disparues à l'affleurement. Une de ces régions, située au Sud de Marseille, a été soumise à érosion dès le Crétacé supérieur, une autre en position plus orientale aurait participé à l'alimentation des Grès d'Annot ouest-Argentera au Nummulitique.

A Saint-Antonin, on trouve des galets de calcaires de plate-forme blancs (à oolithes, à oncolithes), du Malm-Néocomien probablement issus de la plate-forme provençale (calcaires blancs de Provence).

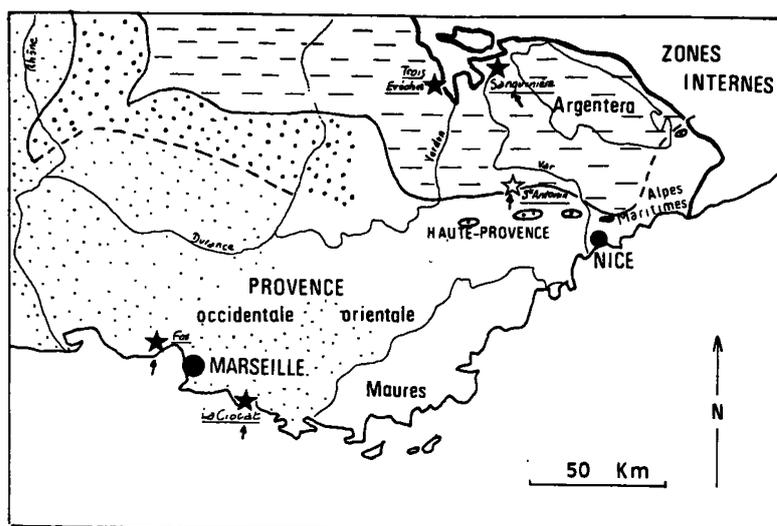


Fig. 20 : Carte interprétative de répartition et d'extension des faciès du Crétacé inférieur dans la zone subalpine méridionale et en Provence (niveau représenté : Barrémien inférieur).

-  faciès de plate-forme
-  faciès hémipélagiques
-  faciès de bassin pélagique
-  flaques de calcaires micritiques à Céphalopodes, glauconie, galets phosphatés, niveaux de condensation (Alpes-Maritimes)

D'après Les travaux d'ARNAUD-VANNEAU et al. (1979), MAURY et RICOU (1983) et Les cartes géologiques Gap, Nice, Marseille, au 250 000è.

- ★ formation de poudingue comportant des galets de calcaires sombres de plate-forme du Crétacé inférieur (Turonien de la Ciotat, Béguézien de Fos, Grès d'Annot des hautes-vallées du Verdon, du Var et de la Tinée: Eocène supérieur)
- ★ formation de poudingue à galets de calcaire blanc de plate-forme du Malm-Méocomien (conglomérats de Saint-Antonin : Oligocène inf.)
- † sens des apports dans ces formations.

### C/ CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRES ET DES CONGLOMERATS DE LA SERIE GRES D'ANNOT OUEST-ARGENTERA

L'étude pétrographique des grès et des conglomérats ouest-Argentera permet de reconstituer en partie la nature de la source du matériel turbiditique.

Il s'agit d'un socle gneissique à intrusions granitiques et formations volcaniques hercyniennes largement décapées, en situation sud-orientale par rapport au bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera. Parmi les roches magmatiques (granites, rhyolites, ...) du continent d'apport, il faut distinguer celles qui ont participé à l'alimentation des grès s.s. et qui présentent une forte affinité corso-sarde (roches des séries calco-alcalines type premier cycle corse) et celles que l'on retrouve en galets dans les conglomérats et qui n'ont plus d'équivalents régionaux connus à l'affleurement.

La couverture sédimentaire de ce socle a fourni entre autres : (a) des galets de calcaire urgonien sombre, inconnu en Provence et dans les Alpes-Maritimes, mais qui peut provenir des prolongements de la plate-forme provençale vers l'Est ; (b) des galets de calcaire nummulitique dont l'âge et le faciès indiquent une région de dépôt assez orientale.

La comparaison de ce matériel avec celui des formations conglomératiques de St-Antonin (équivalent méridional des Grès d'Annot) met en évidence, d'une part un stock de matériel endogène commun aux deux formations, matériel probablement issu du massif corso-sarde, et d'autre part un matériel différent fait de certaines roches endogènes et surtout d'une association de roches sédimentaires qui amène à distinguer deux secteurs au sein du continent d'apport. Un secteur oriental à Urgonien sombre et à calcaire nummulitique de l'Eocène moyen est la source des Grès d'Annot ouest-Argentera et également des Grès d'Annot de la chaîne des Trois-Evêchés. Un secteur plus occidental à Urgonien blanc, de type provençal et à calcaire nummulitique du début de l'Eocène supérieur est la source des conglomérats de St-Antonin (et probablement des Grès d'Annot s.s. compte-tenu des directions d'apport S-N dans la région d'Annot).

L'affinité SE d'une partie du matériel des Grès d'Annot ouest-Argentera est tout à fait compatible avec une position originelle plus orientale de ces séries, déjà envisagée par certains structuralistes : KERCKHOVE et al., 1978 ; VASLET, 1978 ; TEMPIER, 1979 ; BOGDANOFF, 1980.

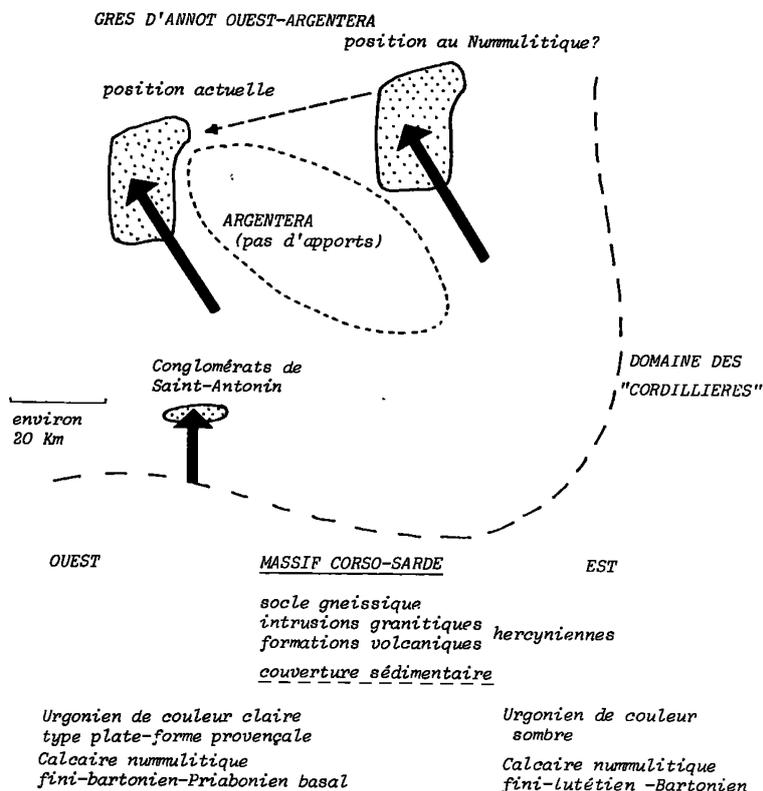


Fig. 21 : Comparaison du matériel détritique des Grès d'Annot ouest-Argentera avec celui des conglomérats de St-Antonin. Conséquences paléogéographiques. (Les flèches indiquent le sens des apports).

### III - CONSEQUENCES PALEO GEOGRAPHIQUES A L'ECHELLE DU BASSIN DES GRES D'ANNOT

Les données nouvelles relatives aux Grès d'Annot du NW de l'Argentera amènent à reconsidérer en partie la paléogéographie de l'ensemble du bassin des Grès d'Annot et notamment le modèle proposé par STANLEY en 1975.

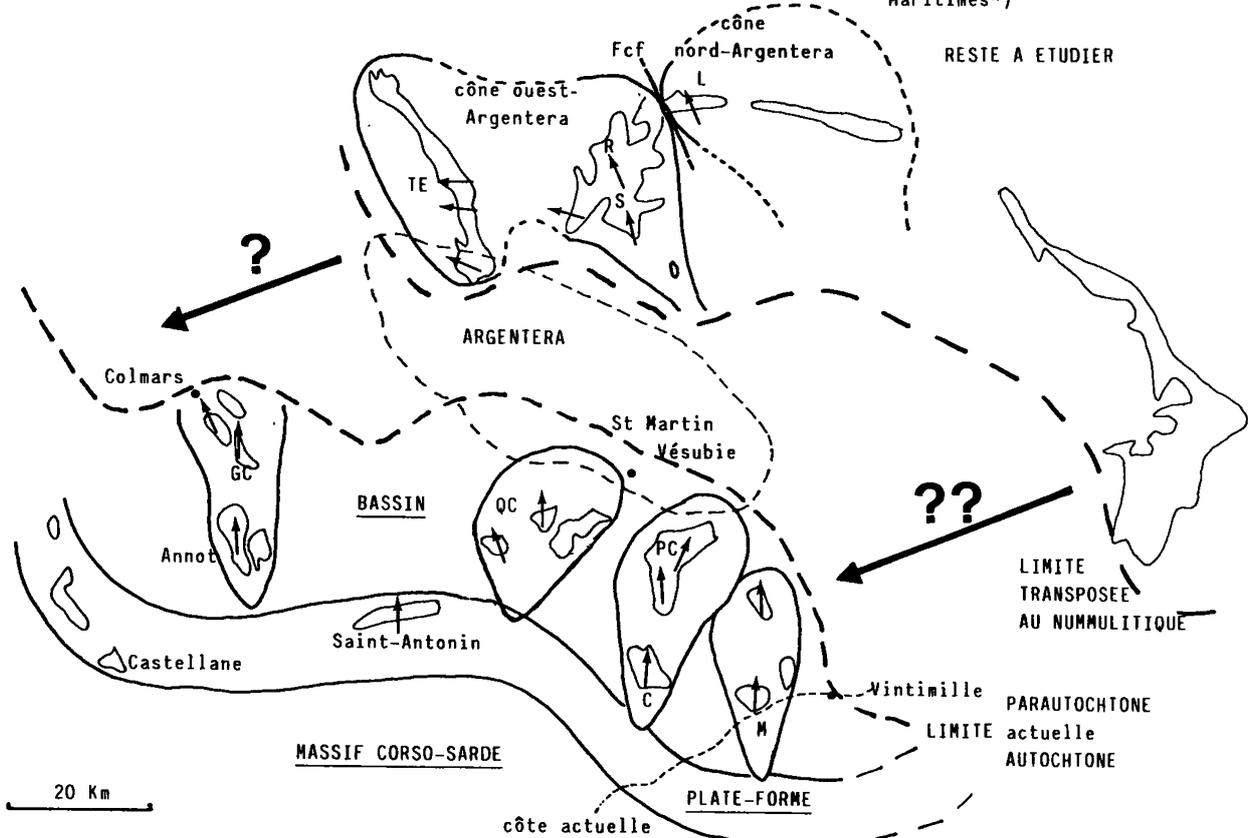
SECTEUR UBAYE

- 2 cônes sous-marins profonds (ouest et nord-Argentera)
- alimentation depuis le SE par un massif actuellement disparu à l'affleurement (prolongements orientaux du massif corso-sarde? partie méridionale du domaine des cordillères?)

TE: Trois-Evêchés, S: Sanguinière  
 R: Restefond, L: Lauzanier

SECTEUR ALPES-MARITIMES

(affleurements en territoire italien, "Flysch des Alpes-Maritimes")



AFFLEUREMENTS SITUES AU SW D'UNE LIGNE COLMARS-VINTIMILLE

- affleurements en position autochtone
- canyons et cônes sous-marins ( dépôts de plate-forme au Sud)
- alimentation par le massif corso-sarde

GC: Grand-Coyer, QC: Quatre-Cantons, C: Contes, PC: Peira-Cava, M: Menton

Fig. 22 : ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DES GRES D'ANNOT AU NUMMULITIQUE

← sens des apports dans les Grès d'Annot

Les affleurements de la zone NE sont en position palinspastique très hypothétique. Dans le "secteur Ubaye", on n'a pas tenu compte du jeu coulissant de la faille du Camps des Fourches qui a probablement mis en regard les séries ouest et nord-Argentera. La position relative des 2 cônes au Nummulitique est inconnue. Répartition actuelle des affleurements cf. fig.1.

Cet auteur distinguait (1) une plate-forme étroite au Sud (dépôts sableux de Barrême-Castellane, conglomérats de St-Antonin et (2) le bassin turbiditique proprement dit avec des canyons à Annot, Contes, Menton, par lesquels transitaient les sédiments qui s'accumulaient plus au Nord et sur le pourtour du massif de l'Argentera, émergé au centre du bassin. Ce massif et le continent corso-sarde au Sud constituaient les principales sources du matériel détritique.

Les travaux récents menés sur les affleurements d'Annot (APPS, 1985), Grand-Coyer, Trois-Evêchés (INGLIS et al., 1981) et Sanguinière, Restefond, Lauzanier (JEAN, 1985) donnent une image plus complexe du bassin des Grès d'Annot.

La paléotopographie du bassin est un des facteurs principaux contrôlant la sédimentation turbiditique. En effet, le bassin des Grès d'Annot est divisé en sous-bassins dont l'individualisation semble en grande partie contemporaine du dépôt des Calcschistes à Globigérines (ou Marnes Bleues) sous-jacents aux grès. Il s'agit de dépressions étroites au toit des calcschistes et qui constituent les bassins-récepteurs des turbidites : dépression d'Annot (interprétée par STANLEY, 1975, comme un canyon érosif et par APPS, 1985, comme une structure synclinale plongeant vers le Sud), gouttière S-N du Grand-Coyer (prolongement vers le Nord de la dépression d'Annot ?), dépression ouest-Argentera d'axe SSE-NNW débouchant dans le bassin des Trois-Evêchés. Ces dépressions canalisent les turbidites "Grès d'Annot" principalement issues du S et du SE (la répartition actuelle des affleurements est en grande partie liée à cette organisation). Dans chaque sous-bassin s'édifie un cône sous-marin profond (cône d'Annot-Grand-Coyer), cône ouest-Argentera, cône de Contes - Peira-Cava...). Seul le cône nord-Argentera ne semble pas s'être édifié par remplissage d'une dépression, mais par progradation sur un glaciais.

Les affleurements du revers italien de l'Argentera et le Flysch des Alpes-Maritimes n'ont pratiquement pas été étudiés en raison de conditions structurales défavorables. On ignore donc les caractères sédimentologiques de ces accumulations turbiditiques.

Mais, le problème principal est celui de la position originelle des différents appareils turbiditiques. En effet, les affleurements qui constituent le soubassement des nappes de l'Ubaye au NW et des Alpes-Maritimes au SE sont probablement en position parautochtone et auraient occupé une position plus orientale au Nummulitique (fig. 22). Dans cette hypothèse, basée sur des études structurales et apparemment confirmée par la nature pétrographique du matériel ouest-Argentera, on peut distinguer deux zones au sein du domaine des Grès d'Annot :

Les affleurements situés au Sud d'une ligne Colmars - St-Martin-Vesubie - Vintimille (dépôts de plate-forme de Barrême, Castellane, St-Antonin, accumulations turbiditiques d'Annot - Grand-Coyer, Quatre-Cantons, Contes - Peira-Cava, Menton).

Ces grès et ces conglomérats ont été essentiellement alimentés par le massif corso-sarde émergé au Sud du bassin (avec quelques apports locaux depuis le "socle de St-Antonin", TOURE, 1981). Tout cet ensemble est autochtone.

Les Grès d'Annot affleurant actuellement au NE de cette ligne et dont la position au Nummulitique était plus orientale (accumulations turbiditiques ouest-Argentera, nord-Argentera, Flysch des Alpes-Maritimes). En outre, on ne connaît pas la position originelle relative des cônes ouest et nord-Argentera car les deux séries sont actuellement séparées par la faille du Camp des Fourches. L'origine du matériel détritique de la partie NE du bassin des Grès d'Annot est à rechercher dans les prolongements orientaux du massif corso-sarde (ou dans la partie méridionale du domaine des "cordillères nummulitiques" ?).

Le massif de l'Argentera n'était pas émergé dans le bassin comme l'envisageait STANLEY (1961, 1975) puisqu'il n'a pas fourni de matériel dans les Grès d'Annot situés à sa périphérie NW : série ouest-Argentera (cf. p.117,123) et SE : Grès de Peira-Cava (KUENEN et al., 1957). On admet d'ailleurs actuellement que le soulèvement de ce massif n'est intervenu qu'à la fin du Miocène.

Quant aux nappes du Flysch à Helminthoïdes, il semble qu'IVALDI (1973) ait surestimé leur proximité par rapport au bassin nummulitique.

Enfin, les massifs cristallins provençaux n'ont pas participé à l'alimentation des Grès d'Annot et on ne retrouve pas de témoins du magmatisme anorogénique permo-triasique provençal (rhyolites de l'Estérel) et corse (2ème cycle) dans le bassin (ni au NW de l'Argentera, ni à St-Antonin).

Le serrage alpin a eu pour conséquences le basculement vers le SW de la partie interne du bassin des Grès d'Annot (remobilisation d'une partie des accumulations turbiditiques, notamment dans le secteur Ubaye) avant l'arrivée des coulées boueuses à blocs (Schistes à blocs) et le clivage de la couverture dont les parties sommitales sont poussées vers l'W ou le SW au front des nappes alpines jusqu'à leur position actuelle (au cours de l'Oligocène). Néanmoins, pour APPS (1985), ces chevauchements se sont produits au début de l'Eocène et ont directement contrôlé la topographie du bassin turbiditique.

On voit donc que toute tentative de reconstitution paléogéographique de l'ensemble du bassin des Grès d'Annot reste entachée d'erreur du fait de la complexité structurale des confins orientaux de la zone subalpine méridionale et de la méconnaissance des affleurements de Grès d'Annot situés en territoire italien. Outre ces perspectives de recherches, il serait intéressant d'appliquer à l'ensemble des Grès d'Annot la méthode de typologie des zircons afin de préciser encore l'origine du matériel détritique qui apparaît en grande partie corso-sarde.

#### BIBLIOGRAPHIE

- APPS G. (1985). - The Grès d'Annot foreland basin, Haute-Provence : the control of turbidite deposition by structurally - induced basin floor topography - 6<sup>th</sup> European regional meeting of sedimentology I.A.S. Lleida, 1985. Abstracts, pp. 18-21.
- BODELLE J. (1971). - Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse de doctorat es Sciences Naturelles, Nice.
- BOGDANOFF S. (1980). - Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). Thèse de doctorat es Sciences Naturelles, Orsay.
- CAMPREDON R. (1972). - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Thèse de doctorat es Sciences Naturelles, Nice, 2 vol.
- CREMER M. (1983). - Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap-Ferret (golfe de Gascogne). La série des Grès d'Annot (Alpes de Haute-Provence). Thèse de doctorat es Sciences Naturelles. Bordeaux.
- DEBELMAS J. (1983). - Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux. Masson éd., Paris.
- FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Expl. Carte géol. dét. Fr., Paris.
- GUBLER Y. (1958). - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". Eclogae geol. Helv., Bâle, vol. 51, n° 3, pp. 942-976.
- GUILLAUME A. (1967). - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. Thèse de doctorat es Sciences Naturelles, Paris, 3 vol.
- INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A., VIALLY R. (1981). - Etude sédimentologique des Grès d'Annot (région de Colmars-les-Alpes et du col de la Cayolle). Diplôme E.N.S.P.M., réf. 29 765.
- IVALDI J.P. (1973). - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origine du matériel détritique, conséquences paléogéographiques. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Nice, 162 p.

- JEAN S. (1985). - Les Grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour  
Sédimentologie - Paléogéographie. Thèse de l'USMG, mention Géologie Appliquée.  
Grenoble, 243 p.
- KERCKHOVE C. (1964). - Mise en évidence d'une série à caractère d'olisthostrome au  
sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de  
l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Alpes-Maritimes, province du  
Cunéo). C.R.Acad. Sci., Paris, t. 259, pp. 4742-4745.
- KERCKHOVE C., DEBELMAS J., COCHONAT P. (1978). - Tectonique du soubassement  
parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du  
Drac au Verdon. Géologie Alpine, t. 54, pp. 67-82.
- KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1957). - Observations sur les  
flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes. Bull. Soc. géol. Fr.,  
(6), VII, pp. 4-26, Paris.
- MUTTI E. (1979). - Turbidites et cônes sous-marins profonds. In Sédimentation détritique  
(fluviatile, littorale et marine), cours de 3ème cycle romand en Sciences de la  
Terre, Institut Géol. Fribourg, Homewood P. éd., pp. 353-419, Fribourg.
- MUTTI E. et RICCI-LUCCHI F. (1975). - Turbidite facies and facies associations. In :  
Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations  
of the Northern Apennines. Intern. Congr. Sedimentology, Nice, France, Field  
Trip Guidebook, APPK, pp. 21-36.
- NORMARK W.R. (1978). - Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern  
submarine fans : characters for recognition of sandy environments. A.A.P.G.  
Bull., vol. 62, n° 6, p. 912-931.
- PUPIN J.P. (1976). - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des  
roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse de  
doctorat es Sciences Naturelles, Nice, 394 p.
- PUPIN J.P., TURCO G. (1981). - Le zircon, minéral commun significatif des roches  
endogènes et exogènes. Bull. Minéral., (1981), 104, 724-731.
- RAVENNE C., CREMER M. (1981). - Série des Grès d'Annot, rapport de fin de mission,  
premiers résultats. Rapport de l'I.F.P., Rueil-Malmaison, réf. 28915, 31 p.
- RAVENNE C., BEGHIN P. (1983). - Apport des expériences en canal à l'interprétation  
sédimentologique des dépôts des cônes détritiques sous-marins. Revue de  
l'I.F.P., vol. 38, n° 3, mai-juin 1983.
- ROMAIN J. (1976). - Application au problème de l'origine du matériel détritique des  
séries permienes de la bordure SW du massif de l'Argentera-Mercantour d'une  
typologie du zircon accessoire. Mémoire de D.E.A., Nice.
- STANLEY D.J. (1961). - Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs  
équivalents latéraux. Thèse de doctorat es Sciences Naturelles, Grenoble.
- STANLEY D.J. (1975). - Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in  
French Maritime Alps. Proc. IX Intern. Cong. Sediment., Nice, 129 p.
- STURANI C. (1962). - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord occidentale  
del massiccio dell'Argentera (Alpi-Maritime). Mem. Ist. geol. Univ. Padova,  
XXII, Padoue, 206 p.
- TASSE N. (1982). - Sédimentologie du Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon  
Embrunais-Ubaye, Hautes-Alpes (France). Thèse de Philosophiae Doctor,  
Université Mc Gill (Québec).
- TEMPIER C. (1979). - Plis et chevauchements dans la couverture sédimentaire autochtone  
secondaire et tertiaire des Alpes-Maritimes. Relations avec le comportement  
disharmonique de la couverture. C.R.Acad.Sc., Paris, t. 288 (8 janvier 1979),  
série D, pp. 39-41.
- TESSIER M. (1979). - Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques  
alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse de  
doctorat de 3ème cycle, Nice, 112 p.
- TOURE S. (1981). - Données nouvelles sur les formations détritiques de l'arc de  
Castellane, SE de la France (conglomérats tertiaires des synclinaux de  
St-Antonin, Barrême, Majastre). Pétrographie des galets de roches endogènes.  
Applications de la typologie du zircon accessoire. Approche paléogéographique.  
Thèse de doctorat de 3ème cycle, Nice, 300 p.
- VASLET D. (1978). - Analyse structurale de la terminaison Sud-orientale du massif de  
l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et Tende. Thèse de doctorat de  
3ème cycle, Caen.