



HAL
open science

**Contribution à la minéralogie et à géochimie des
sédiments pélagiques profonds : comparaison des
"blacks-shales" du crétacé dans l'atlantique central nord
et des dépôts du malm et du crétacé en briançonnais**

Etienne Brosse

► **To cite this version:**

Etienne Brosse. Contribution à la minéralogie et à géochimie des sédiments pélagiques profonds : comparaison des "blacks-shales" du crétacé dans l'atlantique central nord et des dépôts du malm et du crétacé en briançonnais. Géochimie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1982. Français. NNT: . tel-00800286

HAL Id: tel-00800286

<https://theses.hal.science/tel-00800286>

Submitted on 13 Mar 2013

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.

H. Navle

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Etienne BROSSE

Ingénieur civil des mines

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

Option : PROSPECTION DES GÎTES MINÉRAUX

CONTRIBUTION À LA MINÉRALOGIE ET À LA GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES PROFONDS

COMPARAISON DES "BLACK-SHALES" DU CRÉTACÉ DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD ET DES DÉPÔTS DU MALM ET DU CRÉTACÉ EN BRIANÇONNAIS

Soutenue le 26 avril 1982 devant le jury composé de :

M. H. PELISSONNIER	Président
M. P. C. de GRACIANSKY	Directeur de thèse
M. M. STEINBERG	Rapporteur
M. M. BOURBON	Examineur
M. F. WALGENWITZ	Examineur

ETIENNE BRO SSE

INGENIEUR CIVIL DES MINES

*Contribution à la
minéralogie et à la géochimie
des sédiments pélagiques
profonds.*

*Comparaison des "black-shales" du Crétacé
dans l'Atlantique Central Nord
et des dépôts du Malm et du Crétacé
en Briançonnais.*

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE

DES MINES DE PARIS

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

Option : PROSPECTION DES GITES MINÉRAUX

Soutenue le 26 avril 1982 devant le jury composé de :

M. H. PELISSONNIER	Président
M. M. STEINBERG	Rapporteur
M. P.C. de GRACIANSKY	Directeur de thèse
M. M. BOURBON	Examinateur
M. F. WALGENWITZ	Examinateur

Faint, illegible handwriting, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

"Des fois, laissant de chercher, je suppose que je trouve, j'agite avec bonheur ce qui n'est pas encore vrai : je remue en moi-même les innombrables chances de la méditation, et prophétise ; parce qu'une sorte de réponse légère, visiblement fragile, accompagne les problèmes au moment qu'ils apparaissent : tous ne se montrent que dans l'alliance d'une solution provisoire ailée, où le sentiment de la véritable commence".

Paul VALERY, Agathe.

Sommaire général

	Page
AVANT-PROPOS	7
RESUME	9
SUMMARY	12
 CHAPITRE A : Introduction	 15
 PREMIERE PARTIE : Etude minéralogique et géochimique des sédiments de l'Atlantique Central Nord au Crétacé moyen....	 17
 CHAPITRE B : Etude minéralogique : sites 11-105, 14-137, 41-367, 41-369, 41-370, 43-386, 43-387, 44-391 et 51-417.....	 19
 CHAPITRE C : Etude géochimique : sites 43-386, et 44-391	 96
 DEUXIEME PARTIE : Etude géochimique des sédiments du domaine briançonnais au Malm et au Crétacé	 225
 CHAPITRE D : Préliminaire	 227
 CHAPITRE E : Rappels sédimentologiques	 229
 CHAPITRE F : Etude géochimique	 241
 CHAPITRE G : Conclusion générale	 333

ANNEXES

ANNEXE 1 : Données analytiques : minéralogie, géochimie... 347

ANNEXE 2 : Données thermochimiques 401

ANNEXE 3 : Coupes lithostratigraphiques et analyses
micrographiques (Alpes) 405

ANNEXE 4 : Géochimie isotopique:
étude bibliographique 421

ANNEXE 5 : Diagrammes minéraux - éléments chimiques
(Atlantique) 447

ANNEXE 6 : Tableaux et figures complémentaires 455

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 465

AVANT PROPOS

Ce mémoire est le fruit du travail que j'ai effectué à l'Ecole des Mines de Paris depuis octobre 1979. Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur H. PELISSONNIER qui, directeur du Centre de Géologie Générale et Minière, m'en a ouvert les portes, et m'a toujours montré de la bienveillance. Qu'en son nom, tout le personnel du Centre soit assuré de mon amitié.

+

Mes remerciements vont tout particulièrement à :

- Messieurs P.C. de GRACIANSKY et M. BOURBON, qui ont suivi l'élaboration de ma thèse avec une grande attention, et m'ont tous deux, dans des domaines divers, beaucoup appris ;
- Madame S. CANU, pour mille travaux de reprographie, et surtout pour son indestructible bonne humeur ;
- Madame D. LAVOCAT, qui a dactylographié ce mémoire avec une remarquable célérité, notamment de multiples travaux fort ingrats.

+

J'ai consacré environ quatre mois à des levés de terrain, en Briançonnais. Messieurs M. BOURBON et P.C. de GRACIANSKY m'y ont apporté leur immense expérience de la géologie alpine. Messieurs A. BAUD et P. TRICART m'ont également donné des indications précieuses.

Un certain nombre de travaux informatiques ont été réalisés au Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg, grâce à l'habileté et aux conseils de Messieurs Y. BESNUS et A. CLEMENT. Les autres traitements sur ordinateur ont été effectués à l'Ecole des Mines, où j'ai pu faire appel aux compétences de Mesdames H. TEIL, G. COHEN-HUBERMANN et de Monsieur J.-M. USSEGLIO.

Le chapitre consacré aux isotopes n'existerait pas si Monsieur R. LETOLLE ne m'avait pas accueilli dans son Laboratoire. Madame M. GRABLY m'y a fourni d'excellentes directives.

Enfin, j'ai pu bénéficier des reconstitutions cinématiques de Monsieur J.-L. OLIVET, du Centre Océanologique de Bretagne, avant même qu'elles soient publiées.

+

Ce mémoire doit beaucoup aux corrections très attentives :

- de Mademoiselle A.-M. KARPOFF et de Monsieur Y. BESNUS, du Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg ;
- de Monsieur R. LETOLLE, de l'Université Paris VI ;
- de Monsieur M. STEINBERG, de l'Université d'Orsay ;
- de Messieurs P.C. de GRACIANSKY, M. BOURBON et M. THIRY, de l'Ecole des Mines.

+

Enfin je tiens à assurer de ma gratitude :

- Monsieur F. WALGENWITZ, de la Société Elf-Aquitaine, qui a bien voulu faire partie du jury, et avec qui j'ai pu discuter des résultats consignés dans ce mémoire ;
- ceux qui, à l'Institut de Géologie de Strasbourg, ont su m'écouter et me conseiller : Madame C. MOSSER, Mademoiselle A.-M. KARPOFF, Messieurs Y. BESNUS, G. DUNOYER de SEGONZAC, A. PIQUE, P. TRICART : j'ai apprécié la remarquable ouverture d'esprit qui règne dans cette grande maison ;
- ceux qui, à Paris, m'ont communiqué leur point de vue : Messieurs M. DEMANGE, G. DEROO, B. GOFFE, J.-P. HERBIN, M. LEMOINE, D. MERCIER, D. MICHEL, M. RENARD, J. SIGAL, M. STEINBERG, M. THIRY ;
- le personnel de la Bibliothèque de l'Ecole des Mines, et particulièrement Madame G. VALADE, Mademoiselle M. ABELA et Monsieur G. BARBIER, pour leurs services diligents ;
- Messieurs FARRIEU et M. PINAULT, pour la confection des lames minces ;
- Monsieur R. ROZAN, pour la reprographie et Monsieur A. PINAULT, pour la reliure de ce mémoire ;
- Mademoiselle J. KUMER, pour la page de couverture ;
- Monsieur et Madame WENZEL, pour la traduction en anglais du résumé ;
- Monsieur F. BROSSE, pour la calligraphie des titres en lettres cursives du 16^e siècle.

Que tous ceux que, par mégarde, j'oublie, veuillent bien me pardonner.

+

J'achève par où j'aurais dû commencer : ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien moral et matériel de ma famille, à laquelle je le dédie.

RESUME

L'analyse minéralogique semi-quantitative, aux rayons X, de sédiments d'âge hauterivien à turonien, dans l'Atlantique Central Nord (sites 11-105, 14-137, 41-367, 41-369, 41-370, 43-386, 43-391, et 51-417 du D.S.D.P.) :

- révèle un enrichissement en silice à proximité de la dorsale médio-atlantique ;
- donne des indications spécifiques sur les milieux de diagenèse, à l'aide de minéraux accessoires ou spéciaux (pyrite, dolomite, sidérite, barytine, rhodochrosite, etc.) ;
- permet de définir, par l'intermédiaire des assemblages de phyllites, des épisodes qui, de manière indépendante du faciès lithologique, se sont succédés dans tout ou partie de l'Atlantique Central Nord. Ce bassin était séparé, depuis le Barrémien au moins, en deux parties :
 - . un domaine occidental (américain) recevant surtout des smectites, dont la nature a pu varier au cours du temps ;
 - . un domaine oriental (africain) recevant d'abord des argiles très diversifiées (kaolinite, chlorite, illite, smectite, interstratifiés, attapulгите), puis de la smectite et de l'attapulгите, enfin de la smectite seule, évolution qui témoigne tout particulièrement de milieux de sédimentation et/ou de diagenèse de plus en plus favorables aux néoformations.

Un renouvellement minéralogique, à caractère détritique continental (kaolinite, illite, chlorite), porté surtout par des faciès versicolores, uniformise progressivement la sédimentation dans le bassin, depuis le Sud-Ouest (site 391, Albien supérieur) jusqu'au Sud-Est (site 367, Coniacien) en passant par le Nord (site 105, Turonien). Ce renouvellement marque la réouverture du milieu aux circulations océaniques.

L'analyse des teneurs et de la nature du carbone organique (DEROO, à paraître) fournit des indications convergentes.

L'analyse géochimique, des éléments majeurs et de 12 éléments traces (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Zn, Ga, Cu, Pb, Sn) a été effectuée d'une part sur des "black-shales", d'âge barrémien à cénomanien, de l'Atlantique Central

Nord (sites 386 et 391), d'autre part sur des dépôts argilo-siliceux, d'âge jurassique supérieur et crétacé, des Alpes penniques françaises, pour l'essentiel du Briançonnais. Au-delà des variations de la composition chimique dûes à celles de la composition minéralogique, il est possible de reconnaître et de dissocier certaines influences qui se sont exercées sur les sédiments :

- influence du potentiel d'oxydo-réduction : richesse relative en Fe et en Mn ; conséquences, au cours de la diagenèse, d'une différence de potentiel redox entre des horizons voisins, par migration et concentration des éléments les plus mobiles, Sr notamment ;
- influence d'un milieu anoxique : matière organique d'origine marine, conservée dans les séries non métamorphisées ; richesse relative en V, Zn, Ni, Cr, Cu ;
- influence du taux de sédimentation : dans les niveaux adjacents à une lacune, et dans les niveaux condensés, des enrichissements relatifs en certains métaux sont observés, par exemple en Mn, en Cr ;
- influence d'un volcanisme sous-marin : soit sous forme de pyroclastes (augmentation des rapports Fe/Al, Ti/Al et Cr/Al) soit sous forme ionique par l'intermédiaire de solutions circulantes en provenance du basalte (augmentation du rapport Fe/Al mais non du rapport Ti/Al, enrichissement en Ba, Ni, Co, Cu) ;
- influence des érosions sous-marines locales du socle ;
- influences restant à élucider enfin, donnant lieu à des anomalies en certains éléments, par exemple en Ba ; elles pourraient éventuellement avoir une valeur stratigraphique.

Les résultats obtenus grâce aux "black-shales" de l'Atlantique servent de référence à l'étude des dépôts pélagiques profonds des Alpes. En particulier, la connaissance des corrélations entre composition minéralogique et composition chimique autorise, dans le cas des sédiments métamorphisés où seule la seconde est connue, une estimation de la première.

L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, sur les calcaires de trois séries alpines d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur, permet de porter un jugement sur l'évolution spatiale et temporelle de la salinité et/ou de la température des eaux, à la surface du bassin téthysien, et aussi sur le niveau de la productivité organique. Des indications sont ainsi données sur d'éventuels confinements, et sur l'importance des circulations océaniques.

La géochimie des éléments majeurs et traces, et la géochimie isotopique, apportent des preuves convergentes d'une différence de nature entre les Terres Noires oxfordiennes et les argilites de faciès comparable du Crétacé moyen, en domaine briançonnais et sur ses bordures :

- les premières seraient marquées par des assemblages argileux contrastés, entre des espèces détritiques héritées du continent et des espèces authigènes ; elles se seraient déposées dans un bassin relativement confiné, avec des eaux plutôt stratifiées ;
- les secondes seraient plus uniformes sur le plan des phyllites, qui auraient subi des transformations chimiques dans le milieu marin ; elles se seraient déposées dans un bassin fortement soumis à l'activité océanique (courants, productivité organique).

Enfin, le nombre élevé des données traitées rend nécessaire l'emploi de méthodes statistiques informatibles. L'une d'elles, *l'analyse factorielle des correspondances*, est ici privilégiée, car elle permet de combiner des informations très variées, quantitatives et qualitatives. C'est l'outil par excellence des approches inter-disciplinaires (sédimentologie, stratigraphie, minéralogie, géochimie, etc.)

SUMMARY

The semi-quantitative X-ray mineralogical analysis, of hauterivian-to-turonian sediments, from the Central North Atlantic (sites D.S.D.P. 11-105, 14-137, 41-367, 41-369, 41-370, 43-386, 43-387, 44-391 & 51-417) :

- reveals an enrichment in silica close to the mid-oceanic ridge ;
- gives specific information on diagenesis environments, through special minerals (pyrite, dolomite, siderite, baryte, rhodocrosite, etc.) ;
- enables one to determine, through clay associations, successive episodes, independent of the lithofacies, in the whole or in a part of the Central North Atlantic. This basin was divided, since the Barremian at least, into two parts :

- . a western (or american) domain, which received above all smectites, the nature of which could have changed in time ;
- . an eastern (or african) domain, which received at first diversified clay minerals, and then smectite and palygorskite, and finally smectite alone ; this evolution shows particularly well the existence of sedimentary and/or diagenesis environments more and more favourable to authigeneses.

A mineralogical renewal, of a detrital continental character (kaolinite, illite, chlorite), above all in variegated clays, makes the sedimentation progressively more uniform in the basin, from the South-West (site 391, Upper Albian) to the South-East (site 367, Coniacian), by way of the North (site 105, Turonian). This renewal marks the re-opening of the environment to oceanic circulations.

The analysis of the content and nature of organic carbon (DEROO, to be published) yields a similar conclusion.

Geochemical analysis, of major elements and twelve trace elements (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Zn, Ga, Cu, Pb, Sn), has been carried out, on the one hand on barremerian-to-cenomanian black-shales of the Central North Atlantic (sites 386 and 391), and on the other hand on upper-jurassic to-upper-cretaceous clay-rich sediments of the Penninic French Alps, especially of the Briançonnais. Beyond chemical composition variations due to normal variations of mineralogical composition, it is possible to perceive

and to separate specific influences exerted on the sediments :

- influence of redox potential : relative enrichment in Fe and Mn ; consequences, during the diagenesis, of a redox potential difference between neighbouring levels, by migration and re-concentration of the more mobile elements, especially Sr ;
- influence of an anoxic environment ; marine organic matter, preserved in non-metamorphic series ; relative enrichment in V, Zn, Ni, Cr, Cu ;
- influence of the sedimentation rate : in the levels neighbouring a gap, and in the condensed levels, relative enrichments in several metals are observed, for example in Mn, in Cr ;
- influence of a sub-marine volcanism : either as pyroclasts (increase in ratios of Fe/Al, Ti/Al and Cr/Al), or as ionic species, brought by migrating solutions arising from basalt (increase in ratio of Fe/Al but no of Ti/Al, enrichment in Ba, Ni, Co, Cu) ;
- influence of local submarine erosion of the substratum ;
- influence to be determined, which cause concentration anomalies for certain elements, for example Ba ; they could have a stratigraphic value.

The results obtained with the Atlantic black-shales serve as a reference for study of the deep, pelagic, alpine sediments. In particular, the knowledge of correlations between mineralogical composition and chemical composition allows, in the cases of metamorphic series for which only the second one is known, to estimate the first one.

Stable isotope analysis of oxygen and carbon has been carried out on limestones of three alpine sections dating from the Upper-Jurassic to the Upper-Cretaceous. It permits the evaluation of the spatial and temporal evolution of the salinity and/or the temperature of surface waters in the tethysian basin, as well as the level of production of organic matter. Some information is thus given on possible euxinic conditions and on the importance of ocean circulations.

The geochemistry of major and trace elements, as well as the isotopic geochemistry, give convergent proofs of a difference in nature between the oxfordian *Terres Noires* and Middle Cretaceous clays of comparable facies, from the Briançonnais domain and its surroundings :

- the former could be characterized by contrasted clay associations, between continental detrital species and authigenic species ; they could have been deposited in a basin which was relatively confined, with rather stratified water ;

- the latter could be more uniform as far as concern phyllites, which may have been transformed chemically in the marine environment ; they could have been deposited in a basin of high oceanic activity (currents, production of biogenic material).

Finally, the large number of data makes necessary the use of computerized statistical methods. One of these, *correspondance factorial analysis*, is especially useful here, because it allows varied quantitative and qualitative information to be combined. It is the tool *par excellence* of inter-disciplinary approaches (sedimentology, stratigraphy, mineralogy, geochemistry, etc.)

Chapitre A

Introduction

Ce mémoire rend compte d'une étude minéralogique et géochimique de séries pélagiques profondes du Mésozoïque, réparties en deux lots :

- le premier provenant de l'Atlantique Central Nord, et recueilli par le navire Glomar Challenger au cours des programmes J.O.I.D.E.S. (D.S.D.P., I.P.O.D.) ;
- le second provenant des domaines penniques des Alpes occidentales françaises, pour l'essentiel du domaine Briançonnais en pays Briançonnais.

L'analyse sédimentologique et stratigraphique de ces séries avait été faite au préalable, ou était menée conjointement :

- par P.C. de GRACIANSKY et J. SIGAL (à paraître) pour celles de l'Atlantique ;
- par P.Y. CHENET (1978) et M. BOURBON (1980), pour celles des Alpes.

Mais les dépôts pélagiques profonds sont caractérisés par leur grande finesse granulométrique, leur relative uniformité, et la rareté de leurs figures sédimentaires. L'observation à l'oeil nu et en lames minces s'avère limitée, lorsqu'on cherche à reconstituer les environnements de dépôt et les milieux de diagenèse. L'utilisation de moyens d'investigation plus puissants devient souhaitable.

L'analyse minéralogique semi-quantitative aux rayons X, l'analyse chimique des éléments majeurs et traces, et l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène furent choisis, dans le cadre du présent travail de thèse, tandis que l'analyse du carbone organique était assurée par G. DEROO et J.-P. HERBIN (à paraître).

Ces méthodes sont particulièrement fructueuses lorsqu'elles s'appliquent à des sédiments riches en phyllites et en éléments traces. Pour cette raison, ce sont les niveaux les plus argileux que nous avons choisis. Or, dans les séries envisagées, la majorité des faciès lithologiques s'y prête bien : "black-shales" décarbonatés au Crétacé moyen ⁽¹⁾ sur les sites profonds de l'Atlantique; Terres Noires de l'Oxfordien, schistes et jaspes à radiolaires du Crétacé moyen en Briançonnais et sur ses bordures.

Les parallèles qui seront établis entre les sédiments de l'Atlantique Central et ceux des Alpes ne seront pas seulement justifiés par une même origine pélagique profonde et des âges comparables (*pro parte*). Au Jurassique supérieur, il existe une communauté paléogéographique entre les deux domaines : leur appartenance au même système mésogéen (AUBOUIN & al., 1977). Au Crétacé, leurs histoires commencent à diverger, l'ouverture océanique se poursuivant dans l'Atlantique Central, tandis que la Téthys alpine commence à se fermer ; cependant les séries déposées présentent, jusqu'au Crétacé supérieur, des analogies importantes (BERNOULLI & JENKINS, 1975 ; GRACIANSKY & al., 1981).

Parallèlement aux interprétations géologiques proposées dans ce mémoire, on trouvera des considérations sur l'intérêt de quelques méthodes d'analyse des données, appliquées aux Sciences de la Terre. Parmi ces méthodes, l'analyse factorielle des correspondances (BENZECRI, 1970) a été privilégiée.

Vocabulaire et conventions.

L'emploi de certains termes pouvant prêter à confusion est précisée tout au long du texte, notamment :

- la nomenclature relative à l'origine et aux transformations des minéraux argileux, dans le paragraphe B-III-1-a-1 ;
- le mot "autochtone", dans une note du chapitre C-I-1 ("4° exemple").

En ce qui concerne les analyses géochimiques, les teneurs en éléments majeurs (définition dans l'annexe 1) sont exprimées en pourcentage pondéral d'oxyde dans la roche totale calcinée à 110°C ; toutefois, nous désignerons souvent ces oxydes par le symbole de l'élément seul (exemple : Al pour Al₂O₃). Les teneurs en éléments traces sont exprimées en gramme de métal par tonne de roche (ppm) (annexe 1).

⁽¹⁾ L'expression Crétacé moyen n'est pas officielle dans la nomenclature stratigraphique ; cependant, nous l'emploierons pour désigner la tranche de temps qui va de l'Aptien au Turonien, ceci par commodité.

Première Partie.

Etude minéralogique et géochimique des sédiments de l' Atlantique central Nord au Crétacé moyen.

Chapitre B

Etude minéralogique Sites

11-105	14-137	41-367
41-369	41-370	43-386
43-387	44-391	51-417

SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION.....	23
I - LOCALISATION ET FACIES. DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES MINERALOGIQUES.....	29
1. LE FORAGE 44-391C.....	29
a) Localisation et faciès successifs.....	29
b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versico- lores : nouvelles données.....	31
1. De l'Hauterivien à la fin de l'Aptien.....	31
2. Albien inférieur et moyen.....	31
3. Albien supérieur.....	33
c) Conclusion.....	33
2. LE FORAGE 11-105.....	35
a) Localisation et faciès successifs.....	35
b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versico- lores : données nouvelles.....	35
1. De l'Albien inférieur au milieu du Vraconien.....	35
2. De la fin du Vraconnien au début du Turonien.....	37
3. Le Turonien.....	37
c) Conclusion.....	37

	Page
3. LE FORAGE 43-387.....	39
a) Localisation et faciès successifs.....	39
b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores : nouvelles données.....	39
c) Conclusion.....	41
4. LE FORAGE 51-417 D.....	41
a) Localisation et faciès successifs.....	41
b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores : nouvelles données.....	42
1. Aptien supérieur et début de l'Aptien inférieur...	42
2. Albien moins Vraconien.....	42
3. Vraconien et Cénomaniens inférieurs.....	42
c) Conclusion.....	43
5. LE FORAGE 43-386.....	44
a) Localisation et faciès successifs.....	44
b) Minéralogie des "black-shales" et du début des argilites versicolores : données nouvelles.....	45
Caractéristiques communes.....	45
Différences et caractères spécifiques.....	47
c) Conclusion.....	48
6. LE FORAGE 14-137.....	49
a) Localisation et faciès successifs.....	49
b) Minéralogie des "black-shales", des marnes les précédant, et des calcaires associés : données nouvelles.....	49
c) Conclusion.....	50
7. LE FORAGE 41-367.....	51
a) Localisation et faciès successifs.....	51
b) Minéralogie des argilites rouges de l'Aptien et des "black-shales" : nouvelles données.....	53
c) Conclusion.....	53

	Page
8. LE FORAGE 41-369A.....	54
a) Localisation et faciès successifs.....	54
b) Les marnes représentatives des "black-shales" : données nouvelles sur leur minéralogie.....	55
c) Conclusion.....	55
9. LE FORAGE 41-370.....	57
a) Localisation et faciès successifs.....	57
b) Minéralogie des "black-shales" et de leurs niveaux précurseurs : données nouvelles.....	57
1. Barrémien supérieur et début de l'Aptien inférieur	57
2. De la fin de l'Aptien inférieur à la première moitié de l'Albien moyen.....	58
3. Seconde moitié de l'Albien moyen.....	58
c) Conclusion.....	58
II - REPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES : UN SCHEMA S'ENSEMBLE POUR L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD.....	59
1. EXISTENCE D'UN NOMBRE LIMITE DE PARAGENESES ARGILEUSES..	59
2. SUCCESSION DANS LE TEMPS DES PARAGENESES ARGILEUSES ET REPARTITION SPATIALE DE CELLES-CI : LES "EPISODES-TYPE".	64
Remarque importante : attapulгите, smectite et taux d'accumulation.....	64
3. CORRELATIONS A TRAVERS LE BASSIN.....	64
4. CONCLUSION.....	66
Remarque : absence d'une diagenèse systématique d'enfouissement.....	66
III - INTERPRETATIONS DES DONNEES MINÉRALOGIQUES.....	67
1. LES MINÉRAUX RENCONTRES : ORIGINE, MILIEUX DE DEPOT ET MILIEUX DE DIAGENESE.....	67
a) Les phyllites.....	67
a.1. Remarque préliminaire : nomenclature.....	67
a.2. La kaolinite : un minéral d'altération continentale en climat chaud et humide.....	68
a.3. La chlorite, l'illite et les interstratifiés : des origines diverses possibles.....	69

	Page
a.4. La smectite : des néoformations diagénétiques précoces.....	74
a.5. L'attapulgitite : un produit néoformé au cours de la diagénèse.....	77
a.6. Conclusion générale sur les phyllites.....	79
b) Le quartz, les zéolites, l'opale-CT. Le problème des silicifications.....	80
b.1. Le quartz.....	80
b.2. Les zéolites et l'opale-CT.....	80
b.3. Le problème des silicifications. Sources possibles de la silice.....	81
c) L'apatite.....	83
d) Les "minéraux spéciaux" : pour l'essentiel, des minéraux néoformés <i>in situ</i>	83
d.1. Les carbonates.....	84
d.2. La pyrite. Néoformations de smectites.....	87
d.3. La barytine : un minéral néoformé au cours de la diagénèse.....	88
d.4. Oxydes et hydroxydes : des origines plus diverses.....	89
d.5. Conclusion sur les "minéraux spéciaux".....	90
2. UNE INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES RELATIVES AU CRETACE MOYEN, DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD CONCLUSION.....	91
ERRATA.....	95

INTRODUCTION : RAPPELS SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA LITHOLOGIE DE LA SERIE PELAGIQUE ETUDIEE.

Nous présentons ici une étude minéralogique concernant, pour l'essentiel, le Crétacé moyen⁽⁺⁾, sur 9 sites forés au cours du programme

(+) L'expression "Crétacé moyen" n'est pas officielle dans la nomenclature stratigraphique, cependant nous l'emploierons pour désigner la tranche de temps qui va de l'Aptien au Turonien, ceci pour des raisons de commodité.

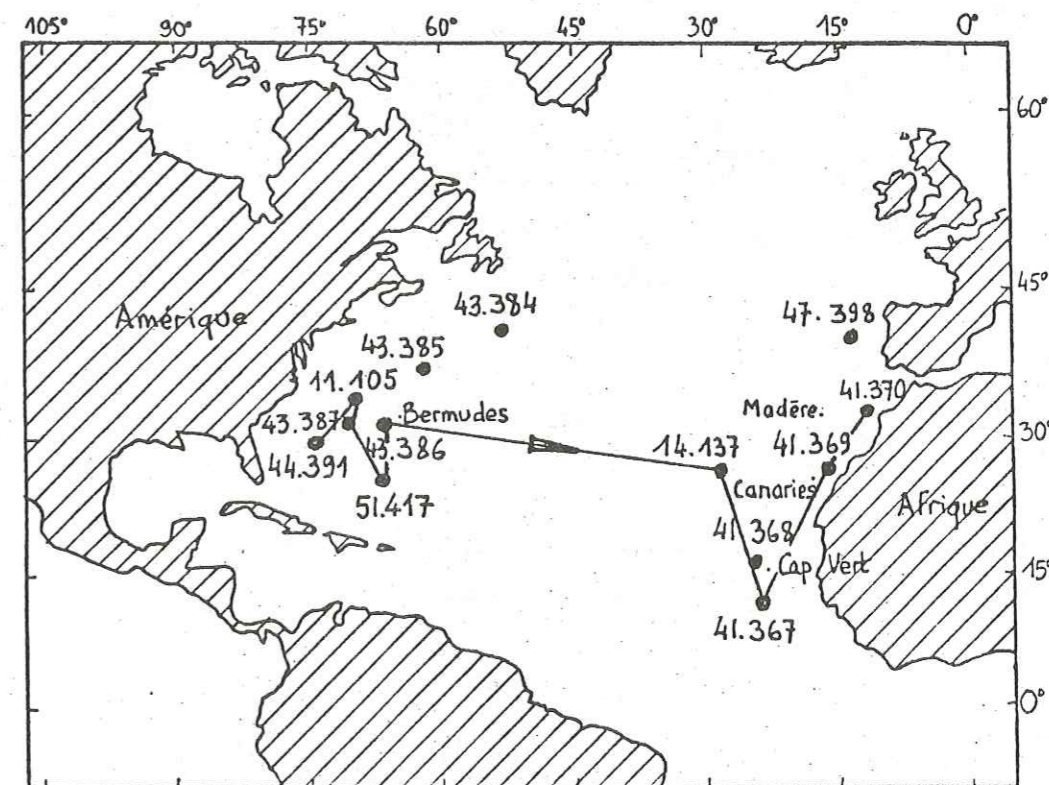


FIGURE 1 : Localisation des sites étudiés dans l'Atlantique Central Nord.

L'itinéraire fléché indique l'ordre dans lequel ils sont décrits dans le texte.

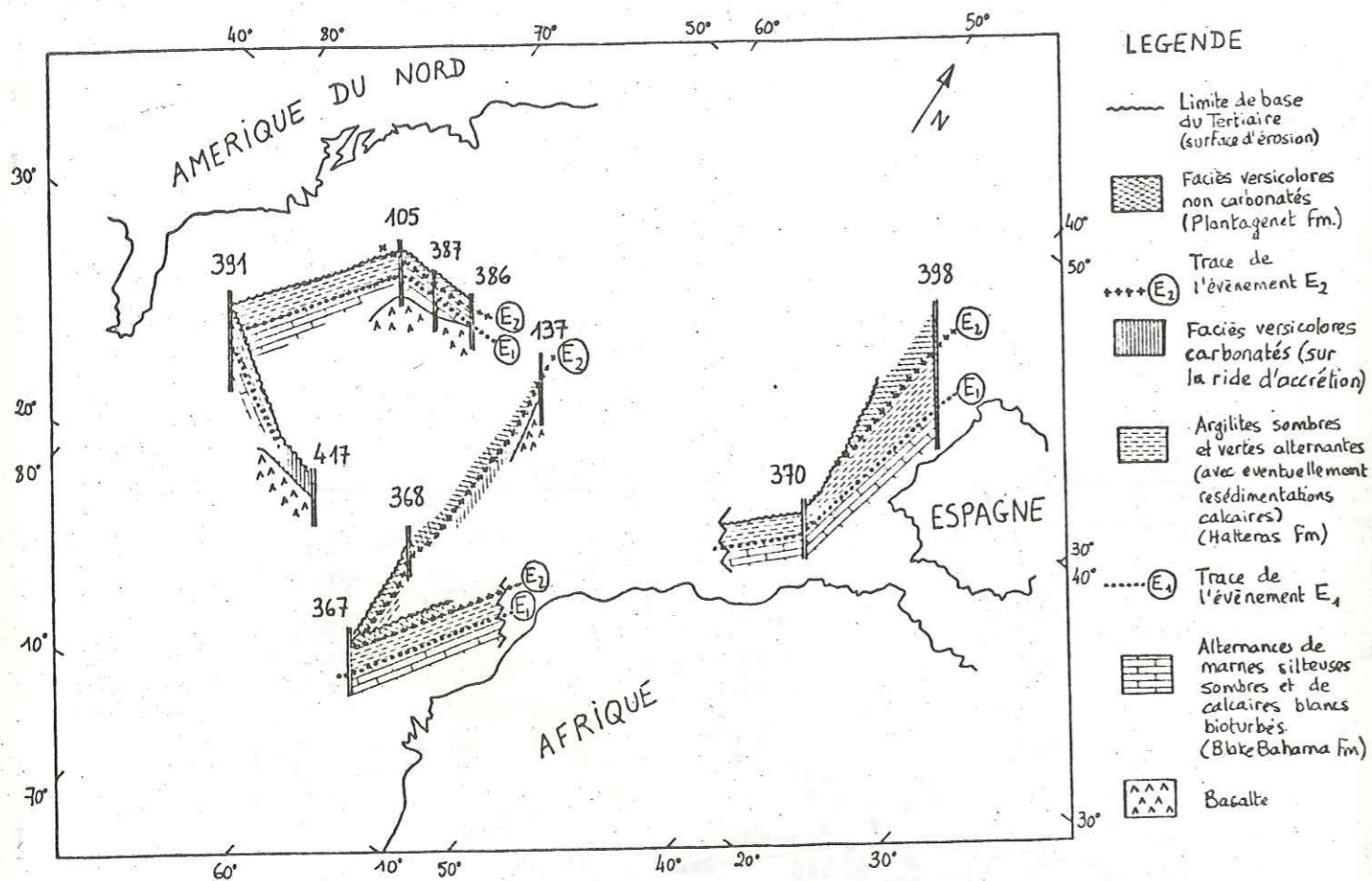


FIGURE 2 : Les principales unités lithologiques du Crétacé moyen dans l'Atlantique Central Nord. (repris de GRACIANSKY, à paraître).

J.O.I.D.E.S., dans l'Atlantique Central Nord⁽⁺⁾ (figure 1) :

- 11-105, 44-391 et 43-387 dans le bassin américain ;
- 43-386, 14-137 et 51-417 près de la ride d'accrétion à l'époque ;
- 41-367, 41-369 et 41-370 au pied de la marge africaine.

Les analyses par diffractométrie aux rayons X ont été effectuées à l'Ecole des Mines par M. THIRY, qui a également assuré l'interprétation des diagrammes de poudre. En routine, l'évaluation semi-quantitative des teneurs atteint une précision relative de 10 à 15 %. Tous les échantillons ont été prélevés par P.C. de GRACIANSKY (voir tableaux en annexe).

Rappelons les données stratigraphiques principales.

La succession lithologique la plus fréquente peut être décrite schématiquement comme suit (figures 2 et 3) :

- 1) Du Tithonique supérieur au Barrémien supérieur, se déposent des alternances de marnes et de calcaires (ou de marnes laminées et de marnes non laminées) : c'est la formation de Blake-Bahama (JANSA & al., 1979).
- 2) A la fin du Barrémien, ou à l'Aptien, suivant les points, le taux de sédimentation chute brusquement : c'est l'évènement E₁ (SIGAL, à paraître), qui se manifeste par une forte condensation ou même souvent par une lacune, et qui prend fin au plus tard 4 à 5 millions d'années après son apparition. Cet évènement est enregistré aussi bien en environnement profond qu'en environnement de plate-forme (cf. changement de faciès dans le puits 392 foré sur le Blake Nose ; BENSON, SHERIDAN & al., 1978). Après E₁, le taux de sédimentation redevient au moins ce qu'il était auparavant, et souvent se renforce.

(+) Nous désignerons par Atlantique Central Nord, la partie de l'Atlantique Nord comprise entre deux lignes NO-SE : la première, entre 40 et 50° N coïncide avec la zone de fractures qui joint les Grands Bancs de Terre-Neuve et Gibraltar ; la seconde, entre 15 et 25° N, relie les Bahamas et le delta du Niger. Dans cette région, le début de l'expansion océanique est généralement datée du Lias (LANCELOT, 1980).

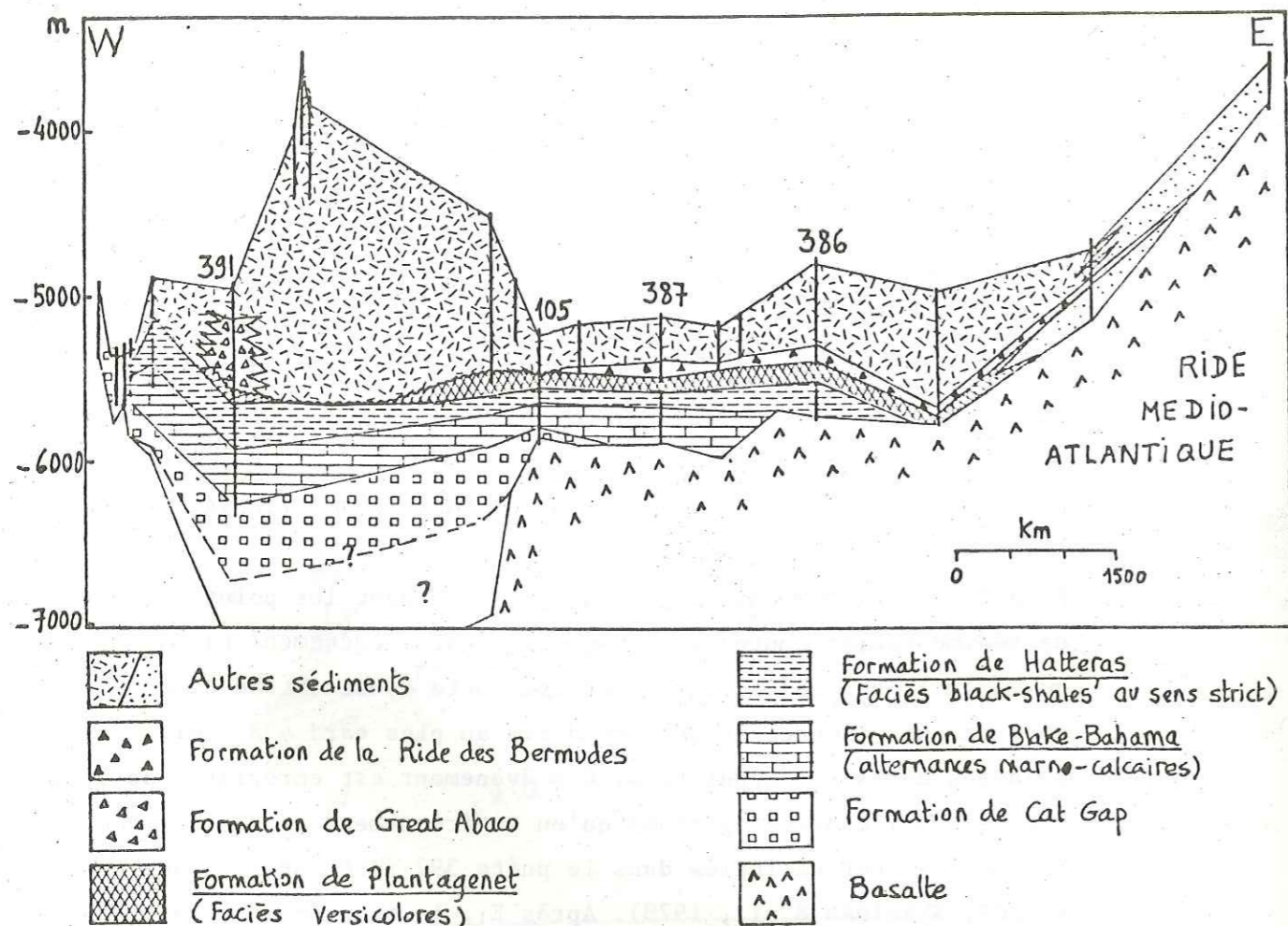


FIGURE 3 : Terminologie adoptée par L.F. JANSÁ & al., (1979) pour les principales unités lithologiques du Crétacé moyen, dans la partie occidentale de l'Atlantique Central Nord.

3) Les sédiments qui viennent alors témoignent de conditions océaniques très agressives vis-à-vis des carbonates : sur tous les sites profonds, les calcaires présents sont resédimentés. Les dépôts sont constitués, pour l'essentiel, d'argilites :

. A l'Albien, ce sont le plus fréquemment⁽⁺⁾ des alternances noires et verdâtres, auxquelles on attribue souvent le terme ambigu de "black-shales" : c'est la formation de Hatteras (JANSÁ & al., 1979). Sur certains sites (51-417 et 418) on trouve au contraire des argilites calcaires versicolores (noires, vertes, olive, jaunes, ocre, rouges, brunes, etc.) ; il est probable que cette unité lithologique concerne toute la ride d'accrétion à cette époque : cela signifierait que les conditions au fond de la mer y étaient plus oxydantes que dans les plaines abyssales, et sans doute aussi plus changeantes.

. A partir du Vraconien, les argilites deviennent plutôt versicolores, avec toutefois des exceptions locales (site 43-386 par exemple).

4) Vers le début du Cénomanién, une nouvelle réduction du taux de sédimentation se manifeste : c'est l'évènement E₂ (SIGAL, à paraître), condensation ou lacune selon les points. Sa durée est variable, de même que sa signification (ibid.).

5) Enfin, à partir du Turonien, le calcaire tend à regagner le terrain qu'il avait perdu. Seules les aires profondes reçoivent encore des argilites pures, le plus souvent versicolores (à couleur rouge dominante ; formation de Plantagenet ; JANSÁ & al., 1979) ; les argilites noires persistent encore dans une portion du bassin située entre la dorsale, les Canaries et la marge africaine, ceci jusqu'au Coniacien (sites 367 et 368) où elles sont remplacées à leur tour de manière récurrente par des argilites rouges.

6) Le Crétacé est tronqué à divers niveaux, selon les sites, par une surface d'érosion qui précède les terrains discordants du Tertiaire.

La description schématique qui vient d'être faite de la série crétacée, doit être complétée par plusieurs remarques :

a) Le mot de "black-shales" est traditionnellement employé, depuis les rapports descriptifs initiaux des forages, pour désigner une unité lithologique dont les caractéristiques sont aujourd'hui connues avec beaucoup plus de précision. En réalité, la couleur n'est pas strictement noire, mais variable du noir au gris ou au vert-olive. Et le

(+) il existe aussi, quelquefois, des termes versicolores.

terme "shale", qui suppose, dans son acception pétrologique classique, certaines caractéristiques de granulométrie, doit être ici élargi à des argilites, à des silts (décarbonatés ou marneux), et même à des sables (cas fréquent des sables à radiolaires).

- b) Ceci posé, l'expression "black-shales" ne doit plus comporter de référence à la teneur en matière organique (TISSOT & al., 1979). Une confusion dans ce sens s'est quelquefois établie, parce que les "black-shales" peuvent contenir, éventuellement, des horizons riches en carbone organique. Mais de tels épisodes prennent place à des époques tout-à-fait déterminées, et leur signification, a priori, doit être recherchée indépendamment du faciès qui les abrite (GRACIANSKY & al., à paraître).
- c) Globalement, E₁ et E₂ encadrent une période pendant laquelle la profondeur de compensation de la calcite (CCD) est faible. Dans le détail, en certains points (41-367 et 44-391 par exemple), le passage du fond de la mer sous la CCD précède un peu l'évènement E₁.
- d) Le caractère général de la série pélagique décrite ne doit pas faire oublier les traits régionaux propres à chacun des sites. Nous avons vu, déjà, une différence entre les plaines abyssales et la dorsale. Il peut y avoir aussi des apports détritiques locaux, depuis des couches contournées jusqu'à de fines turbidites. Toutefois, c'est la fraction pélagique qui retiendra surtout notre attention dans cette étude, car elle est susceptible de refléter l'histoire des milieux de sédimentation.
- e) Nous désignerons souvent par "unité versicolore", dans la suite de l'exposé, non pas la seule formation de Plantagenet, toute entière postérieure à E₂, mais l'ensemble des argilites versicolores (telles qu'elles s'établissent dès le Vraconien, par exemple, sur le site 391).

FIGURE 4 : Schéma comparatif des épaisseurs de la série crétacée, sur les 9 sites D.S.D.P. étudiés. (voir figure ci-contre).
Les forages ont été calés sur le début du Vraconien, seule période représentée par des sédiments dans tous les puits.

I. LOCALISATION ET FACIES. DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES MINERALOGIQUES.

L'ordre suivi dans la description est indiqué par l'itinéraire fléché (figure 1).

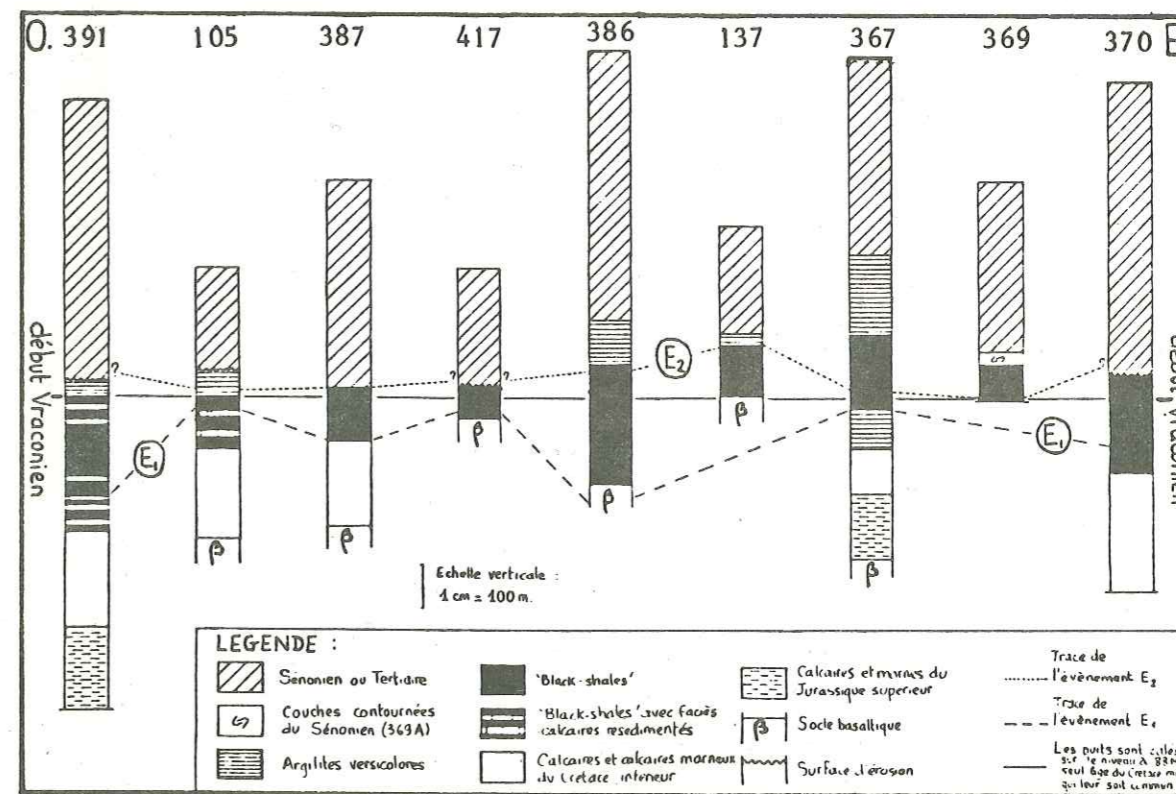
1. LE FORAGE 44-391C.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 4974 mètres de fond, dans le bassin de Blake-Bahama au large de l'escarpement de Blake, le puits 44-391C (28°13.61'N ; 75°37'W) a récupéré 357,8 mètres de sédiments carottés pour une pénétration de 1412 mètres (BENSON, SHERIDAN & al., 1978).









Le Tithonique a été atteint, ce qui n'est pas très fréquent dans l'Atlantique. Les principales unités lithologiques du Secondaire sont, de bas en haut (figure 4) :

- des calcaires rouges et des marnes au Tithonique inférieur ; à leur toit l'horizon sismique C (*ibid.*) ;
- des turbidites calcaires et des marnes sombres laminées, au Crétacé inférieur ; à leur toit se situe l'horizon sismique β (*ibid.*) ;









Age	N° CAROTTES	PUITS (éventuellement : FACIES concernés)			
		LITHOLOGIE	FACIES MINÉRAUX SPECIAUX	ROCHE TOTALE	FRACTION FINE
				N° SECTION	

MINÉRALOGIE : ROCHE TOTALE



-  quartz
-  phyllites
-  calcite
-  opale-CT
-  zéolites
-  pyrite
-  divers
-  divers

- AB = argilites brunes
- AC = argilites calcaires
- ACV = argilites calcaires verdâtres
- AN = argilites noires
- ANL = argilites noires laminées
- AO = argilites olive
- AR = argilites rouges
- AV = argilites vertes
- M = marnes
- MB = marnes brunes
- ML = marnes laminées
- MNL = marnes gris-vert sans laminations
- MS = marnes silteuses
- MV = marnes verdâtres
- S = silts
- SC = silts calcaires
- SR = sables à radiolaires

MINÉRALOGIE : FRACTION FINE

-  kaolinite
-  chlorite
-  illite
-  smectite
-  interstratifiés
-  attapulgite

LITHOLOGIE : FACIES DOMINANT

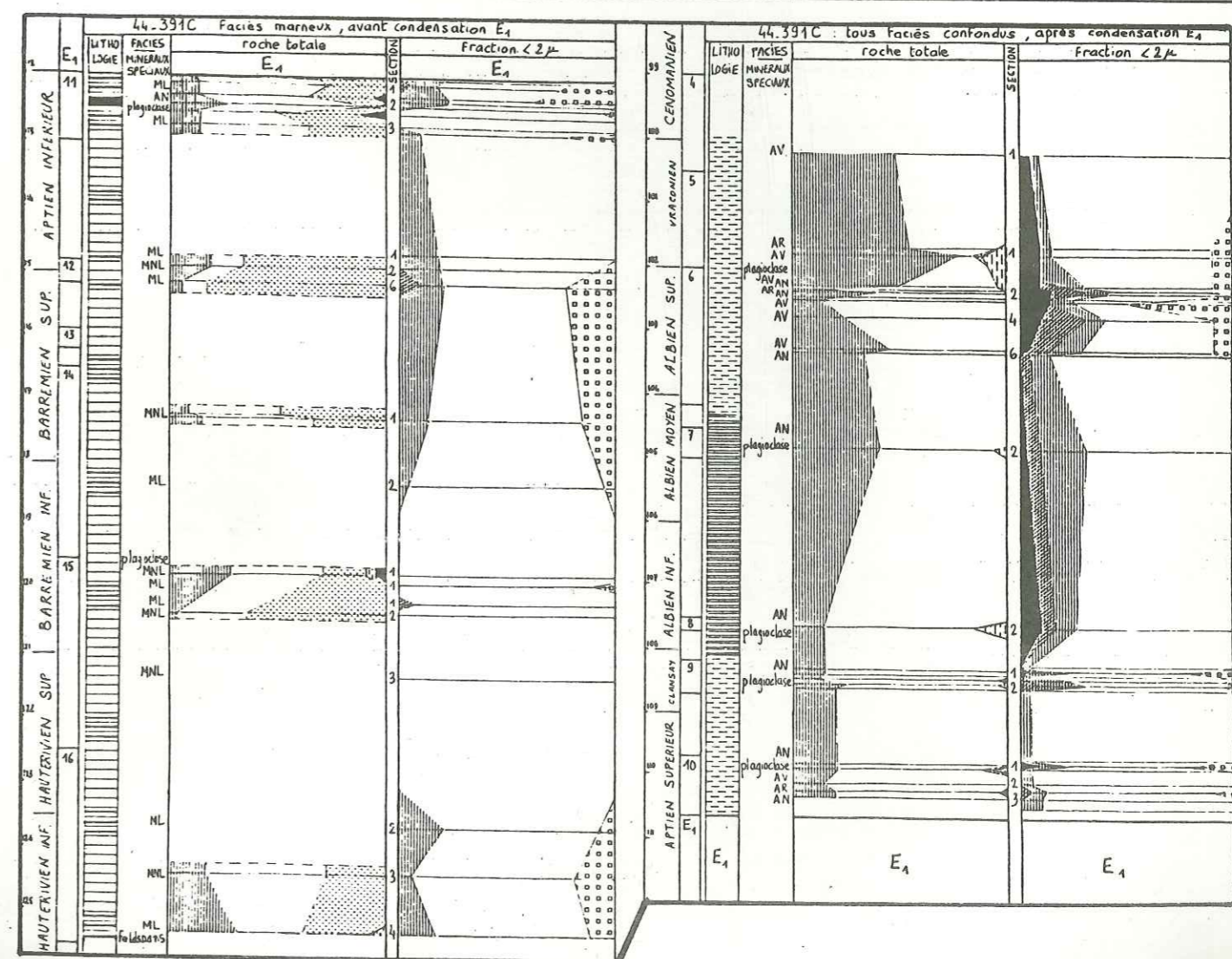
-  Marnes non laminées
-  Marnes laminées sombres
-  Argilites noires
-  Argilites noires à vertes
-  Argilites versicolores
-  Argilites rouges
-  Argilites brunes à vertes
-  Chert
-  détritisme abondant
-  détritisme diffus

Remarques importantes :

- Les interstratifiés dont il est question sont tous des interstratifiés 10-14 (illite-smectite ou chlorite-illite).
- Les zéolites dont il est question appartiennent toutes à la famille des clinoptilolites.

- des alternances de calcaires et de marnes, celles-ci noires laminées ou gris-vert sans laminations⁽⁺⁾ à la fin du Barrémien et à l'Aptien inférieur ; certaines sont riches en matière organique et constituent un faciès assimilable aux "black-shales", dans un environnement déjà situé au voisinage de la CCD (preuves de dissolutions ; argilite noire : 11/1/149-150 cm) ;
- après une lacune probable (20 m de sédiments manquent) de l'Aptien supérieur basal (événement E₁), des argilites alternativement noires et vertes, carbonées, et plus rarement des argilites rouges : c'est l'épisode des "black-shales" décarbonatés, qui se poursuit jusque vers la limite Albien moyen/Albien supérieur ;

(+) Nous soulignons les faciès dont la composition minéralogique est concernée par cette étude (en italiques).



- des argilites versicolores prennent alors progressivement le relais, jusqu'au début du Cénomaniens au moins.

Ensuite, après une lacune importante (événement E₂, horizon A), viennent des dépôts détritiques du Miocène. Ils reposent sur une surface d'érosion communément visible au pied de la marge américaine (TUCHOLKE & MOUNTAIN, 1979).

b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores : nouvelles données (figure 5).

Nous distinguerons trois épisodes successifs :

1. De l'Hauteriviens à la fin de l'Aptien (carottes 16 à 9).

L'évènement E₁ marque la disparition complète du calcaire, mais n'entraîne aucune modification dans les proportions relatives des autres constituants minéralogiques. Toutefois le passage du site sous la CCD est un peu antérieur à E₁ : marnes et calcarénites (resédimentées) alternent jusqu'en 11/1/150 cm, où apparaissent des intercalations d'argilites laminées sombres. Faisons remarquer aussi le caractère particulièrement carbonaté de la carotte 12. Après E₁ les carottes 10 et 9 contiennent des niveaux versicolores.

Pendant tout cet épisode, la fraction fine est largement dominée par la smectite. Lorsque l'illite et les interstratifiés sont présents, c'est de façon simultanée. Signalons enfin les teneurs, faibles mais régulières, en pyrite ; ce minéral disparaîtra par la suite.

2. Albien inférieur et moyen (carottes 8 et 7).

Cette époque est étudiée ici sur 2 échantillons seulement. Mais ils sont très représentatifs du dépôt, uniquement constitué d'argilites noires.

La première rupture importante dans la composition minéralogique intervient vers la fin du Clansayésien : le quartz et le plagioclase sont plus abondants ; à la smectite, encore dominante, s'ajoutent la kaolinite, la chlorite et l'illite, en proportions comparables.

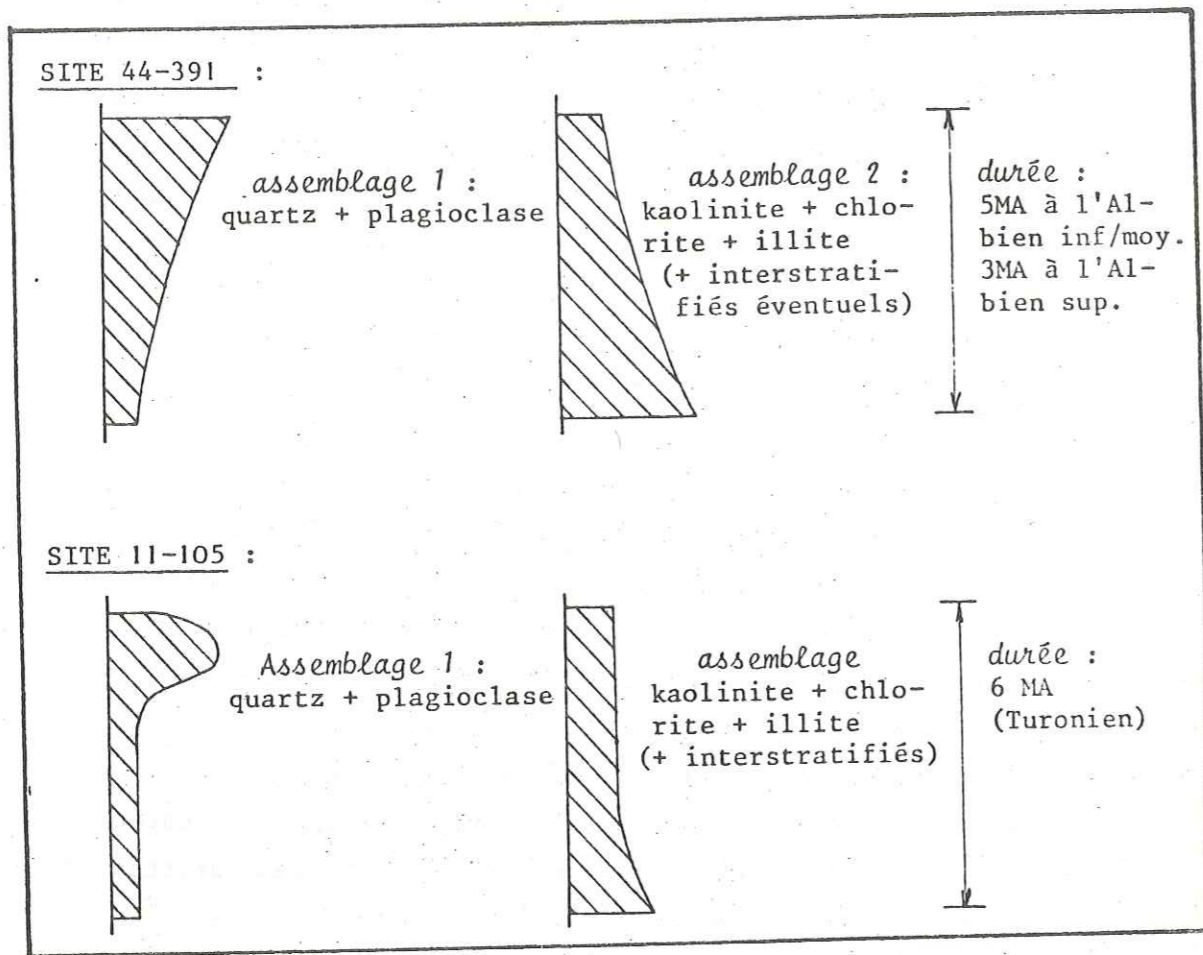


FIGURE 6 : Organisation observée dans les assemblages de minéraux détritiques, à l'Albien sur le site 391C, et au Turonien sur le site 105.

Deux épisodes du même type sont distingués à l'Albien, dans le puits 391C, d'après la composition en minéraux terrigènes (quartz et plagioclase d'une part, kaolinite + illite + chlorite d'autre part). Pour chacun de ces épisodes, les teneurs de ces minéraux semblent se répartir comme l'indique la figure : abondance de la triade argileuse à la base, du quartz et du feldspath au sommet.

Dans le puits 105, un épisode comparable est observé au Turonien, mais avec des variations de teneurs plus brutales.

Cette organisation, visible sur les données dont nous disposons, doit être prise avec précaution : il existe en effet des vides de récupération importants entre les carottes, susceptibles de la mettre en question.

3. Albien supérieur (carottes 6 et 5).

Les carottes 6 et 5 permettent d'observer une crise de la sédimentation contemporaine de l'arrivée des argilites versicolores : la part des phyllites augmente d'abord brusquement, et leur composition se modifie : kaolinite, chlorite et illite interviennent pendant 1 M.A. environ avec des teneurs deux fois plus fortes qu'auparavant, et les interstratifiés réapparaissent. Vient ensuite, tout aussi brutalement, un horizon beaucoup plus riche en quartz et en plagioclase, auquel correspondent des lithologies particulières ; la smectite retrouve le premier rang qu'elle avait perdu.

c) Conclusion.

Nous retiendrons les traits minéralogiques suivants :

- derrière la *smectite*, presque toujours majoritaire, la fraction argileuse montre deux types d'association :
 - . *illite + interstratifiés* jusqu'au Clansayésien ;
 - . *kaolinite + chlorite + illite* ensuite ;
- malgré un nombre d'échantillons un peu trop faible, une "séquence" du même type semble repérable à l'Albien inférieur/moyen et à l'Albien supérieur (figure 6). Les apports paraissent ainsi s'effectuer en deux vagues :
 - . la première, assez amortie, au Clansayésien, c'est-à-dire bien après E₁ et, partant, bien après le passage sous la CCD ou l'établissement des "black-shales" ;
 - . la seconde, plus forte, se manifeste à l'approche du Vraconien et correspond à l'arrivée des argilites versicolores.

Cette évolution minéralogique peut être confrontée au schéma proposé par J.S. SCHLEE & L.F. JANSÁ (1981 ; voir aussi FOLGER & al., 1979) pour résumer l'évolution de la marge nord-américaine au moment où se déposent les "black-shales" (figure 7). Depuis les phases initiales de l'ouverture océanique, une construction carbonatée se perpétue sur le bord du talus, mais elle cesse de fonctionner à la fin du Barrémien. Alors les sédiments terrigènes ne sont plus piégés sur la marge, mais peuvent dévaler vers les plaines abyssales.

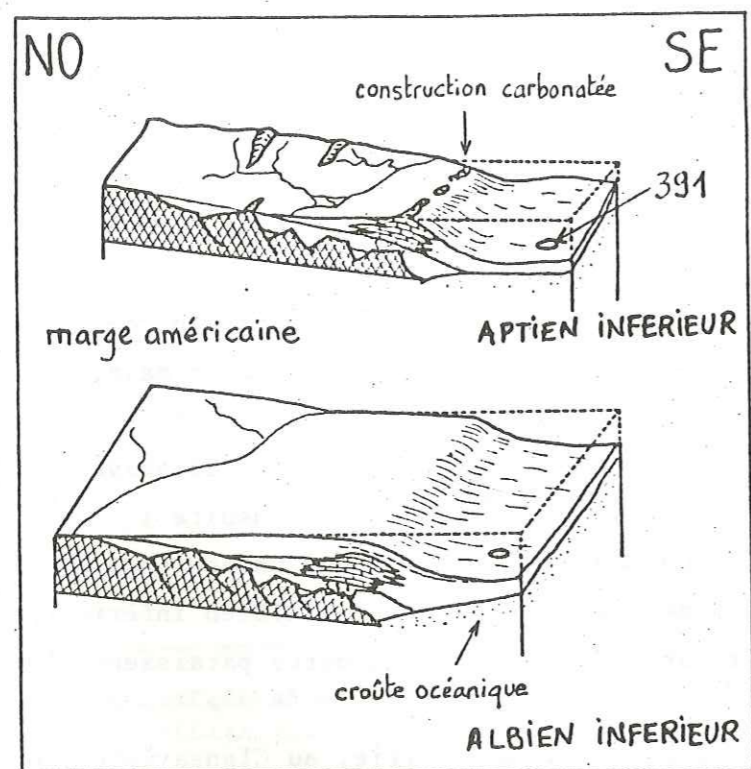


FIGURE 7 : Deux stades du développement de la marge continentale nord-américaine. La construction carbonatée cesse de fonctionner au moment de l'évènement E₁ (site 44-391) (repris de SCHLEE & JANSKA, 1981).

2. LE FORAGE 11-105.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 5251 mètres de fond, dans le bassin du cap Hatteras au sud-ouest de New-York et au pied du glacis continental (soit à environ 200 kilomètres du talus de la marge américaine), le puits 11-105 (34°54'N ; 69°10'W) a récupéré environ 300 mètres de sédiments carottés pour une pénétration de 633 mètres, dont les 9 mètres finals dans du basalte. Là encore, l'âge des derniers sédiments atteints est ancien : Oxfordien/Kimméridgien (HOLLISTER, EWING & al., 1972). Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des calcaires argileux rouges au Malm ;
- puis avec le Crétacé inférieur, des calcaires blancs à gris, au moins jusque dans l'Aptien inférieur, le reste de l'Aptien étant marqué par une lacune (évènement E₁, horizon sismique β ; *ibid.*) ;
- des argilites alternativement noires et vertes, carbonées, à l'Albien : c'est l'épisode des "black-shales", terminé par une lacune du Cénomanién (évènement E₂, horizon A* ; *ibid.*) ;
- en discordance, des argilites versicolores du Cénomanién terminal au Turonien/Sénonien inférieur.

Ensuite, après une nouvelle discordance (horizon A), des dépôts hémipélagiques du Cénozoïque, à partir de l'Eocène inférieur (?).

b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores : données nouvelles (figure 8).

L'évènement E₂, qui scinde la période étudiée en deux parties, n'est pas une coupure pertinente sur le plan minéralogique. Nous distinguerons trois épisodes successifs :

1. De l'Albien inférieur au milieu du Vraconien (carottes 16 à 11).

Dans les "black-shales" de cette époque, nous relevons que :

- le quartz et les phyllites laissent une place assez grande aux zéolites et à l'opale-CT (Albien inférieur et début de l'Albien moyen) puis aux zéolites seules ;
- la fraction fine est très monotone : partout la smectite domine, accompagnée d'un peu d'illite.

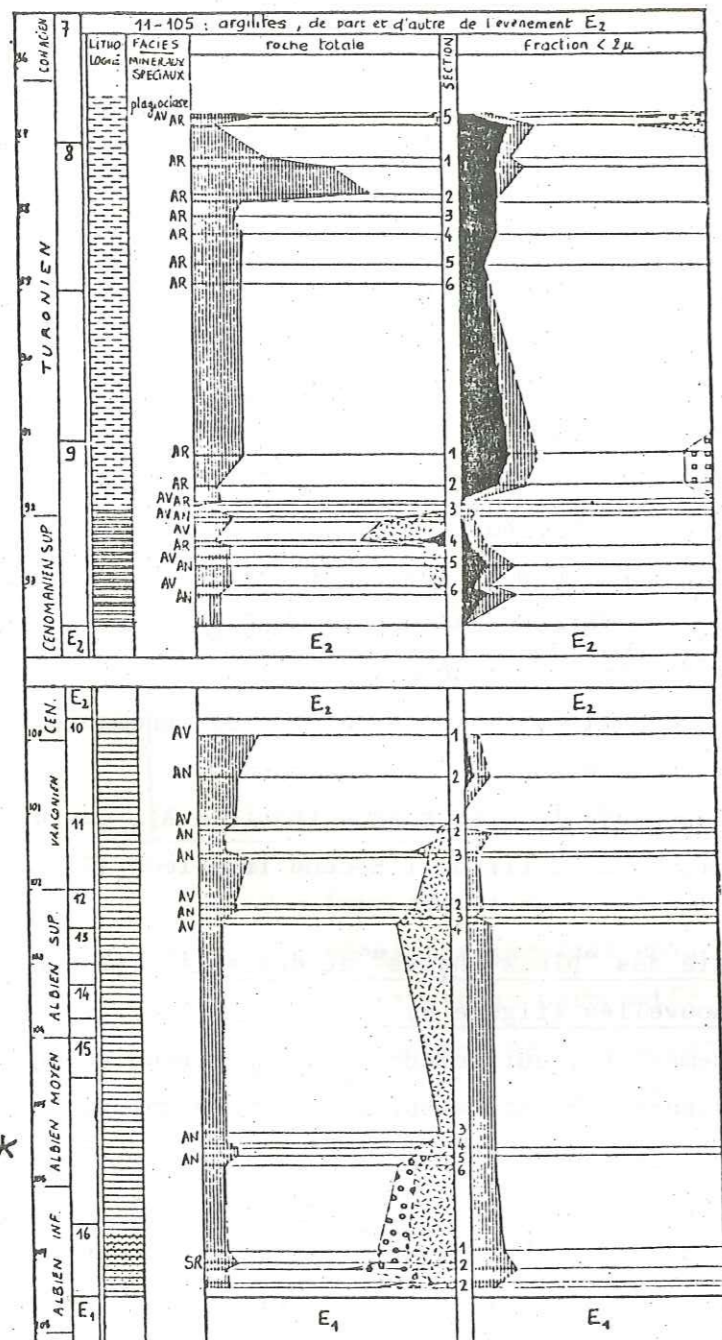


FIGURE 8 : Minéralogie du puits 11-105 au Crétacé moyen.

Sur la signification des astérisques, voir "errata" page 95.

2. De la fin du Vraconien au début du Turonien (carottes 10 et 9 p.p.).

Un peu avant E₂, les zéolites disparaissent. La carotte 10 en est dépourvue. On les retrouve dans la moitié inférieure de la carotte 9 (bas de la section 3 - section 6), avec de la pyrite. Trois lithotermes se succèdent : argilites noires et vertes dans la carotte 10 avant E₂, et argilites noires carbonées dans la carotte 9 après E₂.

Les phyllites ont même composition de part et d'autre de E₂ : la smectite laisse une place limitée à la kaolinite et à l'illite.

3. Le Turonien (fin de la carotte 9 à début de la carotte 7).

Au Turonien, les argilites versicolores se déposent exclusivement. La proportion relative du quartz et des phyllites n'est pas sensiblement modifiée, sauf au sommet de la carotte 8 (sections 1 et 2), d'une manière importante mais brève. Au sein des argiles, la smectite est encore majoritaire, mais la kaolinite est deux fois plus abondante qu'auparavant. Il y a aussi, au début de cet épisode, des petites teneurs d'interstratifiés (carotte 9, sections 1 et 2).

c) Conclusion.

Nous retiendrons les caractéristiques suivantes de la minéralogie :

- la présence de zéolites à deux niveaux :
 - . à l'Albién, accompagnée ou non d'opale-CT, dans un milieu largement constitué de smectite, et où les radiolaires sont abondants ;
 - . au Cénomanién supérieur, dans un milieu carboné, minéralogiquement comparable, mais où cette fois la kaolinite est présente.
- L'existence de deux épisodes à kaolinite :
 - . le premier encadrant E₂ ;
 - . le second, avec des proportions assez fortes, lors de l'établissement du faciès versicolore. A ce propos, le Turonien rappelle ici la "séquence" mise en évidence sur le forage 391C : kaolinite, illite, interstratifiés à la base ; quartz et plagioclase au sommet. Mais cette fois la disposition n'est plus symétrique (figure 6).

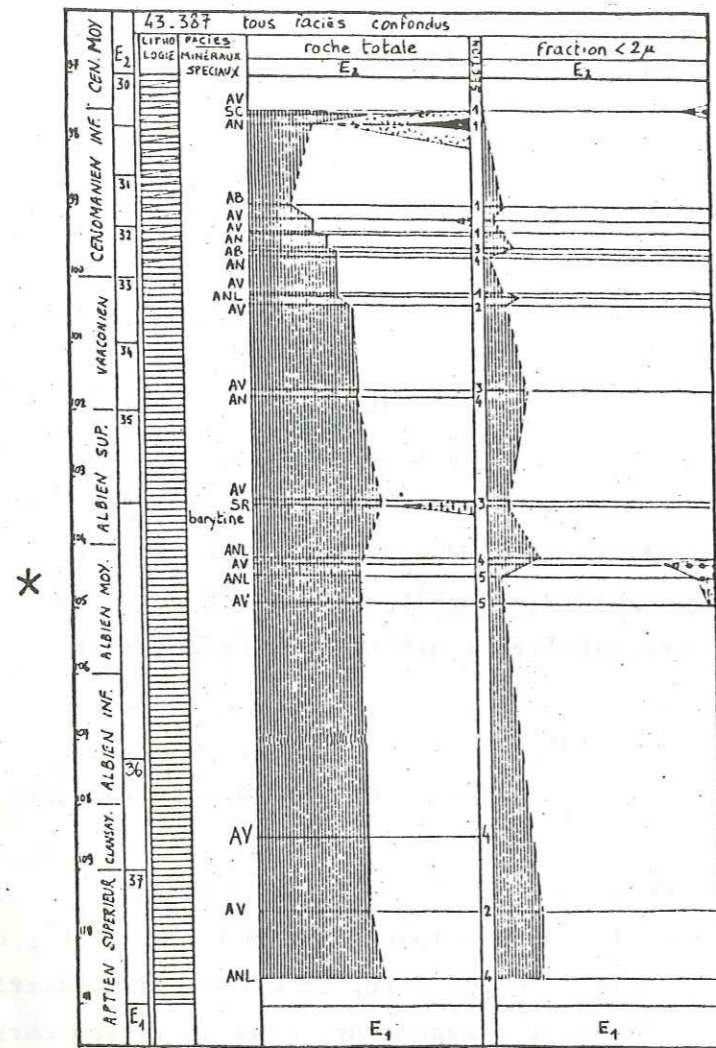


FIGURE 9 : Minéralogie du puits 43-387 au Crétacé moyen.

3. LE FORAGE 43-387.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 5117 mètres de fond, sur la terminaison occidentale de la ride des Bermudes, 220 kilomètres à l'Ouest de l'archipel du même nom, le puits 43-387 (32°19.20'N ; 67°40'W) a récupéré 178,2 mètres de matériel carotté, pour une pénétration de 794,5 mètres dont 2,9 dans du basalte. Les dépôts les plus anciens sont datés du Berriasien (TUCHOLKE, VOGT & al., 1979).

Il convient de fournir quelques précisions sur la ride des Bermudes, qui serviront à nouveau pour les sites 43-386 et 51-417 : il s'agit d'un vaste bombement du socle océanique (2000 km du SO au NE, 1000 km du SE au NO), avec une élévation d'environ 1300 mètres par rapport aux plaines abyssales environnantes. Cette anomalie topographique du substratum n'est pas encore datée : le volcanisme des Bermudes elles-mêmes est oligocène, mais une partie au moins de la ride du même nom s'est formée, normalement, par accrétion au niveau de la dorsale (DONNELLY, FRANCHETEAU & al, 1979). La partie méridionale de cette ride a une couverture sédimentaire beaucoup plus réduite et discontinue que sa partie septentrionale.

Les principales unités lithologiques du Mésozoïque visibles sur le forage 43-387 sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des calcaires jusqu'à l'Aptien inférieur, suivis par une lacune pendant le reste de l'Aptien (événement E₁, horizon sismique β) (TUCHOLKE, VOGT & al., 1979) ;
 - des argilites, le plus souvent noires ou vertes, carbonées, jusqu'au début du Cénomaniens inférieur : ce sont les "black-shales" ;
 - puis des argilites brunes à vertes, au sein desquelles passe l'importante lacune qui marque l'évènement E₂ ; ce faciès prend fin vers la limite Campanien/Maestrichtien (horizon A, *ibid.*) ;
 - c'est alors un épisode marneux, peu avant le début du Paléocène.
- Ensuite, au Cénozoïque, il se dépose des sédiments siliceux divers : boues à radiolaires, argilites siliceuses et cherteuses, turbidites siliceuses, etc.

b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores : nouvelles données (figure 9).

Entre les événements E₁ et E₂, la composition de la roche totale se caractérise par des teneurs élevées en quartz (50 à 60 %), qui

toutefois décroissent un peu au cours du Cénomanién inférieur (→ 20-30 %). Le reste est constitué de phyllites, avec quelques exceptions :

- un sable à radiolaires riche en barytine (35/3/47-49 cm) ;
- des occurrences de zéolites et d'opale-CT, la plus haute teneur s'accompagnant de pyrite (20 % chaque, dans une argilite noire ; échantillon 30/1/130-150 cm). Cela correspond à un horizon carboné (matière organique d'origine marine), riche en radiolaires.

La fraction fine est monotone, dominée par la smectite, à côté de laquelle l'illite est seule présente de façon permanente, avec des teneurs qui s'abaissent irrégulièrement de bas en haut (20 % → 0). Les interstratifiés et l'attapulgite font de rares apparitions, en petites quantités.

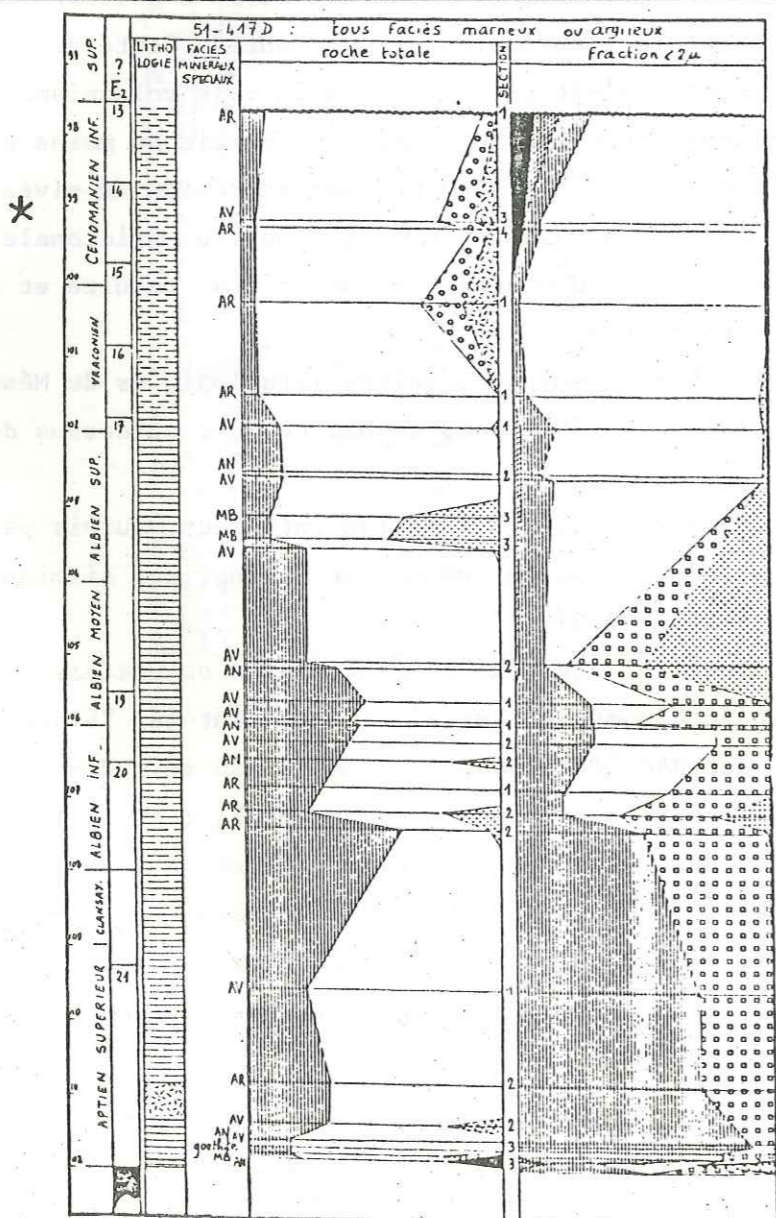


FIGURE 10 : Minéralogie du puits 51-417 D au Crétacé moyen.

c) Conclusion.

C'est l'abondance du quartz, entre E₁ et E₂, dans un environnement éloigné des apports continentaux les plus directs, que nous retiendrons ici comme le fait marquant.

4. LE FORAGE 51-417 D.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 5482 mètres de fond, entre la zone de fractures Abaco au sud et la zone de fractures Blake au nord, sur la partie la plus méridionale de la ride des Bermudes (voir II.A.3.a.), immédiatement au nord du passage Vema qui relie les deux plaines abyssales de Hatteras et de Nares, le puits 51-417D (25°06.69'N. ; 68°02.81'W) a récupéré 320,8 mètres de matériel carotté dont 57,6 mètres de sédiments, pour une pénétration de 708,5 mètres dont 343 dans des sédiments. Les dépôts les plus anciens datent de la partie inférieure de l'Aptien supérieur (DONNELLY, FRANCHETEAU & al., 1979). Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des argilites noires ou vertes, carbonées, plus rarement rouges (faciès "black-shales"), entrecoupées de niveaux marneux ou calcaires ;
- des argilites versicolores du Vraconien jusqu'à la fin du Cénomanién inférieur au moins, interrompues par une surface d'érosion (horizon sismique 3 ; *ibid.*). L'évènement E₂, pour cette raison, n'est pas enregistré.

Viennent alors des argilites et des boues pélagiques diverses, à partir de l'Eocène moyen.

Ici donc, les "black-shales" se déposent directement sur le basalte, c'est-à-dire sur la ride d'accrétion de l'Aptien, dans un environnement situé sous la CCD mais sporadiquement alimenté par du détritisme carbonaté sans doute issu de régions plus hautes de la ride. Notons encore que l'évènement E₂ est précédé par des niveaux versicolores.

La durée de l'évènement E₁ est encore sujette à caution au moment où nous rédigeons ce mémoire. Pour cette raison, il n'est pas représenté sur la figure 10. Mais il ne pourra prendre place, le cas échéant, qu'à la fin de l'Aptien supérieur.

b) Minéralogie des "black-shales" et des argilites versicolores :
nouvelles données (figure 10).

Nous distinguerons trois épisodes successifs :

1. Aptien supérieur et début de l'Aptien inférieur (carotte 21 et début de la carotte 20).

Sur le basalte se déposent d'abord des marnes laminées carbonées (21/4 à 21/3/110 cm), puis des argilites vertes et noires (21/3/110 à 21/2/140 cm) puis un niveau de cherts (21/2/140 à 110 cm), enfin des argilites rouges, accompagnées encore d'argilites vertes et noires, jusqu'au sommet de la carotte 20. L'âge de l'évènement E_{1n} est pas connu avec précision; E₁ pourrait prendre place entre les cherts et les argilites rouges.

Du point de vue minéralogique, retenons :

- que la teneur en quartz ne cesse d'augmenter durant l'épisode ;
- que les phyllites sont constituées aux 2/3 d'illite et pour le 1/3 restant d'interstratifiés ; la proportion de ces derniers tendant à s'élever au cours de l'épisode ;
- la présence enfin, non loin du basalte, d'une argilite noire riche en pyrite, dont la fraction fine est partagée entre chlorite, illite, smectite et attapulгите (21/3/88-89 cm).

2. Albien moins Vraconien (carottes 20 à 17).

Les sédiments des carottes 20 à 17 sont constitués d'argilites noires et d'argilites vertes, entrecoupées de marnes brunes resédimentées.

Du point de vue minéralogique :

- la teneur en quartz augmente jusqu'au début de l'Albien moyen (sommet de la carotte 19) puis diminue par paliers jusqu'à devenir très faible (5 à 10 % de la roche totale) ;
- la calcite fait de sporadiques apparitions : il s'agit de niveaux calcaires resédimentés (carotte 17 notamment) ;
- au sein des phyllites, le couple illite + interstratifiés s'estompe peu à peu devant la smectite ; l'attapulгите existe de façon irrégulière mais abondante (jusqu'à 5/10^e de la fraction fine). Les teneurs de smectite et d'attapulгите sont en fait complémentaires. La chlorite apparaît de manière discrète (quelques %).

3. Vraconien et Cénomaniens inférieur (carottes 16 à 13).

Sur le plan sédimentologique, ce troisième épisode correspond à l'unité exclusivement versicolore signalée dans le § 4.a.. La carotte 16 se singularise par la présence de très fins niveaux noirs, phosphatés.

Sur le plan minéralogique :

- la teneur en quartz reste faible ;
- il y a de l'opale-CT et des zéolites, et les radiolaires sont abondants, surtout dans les carottes 14 et 13 ;
- au Vraconien, la smectite est pratiquement la seule espèce argileuse ; au Cénomaniens inférieur, elle concède progressivement une petite place à la triade kaolinite + chlorite + illite. Nous connaissons déjà ce type de renouvellement minéralogique, qui accompagne l'établissement du faciès purement versicolore.

c) Conclusion.

Nous retiendrons cinq traits minéralogiques marquants à propos du puits 51-417D :

- les sédiments aptiens déposés directement sur le basalte sont riches en illite et interstratifiés ; seule une argilite noire contient aussi de la smectite et de l'attapulгите ;
- plus tard, l'envahissement progressif de la smectite s'accompagne de teneurs importantes d'attapulгите, qui apparaît comme un minéral de transition ;
- le quartz est abondant dans les "black-shales", phénomène déjà rencontré sur le site 387, proche lui aussi de la dorsale médio-atlantique au Crétacé moyen ;
- le couple zéolites + opale-CT est présent au Cénomaniens inférieur, dans l'unité versicolore ;
- cette unité versicolore se manifeste aussi par un détritisme ⁽¹⁾ accru (kaolinite, illite, chlorite).

⁽¹⁾ Nous anticipons ici sur les interprétations livrées dans le chapitre B-III, mais la triade kaolinite + illite + chlorite est le seul assemblage argileux, dans les conditions qui nous occupent ici, dont l'origine détritique terrigène soit indiscutable.

5. LE FORAGE 43-386.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 4782 mètres de fond, sur la ride des Bermudes (voir II.A.3.a.), à 140 kilomètres au sud-est de l'archipel du même nom, le puits 43-386 (31°11.21'N ; 64°14.94'W) a récupéré 438,15 mètres de matériel carotté, essentiellement sédimentaire, pour une pénétration de 973,8 mètres, dont 1,9 dans du basalte (TUCHOLKE, VOGT & al., 1979).

Il faut noter que ce site est localisé dans une dépression de la croûte océanique, qui explique un certain nombre de traits particuliers (voir ci-dessous). Les dépôts les plus anciens datent du milieu de l'Albien inférieur. Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des argilites noires ou vertes, plus ou moins carbonatées, entrecoupées de sables à radiolaires, de séquences calcaires resédimentées et de rares niveaux d'argilites rouges : c'est un aspect du faciès "black-shales", et il se maintient jusqu'au sommet de l'Albien environ ;
- au Cénomanién inférieur, il y a encore des argilites noires mais ce sont les argilites rouges et vertes qui dominent, amorce du classique faciès versicolore ;
- mais au Cénomanién moyen, c'est le retour d'argilites noires très carbonées, qui constituent un véritable 2^{ème} épisode de "black-shales" ;
- enfin des argilites versicolores au sein desquelles passe une importante lacune, et qui ne prennent fin que vers le début du Maestrichtien supérieur (horizon sismique A^x - *ibid.*).

Viennent ensuite, au Cénozoïque, divers sédiments siliceux (boues à radiolaires, argilites siliceuses et cherteuses) entrecoupées d'épisodes turbiditiques calcaires ou pyroclastiques.

La situation du site 386 est donc assez similaire, au départ, à celle du site 417 : les "black-shales" se déposent directement sur la ride basaltique de l'Aptien/Albien, à une profondeur située sous la CCD. L'évènement E₁, antérieur à l'accrétion du socle sur l'emplacement du site, n'est pas visible.

Mais ensuite, le cas du forage 386 devient particulier, et constitue peut-être un témoin précieux de l'histoire de l'Atlantique. En effet, à l'heure où nous écrivons ces lignes, la continuité de la sédimentation à travers tout le Cénomanién est envisagée par J. SIGAL. Dans cette hypothèse, l'évènement E₂ apparaît comme une condensation, au Cénomanién moyen : les argilites noires des carottes 44 et 43

se déposent avec un taux de sédimentation réduit, obtenu d'ailleurs de manière précise grâce à l'excellente récupération de la roche (plus de 60 %). Ici, comme ailleurs, le faciès versicolore se manifeste à cette époque ; il encadre l'horizon carboné noir, fournissant la preuve d'une alternance de conditions anoxiques et de conditions oxygénées. Plus tard, au Turonien (carottes 42 à 36), le taux de sédimentation redevient plus élevé ; les dépôts sont d'abord formés d'argilites noires, vertes, et rouges, puis seulement vertes et rouges. La lacune importante qui vient ensuite n'est pas à strictement parler, dans ces conditions, l'évènement E₂. L'existence d'un tel cas particulier s'explique peut-être par la localisation du site 386, dans une dépression de la croûte océanique, qui aura pu jouer un rôle protecteur vis-à-vis des sédiments.

b) Minéralogie des "black-shales" et du début des argilites versicolores : données nouvelles (figure 11).

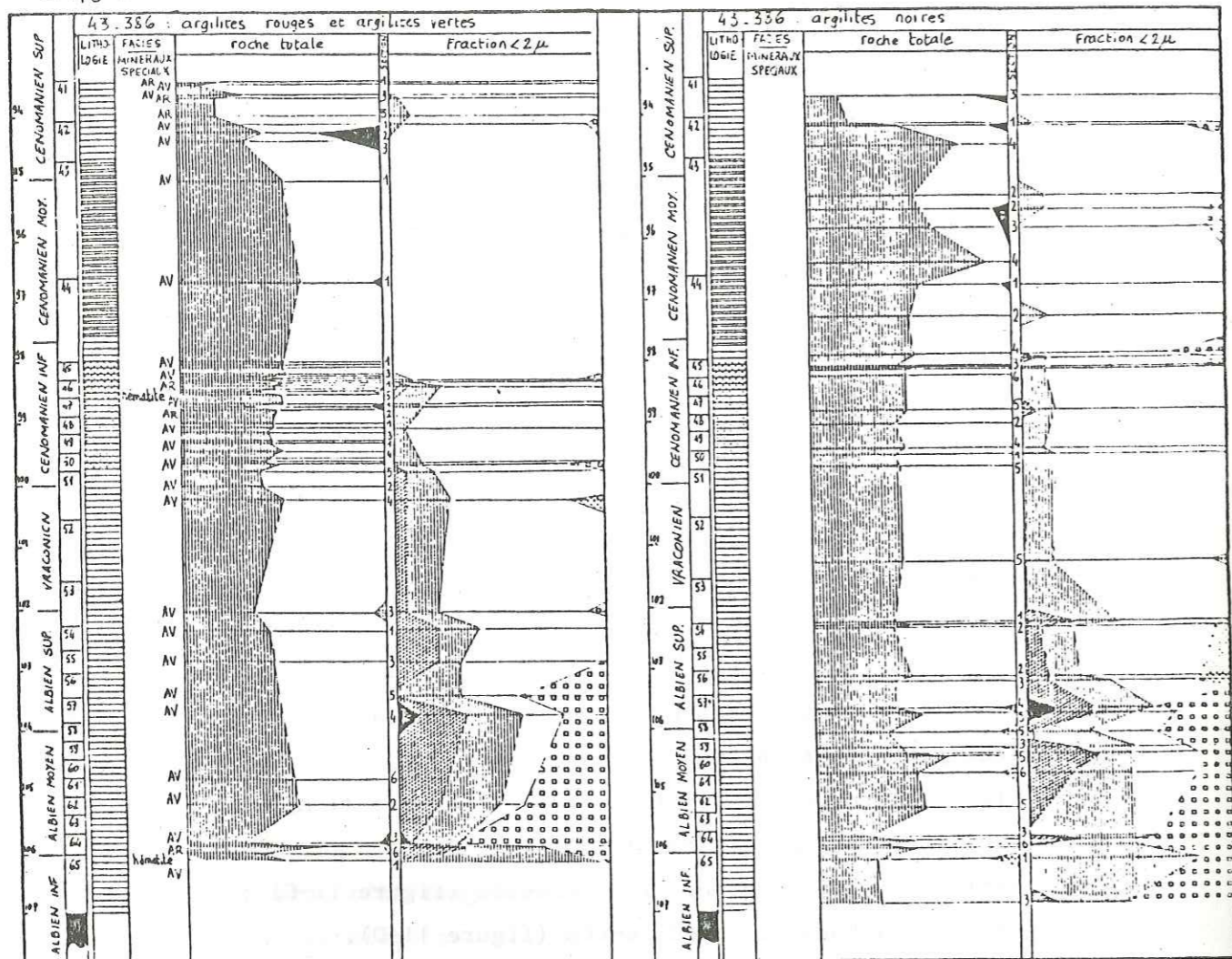
Nous avons séparé les échantillons analysés en quatre lots, ce que permettait le nombre élevé de données :

- argilites rouges et argilites vertes (figure 11-A) ;
- argilites noires (figure 11-B) ;
- sables à radiolaires et silts classés (figure 11-C) ;
- niveaux carbonatés resédimentés (figure 11-D).

Caractéristiques communes.

- Le quartz est abondant. Sa teneur atteint couramment 50 % de la fraction décarbonatée de la roche totale. Elle dépasse nettement ce chiffre au cours de deux épisodes : le premier à l'Albien moyen (carottes 64 à 59) le second au Cénomanién moyen (carottes 44 et 43).
- En ce qui concerne la fraction fine, on peut distinguer trois périodes :
 - . de la fin de l'Albien inférieur au début du Vraconien (carottes 65 à 53) sa composition est très diversifiée : chlorite, illite, smectite, interstratifiés, et même, çà et là, un peu de kaolinite ;
 - . puis, jusqu'à la fin du Cénomanién inférieur (carottes 53 à 45), la smectite prédomine ; mais l'illite et la chlorite ont encore une certaine place (respectivement 10-15 % et 5-15 %), tandis que les interstratifiés ont à peu près disparu ; on note, de plus, quelques pointements d'attapulгите ;
 - . au Cénomanién moyen et supérieur (carottes 44 à 41), la smectite gagne encore du terrain, tandis que la chlorite disparaît complètement.

Cette succession n'est visible dans sa totalité que sur les argilites.

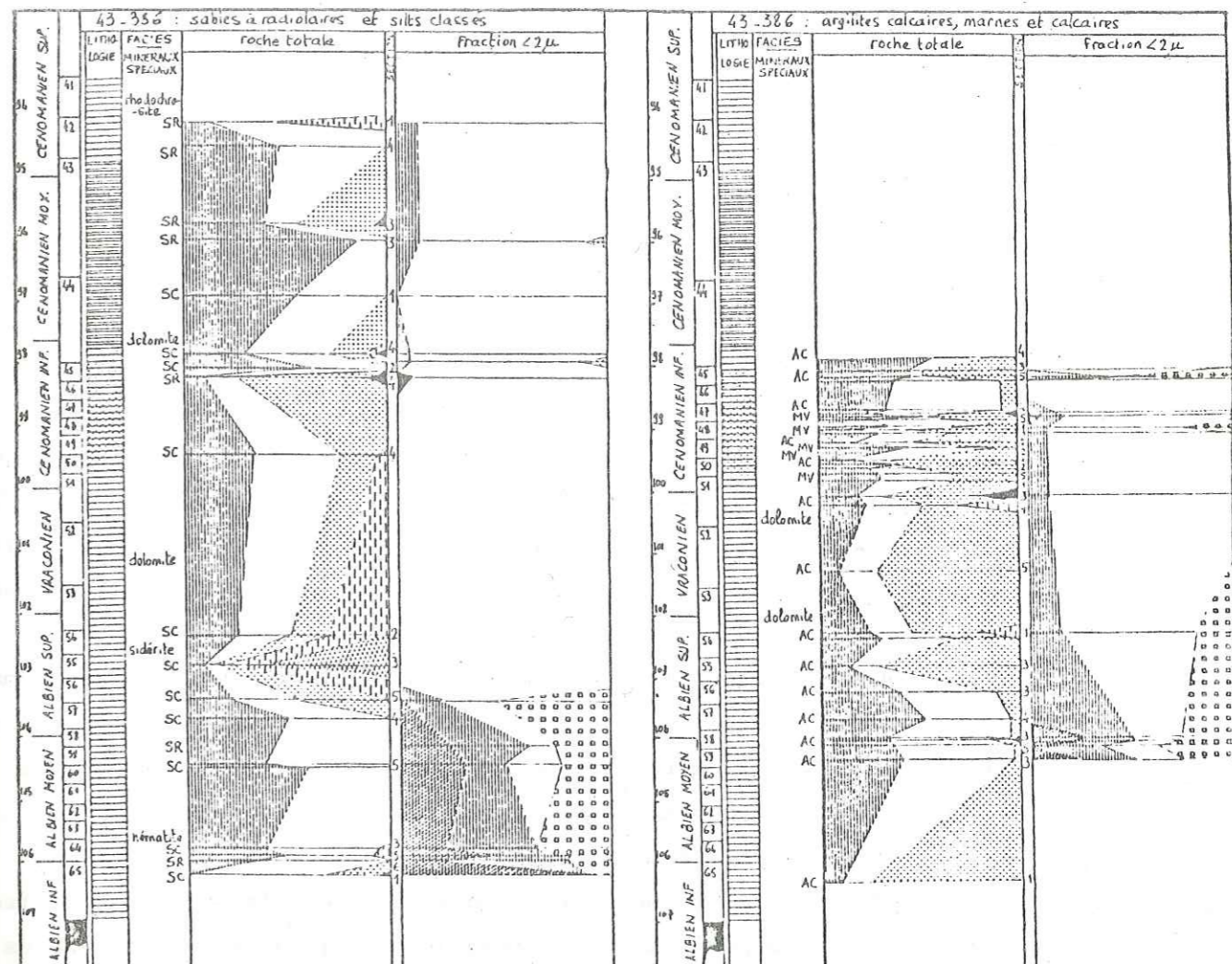


1

2

FIGURE 11 : Minéralogie du puits 43-386 au Crétacé moyen.

1. argilites vertes et argilites rouges
2. argilites noires
3. sables à radiolaires et silts classés
4. argilites calcaires, marnes et calcaires.



3

4

- La pyrite est abondante au Cénomanien, et notamment au cours de la condensation du Cénomanien moyen.

Différences et caractères spécifiques.

- Les sables à radiolaires et les silts classés (lot n°3) ont des teneurs en minéraux spéciaux⁽⁺⁾ souvent plus élevées que les autres faciès. On y relève aussi une variété accrue : hématite, sidérite, dolomite, rhodochrosite, calcite (*pro parte*). La dolomite est abondante à l'Albien

(+) Nous appellerons "minéraux spéciaux", dans cette partie de notre étude consacrée à la description, tous les minéraux qui constituent des concentrations locales (à l'échelle décimétrique), mais qui, globalement, ne représentent qu'une proportion très accessoire du volume rocheux. Ce sont, pour l'essentiel des carbonates, des sulfates, des sulfures, des oxydes et des phosphates.

supérieur/Vraconien, c'est-à-dire dans les niveaux marqués par l'établissement progressif de la smectite. Un lien semble exister entre dolomite et attapulgite.

- Dans les calcaires resédimentés, en revanche, les minéraux spéciaux ont une part assez réduite.

c) Conclusion.

Nous retiendrons les faits suivants :

- Comme pour le puits 51-417D, la fraction fine est très diversifiée au-dessus du basalte et signale une influence détritique (cf. note p.43) qui pourrait expliquer également le pic du quartz à l'Albien moyen.
- Comme pour le puits 51-417D, de l'attapulgite apparaît dans les niveaux de transition vers les faciès à smectite dominante. Ces faciès sont également marqués par la dolomite.
- Au Cénomanién moyen, le site 43-386 ressent l'évènement E₂ d'une manière particulière : pas de lacune, mais une condensation, et des sédiments très variés, alternativement réduits et oxydés. Dans un tel cadre, le pic du quartz peut trouver deux explications :
 - . une origine détritique ;
 - . une origine biogénique, par évolution de la silice des radiolaires.
- Les niveaux les plus grossiers (sables à radiolaires, silts, bases de séquences granuloclassées), qui sont aussi les plus poreux, se sont avérés les plus riches en minéraux spéciaux. D'autre part, ils ont une composition argileuse très proche de celle des argilites pures. On peut donc penser qu'ils sont resédimentés à partir de localités voisines du site, ou même remaniés sur place par des courants de fond.

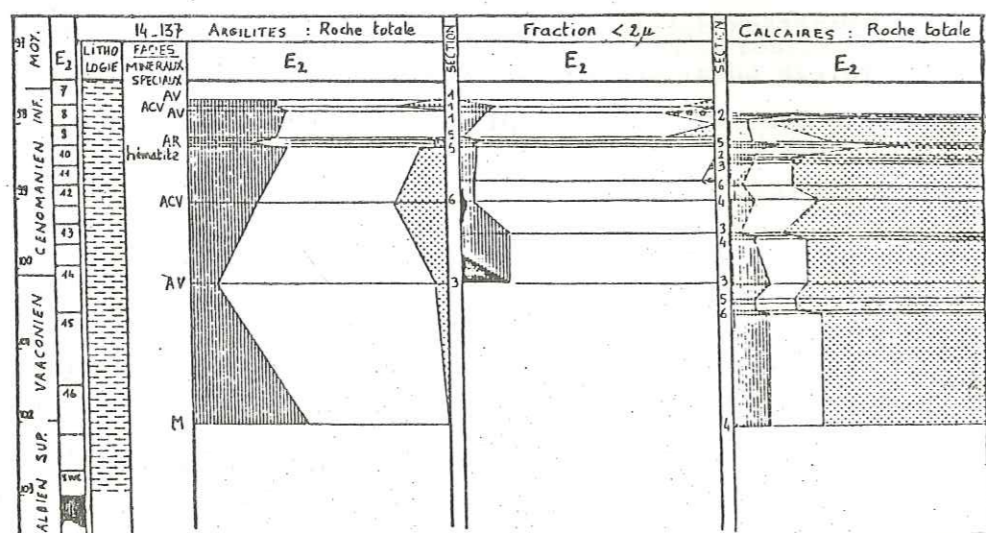


FIGURE 12 : Minéralogie du puits 14-137 au Crétacé moyen.

Les faciès calcaires sont traités séparément (volet de droite).

6. LE FORAGE 14-137.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 5361 mètres de fond, dans une région de la plaine abyssale des Canaries marquée par un relief de collines, 1000 kilomètres environ à l'ouest du Cap Blanc, et à 120 kilomètres de la terminaison occidentale du glacis continental africain, le puits 14-137 (25°55.53'N ; 27°03.64'W) a récupéré 65 mètres de matériel carotté, essentiellement sédimentaire, pour une pénétration de 401 mètres dont 4 dans du basalte. Les dépôts les plus anciens, sur le basalte, précèdent de peu le Vraconien (HAYES, PIMM & al., 1972). Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des marnes versicolores, entrecoupées de passées silteuses, et où viennent s'insérer au Cénomanién inférieur un nombre croissant d'argilites vertes et noires, qui représentent ici le faciès "black-shales". Ce faciès se poursuit jusqu'au Turonien basal mais son épaisseur est réduite à 10-15 mètres par la lacune, ou tout au moins la condensation de l'évènement E₂. Il est riche en matière organique marine.
- au Sénonien (au moins) et au Maestrichtien, des argilites versicolores.

Ensuite, au Cénozoïque, se déposent des "argiles brunes".

Précisons enfin que le site est au-dessus de la CCD jusqu'à la carotte 8. Les sédiments de la carotte 7 témoignent du franchissement de la CCD, ensuite de quoi le site se trouve nettement au-dessous.

b) Minéralogie des "black-shales", des marnes les précédant, et des calcaires associés : données nouvelles (figure 12).

La plupart des échantillons disponibles sont très carbonatés. Mais, sur la fraction non calcitique, on voit que la part du quartz, vis-à-vis des phyllites, est relativement importante (40 % contre 60 % en moyenne). Cela n'est pas sans rappeler les sites précédents, localisés à l'époque concernée sur la ride d'accrétion.

Au sein des argiles, pour lesquelles malheureusement les données manquent à proximité du basalte, on constate que la smectite est largement majoritaire. Au début du Cénomanién inférieur, il existe un peu de kaolinite et d'illite, association relayée par illite + (interstratifiés ou attapulgite) à l'approche de l'évènement E₂.

c) Conclusion.

Nous n'avons pas traité un nombre d'échantillons (+) assez grand pour déterminer des associations minérales aussi diversifiées que W.H. BERGER & U.Von RAD (1972). En tenant compte de leurs travaux, nous retiendrons :

- l'abondance du *quartz*, dont probablement une partie est constituée de *chert* ;
- le faible rôle de l'*illite* et de la *kaolinite* en face de la *smectite*, au Cénomanién inférieur tout au moins ;
- les teneurs discrètes d'*interstratifiés* et d'*attapulgite* ;
- la richesse en *minéraux spéciaux* dans la fraction grossière.

Il s'agit là de caractéristiques déjà mises en évidence à propos d'autres sites de la ride crétacée (387, 417, 386).

(+) C'est dans la carotte 7 qu'il aurait fallu multiplier les échantillons. Malheureusement, sur des carottes vieilles de 10 ans, il ne reste plus beaucoup de matière à prendre.

7. LE FORAGE 41-367.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 4748 mètres de fond, dans le bassin du Cap Vert, à environ 200 kilomètres au sud-est de l'archipel du même nom, sur la partie la plus distale d'un glaciaire continental relativement mince et raviné par des chenaux, le puits 41-367 (12°29.20'N ; 20°02.80'W) a récupéré 174,3 mètres de matériel carotté, essentiellement sédimentaire, pour une pénétration de 1153 mètres, dont 7 dans du basalte (LANCELOT, SEIBOLD & al., 1977).

Les dépôts les plus anciens sont datés de l'Oxfordien/Kimméridgien. Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut au-dessus du basalte (figure 4) :

- des calcaires argileux, des marnes, des argilites et des cherts à l'Oxfordien/Kimméridgien ;
- des calcaires et des marnes au passage Malm/Crétacé inférieur et jusqu'à l'Hauterivién, relayés par des alternances de marnes noires et de calcaires blancs durant le Barrémien (au sommet, équivalent de l'horizon sismique β - *ibid.*) ;
- des *argilites rouges* à l'Aptien inférieur, qui s'interrompent sur une lacune probable de tout l'Aptien supérieur (événement E₁) ;
- des *argilites et des marnes, noires, vertes ou olive, carbonées*, à partir de l'Albien inférieur ; ce faciès, de type "black-shales", se maintient longtemps, jusque vers le milieu du Coniacien, avec toutefois une lacune très importante au Cénomanién et au Turonien (événement E₂) ;
- des *argilites versicolores* jusqu'au Sénonien.

Par la suite, l'Eocène se dépose après une discordance. Il est représenté surtout par des faciès argileux et siliceux.

Ici donc, des argilites rouges apparaissent avec l'évènement E₁, et celui-ci est postérieur au passage du site sous la CCD. D'après une reconstitution paléobathymétrique de l'Atlantique Central Nord (CHENET & FRANCHETEAU, 1978), ce site est d'ailleurs, parmi tous ceux étudiés, le plus profond au Crétacé moyen. D'autre part, les "black-shales" durent jusqu'au Coniacien : l'évènement E₂ leur est contemporain, et nettement antérieur à l'installation des sédiments versicolores.

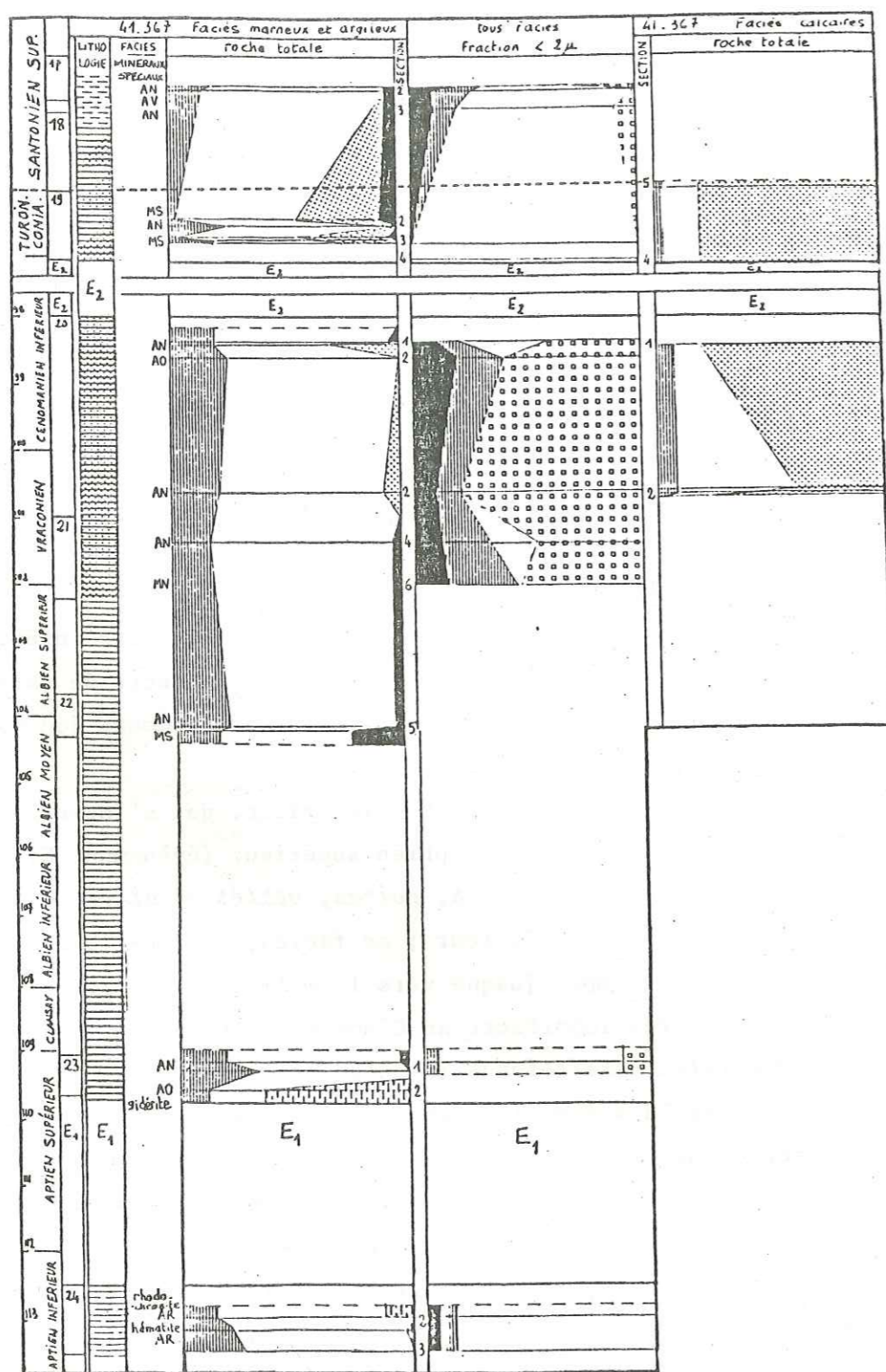


FIGURE 13 : Minéralogie du puits 41-367 au Crétacé moyen.

Les faciès calcaires sont traités séparément (volet de droite).

b) Minéralogie des argilites rouges de l'Aptien et des "black-shales" : nouvelles données (figure 13).

Les argilites rouges de l'Aptien (carotte 24) sont constituées de quartz (15-25 %) et de phyllites, au sein desquelles domine largement la smectite, devant la kaolinite (10 %) et l'illite (10 %).

On retrouve à peu près les mêmes proportions de quartz et de phyllites dans les "black-shales" jusqu'à l'évènement E₂. En revanche, après celui-ci, il y a un peu moins de quartz, mais de la calcite. La composition des argiles est mal connue à l'Albien. Juste après E₁, la smectite est encore dominante. Mais au Vraconien elle a presque totalement disparu, cédant la place à l'association kaolinite + illite + interstratifiés qui fait de nouveau irruption après E₂ ; puis la triade précédente se réinstalle progressivement, au cours du Coniacien.

Les minéraux spéciaux ont beaucoup d'importance dans le forage 367 :

- l'hématite et la rhodochrosite dans les argilites rouges ;
- la sidérite d'abord, puis de plus en plus la pyrite, dans les "black-shales".

c) Conclusion.

Avec le puits 41-367, nous avons donc un cas particulier, puisque la smectite, à l'Albien supérieur, cède le pas au cortège détritique (+) kaolinite + illite + interstratifiés. Ce phénomène a probablement une valeur locale, en liaison avec la forte profondeur du bassin du Cap Vert, à cette époque. Mais derrière le masque temporaire de cet évènement localisé on retiendra un "fond" plus classique :

- des "black-shales" riches en smectite, et en minéraux spéciaux : hématite, gypse, rhodochrosite, sidérite, pyrite.
- un renouvellement du détritisme (kaolinite, illite, interstratifiés) au sommet de l'unité carbonée, après l'évènement E₂ et au moment où va s'établir l'unité versicolore.

Enfin, le manque de données nous empêche de voir, autour de l'évènement E₁, le détritisme terrigène marqué, que l'analyse sédimentologique et la géochimie organique parviennent à repérer (GRACIANSKY, à paraître).

(+) Voir note page 43

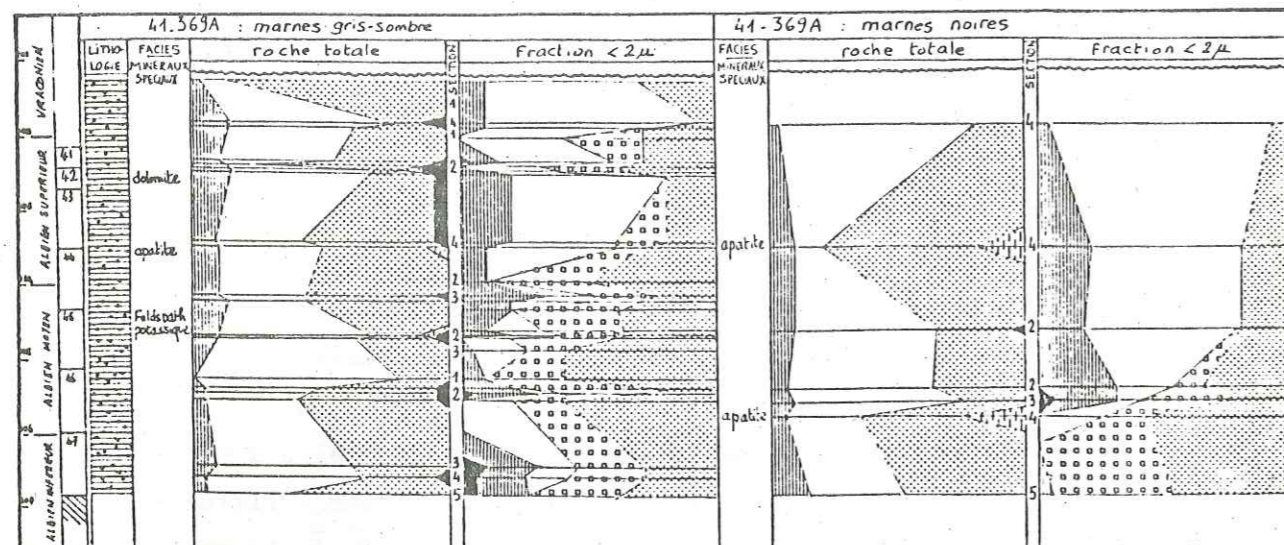


FIGURE 14 : Minéralogie du puits 41-369 A au Crétacé moyen.

Les marnes grises et les marnes noires ont été séparées.

8. LE FORAGE 41-369A.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 1752 mètres de fond, dans le talus continental africain au large du cap Bojador (Maroc) et au sud-est des îles Canaries, le puits 41-369A (26°35.50'N ; 14°59'W) a traversé 488,5 mètres de sédiments (LANCELOT, SEIBOLD & al., 1977).

Les dépôts les plus anciens atteints sont datés du milieu de l'Albien inférieur. Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont, de bas en haut (figure 4) :

- des marnes sombres, carbonées, tenant lieu de faciès "black-shales", entrecoupées de passées silteuses ou sableuses, jusqu'au début du Vraconien ; là commence une lacune qui va durer jusqu'au Turonien terminal (événement E₂ (?), horizon sismique D₁ correspondant à une forte discordance angulaire - *ibid.*) ;
- des niveaux détritiques (silts, sables) et des faisceaux contournés durant le reste du Crétacé.

Le Cénozoïque (marnes siliceuses, marnes et boues à nanfossiles) se dépose après une nouvelle discordance (horizon D₂, *ibid.*).

Le site 41-369 se trouvait donc au-dessus de la CCD pendant la sédimentation des "black-shales", d'où leur cachet marneux. D'autre part, il arrive que la série soit condensée ou même lacunaire, comme le montrent bien les profils sismiques : ceci est dû à la pente générale

du fond de la mer dans cette zone au moment du dépôt. Toutefois, ce n'est pas le cas à l'Albien, qui est même représenté par une épaisseur de sédiments assez importante.

b) Les marnes représentatives des "black-shales" : données nouvelles sur leur minéralogie (figure 14).

Le rôle de la calcite étant mis à part, les proportions relatives de quartz et de phyllites sont nettement en faveur de ces dernières (30 % contre 70 % en moyenne). La distinction faite entre marnes gris-sombre et marnes noires n'est pas très pertinente du point de vue minéralogique : il semble seulement que les premières soient un peu plus riches en pyrite. La pyrite n'est d'ailleurs pas le seul minéral accessoire (ou spécial) : il y a aussi de l'apatite, de la dolomite, et du feldspath potassique.

La composition des argiles est surtout caractérisée par l'abondance de l'attapulgite, qui d'ailleurs diminue de bas en haut (50 % → 20 %). Le reste est partagé entre l'illite, les interstratifiés, et la smectite, cette dernière augmentant progressivement vers le haut, au détriment de l'attapulgite et des interstratifiés. De petites teneurs en kaolinite sont signalées, çà et là.

c) Conclusion.

Nous retiendrons surtout ici trois faits :

- l'attapulgite est abondante, et il faut probablement lui relier la présence de dolomite.
- Comme souvent, le couple *illite + interstratifiés* a de l'importance.
- L'apatite correspond à un épisode phosphaté, comme il en existe plusieurs sur la marge africaine. A ce propos, il faut dire que les horizons carbonés noirs sont souvent phosphatés.

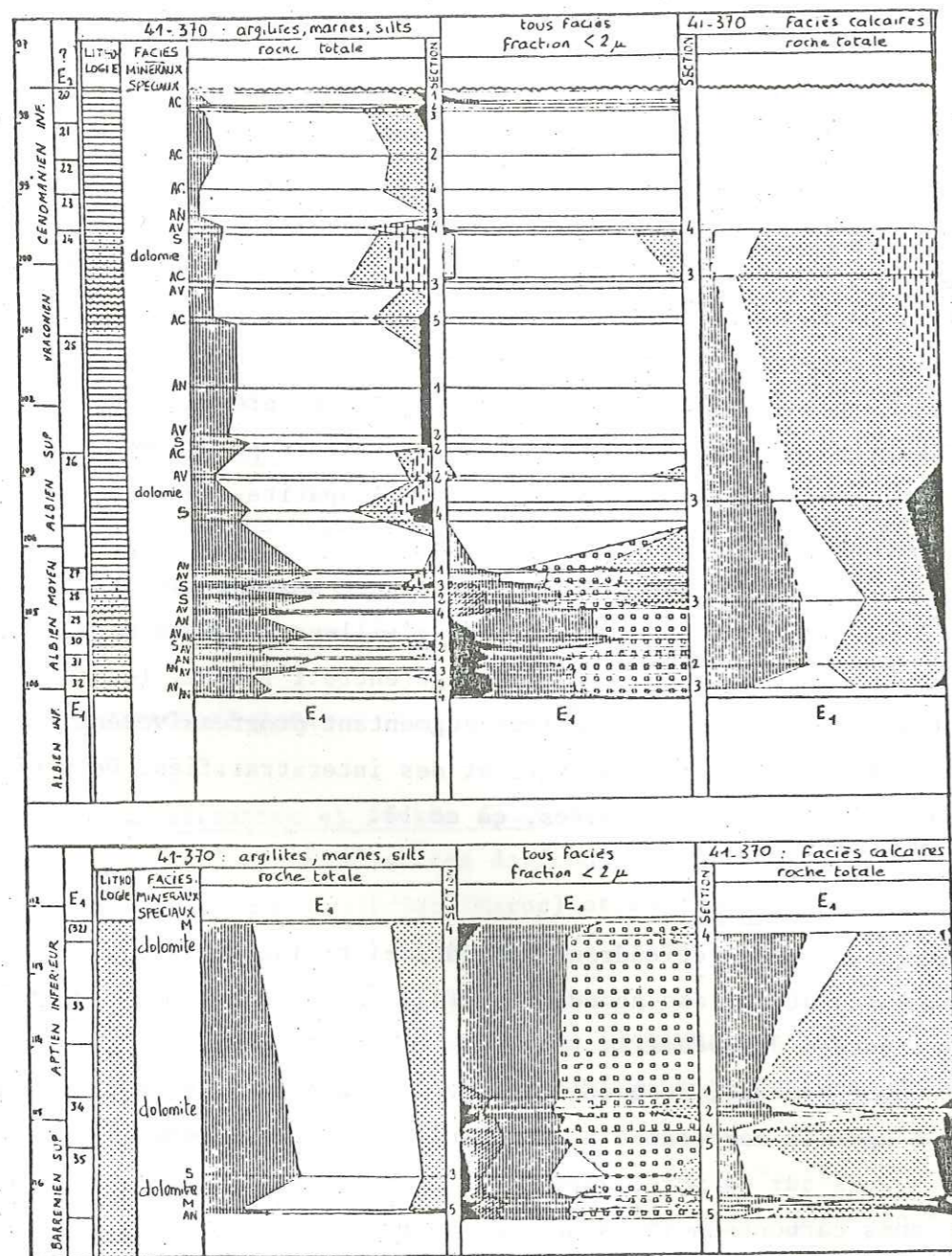


FIGURE 15 : Minéralogie du puits 41-370 au Crétacé moyen.

Les faciès calcaires ont été traités séparément (volet de droite).

9. LE FORAGE 41-370.

a) Localisation et faciès successifs.

Foré par 4214 mètres de fond, dans le bassin proche des côtes occidentales du Maroc, au pied du talus continental, le puits 41-370 (32°50.20'N ; 10°46.60'W) a récupéré 202,7 mètres de sédiments carottés pour une pénétration de 1176,5 mètres (LANCELOT, SEIBOLD & al., 1977).

Les dépôts les plus anciens atteints sont datés du Valanginien terminal. Un âge aussi ancien peut surprendre au bas d'un talus : mais dans cette zone, le glacis continental n'a qu'une faible épaisseur. Les principales unités lithologiques du Mésozoïque sont les suivantes, de bas en haut (figure 4) :

- des niveaux très détritiques : silt, sables, grès carbonatés, avec quelques argilites et quelques marnes, jusque vers la fin de l'Aptien inférieur ; ces dernières constituent des termes annonciateurs du faciès "black-shales" ;
- après une lacune de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur (événement E₁), des argilites noires ou vertes, presque entièrement décarbonatées, entrecoupées de nombreux niveaux détritiques (silt) et de niveaux calcaires probablement resédimentés ; ce faciès, carboné, compose l'unité des "black-shales" proprement dits et se maintient jusqu'à la fin du Cénomaniens inférieur ; à mesure, les argilites vertes deviennent prédominantes, précédant un hypothétique épisode versicolore.

En fait, sur le Cénomaniens inférieur, on trouve directement le Cénozoïque, essentiellement marneux, au-dessus d'une surface d'érosion.

Le site 41-370 passe sous la CCD au cours de l'évènement E₁ et ensuite reste probablement dans son voisinage. Les argilites colorées du Crétacé supérieur, sans doute érodées, ne sont pas représentées et l'évènement E₂ n'est pas enregistré ici.

b) Minéralogie des "black-shales" et de leurs niveaux précurseurs : données nouvelles (figure 15).

Nous distinguerons quatre épisodes successifs :

1. Barrémien supérieur et début de l'Aptien inférieur (carottes 35 à 33).

La sédimentation est marquée par la présence de petites turbidites plus ou moins calcaires. Du point de vue minéralogique :

- le quartz est abondant (30 à 40 % au moins de la fraction décarbonatée) ;
- la fraction argileuse est très diversifiée : kaolinite, chlorite, illite, smectite, interstratifiés, attapulgite ;
- les niveaux calcaires sont riches en pyrite.

2. De la fin de l'Aptien inférieur à la première moitié de l'Albien moyen (carottes 32 à 29).

Cet épisode est traversé par l'évènement E₁. Celui-ci marque seulement le passage du site sous la CCD, et n'entraîne aucune rupture dans la composition des niveaux décarbonatés. La lithologie est plus fine, car plus argileuse, qu'auparavant.

Du point de vue minéralogique :

- le quartz est toujours abondant ;
- les phyllites sont composées de kaolinite, d'illite et d'interstratifiés ;
- les niveaux calcaires contiennent de la dolomite puis de la pyrite.

3. Seconde moitié de l'Albien moyen (carottes 29 à 27).

La lithologie est encore plus fine. Les niveaux resédimentés se font nettement plus rares, notamment les faisceaux contournés, et les calcaires diagénétiques apparaissent.

Du point de vue minéralogique :

- le quartz, encore abondant, diminue très sensiblement lorsqu'on aborde l'Albien supérieur ;
- les argiles sont d'abord très diversifiées : chlorite, illite, smectite, interstratifiés, attapulgite. La kaolinite a disparu. Puis la smectite estompe rapidement toutes les autres espèces.
- Les niveaux calcaires sont riches en pyrite.
- la proportion de quartz est maintenant beaucoup plus faible (20 % au plus de la fraction décarbonatée) ;
- la smectite est à peu près la seule espèce argileuse ; ici et là, illite et attapulgite apparaissent conjointement, en petites quantités ;
- la pyrite et la dolomite sont abondantes.

c) Conclusion.

En résumé, nous retiendrons à propos du site 41-370 :

- le caractère détritique¹ marqué, du Barrémien supérieur à l'Albien moyen, avec des modalités variables qui se traduisent dans les assemblages argileux ;
- la sédimentation à smectite dominante et pauvre en quartz de l'Albien supérieur au Cénomaniens inférieur ;
- l'importance de l'attapulgite, comme espèce "de transition" à l'Albien moyen ;
- la présence fréquente de pyrite et de dolomite : dans une certaine mesure elles semblent s'exclure l'une l'autre.

⁽¹⁾ cf. note p. 43

II. REPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES : UN SCHEMA S'ENSEMBLE POUR L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD.

1. EXISTENCE D'UN NOMBRE LIMITE D'ASSEMBLAGES ARGILEUX.

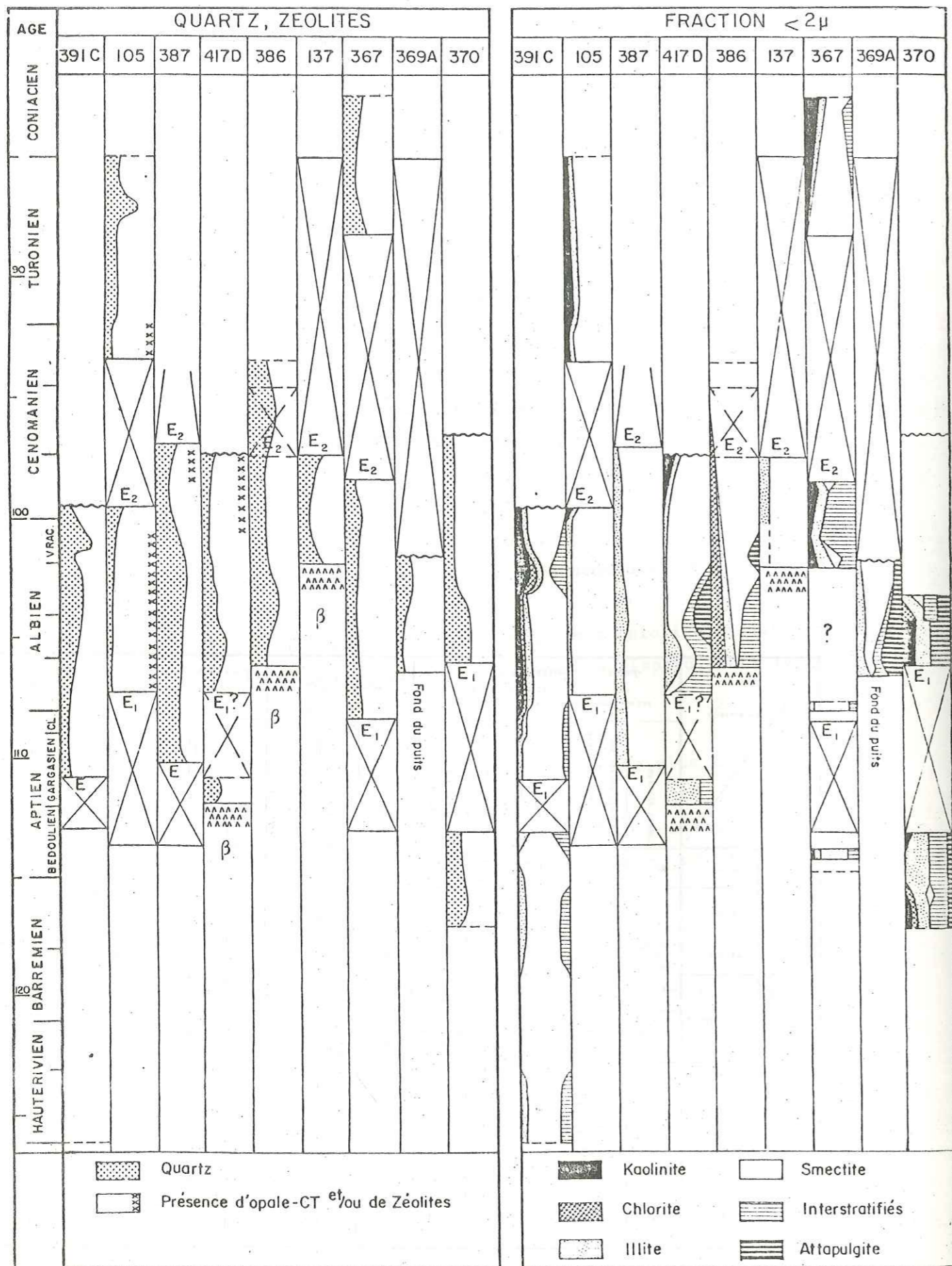
Dans les conclusions relatives à chacun des forages, nous avons mis en évidence un certain nombre d'associations minéralogiques, pouvant caractériser des épisodes successifs. La figure 16 et le tableau 1 résumement les données de la minéralogie détaillées dans le chapitre B-I, et montrent qu'il existe un nombre limité d'assemblages pour les minéraux argileux :

- Kaolinite + illite, éventuellement + chlorite et/ou interstratifiés, sur un fond de smectite ;
- smectite dominante, souvent accompagnée d'un peu d'illite ;

(suite du texte page 64)

MINÉRALOGIE	SITES	QUARTZ et FELDSPATHS			ARGILES dont le caractère DETRITIQUE est presque indiscutable			AUTRES ARGILES			MINÉRAUX ACCESSOIRES, le plus souvent considérés comme minéraux							
		Quartz abondant	Feldspath potassique	Feldspath plagioclase	Kaolinite	Illite, Interstratifiés	Illite, Chlorite (Interstratifiés)	Smectite dominante (Illite)	Attapulgite (Smectite)	Chlorite, Attapulgite (Smectite)	Dolomite	Autres carbonates (Rhodochrosite, Sphérite)	Pyrite	Sulfate (Barytine)	Halogénures (Halite, Caehalite)	Apatite	Zéolite (= opale-CT)	
OUEST	44-391	Vrac.	X	X	Albien	Haut. à Aptien	Albien	X										
	11-105			X	Vrac. à Tur.			X										Alb. à Cénom.
RIDE du Crétacé moyen	43-387	Apt. Sup. à Cén. Inf.						X					X					fin du Cénom. Inf.
	51-417	Apt. Sup. à Alb. Moy.			Cén. Inf.	Apt. Sup. à Alb. Moy.	Alb. Sup. à Cén. Inf.	Alb. Moy. à Cén. Inf.	Albien						X			Vrac. à Cén. Inf.
	41-386	Albien à Cénom.				Albien	Alb. Moy. à Vraconien	Vrac. à Cénom.	Alb. Sup.		niv. poreux	X	X		X			
EST	14-137	Vrac. à Cén. Inf.			Cén. Inf.			Vrac. à Cén. Inf.				niv. poreux				X		
	41-367				Alb. Sup. à Cén. Inf. et Conia.	Alb. Sup. à Cén. Inf. et Conia.		Tur. à Conia.				X	Albien à Conia.	X	X			
	41-369		X			Albien		Albien Sup.	X		X		X				X	
	41-370	niveaux calcaires			Bar. Sup. et début Alb. Moy.	Bar. Sup. et début Alb. Moy.		Alb. Sup. à Cén. Inf.		Barr. Sup. et fin Alb. Moy.	X		X					

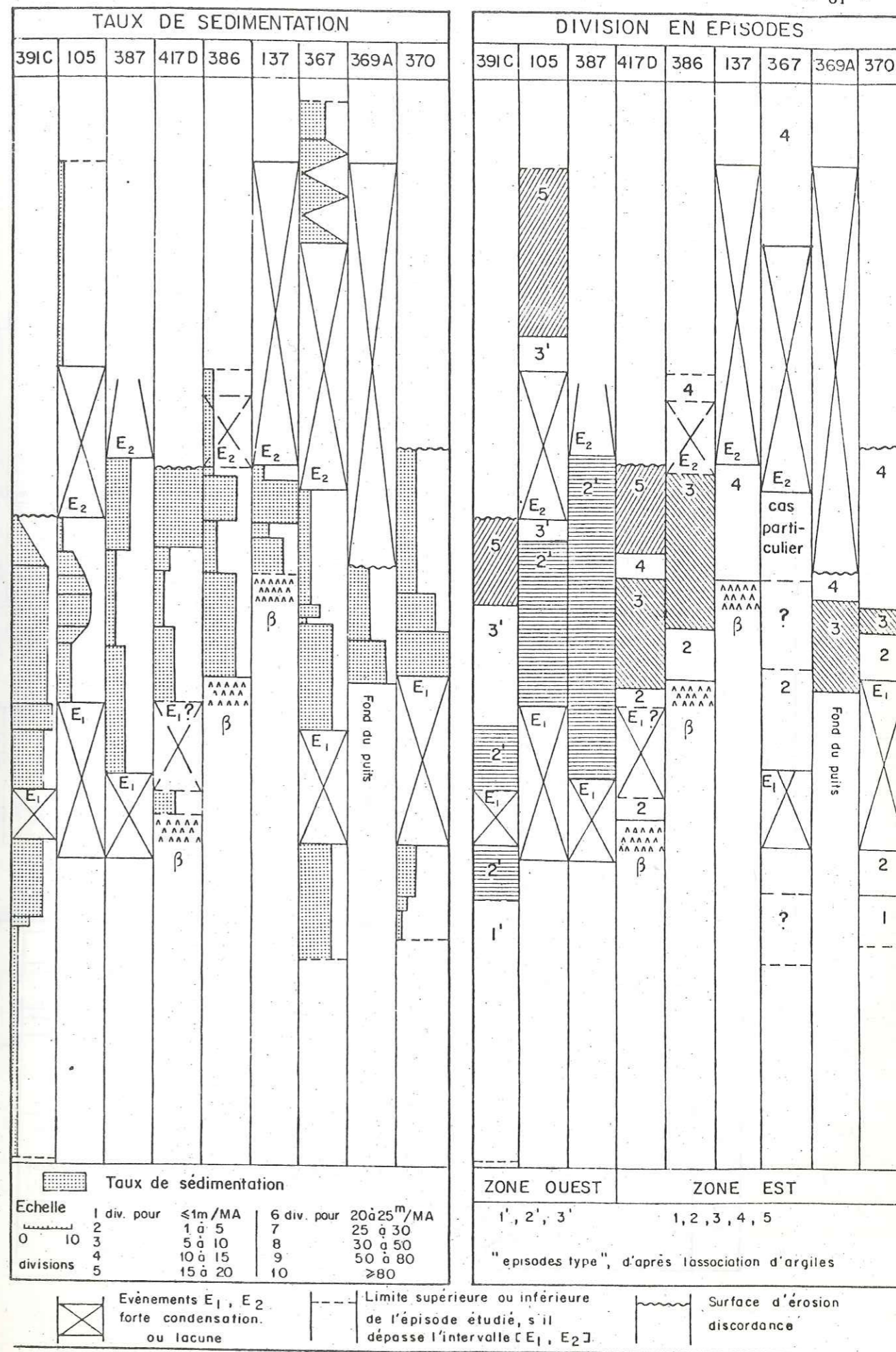
TABLEAU 1 : Résumé des données minéralogiques. X = présence du minéral en continu sur le site, pendant la période étudiée.



LEGENDE COMMUNE
AUX QUATRE VOIETS

FIGURE 16

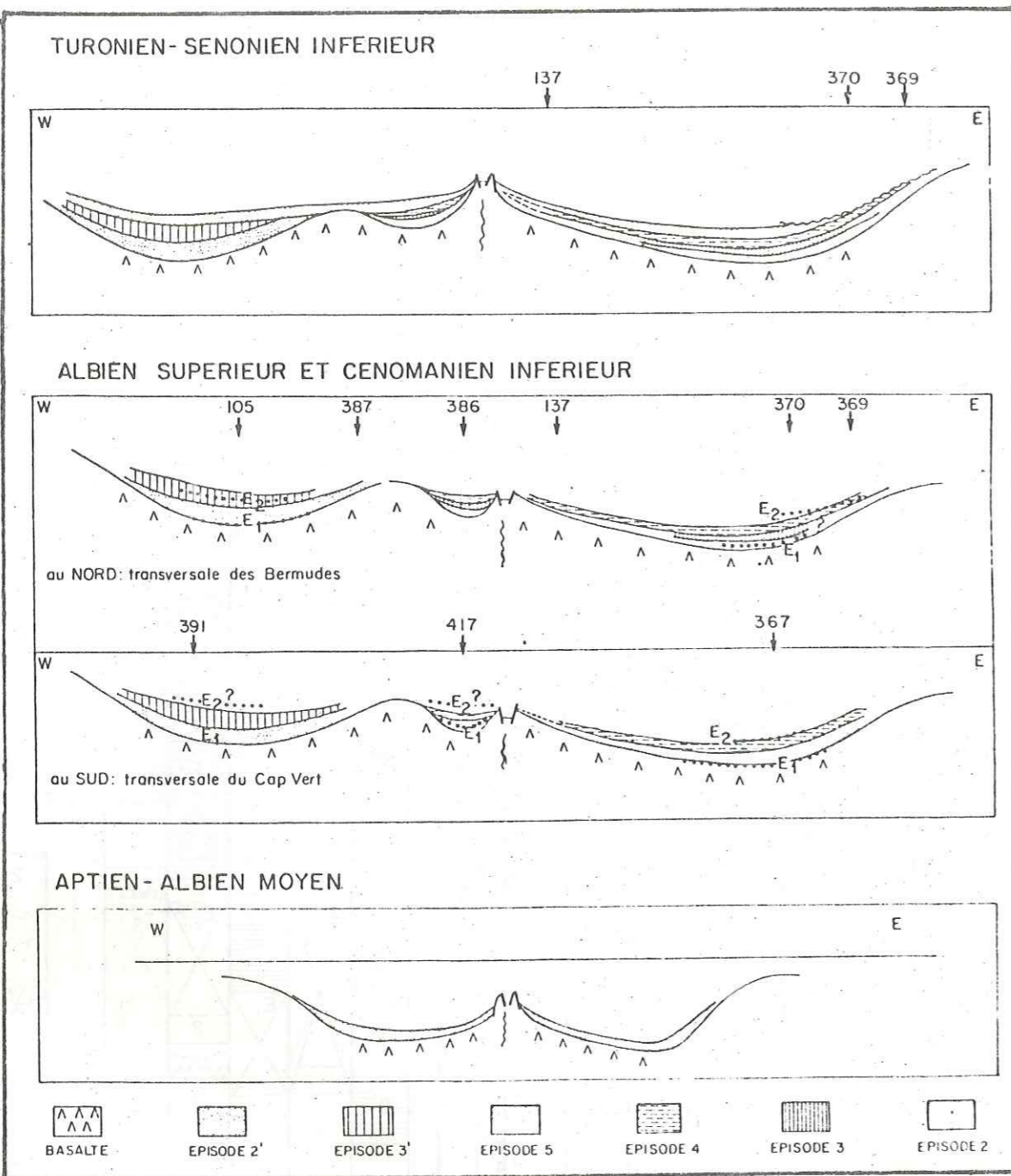
AAAAA
AAAAA
AAAAA
β
Socle basaltique



Taux de sédimentation	
Echelle	1 div. pour ≤1m/MA
2	1 à 5
3	5 à 10
4	10 à 15
5	15 à 20
6 div. pour	20 à 25 m/MA
7	25 à 30
8	30 à 50
9	50 à 80
10	≥80

Evénements E₁, E₂ forte condensation. ou lacune
 Limite supérieure ou inférieure de l'épisode étudié, s'il dépasse l'intervalle [E₁, E₂]
 Surface d'érosion discordance

ZONE OUEST ZONE EST
 1', 2', 3' 1, 2, 3, 4, 5
 "episodes type", d'après l'association d'argiles



BASSINS OCCIDENTAUX				
N°	ASSEMBLAGES ARGILEUX SERVANT A DEFINIR L'EPISODE	A G E		
		site 391	site 105	site 387
3'	kaolinite + illite (éventuellement chlorite)		fin Vraconien à fin Cénomanién supérieur	
2'	illite	fin Aptien inf. à début Albién inférieur	Albién inf. à début Vraconien	fin Aptien supérieur à fin Cénomanién inf.
1'	illite + interstratifiés	Hauterivién à début Aptien inf.		

← FIGURE 17 : Représentation schématique de la succession des épisodes minéralogiques dans l'Atlantique Central Nord.

La structure énigmatique dessinée à gauche de la dorsale correspond à la position qu'aurait pu occuper la ride des Bermudes à l'époque. Elle constitue une barrière séparant des domaines distincts, sur le plan minéralogique, jusqu'à l'épisode 5.

Les limites entre les différentes unités schématisées sur cette figure sont *diachrones*. En comparaison, les événements E₁ et E₂, dont la trace a été reportée, sont relativement synchrones. Il apparaît que l'établissement des épisodes 2 et 5, à l'Est, est plus précoce au Nord qu'au Sud ; qu'en revanche, l'établissement des épisodes 2' et 5, à l'Ouest, est plus précoce au Sud qu'au Nord.

N°	ASSEMBLAGES ARGILEUX SERVANT A DEFINIR L'EPISODE	A G E					
		COMMUN A L' OUEST ET A L' EST					
5	kaolinite + illite + (éventuellement) chlorite et/ou interstratifiés, sur un fond de smectite	début au :					
		site 391 milieu Albién sup.	site 105 Turonien	site 417 fin du Vraconien	site 367 Santonien supérieur		
BASSINS ORIENTAUX ET DORSALE CRETACEE							
4	smectite dominante et un peu d'illite	site 417 Vraconien	site 386 Cénomanién inf. à sup.	site 137 Vraconien à Cénomanién inf.	site 367 Turonien à Santonien	site 369 fin Albién supérieur	site 370 Albién sup. à Cénomanién inf.
3	attapulгите, tandis que la smectite devient dominante et qu'illite et interstratifiés s'estompent. Eventuellement : chlorite et dolomite	Albién inf. à fin Albién sup. (Vraconien?)	Albién supérieur à Vraconien			fin Albién inf. à début Albién supérieur	Albién moyen
2	illite + interstratifiés	Aptien sup. à Albién inf.	fin Albién inf. à Albién sup.		Aptien inf. à Aptien sup.		Aptien inf. à Albién moy.
1	toutes les espèces argileuses (kaolinite, chlorite, illite, smectite, interstratifiés, attap.)						Hauterivién à début Aptien inférieur

↑
← TABLEAU 2 : Les épisodes-types définis par les assemblages argileux .

Les bassins orientaux et occidentaux reçoivent une sédimentation différente sur le plan minéralogique, jusqu'à l'épisode 5. Dans la colonne "sites", en face de chaque épisode, sont énumérés les puits où nos données permettent de le voir.

- attapulgite, lorsque la smectite devient progressivement dominante ; l'attapulgite est souvent accompagnée de chlorite et/ou de dolomite ;
- illite + interstratifiés, éventuellement chlorite ;
- espèces argileuses toutes présentes ou presque, dans des proportions comparables (kaolinite, chlorite, illite, smectite, interstratifiés, attapulgite).

Il convient d'ajouter à ces assemblages une association typique à zéolites + opale-CT.

2. SUCCESSION DANS LE TEMPS DES ASSEMBLAGES ARGILEUX ET REPARTITION SPATIALE DE CEUX-CI : LES "EPISODES-TYPE".

Les assemblages argileux énumérés ci-dessus permettent de définir des "épisodes-type" dont la succession est comparable d'un site à l'autre (figure 16, tableau 2).

Remarque importante : attapulgite, smectite et taux d'accumulation.

Le troisième volet de la figure 16 schématise les taux d'accumulation d'après les données de DEROO (à paraître). À l'exception du site 137, les épisodes 3 (attapulgite) et surtout 4 (smectite), à l'Est, correspondent à des taux d'accumulation affaiblis, souvent marqués d'ailleurs par la proximité de l'évènement E₂ (lacune ou condensation). En revanche, à l'Ouest, l'épisode 2' (lui aussi à smectite dominante) ne correspond à aucun comportement spécifique des taux d'accumulation. Nous verrons plus bas le parti à tirer de cette remarque.

3. CORRELATIONS A TRAVERS LE BASSIN.

La figure 17 montre la disposition dans l'espace et la succession dans le temps des "épisodes-type" définis par les assemblages argileux.

Il apparaît que depuis la fin du Barrémien au moins (site 370) et jusqu'au milieu de l'Albien supérieur, une nette asymétrie existe entre l'Est et l'Ouest : plus exactement entre les puits 370, 369A, 367, 137, 386, 417D et les puits 387, 105 et 391C. Seule la partie orientale présente des quantités importantes d'illite, de chlorite et d'interstratifiés. Cette division en deux zones rappelle le schéma proposé par B. TISSOT & al., (1979) après une étude de la matière organique contenue dans les sédiments. Ils distinguent à l'Aptien/Albien un bassin occidental, relativement oxygéné, en communication probable avec l'océan Pacifique, et un bassin oriental confiné. Au Crétacé supérieur, cette distinction s'estompe au Nord, mais pas au Sud : le bassin du Cap Vert (site 367)

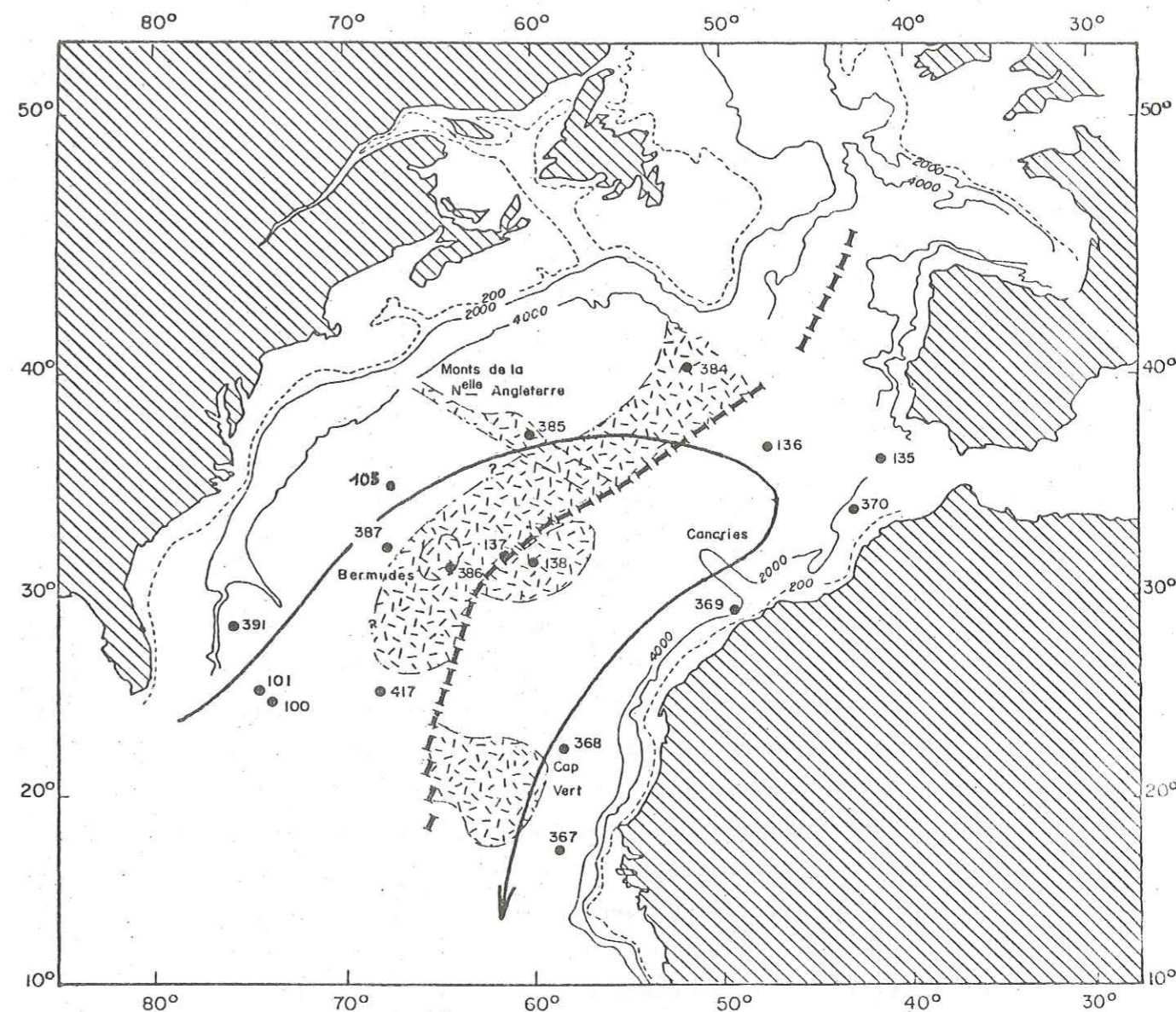


FIGURE 18 : Reconstitution de l'Atlantique Central Nord au Crétacé moyen (d'après J.L. OLIVET, à paraître).

Les zones ombrées correspondent à des domaines anormalement hauts de la croûte océanique.

La flèche indique le sens dans lequel s'effectue le renouvellement minéralogique à caractère détritico continental (épisode 5 notamment - voir explications dans le texte).

ainsi que la majeure partie de l'Atlantique Sud, désormais en communication, restent confinés.

Une reconstitution cinématique encore inédite de l'Atlantique Central Nord vers -100 MA (Albien/Cénomaniens), due à J.L. OLIVET (figure 18), montre que l'actuelle ride des Bermudes se placerait en bonne position, à l'Albien, pour effectuer la séparation entre le domaine oriental et le domaine occidental. On connaît, plus au Nord, au-delà des monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre, une ride anormalement haute ayant fonctionné au Crétacé moyen, comme en témoignent les forages 384 et 385 (TUCHOLKE & VOGT, 1979 ; DONNELLY & FRANCHETEAU, 1979). Rien ne permet d'affirmer, à l'heure actuelle, que cette structure ne se prolongeait pas vers le Sud.

Pour rendre compte de ce phénomène, nous avons représenté, sur la figure 17, une dorsale asymétrique.

4. CONCLUSION.

Les figures 16 et 17 proposées ci-dessus, synthétisant les données minéralogiques, montrent à quel point une étude de la fraction argileuse peut compléter utilement les descriptions lithologiques. Nous en retiendrons surtout le découpage du bassin en deux domaines, pendant la majeure partie du Crétacé moyen.

Les figures 16 et 17 ne sont interprétatives que dans la mesure où elles sont schématiques. Mais aucune hypothèse d'ordre génétique n'a encore été formulée. Ce sera l'objet du chapitre suivant.

Remarque : absence d'une diagenèse systématique d'enfouissement. Les données que nous avons présentées mettent en évidence, à des profondeurs d'enfouissement très variées (figure 4), des assemblages minéralogiques comparables. Il n'y a donc pas, dans la fourchette de profondeurs sur laquelle nous travaillons, de transformation systématique des minéraux sous l'effet de l'enfouissement, qui ait pu modifier sensiblement les assemblages argileux.

III. INTERPRETATIONS DES DONNÉES MINÉRALOGIQUES.

1. LES MINÉRAUX RENCONTRES : ORIGINE, MILIEUX DE DÉPÔT ET MILIEUX DE DIAGÈNESE.

a) Les phyllites.

a.1. Remarque préliminaire : nomenclature.

Pour éviter les ambiguïtés, nous précisons, pour tout vocable désignant un processus de genèse ou de transformation minéralogique, le lieu où le processus en question se déroule. Nous nous en dispensons quelquefois lorsque le lieu de référence est le sédiment étudié, dans l'état où il se trouvait à l'époque concernée.

Cette précaution étant prise, le vocabulaire que nous utilisons est largement inspiré par l'"école" de G. MILLOT. Il a été détaillé par G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969).

- A l'échelle du minéral, le terme de *dégradation* (respectivement *d'agradation*) recouvre l'ensemble des mécanismes physico-chimiques qui font évoluer une espèce donnée vers une moins bonne cristallinité et/ou une composition plus pauvre (respectivement : leur réciproque).
 - Une *espèce argileuse* est dite *héritée* ou *néoformée*. Dans le premier cas, elle provient intacte d'un autre environnement, par un quelconque moyen de transport. Dans le second, elle a été créée au sein de l'environnement dont il est question, soit à partir d'autres minéraux (*transformation*), soit pour l'essentiel à partir d'ions en solution (*authigénèse*). Il y a évidemment entre ces deux derniers termes une frontière difficile à cerner, mais qu'il nous importe peu d'élucider ici.
 - De façon plus précise, une espèce argileuse héritée, ou encore *détritique*, est considérée :
 - . comme *primaire* si elle est issue de l'érosion directe de roches qui ne sont pas elles-mêmes constituées d'argiles héritées ;
 - . comme *dérivée d'altération* si elle s'est formée dans un profil d'altération aux dépens de telles roches ;
 - . comme *secondaire* si elle a pour origine une accumulation de minéraux hérités.
- Dans tous les cas, l'espèce peut être *terrigène* ou *sous-marine* (voir ci-dessous).
- Les *milieux* qui servent de cadre à tous ces phénomènes sont très divers, et généralement constitués d'une phase aqueuse interstitielle chargée d'ions, et de plusieurs phases solides (cristallines ou amorphes). Il

existe des milieux d'altération à l'air libre, mais aussi en domaine sous-marin, comme l'a bien montré M. HOFFERT (1980). Deux catégories très différentes, bien sûr, puisque les eaux météoriques ne sont pas du tout de même nature que l'eau de mer, et que d'autre part la colonne d'eau, dans l'océan, exerce une pression non négligeable (environ 0,1 Kb par 1000 m d'eau). On parle de milieu confiné, par opposition à milieu lessivé : c'est ici la capacité de circulation et d'échange des solutions interstitielles qui est visée.

D'un point de vue chimique, on invoque des milieux acides et des milieux basiques, des milieux oxydants et des milieux réducteurs, etc.

a.2. La kaolinite : un minéral d'altération continentale en climat chaud et humide.

Sur les sites étudiés, la kaolinite n'est jamais dominante. Elle constitue tout au plus 2 à 3/10° de la fraction fine, et souvent beaucoup moins (0.5/10°). Elle est surtout abondante au pied des marges continentales (forages 105, 391C, 367, 370).

La kaolinite est le minéral argileux le plus résistant. En conséquence, elle se présente d'ordinaire en cristaux de plus grande taille que les autres espèces, ce qui lui vaut un dépôt particulièrement rapide lors des phases de transport.

D'après G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969), le processus qui domine la production de kaolinite est l'altération latéritique, en climat chaud et humide, dans un milieu acide et bien drainé. Depuis longtemps, tous les auteurs s'accordent sur ce point, et beaucoup utilisent la kaolinite comme un indicateur du climat tropical humide (CHAMLEY & DEBRABANT, 1980 ; MAILLOT & ROBERT, 1980 ; LEROY, 1981). Sa présence sur un site océanique profond nécessite toutefois des "systèmes hiérarchisés de drainage" (*ibid.*), sans lesquels la kaolinite se trouve complètement piégée sur les marges continentales. Lorsqu'une réjuvenation tectonique modifie la morphologie de ces dernières, il faut un certain temps pour que de tels systèmes se remettent en place, ce qui fait dire à P. LEROY (1981) : "l'apparition de la kaolinite en quantité notable dans la fraction argileuse se ferait au bout d'une période de stabilité assez longue, traduite par une minéralogie homogène". Dans cette hypothèse, le retard avec lequel la kaolinite parvient sur le site 391, après le remodelage du talus américain dont témoigne la fin de la construction carbonatée à l'Aptien supérieur, pourrait signifier que les réseaux de transport vers les plaines abyssales s'établissent en 3 ou 4 millions d'années.

Près de la dorsale crétacée, la seule présence régulière de kaolinite a lieu dans les argilites versicolores du Cénomaniens inférieur, sur le site 417. Il se peut aussi qu'elle apparaisse ailleurs, mais toujours en petites teneurs, et rarement. Si elle est terrigène, il faut imaginer des courants assez puissants pour la transporter. Mais c'est chose connue : "un faible apport du continent persiste, même dans les zones qui en sont les plus éloignées" (HOFFERT, 1980). Soulignons, à nouveau, tout l'intérêt qu'il y aurait à disposer de reconstitutions paléobathymétriques fines dans l'Atlantique.

Pourtant, cette kaolinite ne pourrait-elle pas être néoformée dans le bassin océanique ? C'est théoriquement possible, dans un sédiment soumis à l'influence de solutions acides riches en matière organique, et au détriment d'argiles (illite notamment) ou de matériel volcanique (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). Ces conditions sont peut-être réunies à certains niveaux particuliers du forage 386, mais certainement pas sur le site 417 au Cénomaniens inférieur (argilites vertes et rouges pauvres en matière organique).

En conclusion, il nous semble que dans la très grande majorité des cas rencontrés dans notre étude, la kaolinite doit être considérée comme terrigène et dérivée d'altération, notamment dans l'unité versicolore.

a.3. La chlorite, l'illite et les interstratifiés : des origines diverses possibles.

Sur les sites étudiés, la chlorite est plus rare que la kaolinite mais elle peut, lorsqu'elle existe, présenter des teneurs plus élevées (jusqu'à 4 et 5/10° de la fraction fine). Il n'y a que quatre puits dans lesquels elle apparaît de manière notable : 44-391C, 51-417D, 43-386 et 41-370.

Contrairement à la kaolinite et à la chlorite, l'illite peut être prédominante sur certains sites, à certaines époques. De plus, il est rare qu'elle soit totalement absente : le plus souvent, il en existe un "fond continu", même lorsque la smectite est largement majoritaire (les teneurs atteintes sont alors de 0,5 à 1/10° de la fraction argileuse).

Moins abondants que l'illite d'une manière générale, les interstratifiés peuvent cependant, comme elle, devenir dominants sur les sites étudiés. De ce point de vue, interstratifiés et illite s'opposent globalement à kaolinite et chlorite.

L'illite et les interstratifiés sont clairement associés (figure 16). La chlorite leur apparait liée, mais de manière plus ténue :

- dans les dépôts qui surmontent le basalte sur le site 386 ;
- lorsque la diversification des espèces argileuses est maximale (exemples : 417, 370) ;
- dans les argilites de l'unité versicolore (exemples : 391, 417).

D'autre part, dans certains forages (417, et peut-être 386, 370), des quantités faibles de chlorite semblent accompagner l'attapulgite : nous en reparlerons à propos de celle-ci. Et nous laisserons de côté l'unité versicolore, où l'assemblage argileux est indiscutablement marqué par le détritisme terrigène.

Nous allons envisager plusieurs hypothèses en ce qui concerne l'origine de ces divers minéraux.

- 1^{ère} hypothèse : un détritisme hérité du basalte.

Dès que la croûte océanique se met en place au fond de la mer, elle commence à s'altérer sous l'effet d'eaux percolantes qui peuvent l'affecter sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (HONNOREZ, 1972 ; HART & STAUDIGEL, 1977 ; JUTEAU & al., 1977). Des produits nouveaux se forment, connus sous le nom de palagonites. Leur nature varie en fonction, d'une part de la zone du basalte altéré dans laquelle on se place, d'autre part du chimisme -ou si l'on préfère du degré de maturité- des solutions percolantes (JUTEAU & al., 1977 ; MEVEL, 1977 ; SCHEIDEGGER & STAKES, 1977). Citons quelques-uns des minéraux obtenus (PERTSEV & RUSINOV, 1977 ; HUMPHRIS & al., 1977 ; MEVEL, 1977 ; JUTEAU & al., 1977 ; SCARFE, 1977 ; PRITCHARD, 1977 ; toutes ces études à propos du forage 51-417 D) :

- . plusieurs catégories de smectites (ferrifères, alumino-magnésiennes et alumino-calciques) ;
- . des carbonates : calcites plus ou moins magnésiennes, rhodochrosite ;
- . des zéolites (voir ci-dessus) ;
- . des produits argileux divers, plus ou moins riches en Al, Mg, Fe ou K selon les zones : cèladonite (mica ferrifère), chlorite, interstratifiés chlorite-cèladonite ;
- . des feldspaths potassique ;
- . de la silice, sous diverses formes : quartz, calcédoine, opale ;
- . des minéraux plus accessoires enfin, découverts çà et là : sulfures, oxy-hydroxydes de fer, etc.

Pour qu'il y ait ensuite transfert de ces matériaux dans les sédiments qui surmontent le basalte, il faut un décapage mécanique de

ce dernier et un moyen de transport. M. HOFFERT, A.-M. KARPOFF & al. (1978) ont montré à cet égard l'importance des courants sous-marins. Les assemblages minéralogiques qui en résultent, dans les sédiments, sont tout à fait caractéristiques.

De fait, les dépôts qui suivent immédiatement la croûte océanique présentent souvent, en lames minces, des pyroclastes (débris de verre, morceaux de "pillow", spinelles, silicates ferromagnésiens, etc. ; exemple du site 386). Il n'est pas interdit de penser qu'une partie, au moins, des interstratifiés et de la chlorite, puisse être héritée du basalte. Mais aucune donnée bibliographique ne nous permet d'en dire autant sur l'illite, sauf si l'illite analysée est en fait de la cèladonite (mica ferrifère d'une famille voisine de l'illite).

- 2^{ème} hypothèse : un détritisme hérité du continent.

Pour G. MILLOT (1964), l'illite et la chlorite sont des minéraux détritiques communs, "stables dans les altérations à caractère surtout physique, dans les sols à faible drainage et à actions chimiques discrètes". Pour nombre d'auteurs qui travaillent sur la sédimentation océanique profonde, la chlorite, l'illite, certains interstratifiés, ainsi que le quartz et certains feldspaths, résultent de l'érosion directe des roches ou dérivent de sols contrariés dans leur évolution, s'opposant ainsi à la kaolinite (HOFFERT, 1973 ; MAILLOT & ROBERT, 1980 ; LATOUCHE & MAILLET, 1980 ; LEROY, 1981). Dans cette perspective, l'illite et la chlorite sont plutôt associés à des climats froids et contrastés, tandis que les interstratifiés irréguliers, "reflet d'hydrolyses ou de réarrangements cristallins incomplets", apparaissent comme un témoin des latitudes moyennes (CHAMLEY & al., 1978).

Nous avons vu (figure 16, tableau 2) que l'illite et les interstratifiés caractérisent l'épisode n°2, qui affecte au moins, à l'Aptien et dans la première moitié de l'Albien, les flancs de la dorsale (sites 417 et 386) et le glacis continental africain (sites 367 et 370). Un détritisme terrigène n'est pas difficile à admettre dans le second cas. En revanche, dans le premier cas, l'éloignement du continent et la barrière qu'oppose la dorsale (figure 18) font problème et semblent renforcer l'idée d'un assemblage minéralogique hérité du basalte. Toutefois, il est possible d'envisager des apports provenant du Nord ou du Sud, plutôt que de l'Est.

De toutes façons, un cachet terrigène est certain, comme le prouve la présence de matière organique d'origine continentale (à la base du forage 386 par exemple).

L'hypothèse d'un détritisme continental est formulée par P. LEROY (1981), à propos des sédiments jurassiques qui surmontent le basalte dans les puits 11-101 et 11-105 : les paragenèses à illite seraient un "écho des réactions tectoniques de la marge américaine aux mouvements d'ouverture de l'Atlantique".

Or l'Hauterivien/Barrémien est une époque de renouvellement des marges dans l'Atlantique Central Nord, consécutif à une "phase majeure d'élargissement de l'océan ("spreading")", qui correspond aussi à la phase de "rifting" dans l'Atlantique Nord⁽⁺⁾ (SIBUET *et al.*, 1979 ; MONTADERT *et al.*, 1979). Puis l'Aptien supérieur voit le début d'un "spreading" régulier dans l'Atlantique Nord (SIBUET & BERTHOIS, 1979). L'importance du détritisme primaire serait alors le contrecoup de l'épisode précédent, marqué par une expansion rapide des fonds océaniques.

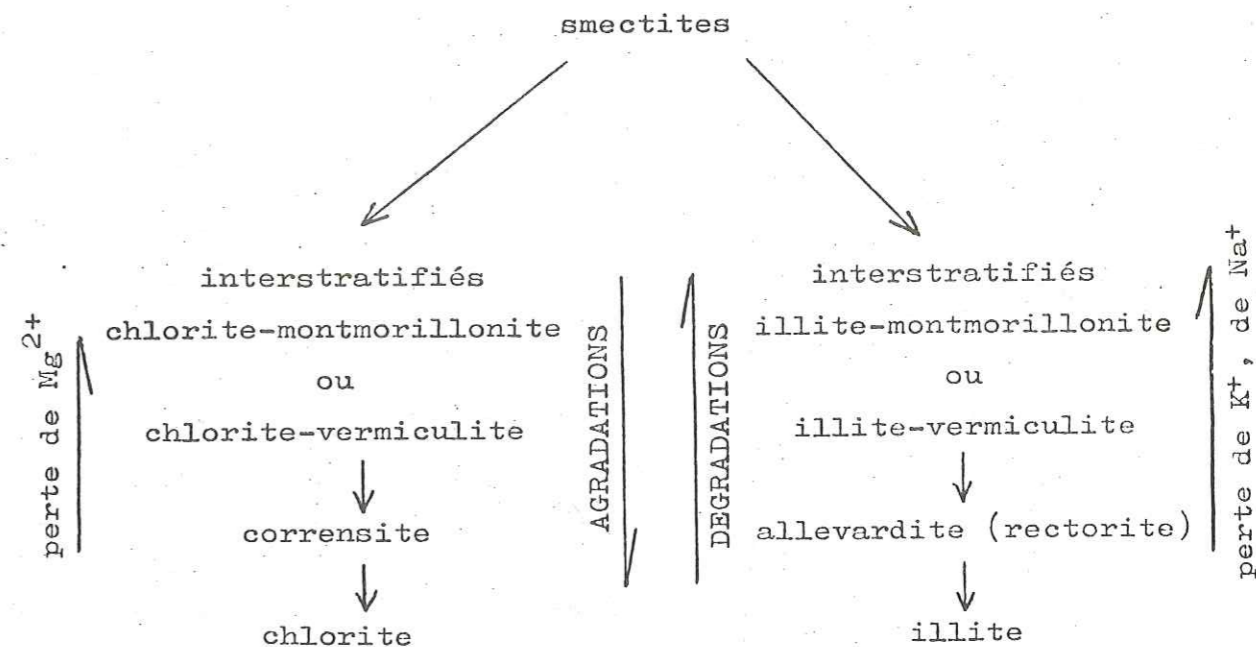
- 3^{ème} hypothèse : des néoformations in situ.

Dans toutes les publications que nous avons consultées, un cachet détritique primaire terrigène est reconnu à l'illite (voir notamment M. HOFFERT, 1980).

L'illite est aussi un produit d'évolution d'autres argiles : cependant, nous l'avons dit, les zones de la diagenèse où elle se forme systématiquement ne sont pas atteintes ici. Mais il n'est pas interdit de penser que, si une partie de l'illite est vraisemblablement héritée du continent, une autre partie puisse être néoformée *in situ*, par exemple par séricitisation de feldspaths potassiques volcanogéniques (THIRY, comm. orale).

Les *interstratifiés* sont des produits très divers. Certains sont néoformés et représentent une étape transitoire dans une évolution qui fait passer de l'illite et/ou de la chlorite aux smectites (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969) -ou vice versa :

(+) c'est-à-dire au Nord d'une ligne Terre Neuve-Gibraltar.



Il est possible qu'une partie au moins des interstratifiés, sur les sites 417, 386, 367, 369 et 370, soit le résultat d'une évolution diagenétique, dans des termes riches en illite et/ou chlorite au sein desquels la proportion de smectite s'accroît progressivement.

Dans le cas de la chlorite, il est également très possible d'envisager des néoformations. La chlorite est magnésienne ; certains milieux de diagenèse, particulièrement riches en Mg²⁺, constituent pour elle une terre d'élection (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969) et permettent quelquefois sa néoformation. D'autre part, la chlorite est assez fragile ; il arrive qu'en s'altérant, elle protège l'illite, par l'augmentation de la saturation des solutions (MILLOT, 1964). Ces deux aspects de son comportement montrent qu'elle apparaît et disparaît avec une souplesse relative (plus grande que pour l'illite), en fonction du chimisme du milieu.

En conclusion, les trois hypothèses envisagées ont chacune leurs avantages. Au demeurant, elles ne sont pas contradictoires. S'agissant d'interpréter avec une certaine uniformité l'épisode 2, qui affecte à la fois la dorsale et le pied de la marge africaine, il nous semble qu'un compromis puisse être trouvé :

- traditionnellement, c'est une origine continentale qui se conçoit le mieux pour l'illite ; il se peut qu'une partie de l'illite engagée dans les dépôts qui surmontent le basalte soit héritée de celui-ci ou néoformée à partir de produits volcanogéniques, mais nous ne croyons pas qu'une telle source puisse fournir des quantités aussi importantes.

que celles qui sont observées.

- Une origine détritique héritée du basalte se conçoit bien pour les *chlorites* associées aux sites de la dorsale crétacée ; mais les *chlorites* de la rive africaine sont presque incontestablement terrigènes ; dans tous les cas, la *chlorite* apparaît plus influençable par les milieux de diagenèse que l'illite.
- On connaît des *interstratifiés* hérités du basalte, mais il nous semble plus naturel de considérer qu'une partie des *interstratifiés* est terrigène, le reste étant néoformé *in situ*, au passage entre des niveaux riches en argiles détritiques primaires et des niveaux riches en smectite.

En tous les cas, répétons le caractère au moins en partie terrigène de l'épisode 2, pour expliquer la présence de matière organique continentale, jusque sur la dorsale.

a.4. La smectite : des néoformations diagénétiques précoces.

Pour G. MILLOT (1964), les smectites constituent un ensemble de minéraux aux origines très variées, instables à la fois du côté des altérations "dès que les lessivages provoquent des désaturations suffisantes en cations et en silice", et du côté des transformations et des diagenèses par fixation d'ions (K^+ , Mg^{2+}), qui les font évoluer vers des micas ou des chlorites. Terme ultime le plus fréquent d'une séquence dégradante, elle réunit de ce fait trois caractéristiques majeures : "une petite taille, une forte capacité de gonflement et une composition chimique appauvrie". En bref, une espèce fragile. Et, de fait, on la rencontre surtout dans des environnements protégés et on l'imagine mal transportée sur de longues distances. C'est essentiellement un minéral néoformé :

- soit à partir de produits volcaniques, à condition que le milieu reste alcalin, c'est-à-dire dans les bentonites au sens large (voir aussi G. DUNOYER DE SEGONZAC, 1969 ; A.-M. KARPOFF & al., 1980) ;
- soit comme une phase "fugitive" à la base de certains profils latéritiques (voir aussi H. PAQUET, 1970) ;
- soit surtout, d'une manière abondante, dans des sols à drainage faible : ce point a été particulièrement discuté et informé par H. PAQUET (1970), à propos des vertisols sous climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées.

Dans les deux derniers cas au moins, le processus invoqué se déroule en domaine continental ou épicontinental ; il nous intéresse toutefois du point de vue des conditions géochimiques qui lui servent de cadre. Retenons que la smectite est surtout une espèce néoformée

en milieu basique, qui disparaît (transformée en produits de type zéolites, ou plus simplement hydrolysée : voir H. PAQUET, 1970) dès qu'elle rencontre des conditions neutres ou acides.

Etablie de manière dominante à l'Ouest depuis l'Hauterivien au moins dans le cas du puits 44-391C, la fin de l'Aptien au moins dans le cas du 11-105 et du 43-387, la smectite n'envahit la fraction argileuse qu'un peu plus tard sur les sites centraux et orientaux : au cours de l'Albien -sauf pour le 41-367, cas particulier. Cet envahissement peut être assez brutal (41-370, 43-386) ou au contraire plus progressif (51-417D, 41-369A).

Trois hypothèses peuvent être faite quant à son origine :

- 1^{ère} hypothèse : des smectites détritiques, héritées du volcanisme sous-marin.

Cette hypothèse a souvent été formulée : par Von RAD & ROSCH (1970), à propos du site 367, par HOUGHTON & al., (1975), à propos de la croisière D.S.D.P. n° 43, etc. Et nous avons vu, ci-dessus, que des smectites très diverses figurent parmi les palagonites.

Néanmoins, les dépôts qui surmontent directement le basalte ne sont jamais les plus riches en smectite ; souvent même, ce sont les plus pauvres, parmi tous ceux que nous avons étudiés (site 417 par exemple).

- 2^{ème} hypothèse : des smectites détritiques, héritées de bassins continentaux ou épicontinentaux.

Certains auteurs privilégient (CHAMLEY & DEBRABANT, 1980), d'autres envisagent comme alternative (HOUGHTON & al., 1975), une origine continentale pour la smectite. Elle serait alors secondaire et proviendrait "de sols gris⁽⁺⁾ dans des domaines continentaux mal drainés, soumis à des climats chauds avec contraste marqué dans la pluviosité" (LEROY, 1981). Il semble que ce fut le cas durant certaines périodes du Crétacé en Afrique occidentale (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

Faire de la smectite un minéral terrigène oblige à supposer des moyens de transport non agressifs sur le plan chimique : certains courants de turbidité par exemple (PASTOURET, AUFFRET & CHAMLEY, 1975, à propos du site 391).

(+) ou hydromorphes.

- 3^{ème} hypothèse : néoformation in situ.

Les généralités géochimiques exposées plus haut ont des implications en domaine océanique profond. Les sédiments marins fraîchement déposés sont souvent riches en Mg²⁺, en silice, et constituent un milieu privilégié pour que la smectite se développe : nous pouvons donc considérer qu'une part au moins de la smectite du Crétacé moyen, dans l'Atlantique Central Nord, est néoformée, et qui plus est de façon précoce. Certains auteurs évoquent dans ce cas le rôle que pourrait jouer un taux d'accumulation réduit (Von RAD & ROSCH, 1970 ; BERGER, 1974), et nous avons vu en effet que l'épisode à smectite, au moins du côté oriental, correspond à un affaiblissement relatif des taux d'accumulation.

D'où viennent les excès de silice et de magnésium indispensables pour fabriquer des smectites ? Le magnésium est généralement considéré comme issu de l'eau de mer, mais il peut aussi provenir de l'halmyrolyse de minéraux ferro-magnésiens volcanogéniques ou de débris de verre (BERGER, 1974; KARPOFF & al., 1980). Quant à la silice, d'aucuns la tiennent pour biogénique (ARTHUR, 1975 ; DONNELLY & MERRILL, 1977) et on connaît des smectites se développant sur des tests siliceux en cours de dissolution (CHAMLEY, 1971 ; HOFFERT, 1980). Les nécessaires migrations ioniques qui permettent la néoformation de smectites seraient particulièrement facilitées dans les zones de transition entre certains faciès : par exemple les "vases d'organismes siliceux" et les "argiles rouges" (HOFFERT, 1980 ; KARPOFF & al., 1981).

Nous ne discuterons pas la nature des néoformations (transformations ou authigénèses) : l'important est qu'il existe un milieu chimique in situ propre à la création de smectites.

En conclusion, ces trois hypothèses ne sont pas incompatibles, dans la mesure où plusieurs types de smectites peuvent coexister. Toutefois il nous semble que, dans les bassins orientaux à l'Albien/Cénomaniens, la réduction des taux d'accumulation et divers indices de confinement à l'approche de l'évènement E₂ (matière organique marine abondante, notamment) plaident en faveur d'une origine par néoformation au cours des phases initiales de la diagenèse. Ce point de vue est viable également à l'Ouest, mais plus discutable : dans cette zone, il se pourrait qu'une partie de la smectite soit terrigène. Quant à l'héritage du volcanisme, nous pensons devoir l'écarter dans la plupart des cas.

La géochimie des smectites serait, semble-t-il, un moyen de les rattacher à l'une ou l'autre catégorie : dans les sols tropicaux mal drainés, elles

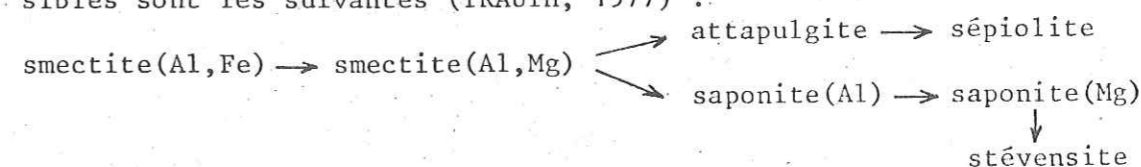
seraient ferrifères ; dans un milieu chimique basique (lacustre ou marin), elles seraient magnésiennes (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969) ; volcanogéniques enfin, elles seraient "anormalement" riches en titane et en terres rares lourdes (CHAMLEY, 1979 ; KARPOFF & al., 1981 ; CHAMLEY & BONNOT-COURTOIS, 1981). Plus généralement, une étude détaillée du chimisme des argiles pourrait constituer une voie analytique prometteuse pour déterminer leur origine (COPELAND & al., 1971). Aucune donnée de cette nature ne nous permet ici d'argumenter.

On peut retenir de toutes façons que la prépondérance de la smectite signifie un certain calme, au moins sur le plan tectonique. En effet, dans le cas contraire, on devrait trouver des argiles primaires.

a.5. L'attapulгите : un produit néoformé au cours de la diagenèse.

L'attapulгите est globalement plus rare que les autres argiles. Néanmoins il arrive qu'elle soit abondante, sinon dominante : c'est le cas à l'Est (sites 369A et 370) et sur le site 417, autour de l'Albien moyen. Nous avons montré comment l'attapulгите intervient en situation intermédiaire, au moment où la smectite prend le relais des assemblages détritiques primaires.

L'attapulгите et la sépiolite sont des argiles fibreuses que la terminologie anglo-saxonne regroupe sous le nom de palygorskite. Pour G. MILLOT (1964), ces minéraux sont néoformés "dans des sédiments basiques riches en silice, en magnésie, en chaux, éventuellement en phosphates, mais pauvres en fer et en alumine" ; ils ne sont stables que dans ce milieu, où ils sont associés à la smectite. De ce fait, les solutions interstitielles les plus favorables à leur formation sont celles qui proviennent d'un continent arasé : on la trouve ainsi, notamment, dans les bassins épicontinentaux, plus ou moins phosphatés, du pourtour de l'Afrique. L'attapulгите se forme aussi dans des sols calcimorphes, en climat aride (H. PAQUET, 1970). Enfin, l'attapulгите est connue comme un produit de transformation des smectites, et doit alors être considérée comme un terme de passage entre un pôle amont déritique et un pôle aval chimique, dans un environnement continental ou marin. Les séquences possibles sont les suivantes (TRAUTH, 1977) :



L'attapulгите appartient à l'une des deux branches seulement dans le schéma évolutif précédent. Cette voie est préférée dans le cas où le rapport $\frac{\text{Si en solution}}{\text{Mg disponible}}$ est élevé, et elle est entravée par tout apport de cations (notamment Na^+ , Ca^{2+}), capable de compenser les charges des smectites et d'empêcher ainsi leur transformation.

Comme pour la smectite, trois hypothèses sont possibles concernant l'origine de l'attapulгите :

- 1^{ère} hypothèse : l'attapulгите est détritique, héritée du basalte océanique.

Selon N. TRAUTH (1977), cela demeure une curiosité minéralogique. M. HOFFERT en 1975 pensait qu'elle pouvait résulter, dans les grands fonds, d'actions hydrothermales sur le matériel basaltique (voir aussi COUTURE, 1977), mais dans sa thèse de 1980 sur les "argiles rouges" du Pacifique, il n'est pratiquement pas question d'attapulгите.

Par ailleurs, répétons que l'attapulгите, comme la smectite, n'est jamais abondante dans les dépôts qui surmontent directement le basalte.

- 2^{ème} hypothèse : l'attapulгите est détritique, héritée du continent.

Pour CHAMLEY & DEBRABANT (1980), c'est une espèce héritée, née dans des milieux côtiers peu de temps auparavant, sous des climats chauds à humidité très contrastée, en régime transgressif. Ces environnements côtiers se caractérisent par une morphologie peu déclinée et sont soumis en alternance à l'évaporation et à l'invasion de la mer.

- 3^{ème} hypothèse : l'attapulгите est néoformée in situ.

Les conditions chimiques favorables à l'attapulгите ont été évoquées ci-dessus. La néoformation de ce minéral exige un excès de silice et une relative pauvreté en cations. Quant à l'aluminium, toujours indispensable pour fabriquer des phyllites, il ne manque nulle part dans les dépôts argilitiques que nous étudions.

L'attapulгите peut être néoformée au cours de la diagenèse, mais il est difficile de préciser à quel niveau. Envisageons deux possibilités :

- . elle serait néoformée précocement, comme les smectites dont il a été question plus haut ; son apparition doit alors être reliée à une évolution chimique du milieu de dépôt ;
- . elle serait néoformée plus tardivement, dans la zone de contact entre les niveaux riches en illite, chlorite, interstratifiés et les

niveaux riches en smectite ; son apparition doit alors être reliée aux milieux de diagenèse et il faut supposer que les circulations interstitielles sont suffisantes pour assurer les transformations.

Nous avons déjà fait remarquer la présence éventuelle de chlorite et/ou de dolomite comme minéraux d'accompagnement de l'attapulгите. On peut imaginer qu'elles exercent un contrôle sur la concentration en Mg^{2+} .

En conclusion, l'hypothèse d'une néoformation diagénétique *in situ* de l'attapulгите nous semble la plus satisfaisante pour expliquer ses occurrences sur les sites étudiés, sauf peut-être en ce qui concerne le puits 370 au Barrémien, où elle pourrait être terrigène. Mais il est difficile de dire à quel moment l'attapulгите apparaît au cours de la diagenèse.

a.6. Conclusion générale sur les phyllites. (tableau 2)

Pour presque tous les minéraux argileux rencontrés, se pose la question de l'origine : héritage ou néoformation ? Pour H. MAILLOT & C. ROBERT (1980) et pour H. CHAMLEY (1981), l'origine détritique de la très grande majorité des associations argileuses ne fait aucun doute. Ce dernier fournit à l'appui les cinq arguments suivants :

- 1) absence de modification verticale continue et systématique liée à une diagenèse d'enfouissement ;
- 2) occurrence à tous les niveaux d'assemblages identiques aux assemblages actuels, et comprenant des minéraux caractéristiques d'environnements peu évolués (illite et chlorite mal cristallisées, interstratifiés irréguliers, smectite, kaolinite, argiles fibreuses disséminées) ;
- 3) indépendance de la lithologie et de la minéralogie ;
- 4) absence de relation entre la smectite et l'activité volcanique, sauf à l'intérieur du basalte lui-même, ou de certains horizons pyroclastiques ;
- 5) abondance des minéraux fragiles (notamment l'attapulгите) dans les niveaux remaniés.

Ceci permet à H. CHAMLEY d'affirmer que la fraction fine reflète à peu près exclusivement l'ambiance qui règne sur les continents, et que les modifications géochimiques du sédiment ne se traduisent en général que sur les composants non argileux : carbonates, matière organique, silice sous ses formes diverses, zéolites, oxydes.

Ce point de vue est souvent étayé par des données relatives au chimisme et à la cristallinité des différentes espèces de phyllites. En l'absence d'une telle information, il nous sera nous-mêmes impossible de conclure. Néanmoins il nous paraît difficile d'admettre que le milieu marin et

les milieux de diagenèse soient restés inactifs vis-à-vis des argiles, et il ne nous semble pas que les cinq observations ci-dessus, vérifiées d'ailleurs par nos données, suffisent à établir l'origine continentale des phyllites. Elles ne s'opposent pas, en particulier, à l'existence de néoformations diagénétiques précoces.

b) Le quartz, les zéolites, l'opale-CT. Le problème des silicifications.

b.1. Le quartz.

Nous pouvons distinguer deux catégories de quartz, que toutefois les analyses aux rayons X ne permettent pas, en routine, de séparer :

- le quartz détritique, souvent repérable en lames minces ; citons comme exemples les argilites de l'unité versicolore dans les forages 391 et 105, ou encore les turbidites carbonatées au début de l'Aptien dans le forage 370.
- le quartz de silicification : le quartz est plus abondant sur la dorsale crétacée (sites 386, 387, 417, 137) que dans les plaines abyssales ou au pied des talus continentaux. Cela apparaît aussi sur les données de R. KOCH & P. ROTHE (1975, sites 387 et 386), et sur celles de U. MANN & G. MULLER (1977, site 417). W.H. BERGER & V. Von RAD (1972), dans le puits 137, ont mis en évidence des phénomènes de chertification.

b.2. Les zéolites et l'opale-CT.

Nous n'avons jamais rencontré l'opale-CT sans les zéolites ; mais parfois les zéolites seules. Et jamais sur les sites orientaux.

Deux situations sont possibles pour cet assemblage minéralogique :

- dans des niveaux noirs, pyriteux, riches en matière organique marine et en radiolaires (par exemple sur les sites 105, 387, 386). Un tel épisode est connu aux alentours de E₂. Le taux de sédimentation est alors faible (< 15 mètres/million d'années, figure 16).
- Dans des argilites versicolores, également riches en radiolaires (par exemple sur le site 417). Dans ce cas, le taux de sédimentation est élevé (> 80 mètres/M.A., figure 16).

Les zéolites rencontrées sont de la famille de la clinoptilolite, seul représentant commun du groupe dans l'Atlantique ainsi que dans les sédiments anciens (CRONAN, 1975).

Pour fabriquer de la clinoptilolite, il faut à la fois de la silice, du calcium et une alcalinité suffisante mais limitée. En effet,

si le pH est trop acide, la silice précipite seule (chertification) ; et si le pH est trop basique, la calcite apparaît et consomme tout le calcium disponible. Il y a donc compétition des zéolites, à la fois avec les minéraux siliceux moins fragiles et avec les carbonates (MEVEL, 1977).

D'après les observations micrographiques (GRACIANSKY, à paraître), la clinoptilolite se développe fréquemment sur des tests de radiolaires en voie de dissolution (voir aussi : LANCELOT, HATHAWAY & HOLLISTER, 1972 ; BERGER & Von RAD, 1972 ; LANCELOT, 1973 ; MELIERES, 1979).

L'opale-CT (JONES & SEGNET, 1971), encore appelée lussatite (MALLARD, 1890) est une variété minérale hybride de la silice, un assemblage où interviennent les structures de l'α-cristobalite et de l'α-tridymite. Dans la nature, elle se présente sous la forme d'agrégats de cristallites, ou lépissphères (WISE & KELTS, 1972). Elle apparaît au cours des premières phases de certaines silicifications (KARPOFF & al., 1981).

b.3. Le problème des silicifications. Sources possibles de la silice.

Les sédiments riches en silice abondent dans les argilites du Crétacé moyen de l'Atlantique Central Nord : selon le cas, la silice s'exprime par du quartz, de l'opale-CT, des zéolites, des smectites, de l'attapulgitite. Ces diverses variantes, obtenues lorsque la silice est en excès, traduisent probablement des conditions chimiques différentes - sur le plan, par exemple, des cations métalliques disponibles - dans les milieux de dépôt et de diagenèse. Selon M. THIRY (comm. orale), on obtient, pour schématiser :

- de l'opale-CT seule si le milieu est pauvre en cations ;
- de l'opale-CT et des zéolites en présence de Fe et de K ;
- de l'opale-CT et des smectites en présence de Al et de Mg.

Ce sont là, bien entendu, des tendances. Car il existe des assemblages de zéolites + smectites + opale-CT (LOUAIL, 1981 ; nos données).

Sur les cherts et les porcelanites, où la silicification se traduit respectivement par du quartz et de l'opale-CT, de très nombreux travaux ont été réalisés. Retenons pour simplifier que deux théories s'opposent : la première considère l'opale-CT comme une étape intermédiaire obligée sur la voie de la chertification (théorie de la maturation : HEATH & MOBERLY, 1971 ; WEAVER & WISE, 1972 ; BERGER & Von RAD, 1972). La seconde (LANCELOT, 1973) considère comme possible la précipitation directe du quartz. Quoi qu'il en soit, la présence d'argiles entrave la précipitation de l'opale-CT (KASTNER, KEENE & GIESKES, 1977) :

c'est surtout le cas des milieux riches en smectite, qui ont tendance à consommer Mg^{2+} et OH^- (favorables, comme catalyseurs, à la formation d'opale-CT d'après les mêmes auteurs), pour fabriquer d'autres argiles magnésiennes (attapulгите, smectites, etc.) (voir aussi KARPOFF & al., 1981).

Sur les sources de la silice, plusieurs hypothèses sont faites :

- *le volcanisme* : il est souvent évoqué à propos des zéolites (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969 ; Von RAD & ROSCH, 1970 à propos du site 137 ; ZEMMELS, COOK & HATHAWAY, 1970 et aussi LANCELOT, 1972 à propos du site 105 ; HOUGHTON & al., 1975, à propos du site 386) ; les zéolites proviendraient alors, soit de l'altération de débris volcaniques et notamment de verres, soit directement du basalte océanique par halmyrolyse (JUTEAU & al., 1977). En ce qui concerne le quartz, dont nous avons mentionné l'abondance, à tous les niveaux, dans les puits qui surmontent la dorsale crétacée, une origine volcanique vient tout naturellement à l'esprit. Mais le quartz pourrait-il dériver directement du basalte sans donner lieu à d'autres minéraux dont l'association serait, elle, caractéristique ? Dans le cas, par exemple, du site 386, des pyroclastes sont reconnus à la base (carottes 65-58) mais plus guère au-dessus, tandis que les teneurs en quartz demeurent en moyenne aussi élevées.
- *L'altération de divers silicates et notamment d'argiles* : les feldspaths, les feldspathoïdes, certaines smectites peuvent s'altérer en zéolites et d'une manière plus générale se décomposer au fond de la mer en fournissant de la silice (SIEVER, 1962 ; HOUGHTON & al., 1975 ; STONECIPHER, 1976). Mais faisons remarquer (figure 16) à quel point les variations des teneurs en quartz sont indépendantes de celles de la composition argileuse : cela ne plaide pas en faveur d'une liaison entre le quartz et la silice apportée par les phyllites.
- *Les tests d'organismes siliceux* : le matériel siliceux biogénique est constitué d'opale (FRONDEL, 1962 ; BERGER & Von RAD, 1972), encore appelée opale-A (FLÖRKE, 1955 ; 1975 ; BERNOULLI, 1977), c'est-à-dire de silice pratiquement amorphe. Nous avons dit que la clinoptilolite, et certaines smectites, se développent sur les tests siliceux en voie de dissolution. En ce qui concerne le quartz, la présence d'une dorsale océanique peut entraîner une productivité organique accrue, grâce à des phénomènes de courants ascendants. Toutefois, ce mécanisme n'a rien de systématique : il est même, aujourd'hui, moins développé sur les dorsales que près des marges continentales (CALVERT, 1974) ; mais peut-être n'en allait-il pas de même au Crétacé moyen...

c) L'apatite.

Nous avons rencontré du phosphore sous une forme minérale exprimée aux rayons-X dans le seul puits 41-369A, localisé sur le talus continental africain. Un environnement de pentes est souvent favorable au développement d'encroûtements phosphatés (voir, à ce sujet, l'étude détaillée de M. BOURBON, 1980). En fait, la carbonatapatite recueillie ici n'est abondante que dans des horizons phosphatés bien délimités. ARTHUR & JENKINS (1981) ont montré la liaison de ces derniers avec certaines phases d'un événement transgressif, et aussi avec les climats chauds. Les épisodes phosphatés ne sont pas tout à fait contemporains des crises anoxiques dans l'Océan, mais décalés par rapport à elles (un peu avant ou un peu après). En effet, pour qu'il y ait concentration de phosphates, il faut que leur précipitation ait lieu sur des aires réduites : il semble y avoir une bonne corrélation avec les périodes durant lesquelles la couche à O_2 minimum (+) affecte les talus, ou les marges si celles-ci ne sont pas trop étendues. L'abondance des sels dissous nutritifs issus du continent et/ou une bonne conservation des matières organiques phosphatées (à cause de la faible disponibilité en oxygène), peuvent alors expliquer l'origine du phosphore.

Or il existe une occurrence bien connue pour le phosphore, même si l'apatite n'y est pas détectée : ce sont les niveaux noirs carbonés, riches en pyrite, en radiolaires, en zéolites et opale-CT, qui correspondent aux "milieux de phosphatogenèse" évoqués par C. MOSSER (1980). Il est permis de penser que de tels niveaux, lorsqu'ils ont des teneurs en phosphore particulièrement élevées, sont redéposés à partir des zones du talus continental les moins oxygénées.

Ajoutons que, du point de vue géochimique, Mg^{2+} pourrait faciliter la précipitation des phosphates, ce qui concorde avec l'abondance fréquente des zéolites, des smectites, de la dolomite, dans les sédiments qui en contiennent.

d) Les "minéraux spéciaux" : pour l'essentiel, des minéraux néoformés in situ.

Les indications que l'on peut donner sur les conditions thermochimiques de gisement des phyllites sont assez vagues. Les "minéraux spéciaux" apparaissent ici, a priori, comme un recours. En effet, les conditions dans lesquelles ils précipitent sont mieux délimitées, et des diagrammes (Eh, pH) valables pour la sédimentation marine sont disponibles, tel celui de la figure IV (annexe 2). Mais il faut être conscient qu'un diagramme de ce type ne permet de prévoir que des

(+) dont la définition est rappelée page 122

états d'équilibre, ou des comportements qui font évoluer vers des états d'équilibre. Or il existe des cas manifestes de déséquilibre thermodynamique, témoignant par exemple d'une cinétique très lente (à ce sujet, voir STEINBERG & al., 1978).

En sus du double couple redox (O₂/H₂O ; H₂O/H₂), qui sert de cadre aux processus chimiques au cours de la diagenèse précoce, trois espèces dissoutes, sous leurs diverses formes, sont importantes dans cet environnement : le dioxyde de carbone, le soufre et l'ammoniaque. En d'autres termes, les cinq éléments non métalliques qui permettent de cerner la géochimie des solutions interstitielles dans la plupart des sédiments sont : H, O, C, S et N. Ils interviennent tous, notons-le, dans les mécanismes liés à la vie. Le diagramme de la figure I (annexe 2) fournit les composés ioniques sous lesquels ils sont présents dans les différentes conditions de Eh et de pH. Le phosphore, le chlore, l'iode, le brome, ne jouent de rôle notable que dans des milieux très restreints et très particuliers. Il y a donc, pour un cation métallique donné, une concurrence permanente entre un nombre assez petit de variétés :

- les variétés dissoutes, ions simples ou complexes ;
- les variétés oxydés ;
- les variétés soufrées : sulfures et sulfates ;
- les variétés carbonatées.

Les diagrammes de la figure I⁽⁺⁾ se traduisent, sur le plan des domaines de stabilité des espèces minérales, par des diagrammes du type de ceux présentés dans la figure II⁽⁺⁾, relatifs au fer et au manganèse. La figure IV⁽⁺⁾ est une synthèse des principaux diagrammes de cette nature.

d.1. Les carbonates.

La réaction-clé, en ce qui concerne la géochimie des carbonates, est la suivante :



où M peut représenter : Ca, Mg, Fe, Mn, Ba, etc.

On voit immédiatement que la solubilité des minéraux carbonatés augmente lorsque le pH diminue, ou encore lorsque p(CO₂) croît. Un milieu basique est donc favorable à leur précipitation, de même, ajoutons-le, qu'une température forte et qu'une pression faible : c'est ce qui engendre pour un taux d'apport donné en calcite au fond de l'océan, la notion de CCD (calcite compensation depth).

(+) (Annexe 2).

α - *La rhodochrosite : une espèce stable.*

Sur les diagrammes (Eh, pH) (annexe 2), on voit que la *rhodochrosite* est stable dans un domaine de (Eh, pH) plus large que la *sidérite*.

LOGVINENKO & al. (1970) observent des assemblages de carbonates, avec notamment de la *rhodochrosite*, dans des boues pélagiques du Pacifique à smectite et illite (+ traces de chlorite et d'interstratifiés), pauvres en matière organique. Ils s'intéressent aux différences de comportement entre le fer et le manganèse : des redistributions diagénétiques précoces et intenses affectent les zones de passage entre niveaux réduits et niveaux oxydés du sédiment et y produisent de fortes accumulations de minéraux néoformés. Le manganèse est déplacé à l'état oxydé Mn⁴⁺, et il est toujours réduit avant le fer. Sa précipitation, sous forme Mn²⁺ dans la *rhodochrosite*, abaisse la disponibilité en CO₃⁼ et contribue à rendre plus difficile l'apparition de la *sidérite*.

Pour BERGER & Von RAD (1972) également, la *rhodochrosite* est l'espèce la plus stable - et donc celle qui résiste le mieux à la dissolution. Ils la rencontrent surtout dans les termes de passage entre une zone oxydée décarbonatée riche en Mn, et une zone calcaire, partiellement réduite, riche en matière organique et en sulfures. Elle est liée, dans ce contexte, à des zéolites, à de l'attapulgite et à des silicifications.

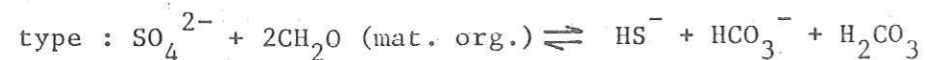
β - *Le rôle du magnésium : la dolomite.*

La dolomite est liée à l'attapulgite. Toutes deux appartiennent de manière privilégiée aux sites de la rive africaine (41-369 et 41-370). Du point de vue géochimique, les deux espèces sont favorisées par un milieu basique, suffisamment riche en Mg²⁺, mais sans apport excessif de cations. Leur présence témoigne qu'un tel milieu a existé. La dolomite intervient aussi, souvent, lorsque les faciès sont alternativement carbonatés et décarbonatés (BERGER & Von RAD, 1972), comme c'est fréquemment le cas du côté africain. (BERNER, 1966).

γ - *Le rôle important de la matière organique au cours de la diagénèse, vis-à-vis de la néoformation de carbonates.*

CURTIS (1977) montre comment l'évolution de la matière organique au cours de la diagénèse peut entraîner la précipitation de carbonates à différents niveaux :

- près de l'interface eau/sédiment, où a lieu la réduction sulfatée, les bactéries attaquent la matière organique selon un schéma du



L'enrichissement consécutif en bicarbonate HCO_3^- permet la néoformation de calcite et de dolomite, ajoutons aussi de rhodochrosite à condition que le dioxyde dissous H_2CO_3 formé soit éliminé. Aucun autre carbonate ne peut apparaître, car les cations correspondants se combinent de préférence avec le soufre, très abondant sous forme SO_4^{2-} et HS^- .

- Au-dessous, dans la zone de fermentation, il y a beaucoup moins de soufre et la sidérite, l'ankérite peuvent cristalliser. La dolomite se forme encore.

- Enfin, dans une phase plus tardive, dite de décarboxylation (au-delà de 1000 mètres d'enfouissement pour fixer les idées), la matière organique non oxydée continue à réduire Fe^{3+} selon le modèle suivant :



réaction qui augmente le pH du milieu et favorise la création de sidérite.

En réalité, ce schéma très général est respecté dans sa totalité, seulement si le taux de sédimentation est assez élevé vis-à-vis de la cinétique des réactions. Dans le cas des sédiments pélagiques, pour lesquels ce taux est petit, et lorsque la matière organique est assez abondante pour permettre une réduction sulfatée effective (exemple des "black-shales"), il y a de bonnes chances pour que tout le Fe^{3+} soit réduit bien avant la zone de fermentation. La pyrite est alors prioritaire devant la sidérite et, d'une manière plus générale, les phases soufrées (et phosphatées) devant les phases carbonatées. Ceci montre pourquoi la sidérite est rare dans les sédiments marins : il faut à la fois un Eh faible et peu de S^{2-} , autrement dit une persistance de SO_4^{2-} après la réduction sulfatée (BERNER, 1971).

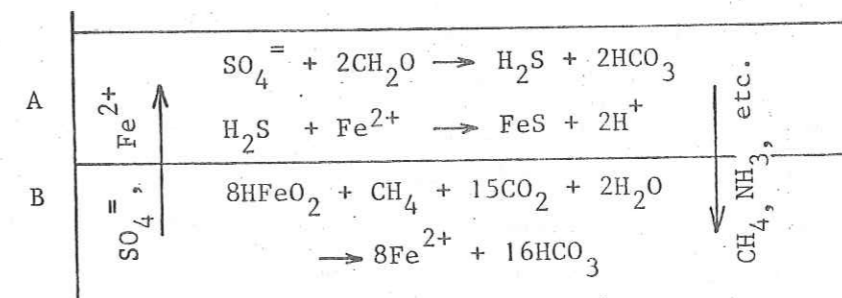
Ces considérations peuvent parfois remettre en cause la position du fond de la mer par rapport à la CCD : M.A. ARTHUR (1979), utilisant les travaux de R.A. BERNER (1971), discute la présence de sidérite à l'Aptien/Albien moyen dans le forage 398D du Leg 47B (marge ibérique) : elle pourrait avoir remplacé la calcite, la dissolution des carbonates résultant non pas de la position par rapport à la CCD mais de l'action d'eaux diagénétiques anaérobies. De telles solutions interstitielles peuvent présider à un remplacement de cette nature lorsqu'elles sont très alcalines, lorsque les

sulfures sont déjà précipités, et lorsque le rapport $(\text{Fe}^{2+})/(\text{Ca}^{2+})$ est supérieur à 0,05. Sans doute ce phénomène peut-il remettre en cause, localement, la reconstitution de la profondeur à laquelle se trouvait la CCD mais il exige des conditions assez particulières et ne saurait être invoqué quand le sédiment n'est pas fortement carboné.

d.2. La pyrite. Néoformations de smectites.

Parmi tous les sulfures susceptibles de précipiter, seule la pyrite joue un rôle important. Nous avons vu combien elle est fréquente dans les "black-shales" carbonés, et nous venons d'en donner une première raison : l'activité bactérienne, exercée aux dépens de la matière organique, libère du soufre utilisable pour précipiter des sulfures. Ceci à l'échelle d'une formation tout entière, lors de la réduction sulfatée.

Mais, de la même manière que pour les carbonates, des concentrations locales peuvent résulter d'hétérogénéités dans le sédiment. BERNER (1971) a bien montré comment ce phénomène était possible entre un niveau A et un niveau B respectivement riche et pauvre en matière organique :



Le même processus est envisagé pour rendre compte de certaines concrétions pyriteuses.

Nous n'entrerons pas dans le détail des mécanismes qui aboutissent à la pyrite. Retenons seulement que FeS_2 n'apparaît qu'assez tard, précédée par une gamme de produits noirs (mackinawite et pyrrhotite FeS , greigite Fe_3S_4 , etc.). En profondeur, la transformation de ce matériel en pyrite fait intervenir du sulfure élémentaire ; et une texture framboïdale caractéristique, que l'on sait reproduire en laboratoire, est observée (BERNER, 1971).

De nombreux auteurs admettent que la source principale du fer est constituée d'oxydes et d'hydroxydes en particules très fines, adsorbées sur les minéraux argileux, et comme eux souvent terrigènes. Ces particules sont toujours abondantes - et disséminées - dans les dépôts marins. D'autres auteurs pensent que le fer contenu dans le réseau de certaines phyllites, et notamment de nontronites (smectites ferrifères),

peut être mis à contribution. ELDERFIELD (1977) discute ce point sous l'angle thermodynamique. Quel que soit le mécanisme invoqué, le fer utilisé par la pyrite est remplacé par du magnésium, et il se forme des argiles magnésiennes, notamment de la saponite (une autre smectite). Quant à la source du soufre, elle est double : le $SO_4^{=}$ de l'eau de mer, réduit par les bactéries ; et les matières sulfurées dérivées des tissus vivants.

De toutes ces sources, la seule susceptible de carences est la dernière : l'abondance de matière organique métabolisable est le seul facteur capable de limiter la précipitation de pyrite (BERNER, 1971).

Tout ceci va dans le même sens pour faire des "black-shales" carbonés un faciès-hôte privilégié de la pyrite.

d.3. La barytine : un minéral néoformé au cours de la diagénèse.

DEAN & SCHREIBER ont étudié en 1975 les occurrences de barytine dans les sédiments recueillis sur les sites 41-369 et 41-370. Il s'agit de rosettes, de lentilles ou de lamelles, quelquefois remplacées par de la calcite, et communes dans les dépôts de l'Aptien/Albien. En fait, la barytine se concentre surtout dans les niveaux des faciès marneux qui surmontent immédiatement les lits calcaires (sédimentaires ou de cimentation diagénétique). Comme les marnes sont riches en matière organique (jusqu'à 4 %), la barytine se trouve donc à la transition entre passées carbonatées et passées carbonées. De plus, il semble que la proximité d'une discontinuité majeure (événement E_2 ?) ait joué un rôle : ceci a de l'importance dans la mesure où une relation de causalité, d'ordre géochimique, établie entre une pause de la sédimentation et la précipitation de la barytine, signifierait que l'origine d'une telle discontinuité n'est pas seulement due à l'érosion.

Quels sont les mécanismes de la concentration ? Où intervient-elle ? Quelles sont les sources de Ba^{2+} et de SO_4^{2-} ?

La plupart des auteurs s'accordent à reconnaître que la barytine est néoformée au cours de la diagénèse. (Il arrive qu'elle précipite dans l'eau de mer (CHESSELET, 1976), mais sous des conditions très particulières). L'examen des diagrammes Eh/pH (figures I-IV annexe 2) montre que la forme $SO_4^{=}$ du soufre, et donc la barytine, peut être stable dans un environnement légèrement réducteur, à condition que le pH soit fort, et que les solutions interstitielles aient une salinité élevée.

En ce qui concerne les sources de $SO_4^{=}$, l'eau de mer est invoquée le plus souvent ; parfois aussi des formations évaporitiques

d'un âge plus ancien (DEAN & SCHREIBER, 1975). Mais pour le baryum, la plupart des auteurs (ARRHENIUS & BONATTI, 1965 ; CRONAN, 1975) envisagent a priori deux origines possibles :

- l'activité hydrothermale sous-marine, en liaison avec le volcanisme ;
- la richesse de certains organismes en cet élément, reconnue depuis de nombreuses années déjà, (BOWEN, 1956). D'ailleurs n'est-ce pas dans des sables à radiolaires que nous avons rencontré le plus souvent la barytine (figure 9 par exemple)? Ce pouvoir concentrateur, au premier degré, du matériel vivant, pourrait évidemment s'exercer sur le baryum contenu dans l'eau de mer, éventuellement d'origine volcanique.

L'abondance particulière de la barytine dans les zones de haute productivité organique confirmerait plutôt la seconde hypothèse (voir aussi KARPOFF, 1981).

d.4. Oxydes et hydroxydes : des origines plus diverses.

Oxydes et hydroxydes, de fer ou de manganèse, sont très fréquents dans les sédiments pélagiques, mais assez rarement organisés en minéraux ayant une bonne cristallinité. Le plus souvent, il s'agit de particules ou de concrétions plus ou moins amorphes. Les nodules en constituent une catégorie importante mais dépassent notre propos (pour une étude bibliographique détaillée, voir M. BOURBON, 1980).

Parmi les formes cristallisées, les deux plus abondantes sont l'hématite Fe_2O_3 et la goethite $HFeO_2$. La première est de loin la plus courante, et peut appartenir à tous les faciès dès que le potentiel Eh est positif. La seconde, variété de limonite (ou "hématite brune") est un hydroxyde de fer. Thermodynamiquement, elle est moins stable que l'hématite. Toutefois, la réaction goethite → hématite serait assez lente aux températures ordinaires pour permettre à la goethite de se maintenir. D'après SCHNELLMANN (1959), cité par KRAUSKOPF (1967), l'hydroxyde $Fe(OH)_3$ se transforme en goethite dans les environnements plutôt alcalins (contenant notamment HCO_3^- , $SO_4^{=}$), et en hématite dans les environnements plutôt acides contenant Ca^{2+} ou Mg^{2+} .

Les origines de ces diverses formes d'oxydes et d'hydroxydes sont très variées, selon l'environnement :

- détritisme continental, en fines particules adsorbées sur les argiles ;
- héritage du volcanisme : par altération du basalte océanique, par hydrothermalisme, etc. (voir CRONAN, 1975 et son étude des "sédiments métallifères" associés aux rides d'accrétion) ;
- néoformation dans une zone de transition entre deux lithofaciès distincts, par exemple une "vase d'organismes calcaires" et des "argiles rouges", par décarbonatation de la première, le fer ayant une origine biogénique (HOFFERT, 1980) ;

- authigenèse à partir de l'eau de mer, des oxydes existant déjà pouvant alors servir de catalyseur (BERGER & Von RAD, 1972 ; BERGER, 1974, CRONAN, 1975).

d.5. Conclusion sur les "minéraux spéciaux".

Dans la plupart des cas, une *néoformation dans le sédiment* doit être envisagée. Les "minéraux spéciaux" aident à comprendre alors les conditions qui règnent dans les milieux de diagénèse. En conclusion, nous ferons trois remarques :

α - Deux échelles sont imbriquées : celle de la formation prise globalement (par exemple : les "black-shales"), dont l'évolution diagénétique engendre des milieux favorables à la précipitation de certains minéraux ; et celle des variations locales dans les conditions géochimiques, qui déterminent d'un niveau à un autre le fonctionnement de flux concentrateurs sur de courtes distances.

Ainsi la barytine, la rhodochrosite précipitent surtout lorsqu'existent des contrastes locaux importants du potentiel d'oxydo-réduction.

Elles apparaissent alors liées, selon le cas, à des niveaux oxydés ou réduits. Dans cette catégorie entre le blende découverte par Y.LANCELOT & al., (1972) à la base des argilites versicolores du puits 105.

De la même façon, il faut souligner combien les zones de transition entre deux faciès soumis à des conditions de Eh et de pH différentes, constituent les environnements les plus favorables à la précipitation et à l'accumulation de minéraux pendant la diagénèse. En effet, un cation donné est fixé dans une certaine phase minéralogique au cours de la sédimentation, et il y est *disséminé*. Dès les étapes les plus précoces de la diagénèse, les flux de diffusion, qui s'établissent au contact entre des niveaux différents, peuvent assurer sa mobilisation et sa migration : mais il est bloqué près de la frontière entre deux faciès distincts si une phase minérale y trouve un milieu propre à son développement. C'est là un processus *concentrateur*.

β - Certains minéraux ou certaines associations minéralogiques peuvent ne pas être en équilibre thermodynamique avec les solutions interstitielles ou le reste du dépôt : leur état métastable témoigne d'une évolution encore actuelle, dont éventuellement la cinétique peut être très lente. Il semblerait que la barytine soit souvent dans ce cas (DEAN & SCHREIBER, 1975).

γ - Remarquons, enfin, que la plupart des minéraux diagénétiques accessoires que nous avons rencontrés, appartiennent à des niveaux dont la granulométrie est assez grossière : sables, silts, bases de séquences resédimentées, etc. Il est possible qu'une porosité relativement élevée facilite la circulation des solutions interstitielles chargées en ions, et crée des sites favorables à la précipitation de phases minérales.

2. UNE INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES RELATIVES AU CRETACE MOYEN, DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD.

Trois types de minéraux peuvent être distingués :

- les *minéraux principaux* (quartz, calcite, phyllites prises globalement) : ils donnent des indications frustes sur l'importance du détritisme terrigène ou carbonaté, sur la position du fond de la mer vis-à-vis de la CCD, sur l'existence de silicifications, etc. ;
- les *minéraux accessoires ou spéciaux* (exemples : pyrite, dolomite, rhodochrosite, barytine) : ils donnent des indications spécifiques sur les milieux de diagénèse (conditions de Eh et pH notamment) ;
- les *minéraux argileux* : ils paraissent ici les plus utiles lorsqu'on cherche à reconstituer les grands traits des milieux de dépôt et de diagénèse. Par ailleurs, relativement indépendants de la lithologie, ils apportent des informations qui complètent la description des faciès. Grâce aux minéraux argileux, nous avons mis en évidence des *épisodes* successifs au cours du Crétacé moyen, et aussi des *régions* de caractéristiques différentes dans l'Atlantique Central Nord, à cette époque. Les résultats obtenus recoupent assez bien ceux de la géochimie organique.

L'histoire de l'Atlantique Central Nord au Crétacé moyen peut être résumée en quatre temps. Faisons remarquer, toutefois, un déséquilibre dans la répartition des données minéralogiques dont nous avons disposé : les analyses de sédiments d'âge aptien, albien et cénomanien, sont en nombre beaucoup plus élevé que celles concernant le Barrémien d'une part, le Turonien et le Sénonien d'autre part.

1^{er} temps : jusqu'au Barrémien (compris).

Pour autant que l'on puisse tirer parti de données relatives à deux puits seulement, il apparaît déjà une *asymétrie* entre le bassin occidental (site 391), caractérisé par de la *smectite* assortie périodiquement d'*illite* + *interstratifiés*, et le bassin oriental (site 370), où toutes les espèces argileuses sont représentées.

Remarquons d'ailleurs que sur le site 398, au pied de la marge ibérique, la composition des argiles rappelle le site 370 (CHENET & TEIL, 1979 ; CHAMLEY & al., 1978).

2^{ème} temps : Aptien/Albien moyen (compris).

Cette période est divisée en deux parties par l'évènement E₁, centré sur l'Aptien supérieur (Gargasien). Cet évènement se traduit très souvent par une lacune, par le passage des sédiments carbonatés aux sédiments décarbonatés, et par l'installation du faciès "black-shales" classique. Il est, bien sûr, enregistré dans l'analyse minéralogique de la roche totale ; mais, fait remarquable, il n'a pas d'influence sensible sur les associations de phyllites. Ces dernières ne se modifient que plus tard.

A cette époque, la dorsale sépare :

- un bassin oriental où se déposent *illite*, *interstratifiés*, et près de l'Afrique, *kaolinite* (épisode 2, figure 16). Les taux d'accumulation sont élevés. Un cachet détritique continental est incontestable, même si localement les néoformations ou l'héritage du volcanisme ont leur part (notamment au-dessus du basalte océanique).
- un bassin occidental où la *smectite* domine (épisode 2', figure 16). Les taux d'accumulation sont aussi élevés qu'à l'Est. La *smectite*, dans ces conditions, pourrait être en partie terrigène, en partie néoformée dans le bassin.

Pour expliquer une telle séparation en deux domaines, visible également sur les données de la géochimie organique, B. TISSOT & al., (1979) ont proposé l'existence de régimes climatiques différents sur l'Afrique et l'Amérique, la première soumise à un climat aride et la seconde à un climat humide, plus favorable à la transformation des espèces argileuses.

Mais il est possible d'envisager aussi une interprétation d'ordre tectonique et morphologique : la diversité minéralogique du côté oriental serait la conséquence d'une phase d'expansion océanique vigoureuse à l'Hauterivien/Barrémien, correspondant à l'ouverture de l'Atlantique Nord (SIBUET & al., 1979 ; MONTADERT & al., 1979). Nous avons fait remarquer comment l'épisode 2 semble migrer du nord au sud : il se peut que la zone sensible, source des apports, soit précisément cette région en cours de "rifting" que représente bien la marge ibérique.

3^{ème} temps : Albien supérieur et Cénomaniens inférieur, puis évènement E₂.

Cette période est en continuité avec la précédente sur le plan lithologique : la sédimentation des "black-shales" se poursuit ; vers le haut, à l'approche de l'évènement E₂ qui marque la moitié haute du Cénomaniens (lacune ou condensation), les dépôts deviennent très carbonés, riches en matière organique marine.

La différence entre l'Est et l'Ouest, déjà notée auparavant, continue d'exister :

- dans le bassin occidental, la composition argileuse se modifie d'une manière ténue : la *smectite* reste dominante mais la *kaolinite* apparaît, d'abord au sud (site 391), puis au nord (site 105) (épisode 3'). Ensuite, au Vracomien (site 391) et seulement au début du Cénomaniens (site 417), les faciès versicolores s'intercalent avec une importance croissante dans les argilites de type "black-shales". Ils sont caractérisés par une association argileuse à *kaolinite*, *illite*, éventuellement *chlorite* et/ou *interstratifiés*, surimposée au fond *smectitique* (épisode 5). Cet assemblage a un caractère détritique typique ; il montre dans un milieu où l'oxygénation est rétablie (*hématite* des argilites rouges), l'ouverture du bassin vers la grande circulation océanique, peut-être grâce à une communication plus facile avec le Pacifique.
- dans le bassin oriental, la diversité argileuse s'estompe progressivement ; après un épisode à *attapulгите* au cours duquel les proportions de *smectite* s'accroissent (épisode 3), cette dernière devient dominante (épisode 4). On pourrait considérer cette *smectite* comme remaniée à partir de bassins confinés continentaux ou épicontinentaux ; et les arguments pertinents ne manquent pas (CHAMLEY, 1979 ; LEROY, 1981). Selon un autre point de vue, la *smectite* serait néoformée de façon précoce au cours de la diagénèse. L'*attapulгите* pourrait également être néoformée de cette façon, ou bien s'être développée dans la zone de transition entre les horizons à *smectite* et les horizons inférieurs riches en phyllites diversifiées, par transformation diagénétique des assemblages préexistants. Vis-à-vis de l'*attapulгите*, la *chlorite* et/ou la *dolomite* assurerait un contrôle sur les disponibilités du milieu interstitiel en magnésium. Dans cette hypothèse, les confinements nécessaires se seraient exercés, non pas à l'extérieur du bassin, mais dans celui-ci, comme le suggèrent diverses données convergentes (taux d'accumulation affaiblis, teneurs fortes en matière organique marine, indice d'hydrogène très élevé et, de manière plus globale, courbe des variations eustatiques du niveau marin (VAIL, 1978) montrant une transgression

maximale sur les continents). Toutefois, un cas particulier doit être signalé à l'Est : à l'Albien, le site 367 se singularise par une diversification intense et brutale de la fraction fine. Selon H. CHAMLEY & C. ROBERT (1979), il s'agirait d'un mouvement important de coulissage dans la zone de fracture de la Romanche, au sud de la région explorée, et d'ailleurs le site 367 serait marqué, durant tout le Crétacé, d'un sceau volcanogénique propre au bassin du Cap Vert.

Par ailleurs, il faut noter que pendant toute cette période, la séparation minéralogique entre les bassins oriental et occidental ne s'opère pas au droit de la dorsale, mais un peu plus à l'Ouest, à la place qu'aurait pu occuper, alors, l'actuelle ride des Bermudes.

4^{ème} temps : Turonien et Sénonien inférieur.

Après l'évènement E₂, le dépôt des argilites versicolores à phyllites détritiques se généralise (épisode 5 : kaolinite, illite, éventuellement chlorite, interstratifiés, sur un fond de smectite). Apparue au Sud-Ouest au Vraconien, nous l'avons vu (site 391), cet épisode s'établit progressivement dans tout l'Atlantique Central Nord, selon un mouvement tournant qui envahit d'abord les bassins occidentaux et gagne ensuite les bassins orientaux par le Nord (fléché sur la figure 18). Le site 367 l'enregistre en dernier, au Coniacien : la zone du Cap Vert reste, ainsi, longtemps confinée et isolée ; elle rappelle à cet égard l'Atlantique Sud même si, d'après W.A. BERGGREN & C.D. HOLLISTER (1977) une communication profonde entre les deux océans ne s'ébauche guère avant le Turonien.

A partir du Coniacien, la séparation minéralogique entre l'Est et l'Ouest cesse d'exister, et les confinements locaux font place à une circulation et une oxygénation généralisées (faciès rouges : formation de Plantagenet).

ERRATA

Des modifications ont été apportées par J. SIGAL dans la datation de diverses carottes après que nous ayons terminé la confection des figures 5 à 15. La position des carottes a été modifiée sur ces figures, mais pas celle des échantillons. Nous donnons ici la liste des rectifications à effectuer. Sur les figures, elles sont signalées par un astérisque. Ces changements, dont le tableau 2 tient compte et pas la figure 16, n'entraînent aucune remise en question fondamentale sur le plan des interprétations en épisodes qui ont été proposées.

Site 105 - carotte 15 - L'âge de cette carotte est : fin de l'Albien moyen.

Site 387 - carottes 35 et 36 - Les échantillons des sections 3 à 5 de la carotte 35 doivent être remontés en face de celle-ci, dans l'Albien supérieur.

Site 417 - carottes 13 à 16 - L'ensemble de ces carottes se distribue sur le Vraconien et l'extrême début du Cénomanién inférieur, donc ne recouvre pas tout le Cénomanién inférieur.

Site 367 - 1) carotte 21 - L'argile noire placée immédiatement après la carotte 21 appartient à la section 2 de cette carotte et doit donc être descendue légèrement.

2) carottes 19-17 - La carotte 19 est datée de la limite 17 Turonien/Coniacien. Les carottes 18, 17, 16 se succèdent, espacées respectivement de 10 et 66 mètres, entre le Santonien supérieur et la limite Santonien/Campanien.

Site 369 - carottes 41 et 42 - Elles sont datées de la fin de l'Albien supérieur et non du Vraconien.

Chapitre C

Etude géochimique Sites 43-386 et 44-391

SOMMAIRE

	Page
I - PRESENTATION DES DONNEES : ANALYSES FACTORIELLES ET COUPES-TEMPS. PREMIERES INTERPRETATIONS.....	100
1. UTILISATION DE L'ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES.....	100
a) Notations utilisées. Quelques remarques pour faciliter la compréhension et l'interprétation.....	100
b) Structure des données.....	102
c) Présentation de quelques projections ; interprétation géologique.....	103
9 exemples d'analyse factorielle.....	104
d) Conclusion.....	126
2. LES DONNEES BRUTES REPORTEES SUR DES COUPES-TEMPS.....	129
a) Echantillons du site 391 : Hauterivien-Albien (figure 32).....	129

	Page
a.1. Evolution des teneurs brutes avec le temps, quel que soit le faciès.....	129
a.2. Différences géochimiques entre faciès.....	131
1 ^{ère} partie : avant E ₁ et au passage de cet événement.....	131
2 ^{ème} partie : après E ₁	133
b) Echantillons du site 386 : Albien inférieur à Cénomaniens moyen (figures 34 à 36).....	136
b.1. Points communs entre les trois faciès (argilites noires, vertes, rouges).....	136
α) La teneur en silice.....	136
β) Richesse en certains éléments près du basalte.	
b.2. Particularités chimiques de certains faciès.....	137
α) Eléments majeurs.....	137
α.1. Le magnésium et le titane.....	137
α.2. Le sodium et le potassium.....	146
β) Eléments traces.....	148
γ) En conclusion.....	148
b.3. Cas des silts carbonatés et des sables à radio-laires.....	148
c) Conclusion.....	149
 II - COMPARAISON DES DONNEES BRUTES A DES DONNEES DE REFERENCE, ET TRANSFORMATION DES DONNEES BRUTES, EN VUE DE CERNER ET D'INTERPRETER DES ANOMALIES GEOCHIMIQUES.....	 151
1. LES METHODES UTILISEES.....	151
a) Première méthode d'approche : comparaison avec des analyses chimiques publiées.....	151
b) Deuxième méthode d'approche : relations entre minéralogie et géochimie.....	151
c) Troisième méthode d'approche : utilisation de rapports géochimiques.....	153
d) Démarche d'ensemble.....	155
2. RESULTATS.....	156
a) Généralités sur la composition chimique des sédiments étudiés. Comparaisons avec des analyses chimiques de référence.....	156
a.1. Les éléments majeurs.....	158
α) Les proportions relatives de silice et d'alumine.....	158
β) Richesse en fer sur le site 386 : les rapports Fe/Al, log(Fe/Ti), Fe/K.....	161
γ) Le rapport $D = Al / (Al + Fe + Mn)$, mesure de l'influence détritique.....	162
δ) Le rapport log (Fe/Mn) : richesse en Mn sur le site 386.....	162
e) Les rapports relatifs à Na et K : des comportements opposés. Influence de la teneur en smectite.....	163

- ζ) La richesse en magnésium des sites 386 et 391 : les rapports Mg/Al et Mg/K..... 163
- a.2. Les éléments traces..... 164
- a.3. Conclusion..... 166
 - α) Caractères géochimiques des "black-shales"..... 166
 - β) Caractères géochimiques des argilites versicolores..... 167
 - γ) Différences dues à des influences géochimiques distinctes, quel que soit le faciès..... 167
- b) Les relations entre phases minéralogiques et composition géochimique..... 169
 - b.1. Diagrammes de corrélation minéraux/éléments pour les puits 386 et 391 au Crétacé moyen..... 169
 - b.2. Recherche d'anomalies en examinant les liaisons minéraux/éléments chimiques..... 174
 - α) Liaison entre Ni, Co, Zn, Ga, Cu, Pb, Fe, Mn et la kaolinite, la chlorite (voir forage 391C au Clansayésien)..... 174
 - β) Liaison entre Ba, Fe, K, Cr, Mg, Cu et les argiles détritiques primaires (illite + chlorite + interstratifiés) ou les débris volcaniques (base du puits 386 : carottes 65 à 54)..... 176
 - γ) Liaison entre Ba et les argiles à l'Albien inférieur et moyen sur le site 391. Une anomalie quantitative en Ba..... 176
 - δ) Liaison entre Mn, Ti, Na, Al, Pb, Co, Ga, B, Sr et la smectite (sommet du puits 386 : carottes 53 à 41). Etude des niveaux à smectite presque pure..... 178
 - ε) Liaison entre Cr, Zn, V, Ni, Cu, (Co) et la pyrite..... 181
 - b.3. Conclusions..... 181
- c) Variations verticales de rapports géochimiques le long de la série pélagique. Différences entre faciès. Problèmes spécifiques à divers niveaux stratigraphiques. 182
 - c.1. Variations des rapports géochimiques avec le faciès. 182
 - α) Site 391 : une rupture géochimique dans la première moitié de l'Aptien inférieur (figure 39)..... 182
 - β) Site 391 avec E₁ : différences entre marnes laminées et marnes non laminées (figure 39). 184
 - γ) Site 391 après E₁ : différences et ressemblances entre argilites rouges, vertes et noires (figure 39)..... 188
 - δ) Site 386 : différences et ressemblances entre argilites rouges, vertes et noires..... 189
 - δ.1. Eléments majeurs (figure 40)..... 189
 - δ.2. Eléments traces (figure 40)..... 198
 - c.2. Les évolutions d'ensemble..... 199
 - α) Site 391 : rapports enregistrant une évolution globale dans les conditions de la sédimentation (figure 39)..... 199
 - β) Site 386 : une opposition d'ensemble entre Na et K (figure 40)..... 200

- c.3. Evolution des rapports géochimiques dans quelques niveaux particuliers..... 200
 - α) Site 391 : évènement E₁ (figure 39)..... 200
 - β) Site 391 : limite Aptien supérieur/Clansayésien. L'anomalie en baryum (figure 39)..... 201
 - γ) Site 391 : rapports géochimiques à l'Albien supérieur (carotte 6, début de l'épisode 5) (figure 39)..... 201
 - δ) Site 386 : dépôts surmontant directement le basalte (carottes 65 à 54 : Albien). Relations avec le détritisme argileux et avec une influence de la croûte océanique. Nature de cette influence (figure 40)..... 201
 - δ.1. Les rapports Fe/Al et Ti/Al : distinction entre divers types d'influence de la croûte océanique (figure 40)..... 203
 - δ.2. Les enrichissements en éléments-traces, près du basalte (figure 40)..... 204
 - δ.3. Conclusion..... 206
 - ε) Site 386 : Albien moyen et supérieur, zone où la chlorite est la plus abondante (carottes 61-55)..... 207
 - ζ) Site 386 : Cénomaniens inférieur, amorce d'un faciès versicolore et abondance des résédiments calcaires (carottes 50 à 45)..... 207
 - η) Site 386 : condensation du Cénomaniens moyen, évènement E₂ (carottes 44 et 43)..... 207
- 3. DEUX AUTRES METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES GEOCHIMIQUES. LEUR UTILITE, LEURS LIMITES..... 209
 - a) Deux diagrammes inter-rapports : (log(Fe/Mn,D) et (log(Fe/Ti),D)..... 209
 - a.1. Le diagramme (log(Fe/Mn), Al/Al + Fe + Mn) (figure 43)..... 209
 - a.2. Le diagramme (log(Fe/Ti), Al/Al + Fe + Mn) (figure 44)..... 209
 - b) Profils géochimiques des échantillons : une méthode qui généralise les diagrammes de normalisation..... 214
- III - CONCLUSIONS : APPORTS DE LA GEOCHIMIE A LA COMPREHENSION DES SEDIMENTS DU CRETACE MOYEN DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD..... 221
 - 1. SITE 391..... 221
 - 2. SITE 386..... 223

I . PRESENTATION DES DONNEES : ANALYSES FACTORIELLES ET COUPES-TEMPS ;
PREMIERES INTERPRETATIONS .

Les éléments majeurs (SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, fer total sous forme Fe₂O₃, Mn₃O₄, TiO₂, Na₂O, K₂O, Perte au Feu) et 12 éléments traces (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Zn, Ga, Cu, Pb, Sn) ont été analysés à l'Institut de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg, sur 52 échantillons du puits 44-391 et 102 échantillons du puits 43-386 (figures 3, 37).

On trouvera, dans l'annexe 1, le tableau des données brutes et quelques rappels sur les méthodes d'analyse qui ont été utilisées (BESNUS, 1978).

Plusieurs faciès ont été distingués :

- sur le site 391 : avant l'évènement E₁, des marnes laminées et des marnes gris-vert sans laminations ; après l'évènement E₁, des argilites noires, des argilites vertes et des argilites rouges ;
- sur le site 386 : des argilites noires, des argilites vertes, des argilites rouges, des sables à radiolaires et des silts calcaires.

Les données géochimiques seront présentées ici grâce à l'analyse factorielle des correspondances, méthode très synthétique. Nous montrerons aussi comment se répartissent les valeurs sur des coupes-temps, pour les principaux faciès.

1. UTILISATION DE L'ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES.

L'analyse factorielle des correspondances est une méthode de traitement statistique qui parvient à rendre lisible, au moyen de projections sur des plans convenables, un nuage de points répartis dans un espace de dimension élevée. Toute matrice de données à deux entrées a pour équivalent géométrique un tel nuage : les points de ce nuage, individus ou échantillons, sont définis par leurs coordonnées sur un certain nombre de variables, aussi appelées caractéristiques.

De plus, l'analyse factorielle des correspondances permet de projeter ensemble échantillons et variables (BENZECRI, 1970 ; LEBART & FENELON, 1971 ; TEIL, 1975).

a) Notations utilisées. Quelques remarques pour faciliter la compréhension et l'interprétation.

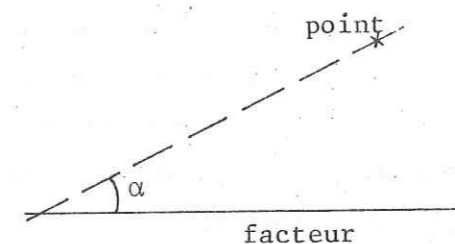
Méthode multivariable, l'analyse factorielle est de plus en plus appréciée en géologie, dans des domaines divers, quelquefois très proches des préoccupations de ce mémoire (CHENET & TEIL, 1979 ; DEFOSSEZ, MONGET & ROUX, 1976).

Bien sûr, tous les calculs sont réalisés à l'aide d'un ordinateur, et nous reprenons ici les notations du programme de calcul dont nous nous sommes servis.

L'ensemble des éléments est d'abord scindé en deux parties : éléments principaux utilisés pour effectuer les calculs, et éléments supplémentaires. Ces derniers sont projetés sur les plans factoriels, mais ils n'interviennent pas dans leur détermination.

Pour chacun des axes factoriels, le listing fournit deux tableaux, le premier relatif aux variables, le second aux échantillons. Ils se disposent tous deux de la même manière. Après un rappel de la valeur propre associée à l'axe considéré, et du pourcentage d'inertie du nuage sur cet axe, on trouve respectivement dans des colonnes successives, et pour chaque élément (tableau 3) :

- le poids, somme des valeurs correspondant à cet élément dans la matrice des données ;
- la distance de l'élément au centre de gravité de son nuage ;
- la coordonnée de l'élément sur l'axe ;
- la contribution absolue, participation en % de l'élément à l'explication de l'axe ;
- la contribution relative, participation en % de l'axe à l'explication de l'élément : c'est aussi le cosinus de l'angle fait avec l'axe factoriel :



- la contribution relative cumulée, somme des contributions relatives successives, qui permet d'apprécier la manière dont l'analyse factorielle, à un stade donné, rend compte d'un élément.

En dernier lieu, peuvent être dessinées un certain nombre de projections sur des plans dont les axes sont deux facteurs choisis au préalable. Répétons ici que le principe de la méthode permet de représenter sur un même plan à la fois le nuage des variables et celui des échantillons, et d'examiner ainsi leurs proximités relatives.

Nous conclurons ce paragraphe par deux remarques (TEIL, 1975) :

- une valeur propre élevée (> 0,6) est souvent due à la présence d'échantillons très anormaux par rapport à l'ensemble du nuage. Le facteur correspondant perd beaucoup de sa valeur quant au reste des données. Les facteurs les plus intéressants ont une valeur propre de l'ordre de 0,2.

- Si la valeur d'une contribution absolue est supérieure au quotient de sa valeur propre par 4, il y a intérêt à traiter l'élément correspondant comme supplémentaire.

b) Structure des données.

La matrice initiale (échantillons x variables), traitée par le programme, peut en principe accepter n'importe quels nombres positifs. Mais en pratique, comme l'importance graphique accordée à un élément dépend de sa variabilité, on conçoit qu'il faille rendre le tableau des données suffisamment homogène pour que les dessins soient interprétables. Dans cet esprit, plusieurs procédés sont habituellement préconisés par les spécialistes :

- passer aux logarithmes, après multiplication des majeurs par un coefficient 10 : cette transformation est surtout utile lorsque les distributions initiales sont log-normales ;
- scinder chaque variable en plusieurs classes, auxquelles sont affectés des indices entiers. La valeur prise par un échantillon pour une variable donnée détermine le chiffre qui le représente dans le nouveau tableau utilisé, dit "de contingences". Une telle matrice présente une grande homogénéité, dont les avantages peuvent compenser la perte d'information consentie à son usage. Sa construction est tributaire de la définition des classes. Toutefois la part de subjectivité est réduite lorsque cette dernière est issue des histogrammes tracés pour le lot considéré, et lorsque le nombre des classes est à peu près le même (dans le meilleur cas : le même) pour toutes les variables. L'entrée des données sous cette forme dispose d'un atout considérable : elle autorise la combinaison de variables quantitatives (par exemple l'analyse géochimique, la minéralogie RX) et de variables qualitatives ou semi-quantitatives (par exemple présence ou absence de bioturbations, existence d'une espèce biologique fossile dont on pourra grossièrement estimer l'abondance).
- Traiter les traces en variables supplémentaires lorsque les majeurs sont variables principales, et vice versa, car la variabilité (mesurée par le coefficient de variation) des traces est toujours très supérieure à celle des majeurs (TEIL & CHEMINEE, 1975).

Mais parfois, il est possible également d'utiliser les données brutes. Comme dans toute méthode statistique, il doit s'établir un va-et-vient entre les chiffres initiaux et leurs représentations graphiques, qui précisément conduit l'interprétation.

c) Présentation de quelques projections ; interprétation géologique.

- Nous avons traité par l'analyse factorielle un assez grand nombre de lots :
- certains rassemblent des données brutes, d'autres des données transformées ;
 - certains concernent l'ensemble des deux forages, d'autres un faciès spécifique sur un seul puits ;
 - certains comprennent la minéralogie, la faune, etc., d'autres uniquement la géochimie.

Nous avons sélectionné quelques projections, qui vont être présentées ci-dessous pour leur valeur exemplaire. Chacune est accompagnée d'une "fiche technique", où l'on trouve toute précision utile à sa lecture et à son exploitation. Cette fiche est toujours rédigée dans le même ordre, indiqué par le tableau 3.

TABLEAU 3 - LEGENDE COMMUNE AUX FIGURES 19 A 30.
ORDRE CHOISI POUR PRESENTER LES RESULTATS DE L'ANALYSE FACTORIELLE.

TITRE DU LOT. N° DU TRAITEMENT - PLAN FACTORIEL FIGURE.

- . Nature des données
- . Nombre et nature des échantillons
- . Nombre et nature des variables. Celles-ci sont représentées par les symboles suivants :

SI, AL, MG, CA, FE, MN, TI, NA, K et PF pour les éléments majeurs.
 SR, BA, V, NI, CO, CR, B, ZN, GA, CU, PB pour les éléments-traces.
 Ca, C II, C III, C II+III pour la matière organique, respectivement altérée, marine, continentale et mixte.
 Q, P, C, PL, PY respectivement pour le quartz, la calcite, les phyllites, le plagioclase et la pyrite.
 KA, CH, IL, SM, IS, A respectivement pour la kaolinite, la chlorite, l'illite, la smectite, les interstratifiés et l'attapulgite.
 D, R, FP, AP, N respectivement pour les dents de poisson, les radiolaires, les foraminifères planctoniques, les arénacés primitifs et les nannofossiles.
 BI pour la présence de bioturbations.
 DI pour la présence de dissolutions.

- . Eventuellement, éléments supplémentaires.
- . Description de chaque axe factoriel : inertie en %, valeur propre associée, tableau des variables qui s'opposent le plus et qui permettent d'interpréter l'axe ;

nom de la variable	pois : P	distance au centre de gravité : d	coordonnée sur l'axe : x	contribution absolue(%) : C.A.	contribution relative(%) : C.R.	contribution relative cumulée(%) : C.R.C.
1 ^{er} groupe de variables						
2 ^e groupe (opposé) de variables						

Tous ces termes sont expliqués dans le § (C-I .l.a.) du texte.
 . Plan factoriel représenté : inertie en %.

Remarques sur l'analyse factorielle :

- 1) Ce n'est pas parce qu'une variable est projetée à côté d'une autre qu'elles sont systématiquement associées, toutes les deux, au sein d'un même échantillon. Cela traduit seulement qu'il existe un groupe d'échantillons particulièrement significatifs pour lesquels cette liaison est réalisée.
- 2) Le fait de resserrer la confrontation, d'un lot donné d'échantillons et/ou de variables à un lot plus restreint, entraîne un "déplacement" de la signification des axes factoriels obtenus, vers un ordre plus petit. Par conséquent, pour un rang donné, l'interprétation que l'on peut faire devient plus fine.
- 3) Contrairement aux divers profils-temps, l'analyse factorielle ne donne pas un point de vue quantitatif. Mais elle peut synthétiser sur un seul diagramme plusieurs types d'information, et mettre ainsi en évidence des affinités qu'il serait plus long, sans elle, de repérer.

Premier exemple.

Echantillons des sites 43-386 et 44-391 confondus : mise en évidence du rôle discriminant de la matière organique, et périodes de dépôt de celle-ci (projection de la figure 19, ci-contre).

Sur la figure 19, l'ensemble des échantillons analysés est pris en compte. Quatre groupements sont distingués :

- le premier rassemble les argilites qui suivent l'évènement E₁ sur le site 391. Elles sont marquées par la présence de matière organique continentale (C_{III}), de kaolinite et de plagioclase.
- Les trois autres correspondent aux épisodes que nous avons déjà définis pour le site 386, grâce à la minéralogie (§ B-I-5-b) :
 - . les niveaux de base (carottes 65-57), riches en illite et en interstratifiés : ils sont également riches en matière organique mixte (C_{II+III}) ;
 - . Les niveaux intermédiaires (carottes 56-45), épisode au cours duquel la smectite s'établit et l'attapulгите est présente : la matière organique y est altérée (C_a) ;
 - . Les niveaux du Cénomanién moyen (carottes 44-43) : nous avons vu que cette époque est caractérisée ici par une forte condensation, qui représente l'évènement E₂. Les sédiments sont riches en matière organique marine (C_{II}), en pyrite et en radiolaires : rappelons que cette liaison est très souvent rencontrée aux abords de l'évènement E₂ (exemples : site 11-105 carotte 9, fin du Cénomanién supérieur ; site 43-387 carotte 30, début du Cénomanién moyen ; site 51-417 D carottes 15-13, Vraconien et Cénomanién inférieur ; voir chapitre B), et elle est fréquemment accompagnée de zéolites, d'opale-CT (GRACIANSKY *et al.*, à paraître).

La conservation du carbone organique issu du ⁽¹⁾ plancton marin requiert des conditions assez exigeantes : soit un milieu confiné anoxique, soit une productivité biologique qui dépasse la capacité de la dégradation bactérienne (KENDRICK, 1975 ; TISSOT & PELET, 1981) (figure 20). Un tel surcroît de productivité peut être causé par des courants ascendants ou par des contre-courants (BRONGERSMA-SANDERS, 1968).

⁽¹⁾ Dans ce chapitre consacré à la présentation des données, les premières interprétations géologiques sont notées en petits caractères.

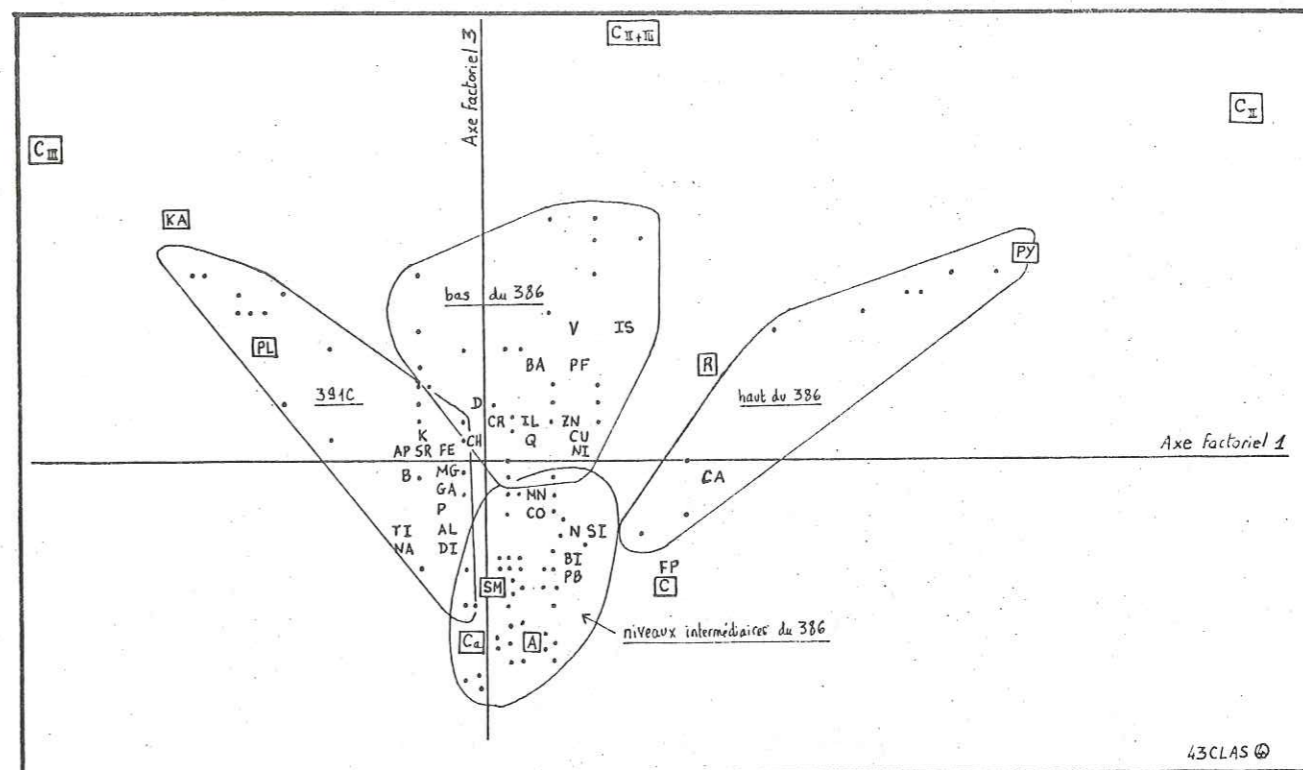


FIGURE 19 - ECHANTILLONS DES SITES 43-386 ET 44-391C CONFONDUS : MISE EN EVIDENCE DU ROLE DISCRIMINANT DE LA MATIERE ORGANIQUE, ET PERIODES DE DEPOT DE CELLE-CI.

43 CLAS. (4) - PLAN (1,3)

- . Données discrétisées (tableau de contingences)
- . 97 échantillons, dont 72 du 386 et 25 du 391C (situés tous au-dessus du hiatus du Gargasien)
- . 43 variables tableau (moins FB et H)
- . Eléments supplémentaires : les 21 composantes de la chimie minérale.
- . Axe 1 : inertie = 15.5 % (valeur propre = 0.225)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
CII	13	12.89	2.55	29.55	50.61	50.61
PY	9	9.87	1.74	9.45	30.67	30.67
R	38	2.11	0.72	6.78	24.26	24.26
C	23	4.67	0.58	2.68	7.16	7.16
CIII	20	7.47	-1.60	-17.78	-34.16	34.16
KA	46	3.10	-1.10	-19.48	-39.24	39.24
PL	15	4.78	-0.76	-3.02	-12.11	12.11

. Axe 2 : inertie = 13 % (valeur propre = 0.187)

CII	13	12.89	-1.80	-17.69	-25.12	75.74
CIII	20	7.47	-1.04	-9.05	-14.42	48.58
PY	9	9.83	-0.89	-3.02	-15.91	38.81
PL	15	4.78	-0.87	-4.79	-11.15	28.02
KA	46	3.10	-0.59	-6.67	-6.33	50.38
CII+III	15	9.89	2.06	26.67	42.82	44.27
A	14	6.31	0.93	5.04	13.59	13.76

. Axe 3 : inertie = 12 % (cumul = 40.5 %)

CII+III	15	9.89	1.44	13.77	21.07	65.34
CII	13	12.89	1.17	7.79	10.55	86.29
CIII	20	7.47	1.03	9.38	14.25	62.83
A	14	6.31	-0.65	-2.61	-6.71	20.47
Ca	88	0.64	-0.65	-16.27	-65.50	66.75
C	23	4.67	-0.43	-1.86	-3.93	15.71
SM	202	0.42	-0.41	-15.28	-40.63	60.45

. Plan (1,3) : inertie = 27.5 %

DANS TOUTES LES PRESENTATIONS D'ANALYSES FACTORIELLES, LES VARIABLES DES TABLEAUX SONT ENCADREES, SUR LA FIGURE.

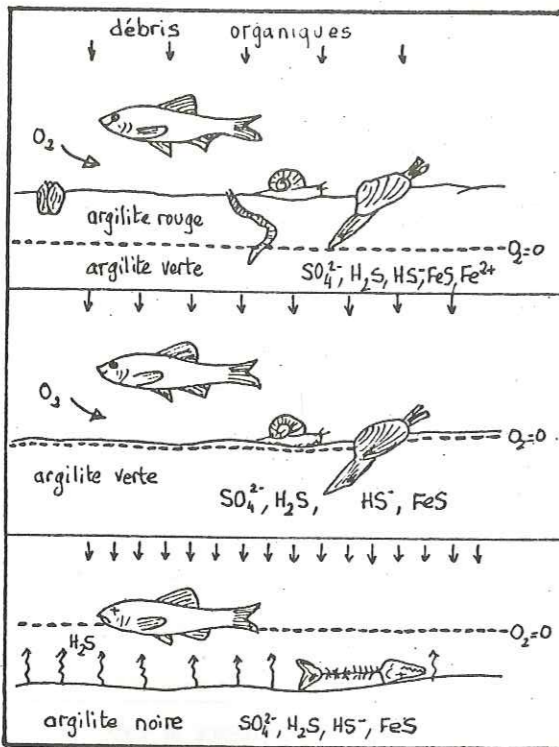


Figure 20 : position du niveau de transition entre zone oxydée et zone réduite, au fond de la mer ou dans les premiers horizons du sédiment. Ce schéma permet d'expliquer les alternances d'argilites noires, vertes et rouges. Pour certains auteurs (par exemple LANCELOT, 1972), la cause initiale des fluctuations tient aux variations des teneurs en O_2 dissous, en relation avec les circulations océaniques (voir aussi figure 29 : notion de couche à O_2 minimum). Pour d'autres (par exemple GARDNER et al., 1975), la cause première est la productivité biologique et donc la quantité variable de matière organique apportée au fond, relativement au taux de sédimentation. (dessin repris de J.V. GARDNER et al., 1975).

Deuxième exemple.

Site 386 : caractères géochimiques des niveaux pyriteux du Cénomaniens moyen et du faciès argilites rouges (projection de la figure 21, ci-contre).

La projection de la figure 21 sépare plusieurs lots :

- dans la zone hachurée, les échantillons intermédiaires (carottes 53 à 45) et sommitaux (carottes 42 et 41) : ils sont marqués par Ca (abondance des silts calcaires resédimentés au Cénomaniens inférieur), Mn, Ti, Na, Al, Pb, Co, Ga, B, Sr ; Le domaine 1 est celui des argilites rouges : elles sont enrichies en Mn, Fe, Ti ;
- au-dessous de l'axe factoriel 1, les échantillons de la base du forage (carottes 65 à 54) : ils sont riches en Ba, Fe, K, Cr et Mg ; parmi eux, deux argilites rouges (domaine 2) ;
- tout à fait à gauche du diagramme, enfin, les niveaux carbonés du Cénomaniens moyen : outre la matière organique marine, les radiolaires et la pyrite, ils contiennent en abondance du zinc, du vanadium, du nickel, et du cuivre. Où se trouvent ces éléments ? Quel est le mécanisme qui les piège ? Quelle est leur origine ?

Une digression sur ces questions importantes est ici nécessaire.

- Où se trouvent ces éléments ?

Pour qu'un enrichissement en éléments-traces se manifeste par la création de minéraux authigènes, il faut qu'il soit assez considérable. Si ce n'est pas le cas, il est absorbé par les phases déjà

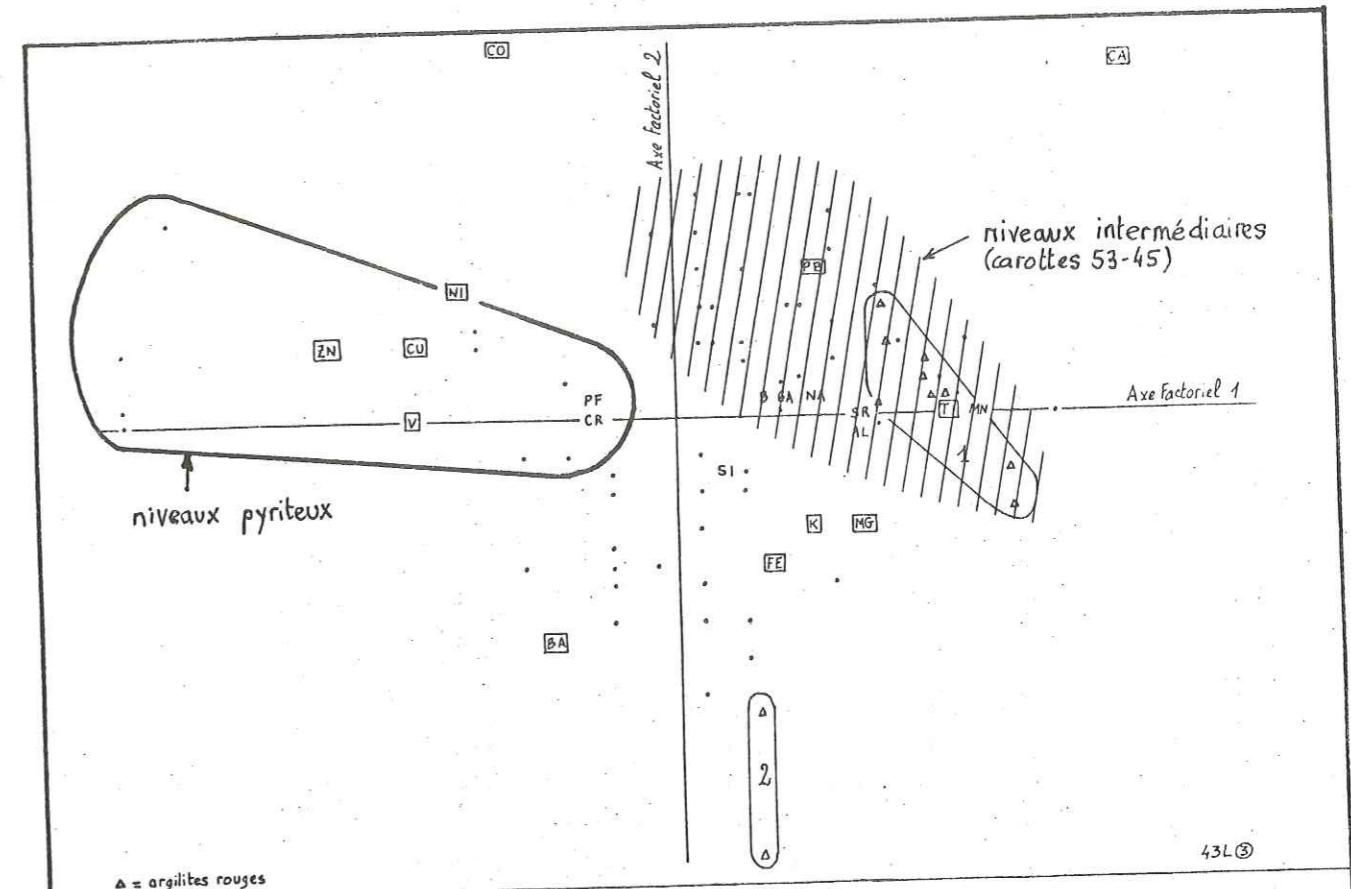


FIGURE 21 - SITE 43-386 : CARACTERES GEOCHIMIQUES DES NIVEAUX PYRITEUX DU CENOMANIENS MOYEN ET DU FACIES ARGILITES ROUGES.

43L (3) - PLAN (1.2)

- Données logarithmiques
- 70 échantillons du 43-386
- 21 variables géochimiques

• Élément supplémentaire : le manganèse

Les premières analyses factorielles réalisées sur ce lot faisant jouer un rôle écrasant au manganèse sur les projections, nous l'avons par la suite placé en élément supplémentaire. Le comportement du manganèse est double : il s'oppose d'abord à la plupart des traces (et surtout Zn, V, Cu, Ni). Il s'oppose ensuite aux majeurs les plus caractéristiques de la phase argileuse. Ce comportement n'est d'ailleurs pas sans rappeler celui du calcium.

• Axe 1 : inertie = 38.5 % (valeur propre = 0.004)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
CA	121.17	0.048	0.14	18.33	41.99	41.99
Ti	106.77	0.010	0.09	6.00	72.54	72.54
ZN	142.59	0.025	-0.13	-18.62	-70.17	70.17
V	154.92	0.013	-0.10	-12.24	-81.42	81.42
CU	138.67	0.015	-0.09	-8.33	-53.67	53.67
NI	144.23	0.016	-0.09	-8.07	-48.37	48.37
CO	108.72	0.035	-0.06	-2.80	-10.02	10.02

• Axe 2 : inertie = 18.5 % (valeur propre = 0.002)

CO	108.72	0.034	0.13	27.17	46.96	56.97
CA	121.77	0.048	0.12	51.10	27.81	69.79
PB	115.41	0.016	0.05	4.01	13.83	20.95
NI	144.23	0.015	0.04	3.47	10.07	58.44
BA	195.74	0.019	-0.08	-19.84	-34.63	50.17
FE	194.33	0.006	-0.05	-8.43	-50.18	67.56
K	158.94	0.005	-0.04	-4.24	-35.98	73.48
MG	162.64	0.005	-0.04	-3.55	-27.99	74.46

• Plan (1.2) : inertie = 57 %.

existantes du sédiment, notamment les phyllites, la matière organique, les oxydes, les sulfures... C'est alors moins la nature de ces phases que les caractéristiques chimiques de l'environnement, à travers le degré d'oxydation, qui déterminent la forme sous laquelle apparaît chaque élément-trace et, en conséquence, les fractions du dépôt auxquelles il peut s'associer. Un exemple : le vanadium est à l'état VO_4^{3-} dans les milieux oxydés et, sous cette forme, il peut être accepté par les argiles, par les oxydes mais aussi être contenu dans de l'apatite ; il est à l'état V^{4+} dans les milieux réduits et est alors associé à des sulfures ou à des sulfo-sels de métaux lourds (GOLDSCHMIDT, 1954). Bien sûr, les teneurs admises par le sédiment dans l'un et l'autre cas sont fort différentes.

Dans le cas présent, il est vraisemblable que Zn, V, Ni, Cu sont d'abord associés à la pyrite, toujours abondante dans ces niveaux ; et, dans une moindre mesure sans doute, à la matière organique et aux argiles.

- Quel est le mécanisme qui les piège ?

Les horizons les plus carbonés des "black-shales" constituent un milieu particulièrement réducteur. De plus, une liaison entre la matière organique marine et certains éléments traces, comme Zn, Ni, Cu, Cr, V, a souvent été montrée ou discutée (GOLDSCHMIDT, 1954 ; TOURTELOT, 1964 ; VINE & TOURTELOT, 1970 ; TARDY, 1975). Il y a des organismes qui sont réputés en contenir, tels les ascidies et les holothuries pour le vanadium (GOLDSCHMIDT, 1954) (tableau 4). La matière organique marine intervient comme un vecteur de ces éléments mais, particulièrement fragile, il peut arriver qu'elle disparaisse par la suite et que néanmoins les conditions du milieu permettent la conservation de certains métaux (TOURTELOT, 1964). L'utilisation de ces anomalies comme témoin du paléoenvironnement est proposé dès 1954 par GOLDSCHMIDT : le couple V + Ni pourrait être envisagé comme marqueur de tels horizons, primitivement carbonés. Notons aussi qu'une "anomalie négative" peut avoir le même usage : des shales marins étudiés par H.A. TOURTELOT (1964) s'avèrent plus pauvres en Ga, tandis qu'ils sont plus riches en B, Cr, Ni, V, Zn, que les shales continentaux. De façon plus précise, la liaison entre des métaux comme Co, Ni, Cu, Zn, V et la matière organique peut refléter trois processus non incompatibles :

- un enrichissement effectif de certains organismes vivants en ces métaux ;
- la formation de complexes organométalliques lorsque la matière carbonée se décompose dans le sédiment ;
- l'adsorption de ces éléments sur de fines phases sulfurées qui apparaissent en milieu réducteur, au cours des stades précoces de la diagenèse (TARDY, 1975).

D'autre part, il est sûr que le taux "d'accumulation", au moins pour certains éléments-traces, joue un rôle vis-à-vis des enrichissements. C'est ce que montre la figure 22, en ce qui concerne le chrome :

TABLEAU 4 : TENEURS EN METAUX D'UN CERTAIN NOMBRE D'ORGANISMES MARINS ET POUVOIR CONCENTRATEUR DE CES ORGANISMES PAR RAPPORT A L'EAU DE MER.

Elément	Organisme porteur avec, le cas échéant, la teneur de l'organisme sec (en ppm)	Source bibliographique	Teneur dans l'eau de mer (mg/l) (8)	Coefficient mesurant le pouvoir concentrateur de l'organisme		
Fe	diatomées : 1550	(1)	0,01	155.000		
	radiolaires : 315	(1)		31.500		
	foraminifères : 300	(2)		30.000		
	globigerina : 2590	(3)		259.000		
	globorotalia : 700	(3)		70.000		
	plancton : 3500	(9)		350.000		
	algues : 690	(9)		69.000		
	Mn	diatomées : 100		(1)	0,002	50.000
		radiolaires : 5		(1)		3.000
foraminifères : 40		(2)	4.000			
globigerina : 180		(3)	90.000			
globorotalia : 45		(3)	22.500			
plancton : 75		(9)	37.500			
algues : 55		(9)	26.500			
Sr		organismes à test aragonitique	(4)	8,0		20
		radiolaires : 165	(1)			50
	foraminifères : 400	(2)	130			
	globigerina & globorotalia : 1050	(3)	570			
Ba	radiolaires : 15	(1)	0,03	4		
	organismes à test siliceux	(5)				
V	ascidies & holothuries	(6)	0,002	83.500		
Ni	diatomées : 165	(1)	0,002		2.000	
	radiolaires : 5	(1)				
B	organismes à test siliceux, coraux, algues	(6)	4,6	4		
	globigerines : 50 (B_2O_3)	(6)				
	Zn	diatomées : 8340			(1)	0,01
radiolaires : 110		(1)	11.000			
oursins : 65		(7)	6.500			
poissons : 150		(7)	15.000			
Cu		diatomées : 455	(1)	0,003	151.500	
	radiolaires : 5	(1)	2.000			
	foraminifères : 25	(3)	8.500			
	ascidies : 15	(7)	4.000			
	holothuries : 15	(7)	6.000			
	poissons : 50 à 70	(7)	20.000			
	Pb	diatomées : 3330	(1)		0,00003	$1,1 \times 10^8$
radiolaires		(1)	7×10^4			
organismes à test siliceux		(5)				
échinodermes, holothuries, oursins, etc.		(6)				

(1) HURD, 1972 (in HOFFERT, 1980) (6) GOLDSCHMIDT, 1954
 (2) ARRHENIUS, 1963 (in HOFFERT, 1980) (7) NODDACK, 1939 (in GOLDSCHMIDT, 1954)
 (3) TUREKIAN, 1965 (in HOFFERT, 1980) (8) GOLDBERG, 1965 (voir aussi ALLEGRE & MICHARD, 1973 ; MURRAY & BREWER, 1977)
 (4) VEIZER & DEMOVIC, 1974 (9) ELDERFIELD, 1977.
 (5) KARPOFF, 1980, MURRAY & BREWER, 1977

lorsque l'on multiplie les valeurs du rapport Cr/Al_2O_3 par le taux "d'accumulation", on s'aperçoit que les fortes teneurs qui marquent la condensation E₂ au Cénomanién moyen sont gommées. En revanche, l'enrichissement à la base du forage se maintient. Lorsque le taux "d'accumulation" est faible, les argiles et les matériaux humiques, qui ont une forte capacité d'adsorption, peuvent continuer à s'enrichir à partir de l'eau de mer, puis à partir des solutions interstitielles qui président à la diagénèse précoce, car ils demeurent longtemps exposés au fond et dans les premiers centimètres du sédiment. D'ailleurs, l'existence de processus d'échange ionique entre les minéraux argileux déposés au fond de l'océan et l'eau de mer est prouvée ; ils sont connus sous le nom d'*halmyrolyse* ; il semble que K et Ca soient surtout concernés (CURTIS, 1977). Mais certains éléments en traces sont réputés pouvoir enrichir un sédiment ainsi exposé : des "argiles rouges", sombres, contiennent 88 ppm de plomb dont 74 dans des phases authigènes, alors que les sédiments déposés plus rapidement sont de moitié plus pauvres (CHESTER, 1965). Enfin, il est probable que le taux "d'accumulation" intervienne aussi en sens inverse, et qu'il provoque des appauvrissements en certains éléments, relâchés dans le milieu marin ou lessivés par la diagénèse.

- Quelle est leur origine ?

Si l'on admet que la matière organique marine assure le transport de ces éléments jusque dans le sédiment, il faut considérer que leur origine première est l'eau de mer. Les cellules du plancton sont capables de prélever directement des ions dans l'océan pour construire leurs tests et nourrir leurs tissus (VINOGRADOV, 1953 ; GOLDBERG, 1957 ; BOYLE & LYNCH, 1968). Ensuite, certains éléments peuvent être concentrés à plusieurs reprises, au cours de chaînes trophiques plus ou moins longues, avant d'être déposés.

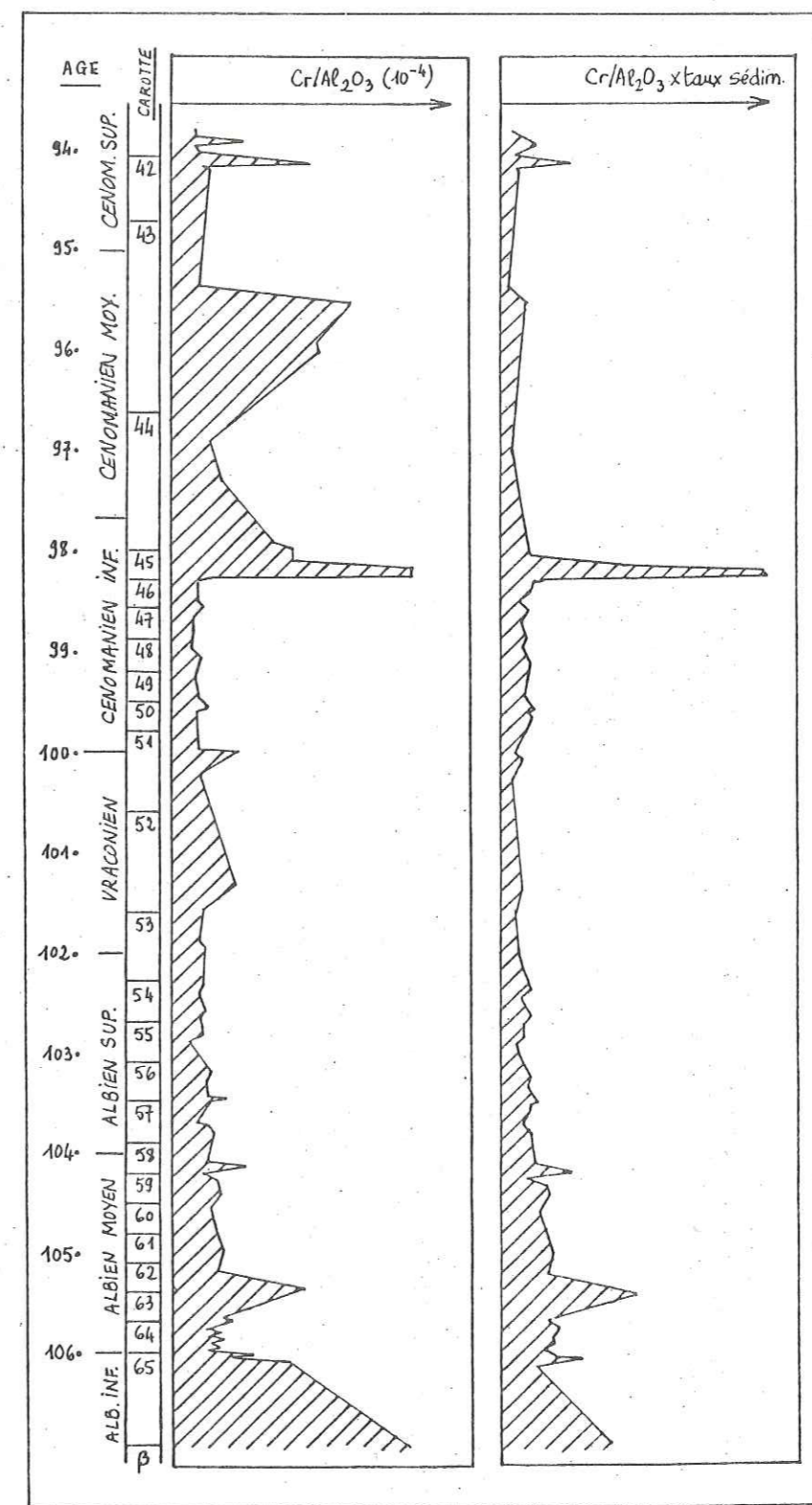


Figure 22 : rôle du taux d'accumulation dans l'enrichissement géochimique de certains niveaux : exemple du chrome (site 386).

En multipliant le rapport Cr/Al_2O_3 par le taux de sédimentation, c'est-à-dire en se ramenant aux quantités de chrome qui se déposent par unité de temps, on fait disparaître l'anomalie du Cénomanién moyen, mais pas l'enrichissement à la base du puits. Quant aux valeurs très élevées obtenues dans la carotte 45, elles sont probablement dues à des minéraux spéciaux inclus dans les siltés resédimentés à ce niveau.

Troisième exemple.

Site 43-386 : caractères géochimiques des sables à radiolaires (projection de la figure 23, ci-contre).

Les sables à radiolaires sont riches en baryum.

L'association Ba-barytine-zéolites-radiolaires est connue, surtout dans le Pacifique (forage 55-433 ; KARPOFF, 1980).

Quatre interprétations viennent à l'idée en ce qui concerne les sables à radiolaires du site 386 :

- ils contiennent de la barytine, comme ceux du forage 387 par exemple (figure 9), mais en quantité trop faible pour être décelée aux rayons X ;
- les zéolites, abondantes, sont riches en Ba, sans pour autant que la variété harmotome intervienne (l'existence de cette phillipsite n'est pas prouvée ici, et d'après D.S. CRONAN (1975) les zéolites des sédiments anciens de l'Atlantique sont exclusivement des clinoptilolites); mais les données sur la teneur en Ba des zéolites sont rares (CHESTER, 1965 ; DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963 ; KASTNER & STONECIPHER, 1978) ;
- les radiolaires contiennent du baryum (tableau 4), mais les teneurs atteintes dans leurs tests sont faibles et cette source impliquerait que des processus concentrateurs aient fonctionné ;
- enfin, les phosphates, fréquents dans les niveaux dont il est question ici, sont susceptibles d'admettre dans leur réseau une grande variété d'éléments traces, dont le baryum (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963).

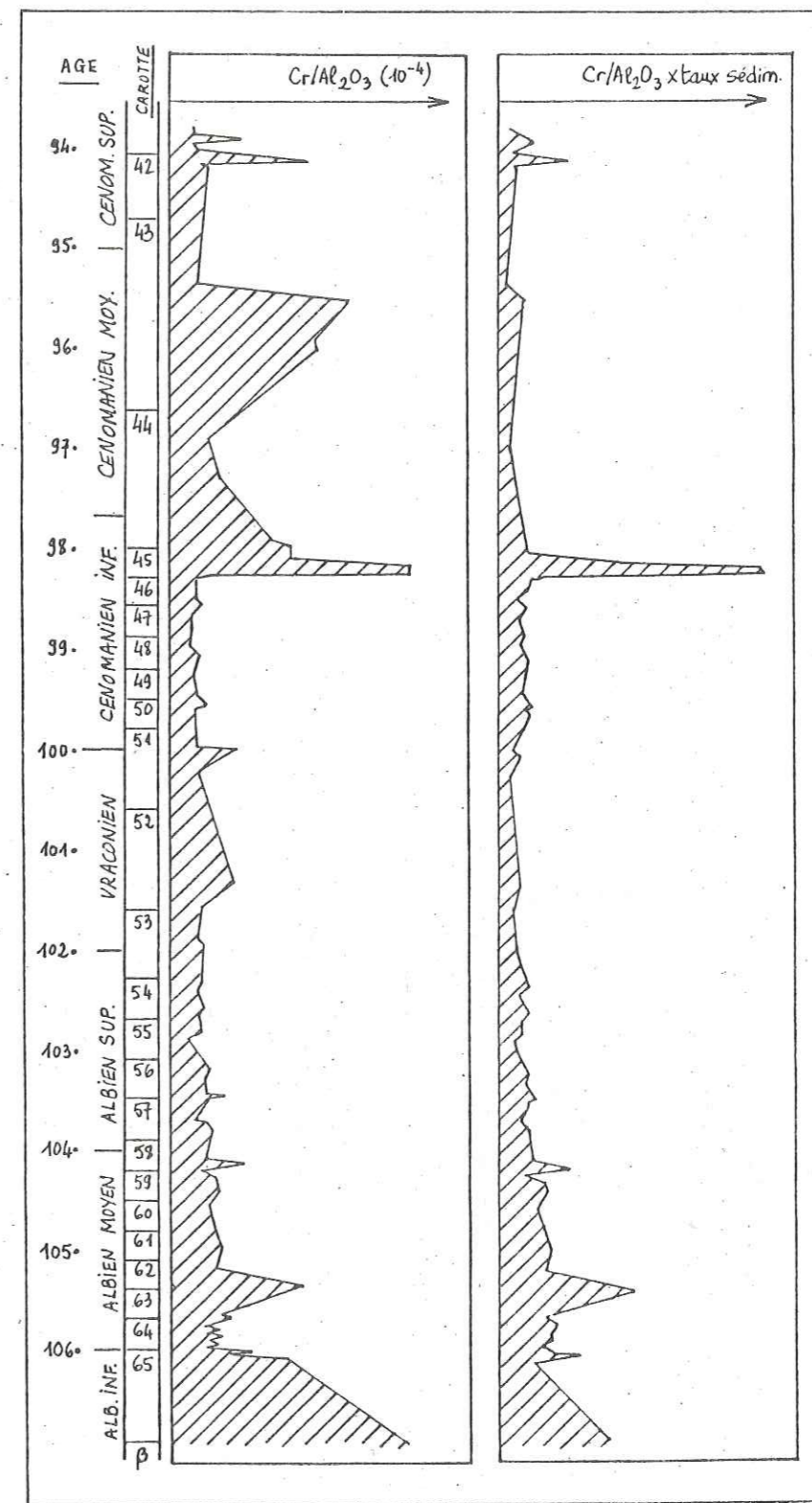


Figure 22 : rôle du taux d'accumulation dans l'enrichissement géochimique de certains niveaux : exemple du chrome (site 386).

En multipliant le rapport Cr/Al_2O_3 par le taux de sédimentation, c'est-à-dire en se ramenant aux quantités de chrome qui se déposent par unité de temps, on fait disparaître l'anomalie du Cénomalien moyen, mais pas l'enrichissement à la base du puits. Quant aux valeurs très élevées obtenues dans la carotte 45, elles sont probablement dues à des minéraux spéciaux inclus dans les siltés resédimentés à ce niveau.

Troisième exemple.

Site 43-386 : caractères géochimiques des sables à radiolaires (projection de la figure 23, ci-contre).

Les sables à radiolaires sont riches en baryum.

L'association Ba-barytine-zéolites-radiolaires est connue, surtout dans le Pacifique (forage 55-433 ; KARPOFF, 1980).

Quatre interprétations viennent à l'idée en ce qui concerne les sables à radiolaires du site 386 :

- ils contiennent de la barytine, comme ceux du forage 387 par exemple (figure 9), mais en quantité trop faible pour être décelée aux rayons X ;
- les zéolites, abondantes, sont riches en Ba, sans pour autant que la variété harmotome intervienne (l'existence de cette phillipsite n'est pas prouvée ici, et d'après D.S. CRONAN (1975) les zéolites des sédiments anciens de l'Atlantique sont exclusivement des clinoptilolites); mais les données sur la teneur en Ba des zéolites sont rares (CHESTER, 1965 ; DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963 ; KASTNER & STONECIPHER, 1978) ;
- les radiolaires contiennent du baryum (tableau 4), mais les teneurs atteintes dans leurs tests sont faibles et cette source impliquerait que des processus concentrateurs aient fonctionné ;
- enfin, les phosphates, fréquents dans les niveaux dont il est question ici, sont susceptibles d'admettre dans leur réseau une grande variété d'éléments traces, dont le baryum (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963).

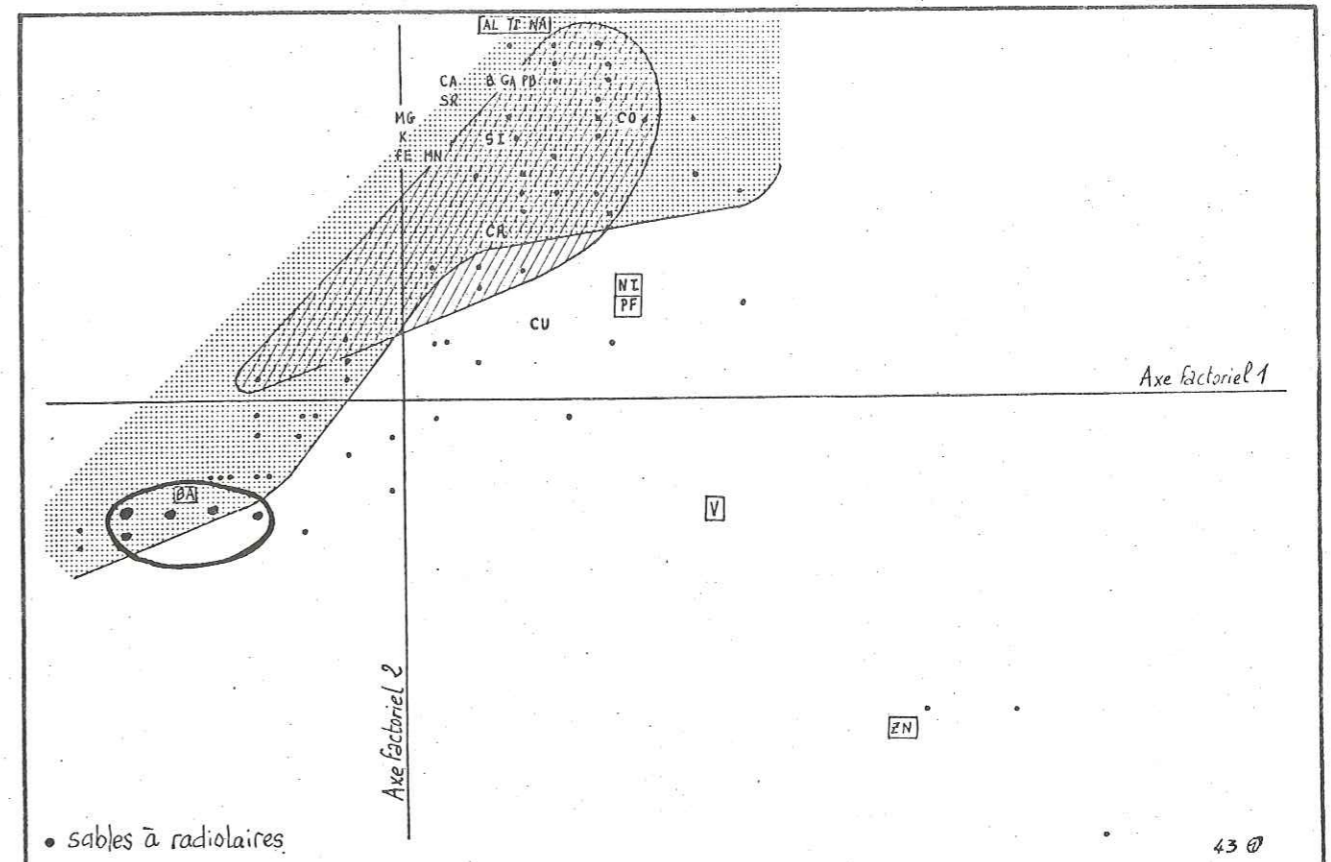


FIGURE 23 - SITE 43-386 : CARACTERES GEOCHIMIQUES DES SABLES A RADIOLAIRES.

43 (1) - PLAN (1.2)

- . Données brutes.
- . 70 échantillons du 386.
- . 21 variables géochimiques.
- . Axe 1 : inertie = 50 % (valeur propre = 0.21)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
BA	68116	0.24	-0.46	-44.96	-89.31	-89.31
ZN	12756	1.20	0.87	29.62	62.40	62.40
V	15856	0.43	0.56	15.46	73.79	73.79
NI	10667	0.43	0.41	5.58	39.01	39.01
PF	430	0.22	0.37	0.18	61.87	61.87

- . Axe 2 : inertie = 27 % (valeur propre = 0.113)

ZN	12756	1.20	-0.61	-27.00	-30.60	93.01
V	15856	0.43	-0.21	-4.07	-10.44	84.22
BA	68116	0.24	-0.16	-9.87	-10.54	99.85
AL	604	0.60	0.68	1.61	77.32	80.07
TI	25	0.61	0.68	0.07	75.42	78.00
NA	60	0.63	0.67	0.15	71.24	77.16

- . Plan (1.2) : inertie = 77 %

Zone délimitées : pointillée = argilites vertes
 hachurée = argilites rouges
 sans trame = sables à radiolaires.

Quatrième exemple.

Site 43-386 : deux pôles géochimiques pour la sédimentation "autochtone" (1) (argilites vertes) (projection de la figure 24, ci-contre).

Les argilites vertes se répartissent entre deux pôles : le premier est caractérisé par le cobalt, le nickel et le gallium ; le second par le baryum. Or l'étude sédimentologique montre que les argilites vertes représentent le terme le plus autochtone de la série (GRACIANSKY, à paraître). A priori, ce sont elles qui témoigneraient le plus fidèlement des conditions qui régnaient au fond de la mer, sur le site, au moment de leur dépôt.

La distribution assez homogène des niveaux verts entre des termes riches en Ba et des termes riches en Co, Ni, Ga, correspond en gros à l'évolution stratigraphique ; mais cela devra être précisé sur des coupes-temps.

(1) La notion de sédiment *autochtone* a ici un sens relatif, par rapport à celle de sédiment *allochtone*, quand on peut opposer nettement ces deux termes dans une séquence de resédimentation. Les dépôts autochtones dérivent, schématiquement, d'apports verticaux (chute de particules ou précipitation d'ions) et les dépôts allochtones de transports latéraux par des courants. Par exemple, le terme sommital d'une séquence granuloclassée bien complète a un caractère plus autochtone que les termes de base. Le sédiment allochtone donne une idée de l'approvisionnement en matériel détritique à partir des marges du bassin, ou même du continent ; par contre le sédiment autochtone enregistre les conditions du milieu océanique sur le fond au lieu définitif du dépôt, d'où l'intérêt de cette distinction.

Les spectres des minéraux argileux, toutefois, ne montrent pas de variations significatives entre les différents termes d'une séquence de resédimentation. Ceci illustre la notion de gradation continue entre termes allochtones les plus distaux et termes autochtones.

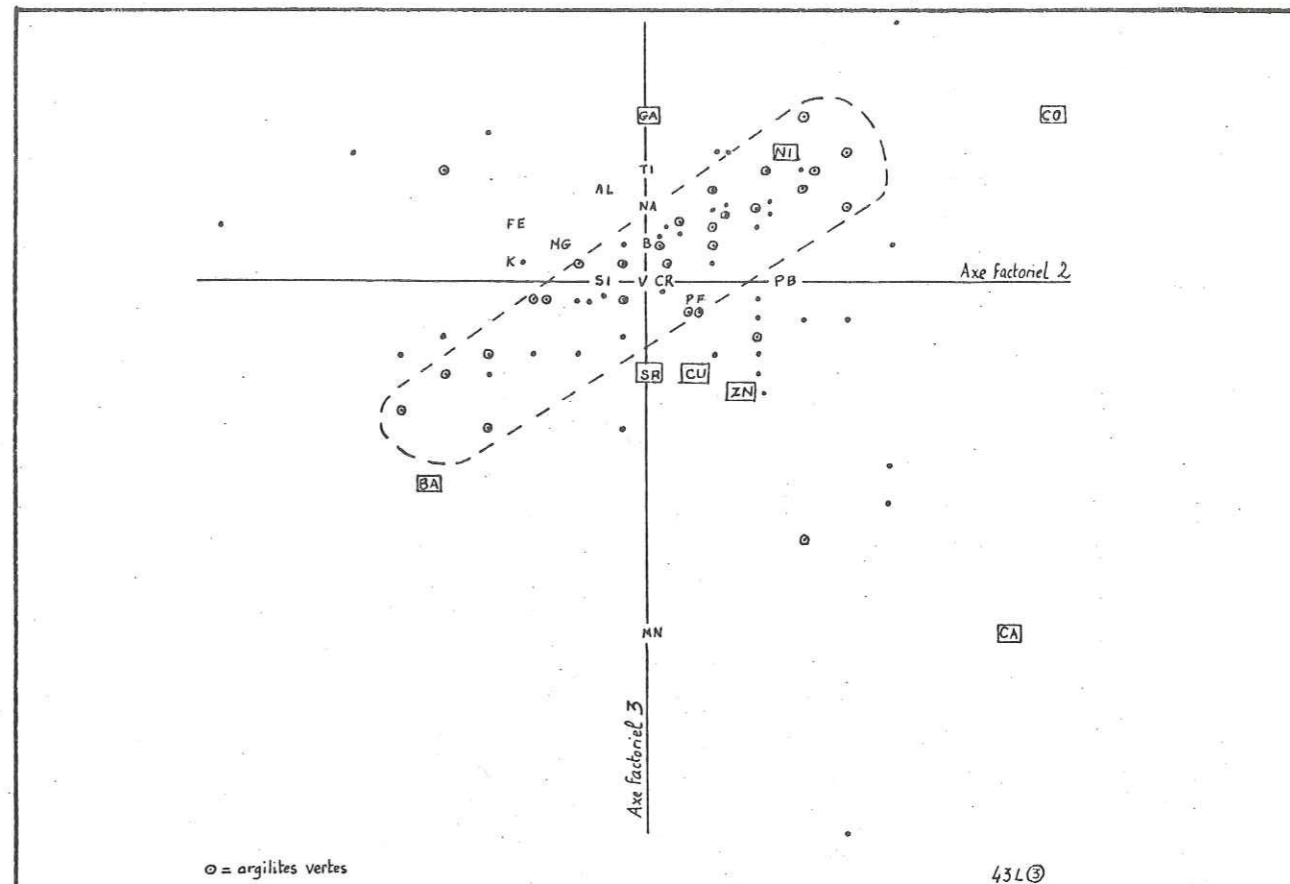


FIGURE 24 - SITE 43-386 : DEUX POLES GEOCHIMIQUES POUR LA SEDIMENTATION AUTOCHTONE (ARGILITES VERTES).

43L (3) - PLAN (2.3)

- . Données logarithmiques
- . 70 échantillons du 386
- . 21 variables géochimiques
- . Élément supplémentaire : le manganèse.
- . Axe 1 : inertie = 38.5 %
- . Axe 2 : inertie = 18.5 %

Mêmes caractéristiques que pour le graphique (2)

- . Axe 3 : inertie = 13 % (valeur propre = 0.001) (cumul = 70 %).

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
CA	121.17	0.048	-0.11	-34.90	-26.99	96.78
BA	195.74	0.019	-0.07	-19.96	-24.31	74.48
ZN	142.59	0.025	-0.03	-3.55	-4.52	76.47
CU	138.67	0.015	-0.03	-2.31	-7.20	63.45
SR	144.72	0.007	-0.03	-2.74	-12.71	58.96
CO	108.72	0.035	0.60	8.54	10.30	67.27
GA	83.11	0.011	0.58	6.09	29.04	37.33
NI	144.23	0.015	0.47	7.16	14.50	72.93

. Plan (2.3) : inertie = 31.5 %

La zone entourée d'un tireté contient la plupart des argilites vertes.

Cinquième exemple.

Site 43-386 : discrimination entre les trois principaux faciès (projection de la figure 25, ci-contre).

La projection de la figure 25 sépare les argilites noires et les argilites rouges. En position intermédiaire viennent se placer les argilites vertes. La transition des termes noirs aux termes rouges, en passant par les termes verts, peut être envisagée selon deux perspectives différentes, qui correspondent à des variations concomitantes :

- passage d'un environnement plus ou moins réducteur à un environnement oxydant : les métaux Cu, Zn, Co, Ni, peut-être associés à des sulfures, sont relayés d'abord par Pb, Ga, et B, puis par Fe et Mn ;
- enrichissement en silice : les niveaux verts et rouges, considérés dans leur majorité comme plus autochtones ⁽¹⁾ que les niveaux noirs, sont un peu plus siliceux (71,6 % en moyenne, contre 69,2 %). Le rôle joué par la ride d'accrétion dans un tel enrichissement est ainsi souligné une nouvelle fois (voir chapitre II).

(1) Voir note (1) page 114.

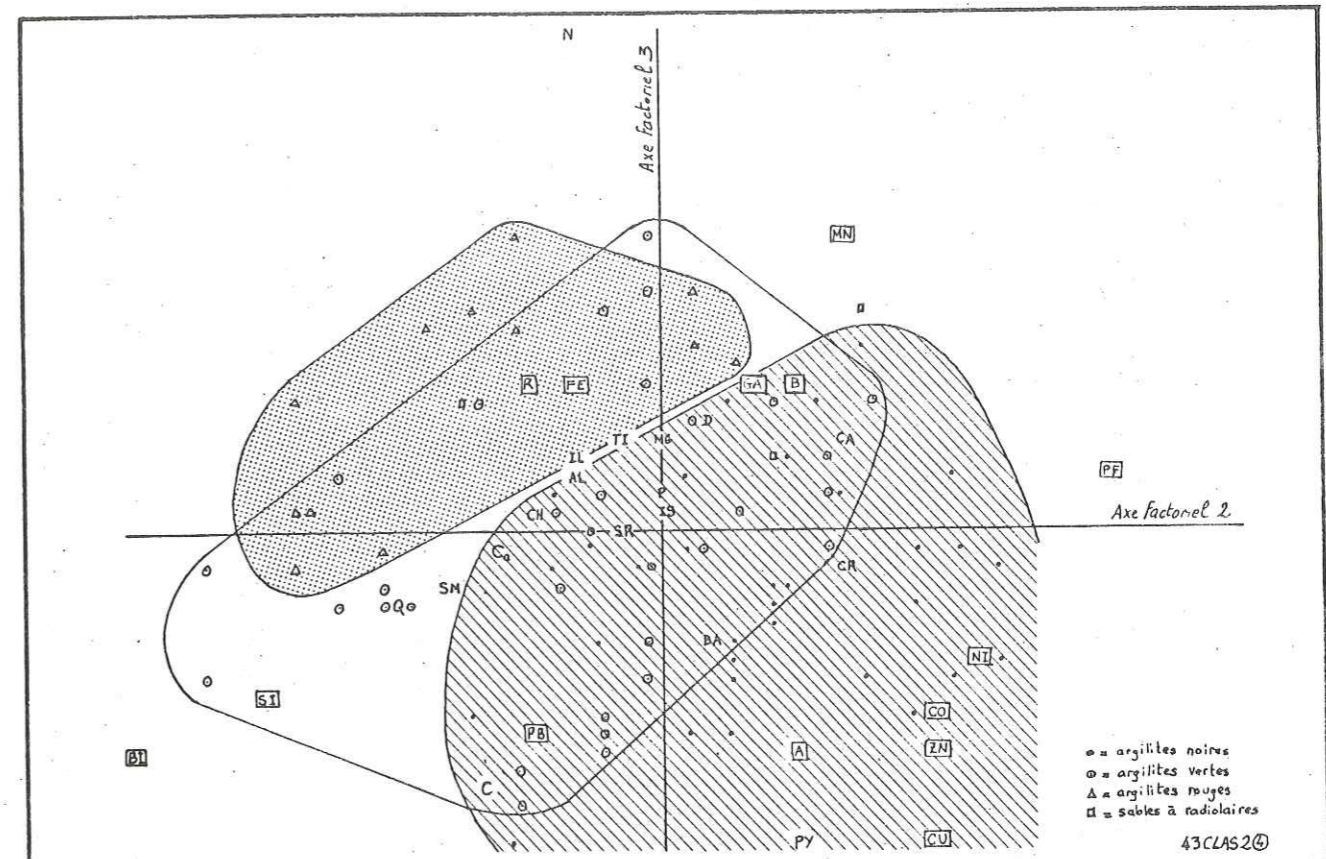


FIGURE 25 - SITE 43-386 : DISCRIMINATION ENTRE LES 3 PRINCIPAUX FACIÈS.

43 CLAS 2 (4) - PLAN (2.3)

- . Données discrétisées (tableau de contingences)
- . 79 échantillons du 386
- . 34 variables (tableau moins V, CII, CIII, CII+III, KA, FP, FB, N, DI, PL et H).
- . Eléments supplémentaires : Ca, C, N et PY de façon à minimiser leur influence sur les projections.
- . Axe 1 : inertie = 21 % (valeur propre = 0.087)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
SM	154	0.48	0.58	16.20	68.44	68.44
NA	145	0.29	0.43	8.52	63.80	63.80
PF	48	1.12	0.25	0.95	5.53	5.53
IS	91	0.85	-0.79	-18.15	-73.50	73.50
BA	97	0.87	-0.68	-14.36	-53.81	53.81
R	26	2.87	-0.63	-3.33	-14.02	14.02

. Axe 2 : inertie = 19 % (valeur propre = 0.080)

BI	25	2.46	-0.81	-5.72	-26.80	26.82
SI	207	0.45	-0.57	-23.69	-72.84	74.76
PF	48	1.12	0.72	8.56	45.82	51.35
NI	124	0.50	0.48	9.77	45.70	45.83
CU	135	0.61	0.44	9.07	31.97	34.15
ZN	61	0.57	0.42	3.78	31.07	35.58
CO	138	0.47	0.42	8.34	36.77	48.99

. Axe 3 : inertie = 10.5 % (valeur propre = 0.043)

CU	135	0.61	-0.48	-19.52	-37.22	71.37
ZN	61	0.57	-0.33	-4.38	-19.49	55.07
BI	25	2.46	-0.33	-1.71	-4.34	31.16
A	16	3.79	-0.32	-1.08	-2.77	4.53
PB	177	0.30	-0.31	-11.12	-32.55	53.01
MN	82	0.93	0.44	10.22	20.84	29.42
FE	227	0.21	0.24	8.11	26.05	59.64
R	26	2.87	0.23	0.90	1.88	16.88
B	165	0.25	0.23	5.44	20.26	51.25
GA	169	0.20	0.22	5.20	23.51	62.32

. Plan (2.3) : inertie = 29.5 %

Zones entourées : en pointillés = limite de argilites rouges
 en hachures = limite des argilites noires
 sans trame = limite des argilites vertes

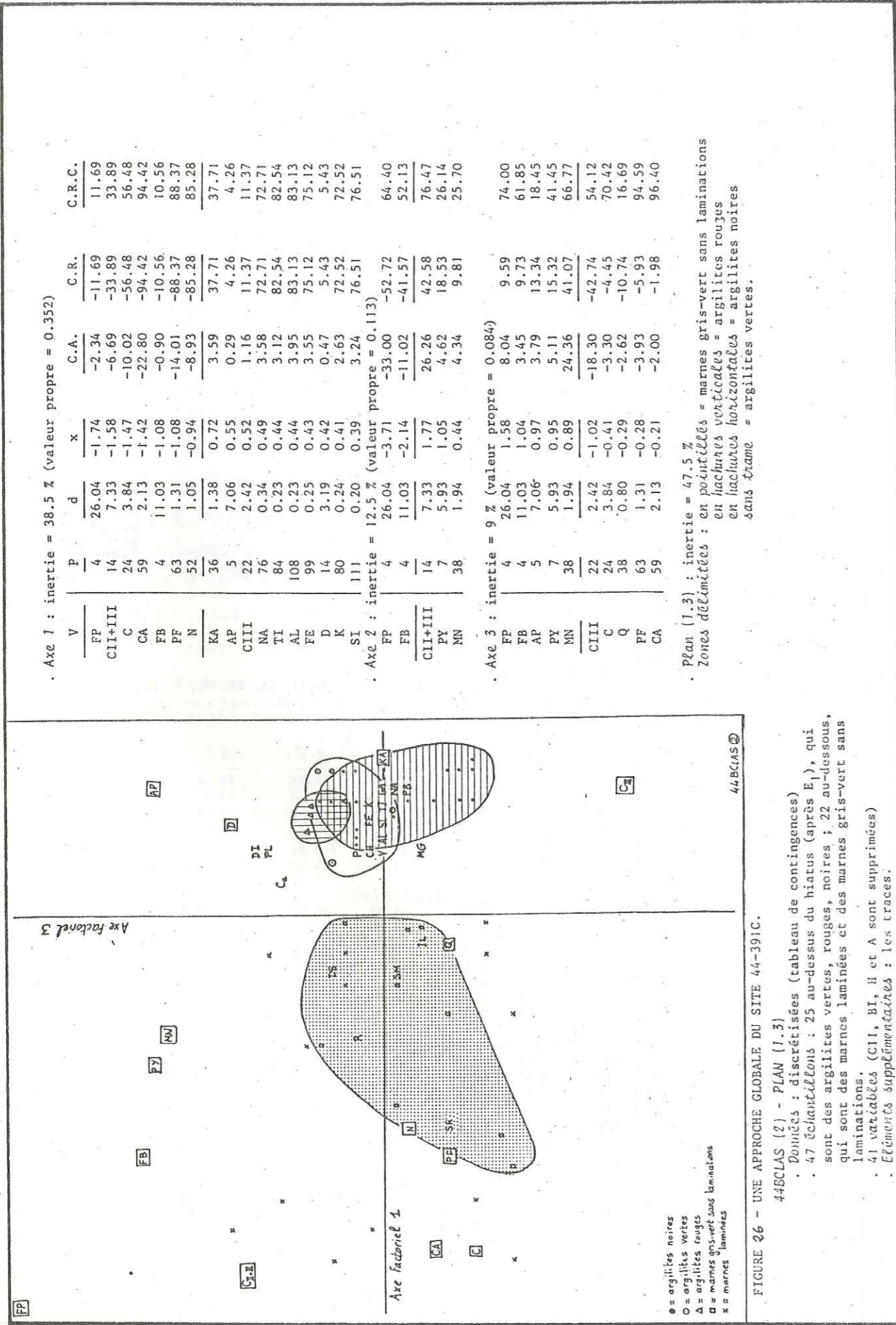


FIGURE 26 - UNE APPROCHE GLOBALE DU SITE 44-391C.
 44BCIAS@
 44ECLAS (2) - PLAN (1.3)
 Données : discrétisées (tableau de contingences)
 47 échantillons : 25 au-dessus du hiatus (après E₁), qui sont des argillites vertes, rouges, noires ; 22 au-dessous, qui sont des marnes laminées et des marnes gris-vert sans laminations.
 41 variétés (CII, BI, H et A sont supprimées)
 Éléments supplémentaires : les traces.

Sixième exemple.

Une approche globale du site 44-391 (projection de la figure 26, ci-contre).

La figure 26 donne du puits 391C un aperçu très synthétique et permet d'étudier les principaux faciès :

- à gauche de l'axe 3, les niveaux situés sous le hiatus du Gargasien : les marnes gris-vert sans laminations sont moins diversifiées que les marnes laminées ; et les variables les plus caractéristiques de cet épisode sont :
 - les foraminifères planctoniques et benthiques, les nannofossiles, les radiolaires ;
 - la matière organique mixte ;
 - le calcaire, la calcite et la perte au feu ;
 - la pyrite ;
 - le manganèse.
- A droite de l'axe 3, les niveaux postérieurs à l'évènement E₁ : ils s'ordonnent dans le sens argillites rouges → argillites vertes → argillites noires, qui correspond à une importance croissante du carbone organique continental, et à une importance décroissante des dents de poisson, des dissolutions, des arénacés primitifs, du plagioclase, de la matière organique altérée. Il semble donc que pour ce lot d'échantillons, l'augmentation de l'influence marine coïncide avec celle du potentiel redox.

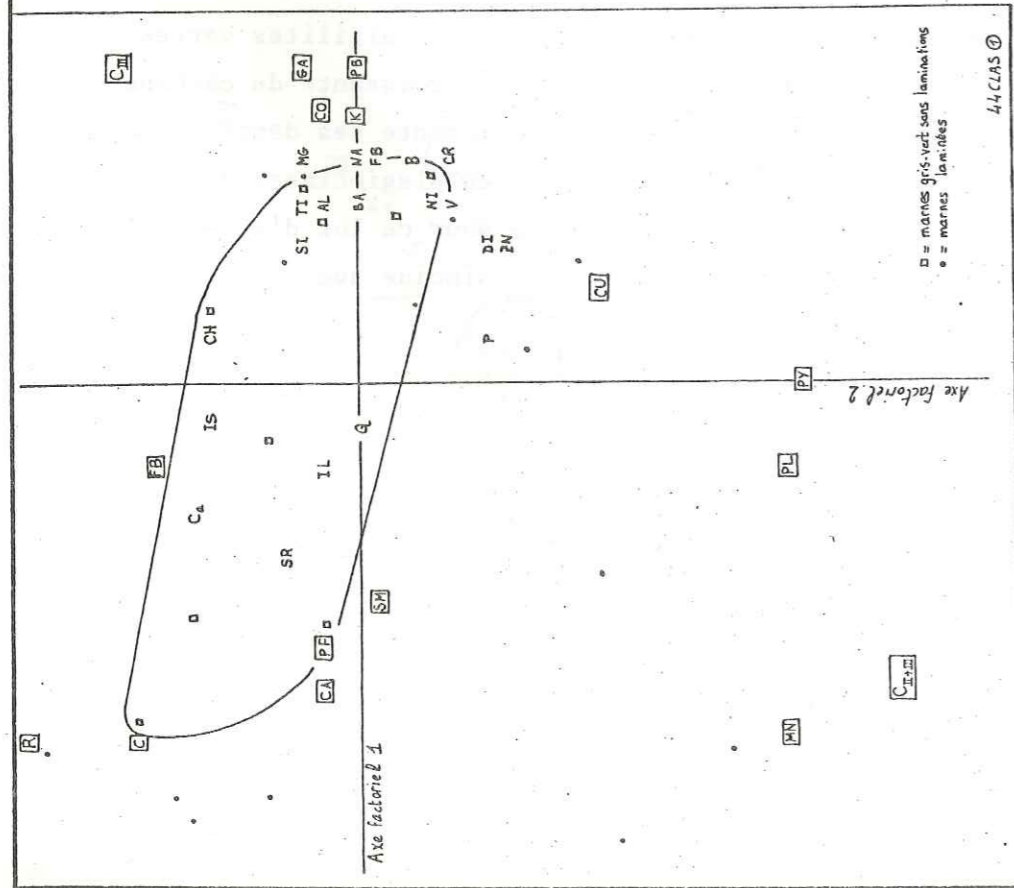


FIGURE 27 - SITE 44-391C ETUDE DES MARNES PRECEDANT LE HIATUS E1.
1^{ère} PARTIE : MATIERE ORGANIQUE ET MAJEURS.

44 CLAS (1) - PLAN (1.2)
 . Données discrétisées (tableau de contingences)
 . 22 échantillons (antérieurs au hiatus du Gargasien)
 . 36 variables (tableau moins CII, KA, D, FP, AP, N, BI, DI, H et A).

Axe 1 : inertie = 34 % (valeur propre = 0.261)		C.A.	C.R.	C.R.C.
V	P	d	x	
C	22	1.47	-0.81	44.06
MN	20	2.28	-0.79	26.98
R	10	3.30	-0.77	18.07
CII+III	14	2.55	-0.71	19.86
CA	58	0.46	-0.65	91.49
PF	54	0.34	-0.55	90.57
SM	49	0.35	-0.50	72.13
PB	10	1.94	0.82	34.56
CIII	5	3.59	0.79	17.28
GA	8	1.10	0.76	51.86
CO	12	0.85	0.67	52.05
K	19	0.57	0.66	76.44

Axe 2 : inertie = 16 % (valeur propre = 0.121)		C.A.	C.R.	C.R.C.
V	P	d	x	
CII+III	14	2.55	-1.23	79.32
PY	6	2.32	-1.02	45.26
MN	20	2.28	-0.97	68.54
PL	4	4.42	-0.97	22.29
CU	15	0.63	-0.56	64.14
R	10	3.30	0.81	37.79
CIII	5	3.59	0.57	26.21
C	22	1.47	0.52	62.16
FB	4	4.28	0.47	5.53

Plan (1.2) : inertie = 50 %
 Zone délimitée = aire des marnes gris-vert sans laminations.

Septième exemple.

Site 44-391 : étude des marnes précédant le hiatus E1. 1^{ère} partie : matière organique et éléments majeurs (projection de la figure 27, ci-contre).

La figure 27 montre une répartition des échantillons et des variables qui s'inscrit dans un triangle (figure 28).

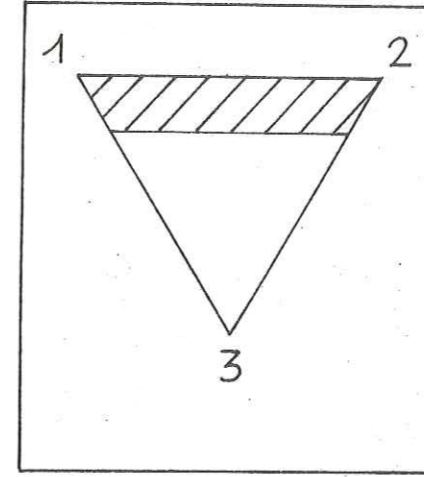


Figure 28 : configuration schématique de la projection de la figure 27.

La zone hachurée contient les marnes non laminées. Les trois pôles (1), (2) et (3) sont commentés dans le texte, ci-dessous.

- Le pôle (1) est celui du calcaire et de la matière organique altérée.
- Le pôle (2) est celui des argiles et de la matière organique continentale. Les marnes non laminées se répartissent entre ces deux premiers pôles.
- Le pôle (3) correspond à un petit nombre de marnes laminées, enrichies en manganèse, et où sont présentes la matière organique marine, la pyrite et le plagioclase. Lorsque de la matière organique marine est associée à des niveaux laminés, deux hypothèses peuvent être faites a priori (GRACIANSKY *et al.*, à paraître) :
 - . ou bien les laminations sont la trace de confinements temporaires et périodiques au fond de la mer ;
 - . ou bien les laminations sont d'origine mécanique et le carbone marin est remanié à partir d'une profondeur moindre. C'est ce qu'évoquent aujourd'hui de nombreux auteurs avec la notion de couche à oxygène minimum (O₂ min. layer : voir par exemple LE PICHON *et al.*, 1978) (figure 29).

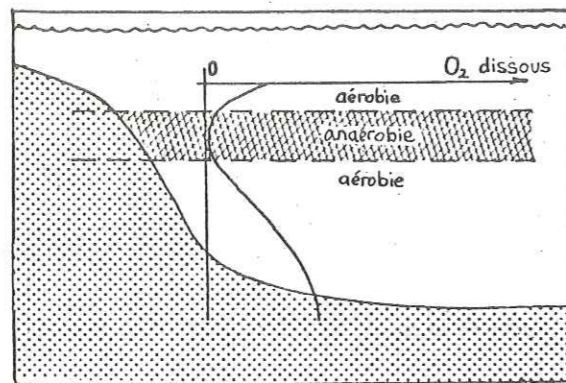


Figure 29 : existence d'une couche à O₂ dissous minimum ("O₂ minimum layer" ou OML). Dans certains bassins océaniques (mer Noire, régions de l'Océan Indien, et peut-être Atlantique au Crétacé moyen), la teneur en O₂ dissous dans la colonne d'eau passe par un minimum,

dont la profondeur peut d'ailleurs varier. Sur la zone du fond affectée, il se dépose des niveaux sapropèles (riches en matière organique marine) : souvent, il s'agit d'une certaine portion du talus continental, et les sédiments carbonés peuvent ensuite gagner la plaine abyssale sous l'effet, par exemple, de courants de turbidité. (d'après X. LE PICHON *et al.*, 1978). Deux modèles sont proposés, correspondant à deux réalités observables dans la nature actuelle :

- le modèle "Océan Indien" : la couche à O₂ minimum a une étendue géographique restreinte aux talus des marges, ou plus généralement aux pentes sous-marines et elle est provoquée par l'augmentation de la productivité organique résultant, dans ces zones, de courants ascendants (BRONGERSMA-SANDERS, 1968 ; BRUMSACK, 1980) ;
- le modèle "Mer Noire" : à l'inverse du précédent, l'ensemble du bassin est confiné, les eaux sont stagnantes et stratifiées, et il n'y a pas de circulations (DEGENS & ROSS, 1974).

Huitième exemple.

Site 44-391 : étude des marnes précédant le hiatus E₁. 2^{ème} partie : les traces (projection de la figure 30, ci-contre).

La projection de la figure 30 dissocie, mieux encore que celle de la figure 27, marnes laminées et marnes gris-vert sans laminations. Les deux faciès se répartissent entre trois pôles géochimiques, de la manière suivante :

Zn, Cu, V	} marnes laminées
B, K, Ni	
Pb, Co, Ga	

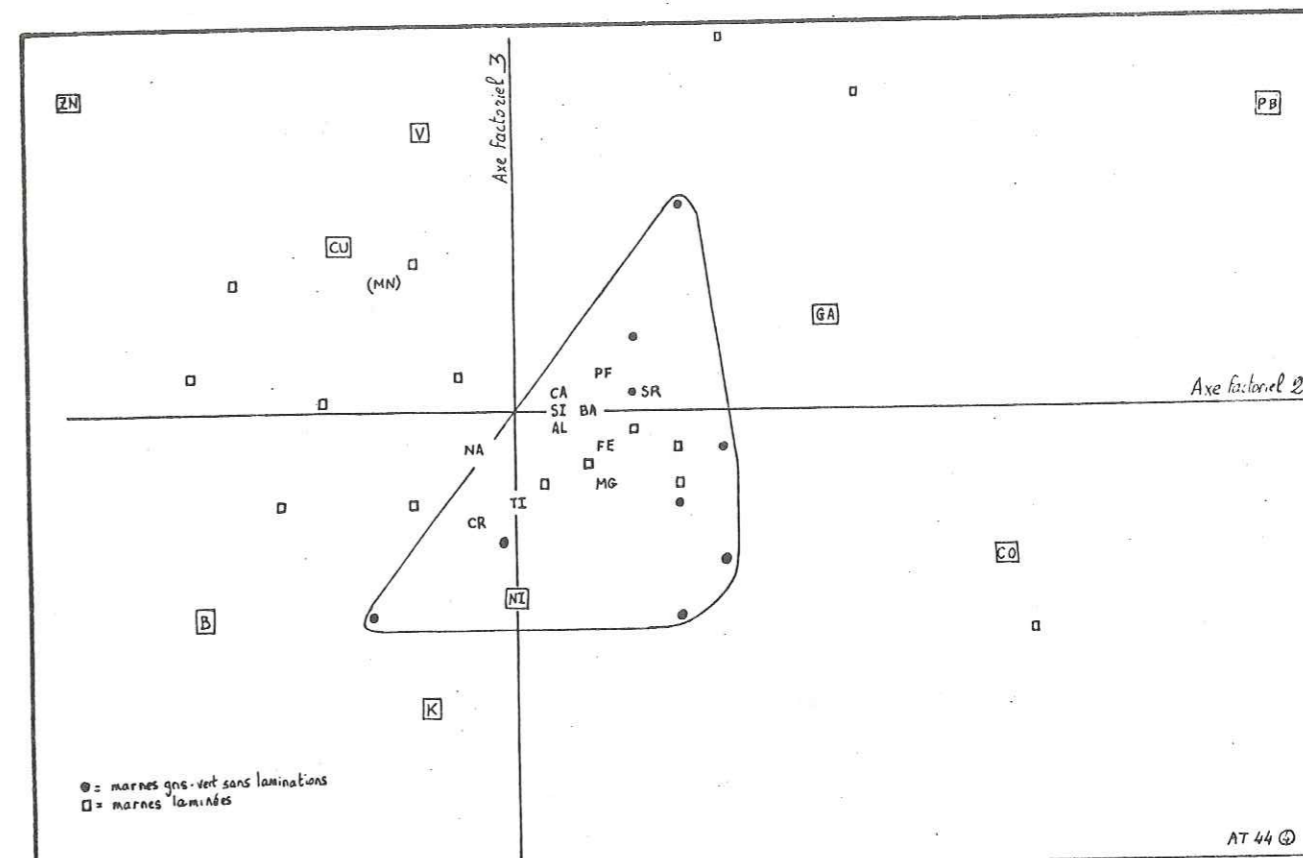


FIGURE 30 - SITE 44-391C : ETUDE DES MARNES PRECEDANT LE HIATUS E₁ - 2^e PARTIE : LES TRACES

AT44 (4) - PLAN (2.3)

- . Données logarithmiques
- . 25 échantillons du 391C (sous le hiatus du Gargasien)
- . 21 variables géochimiques
- . Élément supplémentaire : le manganèse
- . Axe 1 : inertie = 66 % (valeur propre = 0.024)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
CA	83.56	0.053	-0.22	-17.38	-93.78	93.78
PF	84.56	0.033	-0.18	-11.31	-95.70	95.70
SR	74.78	0.026	-0.15	-6.90	-84.63	84.63
GA	18.74	0.205	0.41	13.09	82.14	82.14
CO	19.75	0.230	0.40	12.90	68.22	68.22
PB	20.07	0.239	0.36	10.73	53.85	53.85

. Axe 2 : inertie = 13 % (valeur propre = 0.005)

ZN	37.83	0.112	-0.18	-25.25	-28.15	75.73
B	42.07	0.073	-0.12	-12.37	-19.03	80.95
PB	20.07	0.239	0.28	32.52	31.99	85.84
CO	19.75	0.230	0.18	13.39	13.88	82.09
GA	18.74	0.205	0.11	5.00	6.16	88.30

. Axe 3 : inertie = 7 % (valeur propre = 0.003) (cumul 86 %)

K	46.87	0.044	-0.10	-19.15	-24.08	90.41
B	42.07	0.073	-0.08	-9.21	-7.77	88.72
Ni	40.89	0.009	-0.06	-6.22	-42.23	52.08
CO	19.75	0.230	-0.05	-2.08	-1.18	83.27
ZN	37.83	0.112	0.11	19.10	11.67	87.40
PB	20.07	0.239	0.11	9.72	5.24	91.08
V	47.11	0.035	0.10	20.03	31.82	58.32
CU	40.74	0.015	0.06	6.21	25.92	54.36
GA	18.74	0.205	0.04	0.93	0.63	88.93

. Plan (2.3) : inertie = 20 %

Zone entourée : elle contient les marnes gris-vert non laminées.

Neuvième exemple.

Site 44-391 : étude des niveaux de "black-shales" situés après E₁. (projection de la figure 31, ci-contre).

Intéressons-nous enfin aux sédiments qui se déposent après

l'évènement E₁. Les trois catégories d'argilites se séparent très bien :

- argilites noires du côté de la matière organique continentale, de la perte au feu, du quartz, de l'illite, de la kaolinite (?) ;
- argilites vertes du côté de la matière organique altérée, des dents de poisson, des interstratifiés, des radiolaires ;
- argilites rouges du côté des nannofossiles, de la dissolution, du manganèse.

Grâce au tableau 5, comparons les moyennes de teneurs obtenues pour ces trois faciès : les différences, du point de vue de la géochimie minérale, ne sont pas très grandes, sauf en ce qui concerne Fe et Mn plus abondants au sein des argilites rouges, et Ba, V, Zn, Cu plus abondants au sein des argilites noires.

Eléments majeurs :

1	2	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K	PF
AR	5	59.38	16.12	2.46	0.62	9.11	0.072	0.81	1.86	3.14	5.59
AV	6	61.64	16.31	2.43	0.95	6.29	0.043	0.81	1.95	2.67	6.78
AN	16	58.97	17.97	2.55	0.52	6.98	0.044	0.84	1.92	2.84	7.35

Eléments traces :

1	2	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	3
AR	5	494	287	149	91	20	149	184	94	30	57	25	0.22
AV	6	496	367	152	77	23	125	184	100	30	64	28	0.36
AN	16	485	520	179	94	28	143	189	122	34	87	29	1.02

Tableau 5 : puits 44-391C : dépôts postérieurs à E₁.

Moyennes des éléments chimiques pour chacun des faciès.

Colonne 1 : faciès (AR : argilites rouges ; AV : argilites vertes ; AN : argilites noires).

Colonne 2 : effectif du lot

Colonne 3 : matière organique.

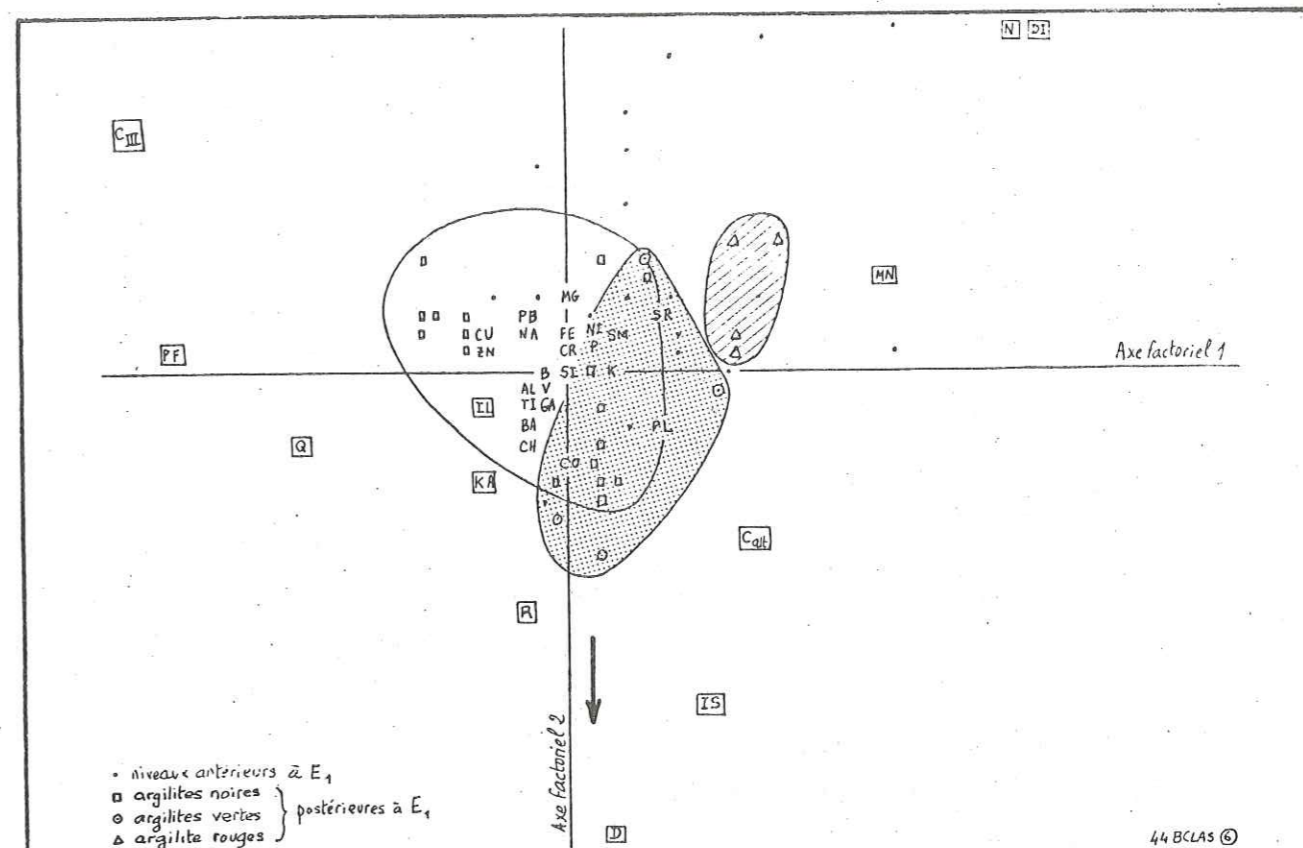


FIGURE 31 - SITE 44-391C : ETUDE DES NIVEAUX DE "BLACK-SHALES" SITUÉS APRES E₁.

44BCLAS (6) - Plan (1.2)

- . Données discrétisées (tableau de contingences)
- . 47 échantillons du 391C
- . 34 variables (tableau moins Ca, CII, CII+III, C, FP, FB, AP, BI, PY, H et A)
- . Eléments supplémentaires : les 22 échantillons situés sous le hiatus du Gargasien.
- . Axe 1 : inertie = 26 % (valeur propre = 0.065)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
CIII	17	1.76	-1.10	-23.42	-69.15	69.15
PF	9	1.67	-0.93	-8.75	-51.49	51.49
Q	18	0.53	-0.56	-6.42	-59.11	59.11
KA	36	0.45	-0.22	-1.95	-10.61	10.61
IL	37	0.11	-0.20	-1.73	-36.68	36.68
N	8	2.27	1.11	11.13	54.17	54.17
DI	8	2.27	1.11	11.13	54.17	54.17
MN	18	1.61	0.85	14.75	45.06	45.06
CA	20	0.83	0.52	6.09	32.28	32.28
IS	24	1.03	0.41	4.61	16.42	16.42

. Axe 2 : inertie = 21 % (valeur propre = 0.053)

N	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
N	8	2.27	0.86	8.23	32.25	86.42
DI	8	2.27	0.86	8.23	32.25	86.42
CIII	17	1.76	0.58	8.17	19.43	88.59
MN	18	1.61	0.23	1.40	3.43	48.49
D	12	2.11	-1.15	-22.33	-62.85	63.83
IS	24	1.03	-0.82	-22.85	-65.61	82.03
R	7	2.34	-0.57	-3.23	-14.05	14.15
CA	20	0.83	-0.38	-4.12	-17.61	49.89
KA	36	0.45	-0.24	-2.99	-13.11	23.71

. Plan (1.2) : inertie = 47 %

Zones délimitées : en pointillés = argilites vertes
 en hachures = argilites rouges
 sans trame = argilites noires.

Par ailleurs, la projection de la figure 31 restitue aussi, dans la direction de l'axe 2 et dans le sens indiqué par la flèche, l'ordre stratigraphique. A mesure que l'on s'élève dans le puits, on trouve :

- moins de matière organique continentale, tandis que l'altération augmente ;
- moins de nannofossiles et plus de dents de poisson, plus de radiolaires ;
- moins de smectites, et des phyllites plus diversifiées (interstratifiées surtout).

d) Conclusion.

L'analyse factorielle nous a permis d'effectuer un survol des deux sites étudiés, et de découvrir des affinités entre des variables très diverses.

Tout d'abord, les principaux types de faciès, distingués sur le plan lithologique, mais analogues sur le plan de la minéralogie des argiles, se trouvent *précisés* par un certain nombre de particularités géochimiques. Ainsi :

- les marnes laminées antérieures à E₁ sur le site 391 sont relativement riches en calcaire, manganèse et matière organique marine ;
- les sables à radiolaires se signalent par leurs teneurs élevées en baryum ;
- il existe une gradation du chimisme entre les niveaux noirs et les niveaux rouges, en passant par les niveaux verts, dont le caractère est intermédiaire :
 - . dans le puits 386, cette gradation s'exprime par une diminution des teneurs en C_{II}, Cu, Zn, Co, Ni, et une augmentation de celles en Fe et Mn ;
 - . dans le puits 391C, elle est marquée par une décroissance de C_{III} et par l'abondance accrue des dents de poisson et des traces de dissolution ;

Dans les deux cas, elle correspond à une accentuation du caractère oxydant.

D'autre part, des affinités entre certains niveaux et certaines variables, ainsi que des relations entre groupes de variables, sont mises en évidence. Notamment :

- un enrichissement important en Zn, V, Ni, Cu semble pouvoir *caractériser* les horizons à matière organique marine, pyrite, et radiolaires, dont l'exemple le plus net est celui du Cénomaniens dans le forage 386 ;

- les dépôts qui surmontent directement le basalte ont des teneurs élevées en Fe, Mg, K, Ba et Cr ;
- des éléments comme Pb, Ga, et dans une mesure moindre, Co et B, ont un comportement assez proche : leurs teneurs varient peu et, de ce fait, ils accompagnent, dans les projections de l'analyse factorielle, les sédiments les moins bien caractérisés, telles les argilites vertes du puits 386 ou les marnes gris-vert sans laminations du puits 391C.

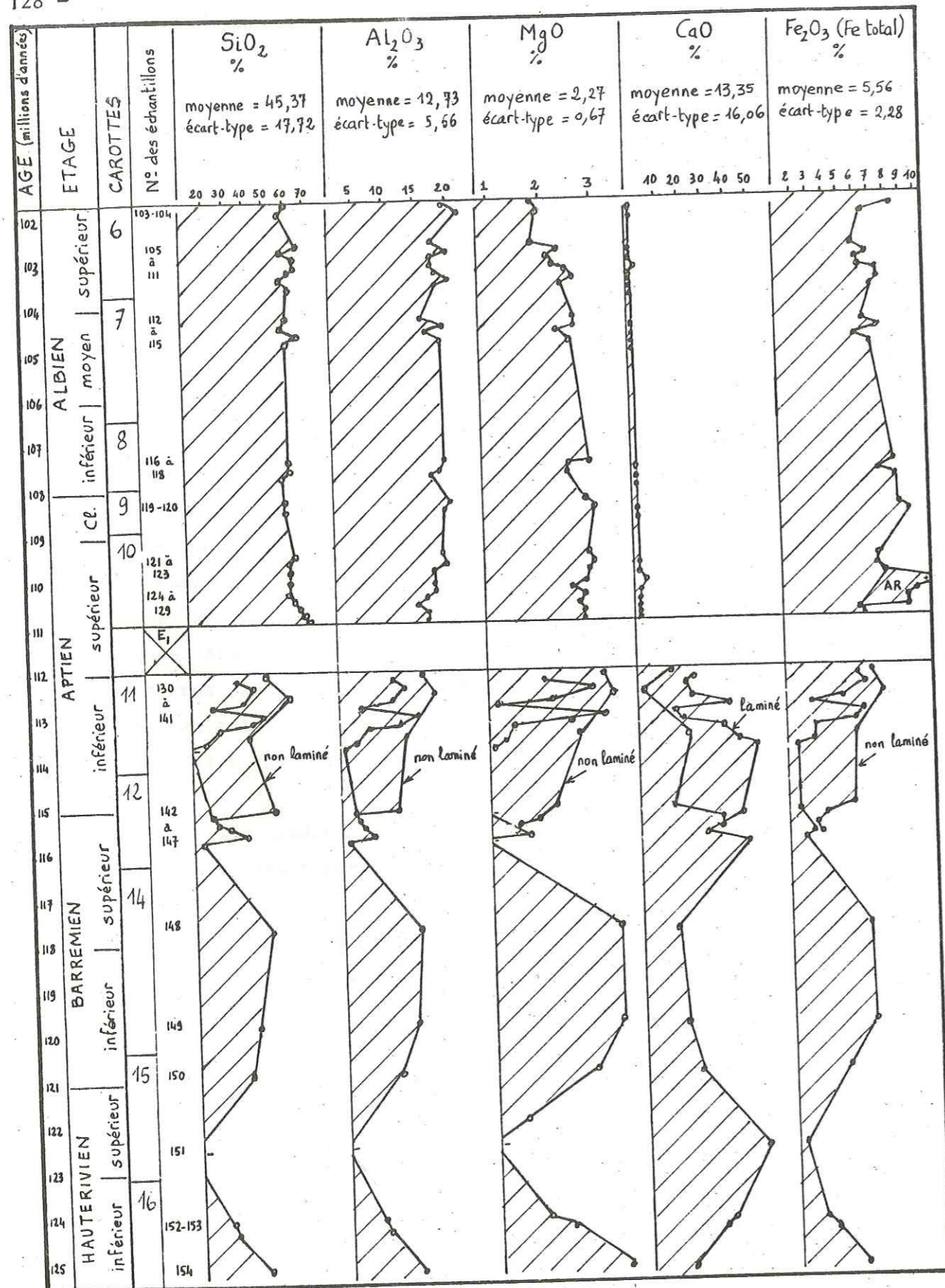


FIGURE 32 A : Puits 391C - Données géochimiques brutes reportées sur des coupes-temps.

La figure 32 comprend 4 volets (A, B, C, D).
Autres volets en pages 130, 134, 135
Voir avertissement de la page 133.

2. LES DONNEES BRUTES REPORTEES SUR DES COUPES-TEMPS.

Les données analytiques fournies dans l'annexe 1 sont ici reportées sur des coupes graduées en fonction du temps (figures 32, 34, 35 et 36).

a) Echantillons du site 391 : Hauterivien-Albien (figure 32).

Sur la figure 32, tous les faciès ont été regroupés (argilites rouges, vertes et noires ; marnes laminées et non laminées).

a.1. Evolution des teneurs brutes avec le temps, quel que soit le faciès.

Un premier examen de la figure 32 permet de distinguer deux types de profils, et des cas particuliers qui s'en écartent (figure 33).

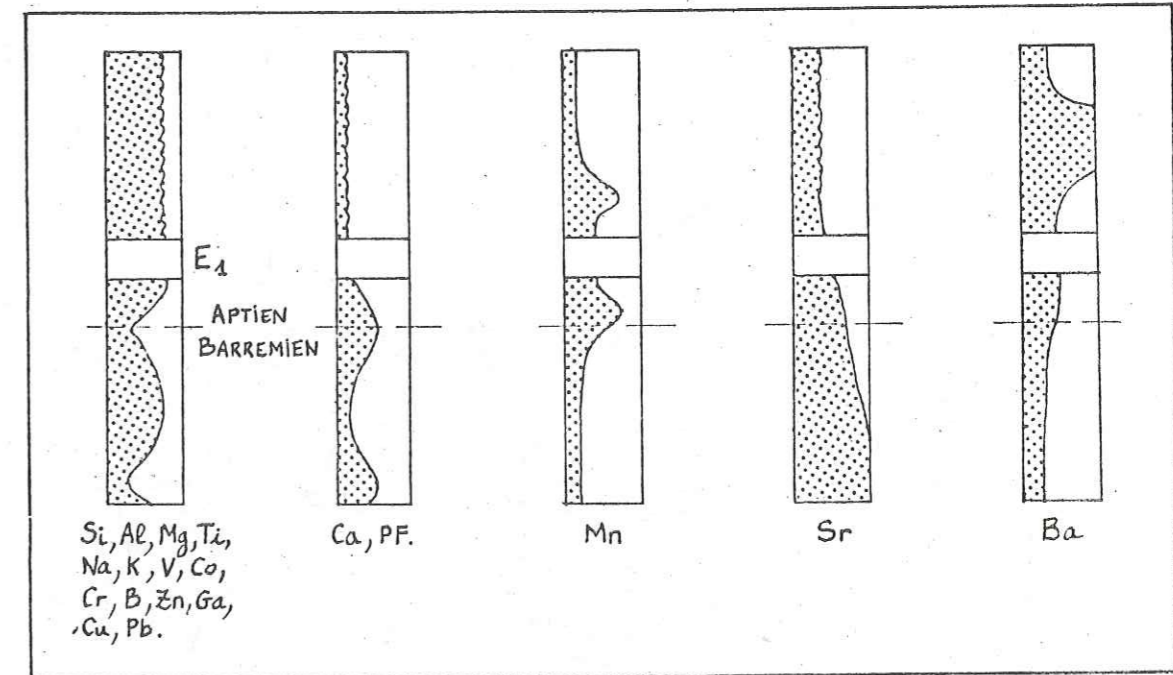


Figure 33 : site 391 : cinq types de comportement géochimique, autour de l'évènement E₁ (voir commentaires dans le texte).

- Le premier de ces profils-types est suivi par la plupart des éléments : Si, Al, Mg, Ti, Na, K, V, Co, Cr, B, Zn, Ga, Cu, Pb ; il est caractéristique de la phase argileuse.
- le second figure une image symétrique du premier et est réalisé pour Ca et PF. Cela exprime la complémentarité des phases argileuse et calcaire.

Il existe enfin quatre cas particuliers :

- Le manganèse, dont la teneur demeure assez constante avec le temps (0,03 % à 0,06 %), sauf dans le faciès laminé avant E₁ et dans le faciès rouge après E₁, tous deux plus riches ; l'existence d'une liaison entre

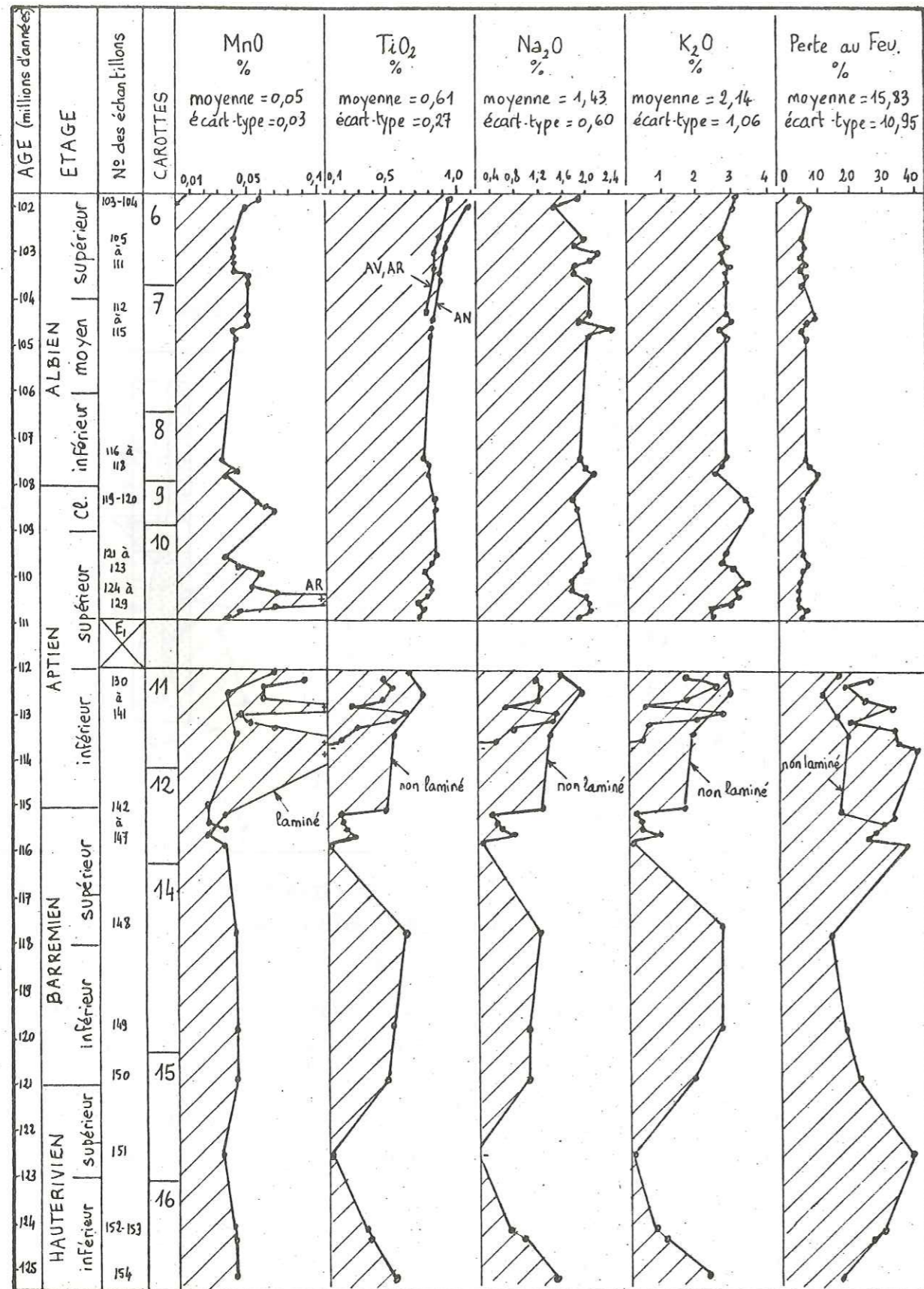


FIGURE 32 B

- lacune et enrichissement en manganèse est chose connue (BOURBON, 1980).
- Le strontium, dont la teneur a tendance à diminuer jusqu'au Clansayésien, d'une manière assez irrégulière, puis à se stabiliser.
- Le baryum, qui est particulièrement abondant à l'Albien moyen : trois échantillons seulement en témoignent, mais ce sont des argilites noires bien représentatives.
- Le nickel : ses variations de teneur suivent celles de la phase argileuse avant E₁ ; après, elles ressemblent à celles du baryum.

Les diagrammes d'analyse factorielle l'ont déjà suggéré, les évolutions avec le temps des données géochimiques brutes ne coïncident pas nécessairement avec celles des assemblages minéralogiques (chapitre B), et apportent donc des informations spécifiques. Cependant :

- l'apparition des premiers "black-shales", à la fin du Barrémien supérieur, se traduit par un renouvellement du chimisme : pour la plupart des éléments, les teneurs se modifient, ou tout au moins leur sens de variation ;
- la rupture minéralogique du Clansayésien, définie par l'apparition de la kaolinite et de la chlorite, est repérable d'une manière ténue sur certains éléments-traces : augmentation de Ba, Ni et, de façon moins nette, de Co, Zn, Ga ; et chute de Fe, Mn, K.

a.2. Différences géochimiques entre faciès.

1^{ère} partie : avant E₁ et au passage de cet événement.

Avant E₁ et au passage de cet événement, il est possible de repérer cinq types de comportement (tableau 6) :

- Al, Mg, Fe, Ti, Na, K, Ba et Pb : avant E₁ leurs teneurs sont plus élevées dans les niveaux non laminés ; elles sont continues entre ceux-ci et les argilites postérieures à E₁. Ces éléments chimiques sont particulièrement représentatifs des phyllites.
- Ca, PF et Mn : les marnes laminées sont un peu plus calcaires, et plus riches en manganèse, que les marnes non laminées.

Ces deux faits corroborent l'hypothèse selon laquelle les marnes laminées seraient resédimentées en provenance d'une zone moins profonde (plus grande richesse en calcaire), située sur le talus de la marge américaine (richesse en manganèse ; BOURBON, 1980). En revanche, les

Cas de figure	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K	PF	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
Il n'y a pas de différence entre marnes laminées et marnes non laminées.											X			X			X	X		X	
La teneur dans les marnes non laminées est supérieure à la teneur dans les marnes laminées	X	X	X		X		X	X	X			X	X			X			X		X
La teneur dans les marnes laminées est supérieure à la teneur dans les marnes non laminées.				X		X				X											
La teneur est continue de part et d'autre de E ₁ .											X			X			X	X			
La teneur est continue entre les marnes non laminées avant E ₁ et les argilites après E ₁ .		X	X		X		X	X	X			X									X
La teneur est continue entre les marnes laminées avant E ₁ et les argilites après E ₁ .													X			X					
La teneur est discontinue de part et d'autre de E ₁ .	X			X						X										X	X

Tableau 6 : Comportement chimique, selon le faciès, avant l'évènement E₁ et au passage de celui-ci.

La présence d'une croix dans une case donnée signifie que, pour l'élément concerné, le cas de figure correspondant est réalisé. Six configurations peuvent être distinguées (lecture en colonne du tableau) : elles correspondent à six comportements distincts, détaillés dans le texte.

marnes non laminées et les argilites, géochimiquement plus proches, seraient plus "autochtones" (voir note (1) page 114).

- *Si et Ga* : avant E₁, ils sont plus abondants dans le faciès laminé. Puis E₁ crée une discontinuité dans leur évolution : les teneurs, croissantes, semblent indiquer une modification de la composition chimique des argiles, avant même que la composition minéralogique de celles-ci se transforme.
- *V et Cr* : avant E₁, leurs teneurs sont plus élevées dans les marnes non laminées. Au passage de E₁, elles sont continues entre les marnes laminées et les argilites, ce qui indiquerait qu'il existe aussi des points de convergences entre ces deux faciès : peut-être le degré d'oxydation et la présence de matière organique.
- *Sr, Ni, Co, B, Zn* : ces éléments ne différencient pas les deux types de marnes avant E₁, et leurs teneurs sont continues au passage de cet évènement. Deux hypothèses peuvent être faites :
 - . ces éléments avaient initialement des teneurs distinctes selon le faciès, mais la diagenèse les a redistribués uniformément parce qu'ils sont mobiles ;
 - . leurs teneurs étaient les mêmes dès la phase de dépôt ou de diagenèse précoce parce que ces éléments, liés de manière privilégiée à l'océan, caractérisent plus le milieu marin que les sources d'apports.
- *Cu* : les teneurs en cuivre, équivalentes quel que soit le faciès marneux avant E₁, présentent au passage de cet évènement, une discontinuité dans les argilites noires.

2^{ème} partie : après E₁.

Après E₁, les faciès présentent aussi quelques différences : les argilites rouges sont plus riches en Fe et Mn, les argilites noires plus riches en Cu, ainsi qu'en, Ba, Ni et moins nettement Ga à partir du Clansayésien (carotte 9). C'est à cette époque que kaolinite et chlorite apparaissent conjointement.

Avertissement pour les figures 32, 34, 35 et 39, 40 : résultant de réductions obtenues à partir de documents informatiques (qui imposaient un écartement minimum entre deux niveaux consécutifs), ces figures donnent une position approximative pour les échantillons et les carottes (erreur maximale 1 M.A. pour le puits 391 ; 0.25 M.A. pour le site 386). Néanmoins, les interprétations n'en sont pas affectées, car leur précision dans le temps est moins grande.

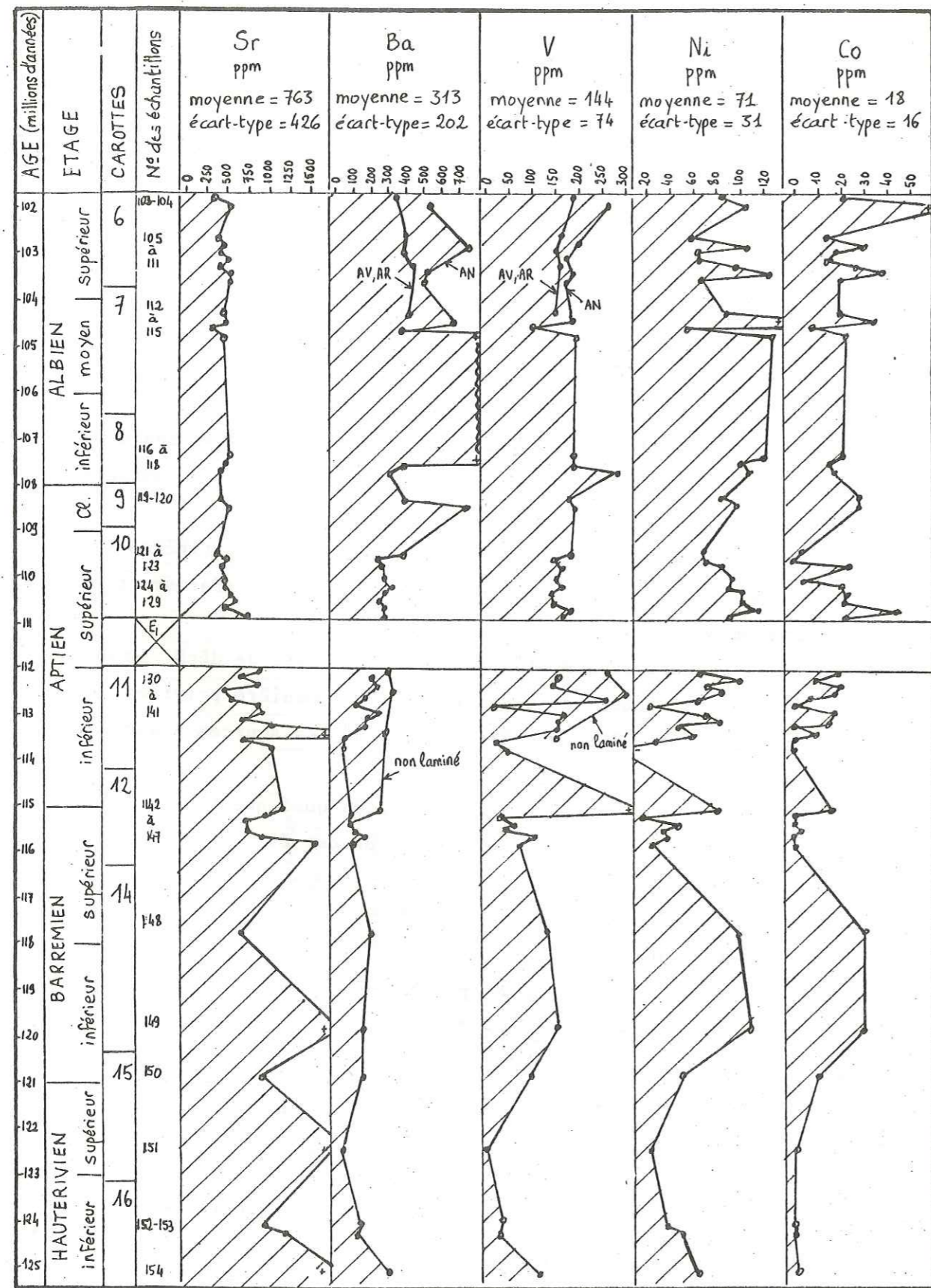


FIGURE 32 C

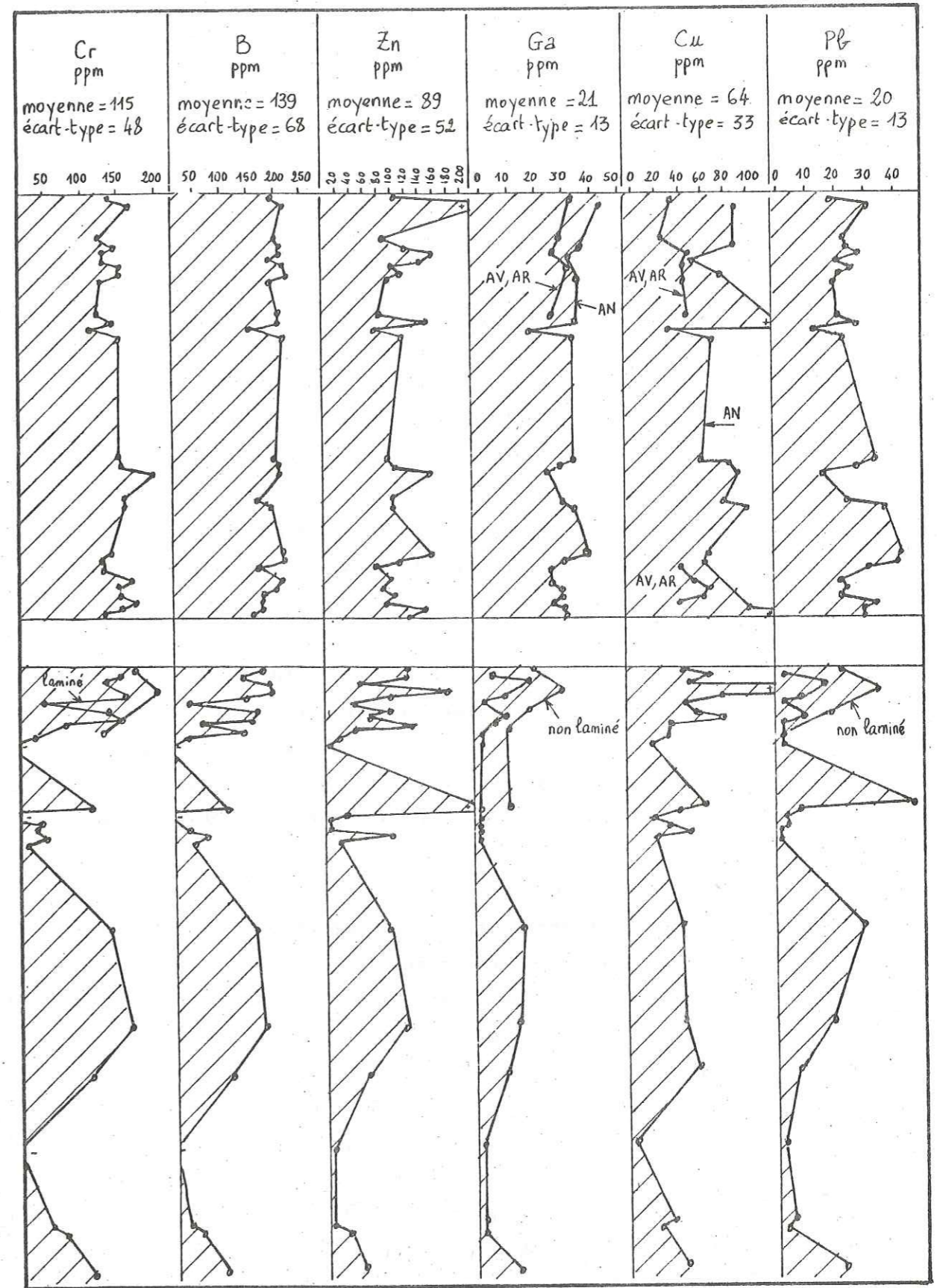


FIGURE 32 D

β) Echantillons du site 884 : Albien inférieur à Cénomannien moyen (figures 34 à 36).

Les figures 34 et 35 montrent l'évolution de la composition chimique des argilites noires et des argilites versicolores, respectivement. La figure 36 celle de la nature et de la teneur du carbone organique.

b.1. Points communs entre les trois faciès (argilites noires, vertes, rouges).

α) La teneur en silice.

La teneur en silice est élevée : autour de 70 %, alors que les argilites en contiennent normalement 51 à 57 % (MURDMAA & al., 1975 c). Cet enrichissement, déjà signalé comme un phénomène propre à la ride crétacée, dans le chapitre consacré à la minéralogie (à propos du quartz), est vraisemblablement lié à une productivité organique accrue sur les flancs de la dorsale, comme l'atteste la présence de cristobalite et de calcédoine (*ibid.*).

Les deux maxima du quartz (Albien moyen, Cénomannien moyen) sont modérément traduits par les taux de silice. Le premier, visible seulement sur les argilites noires, serait d'origine détritique, puisque, semble-t-il, ce faciès est le moins autochtone (GRACIANSKY & al., à paraître).

β) Richesse en certains éléments près du basalte.

Les teneurs en Fe, K, Ba et, de façon moindre, en Cu, sont fortes à proximité du basalte et décroissent plus ou moins régulièrement au cours de l'Albien. L'analyse minéralogique aux rayons X ne permet de repérer aucune influence directe de la croûte océanique sur les premiers dépôts. Toutefois, des pyroclastes sont visibles en lame mince. Fe, K, Ba, Cu peuvent leur être liés, ou bien imprégner le sédiment par diffusion sous forme ionique dans des solutions interstitielles, à partir du basalte. On sait que de tels échanges peuvent avoir lieu (GIESKES & LAWRENCE, 1981). D'après T. JUTEAU & al., (1977), le basalte océanique, au cours de son altération sous-marine, perd de la silice, du fer, du

magnésium, du calcium, du sodium, et gagne au contraire du potassium et de l'eau. Selon H. MAILLOT (1980), les dépôts piègent Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn et Pb aux dépens du basalte. Enfin, les "sédiments métallifères" associés à la dorsale du Pacifique sont appauvris en Al et en Ti, enrichis au contraire en Fe, Mn, Ba, V, Cr, B, Zn, Cu, Pb par rapport à la moyenne des sédiments pélagiques ; de plus, il existe une corrélation positive entre Mn et le flux de chaleur ; et Ni, ainsi que Cu, accompagnent Mn lorsque celui-ci est abondant (BOSTRÖM & PETERSON, 1968 ; HOFFERT, 1980).

b.2. Particularités chimiques de certains faciès.

α) Éléments majeurs.

La composition en éléments majeurs est en moyenne, à peu près identique dans les trois types d'argilites. Remarquons seulement un enrichissement relatif assez ténu des faciès versicolores en Mn, et du faciès rouge en Fe, Ti, Na.

Le long des profils en revanche, il apparaît des différences de comportement, dans deux cas :

α.1. Le magnésium et le titane.

Le comportement de Mg et, de façon un peu moins nette, celui de Ti rappellent :

- dans les *argilites noires*, ceux de Fe, K et Ba, avec des teneurs élevées près du basalte ;
- dans les *argilites versicolores*, celui de Al, avec des teneurs élevées à l'Albien moyen et supérieur.

Envisageons deux hypothèses, non contradictoires, pour expliquer cette différence entre les deux faciès :

- . il existe une différence de composition minéralogique, non repérée toutefois par les analyses de routine aux rayons X (chapitre B). Les débris volcaniques mentionnés ci-dessus sont susceptibles d'enrichir les dépôts en Mg et Ti, et il faudrait alors admettre qu'ils sont plus

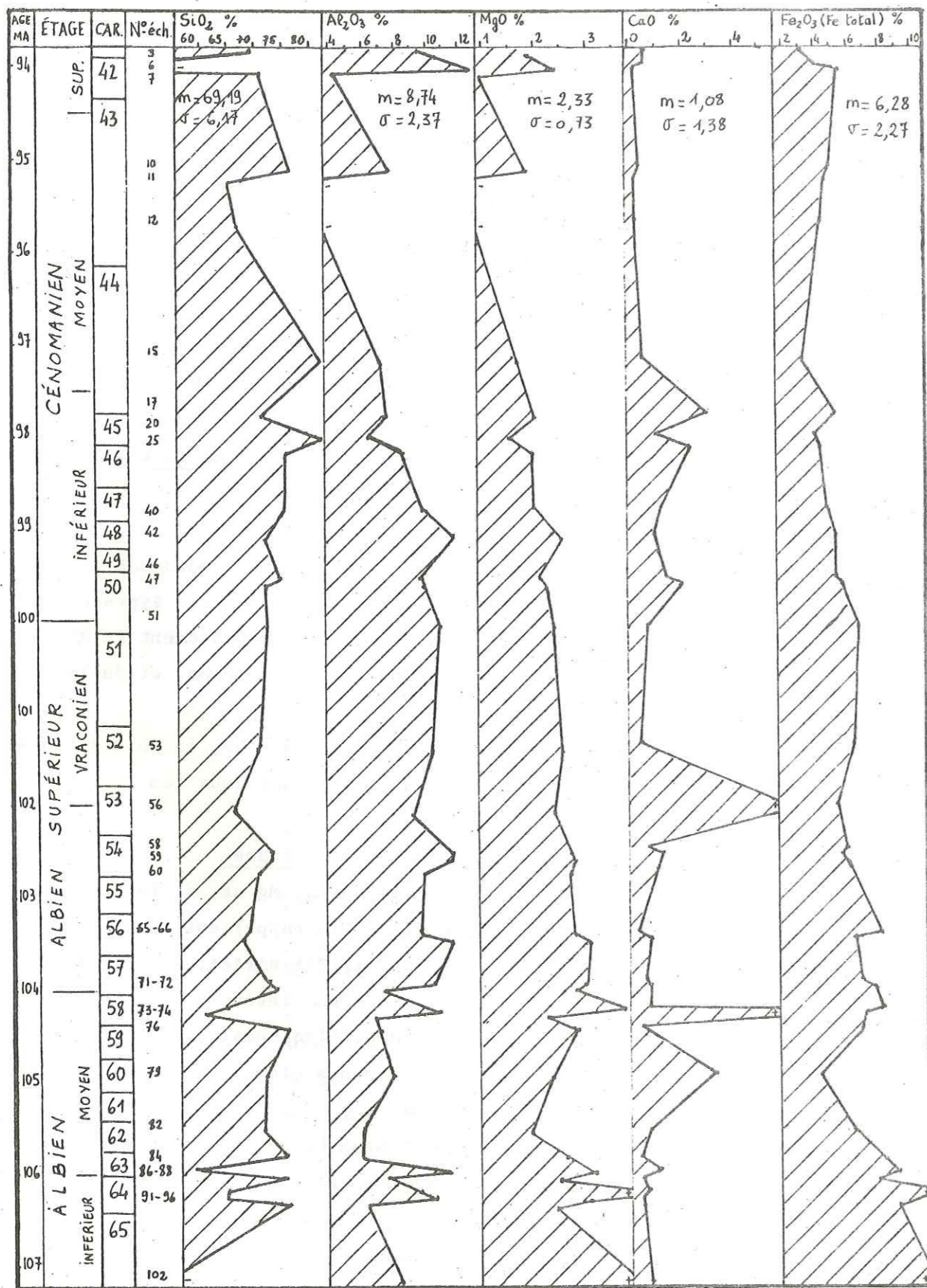


FIGURE 34 A : Puits 386 - Argilites noires. Données géochimiques brutes reportées sur des coupes-temps.

La figure 34 comprend 4 volets (A, B, C, D).

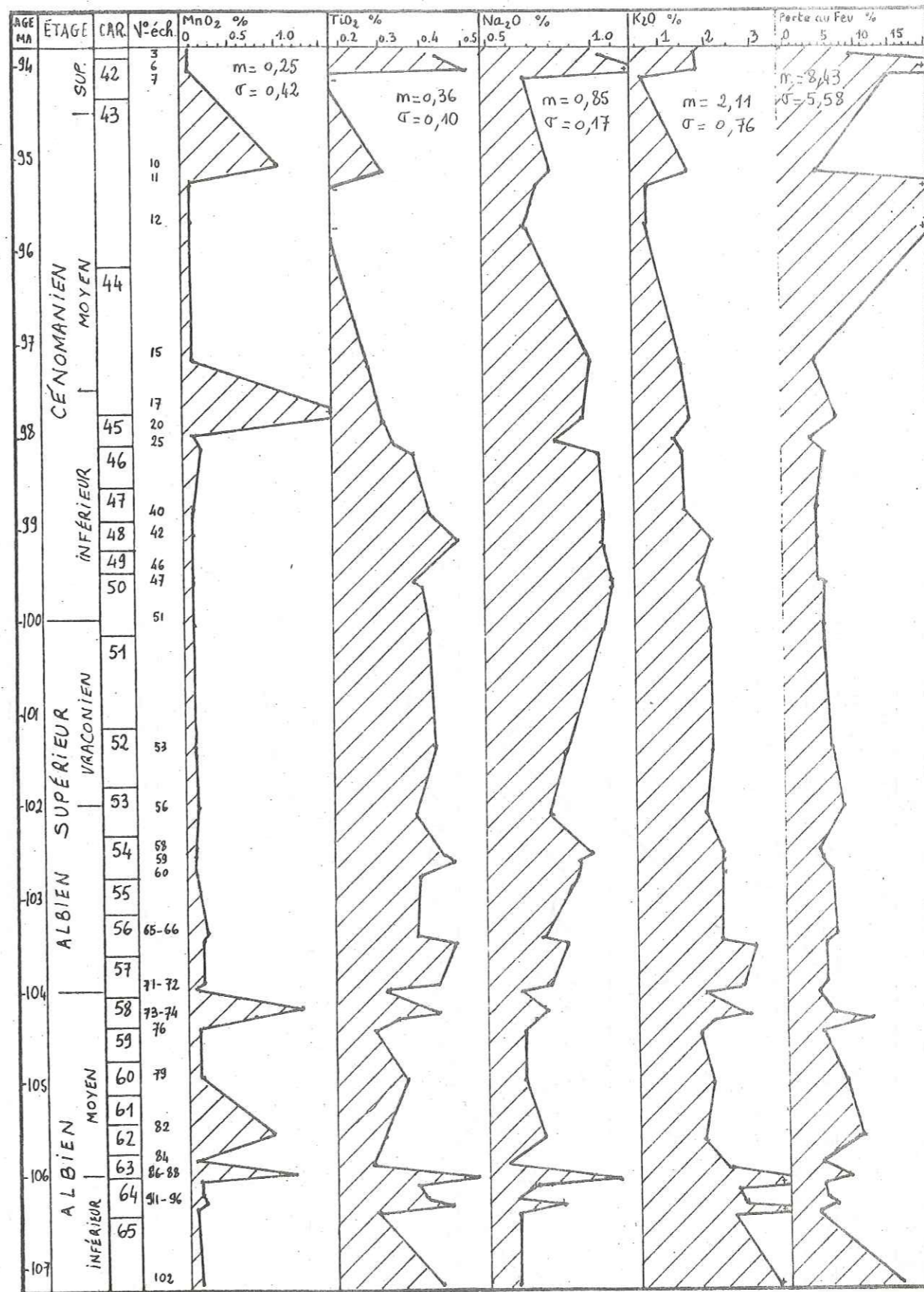


FIGURE 34 B

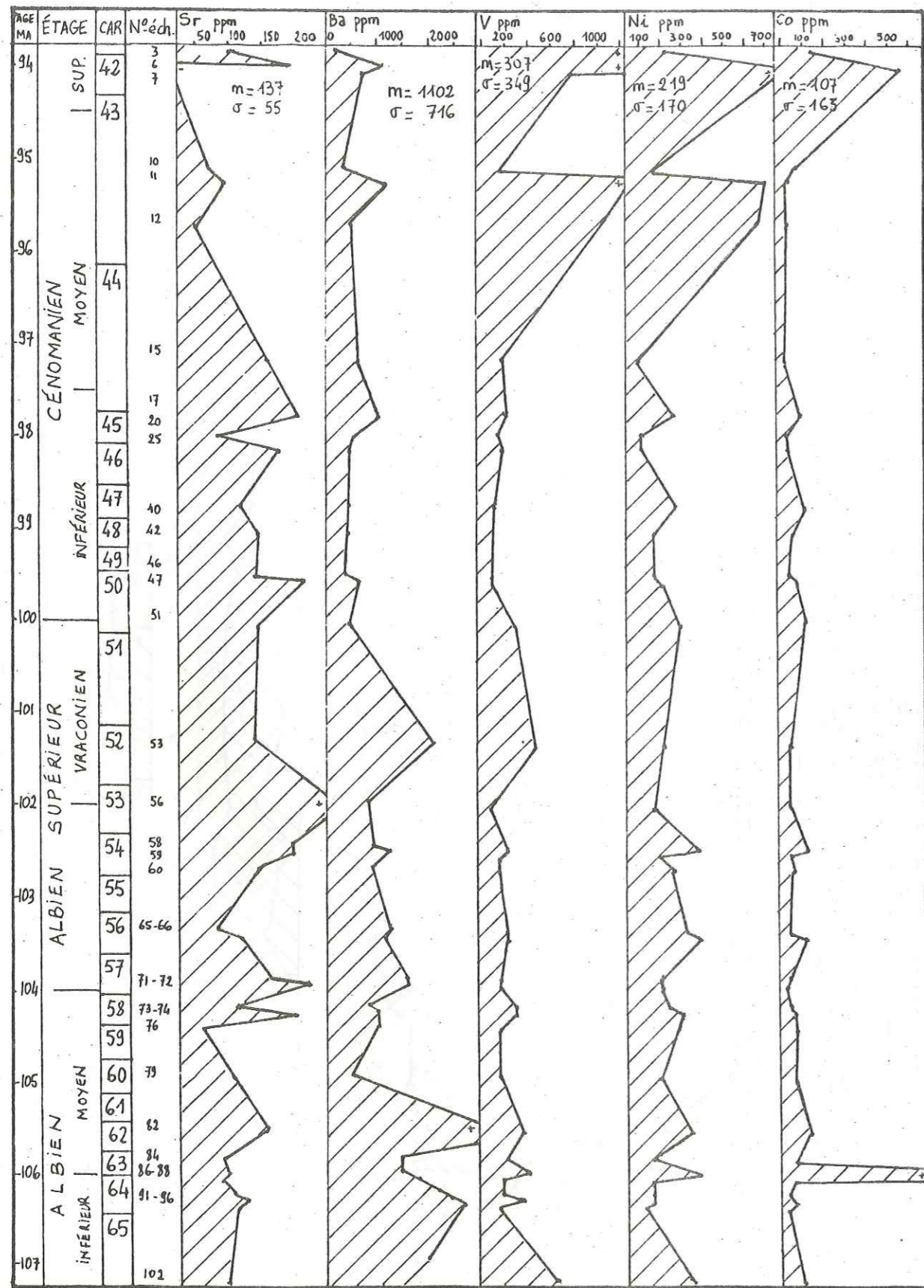


FIGURE 34 C

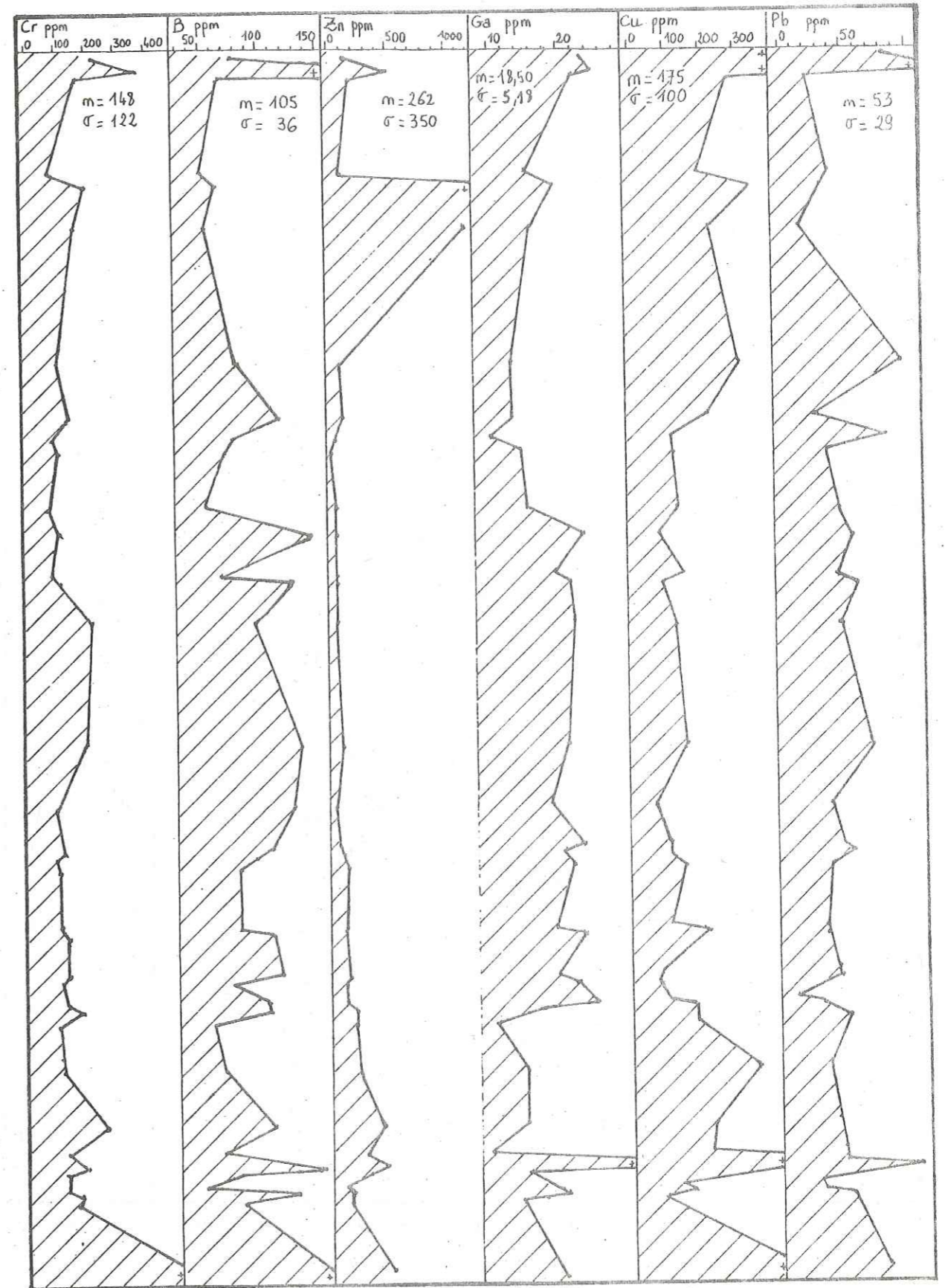


FIGURE 34 D

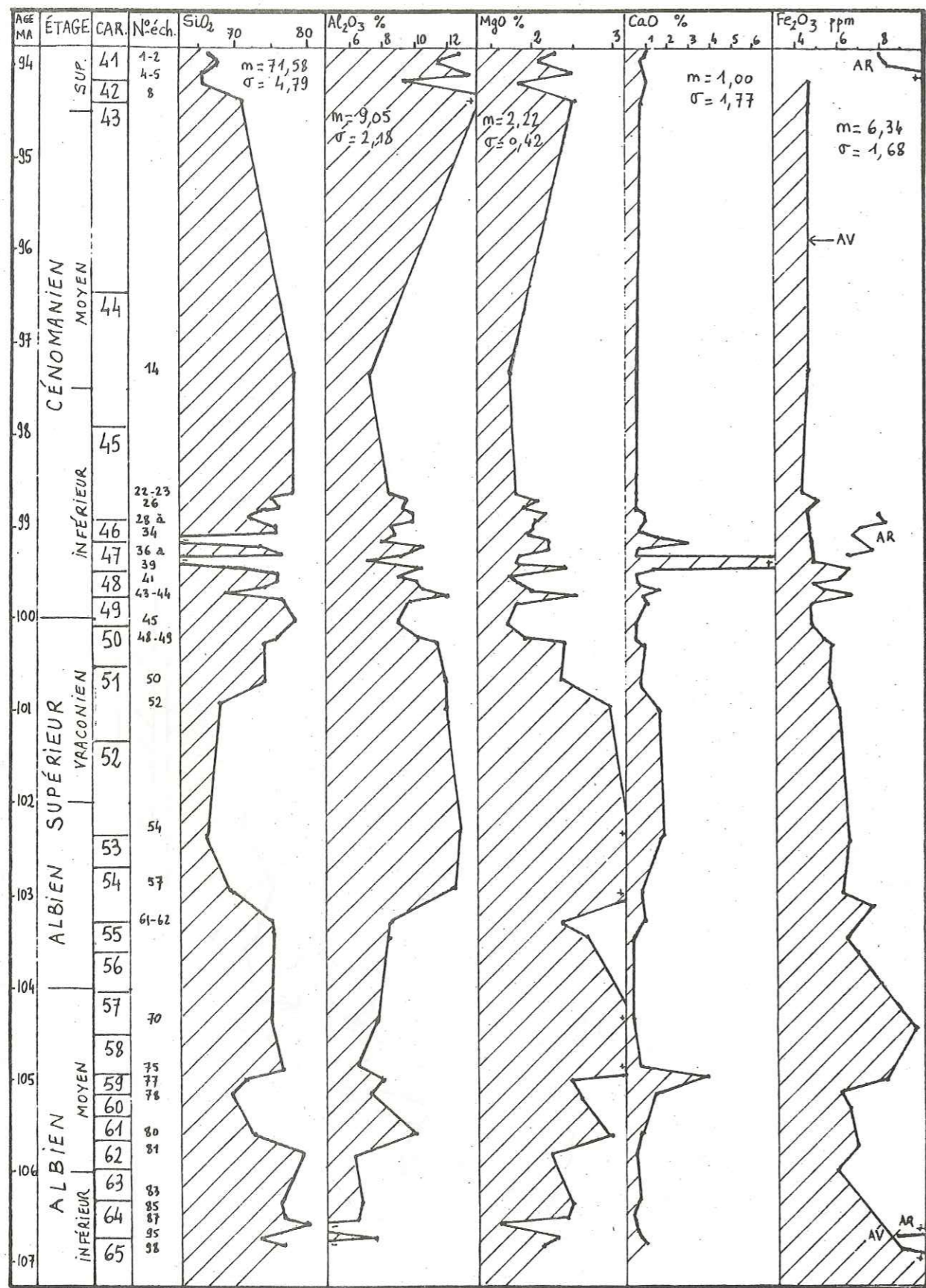


FIGURE 35 A : Puits 386 - Argilites versicolores. Données géochimiques brutes reportées sur des coupes-temps.

La figure 35 comprend 4 volets (A, B, C, D).

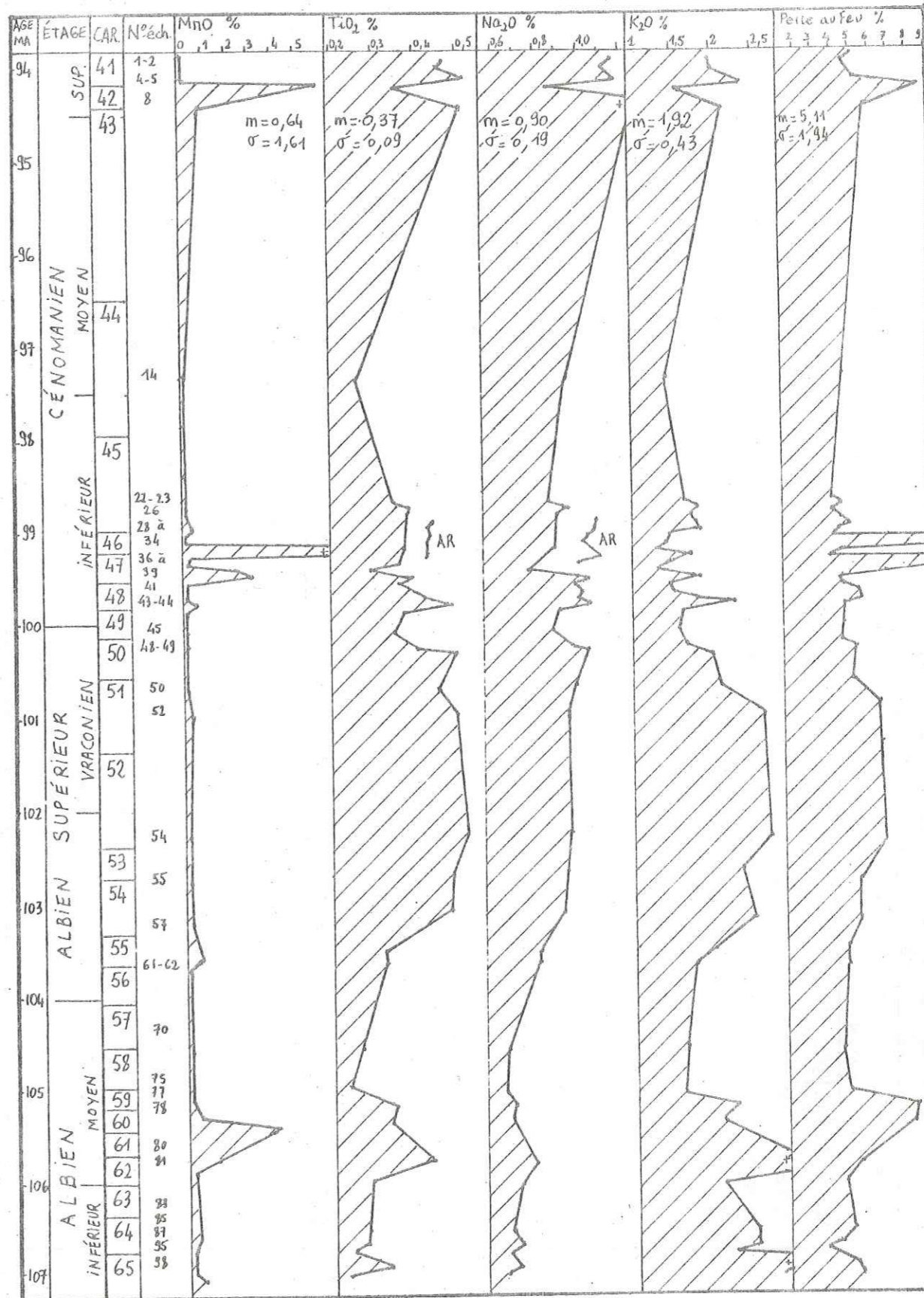


FIGURE 35 B

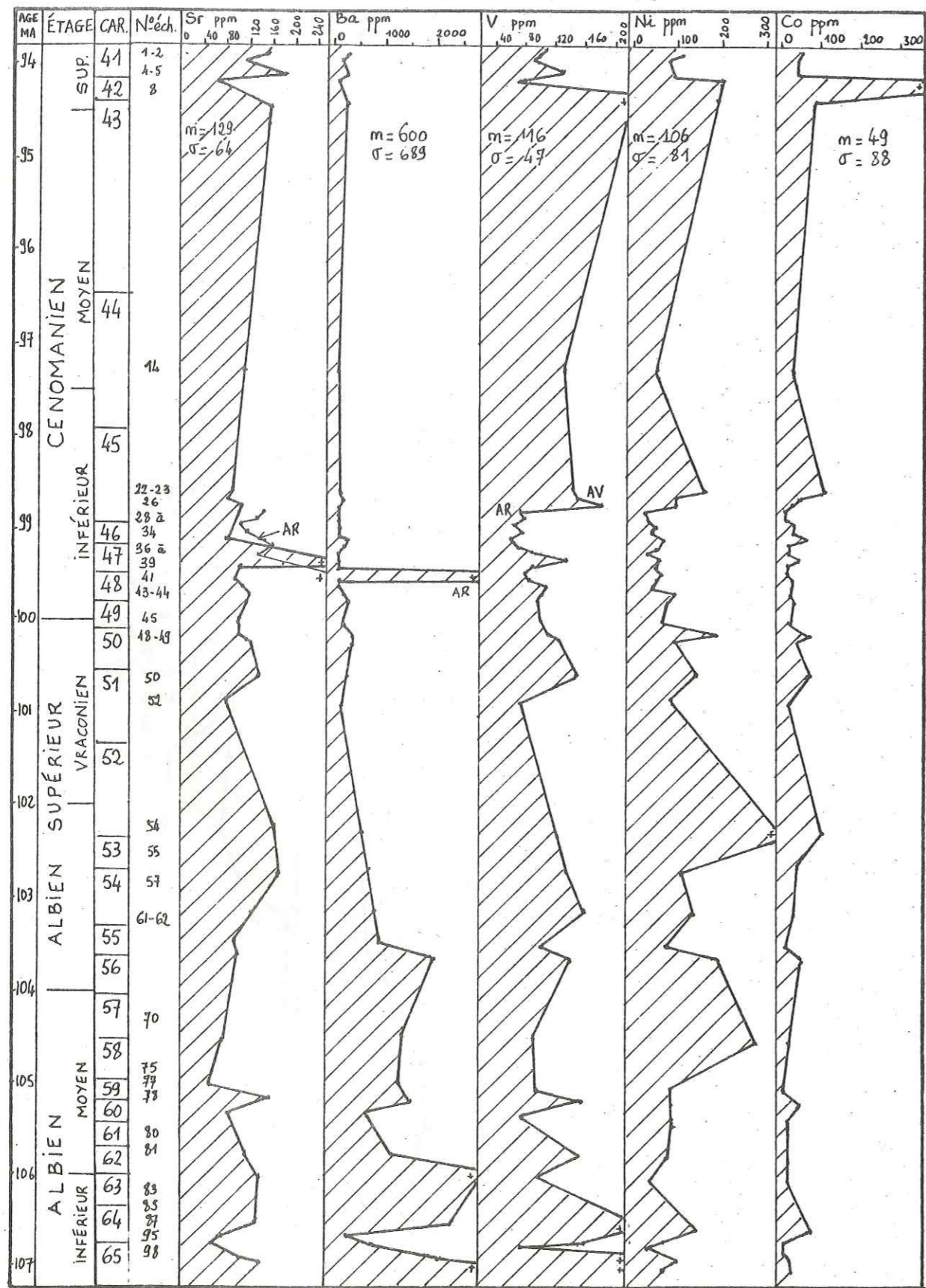


FIGURE 35 C

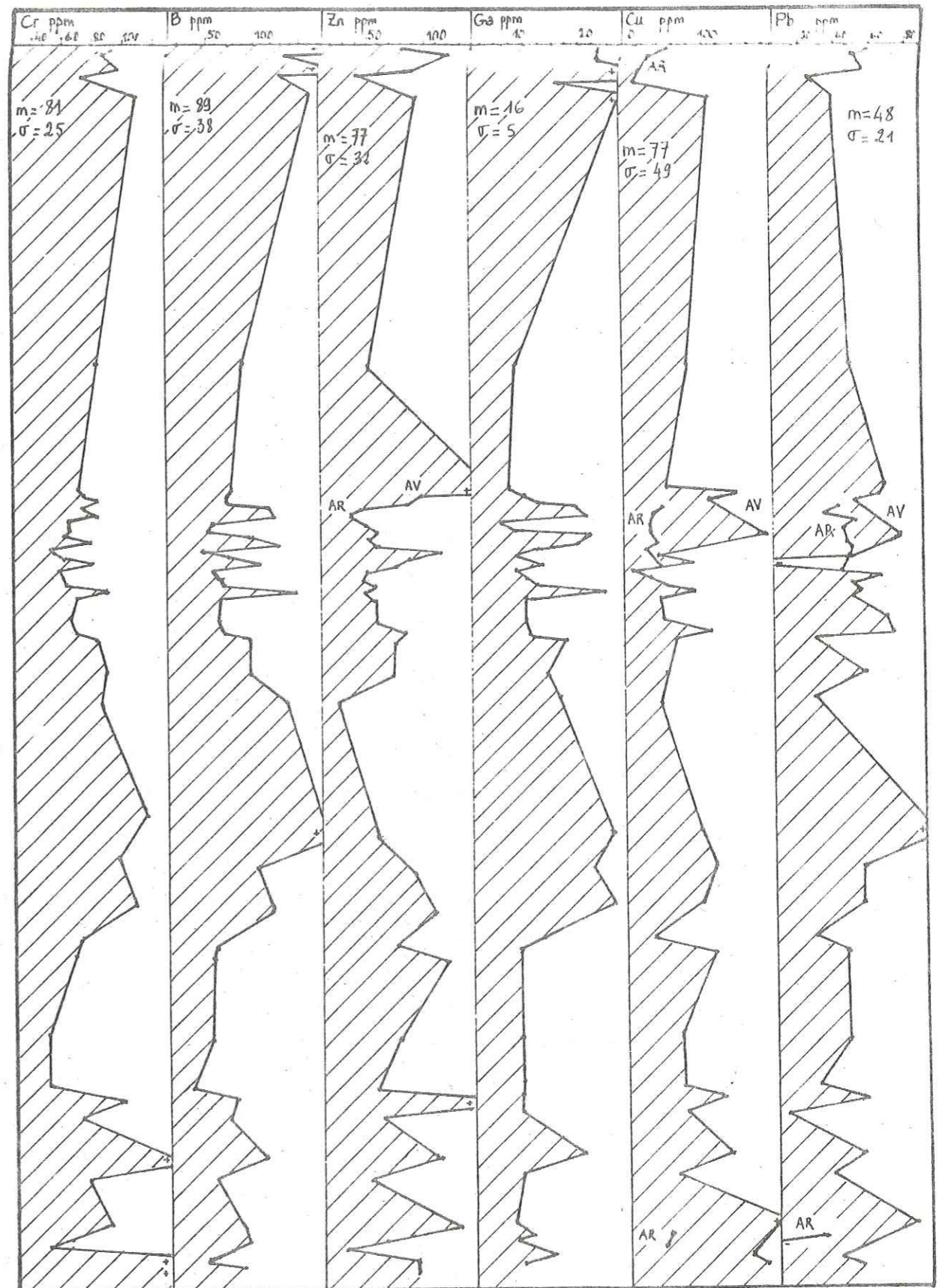


FIGURE 35 D

abondants dans les niveaux noirs, ce qui n'apparaît pas clairement en lames minces.

Il existe une différence de conditions thermo-chimiques, qui permet au faciès noir de mieux fixer Mg et Ti, par le jeu des substitutions $Fe \rightleftharpoons Mg$ et $Al \rightleftharpoons Ti$, classiques dans le réseau des phyllites. Mais la différence de degré d'oxydation, qui semble être le seul écart thermo-chimique notable entre les deux types d'argilites, n'est pas un agent déterminant pour ces deux substitutions.

α.2. Le sodium et le potassium.

- Dans les argilites noires, Na est plus abondant au Vracono-Cénomanién inférieur (carottes 52 à 45) qu'au Cénomanién moyen (carottes 44 et 43). La teneur en K décroît assez régulièrement de l'Albien inférieur au Cénomanién supérieur.
- Dans les argilites versicolores, la proportion de Na ne cesse d'augmenter tout au long de la série étudiée. Le profil de K est proche de celui de Al.

D'une manière générale, les teneurs en Na et K sont faibles, et leurs variations, ou les différences d'un faciès à l'autre, sont d'autant moins significatives. La présence discrète, non repérée aux rayons X, de feldspaths potassiques ou plagioclases, assez communs dans ce type de sédiments, suffirait à expliquer les écarts observés sur les taux du potassium. Pour le sodium, l'interprétation est plus délicate :

- d'une part, la teneur en eau interstitielle des échantillons analysés peut intervenir, et par conséquent leur porosité ou d'éventuelles pollutions lors du carottage (KARPOFF, comm. écrite). De plus, la technique d'analyse employée (annexe 1) ne favorise pas la précision obtenue pour cet élément (*ibid.*).
- D'autre part, le sodium, considéré comme très mobile, est susceptible de quitter le sédiment au cours de la diagenèse (STEINBERG, comm. orale).

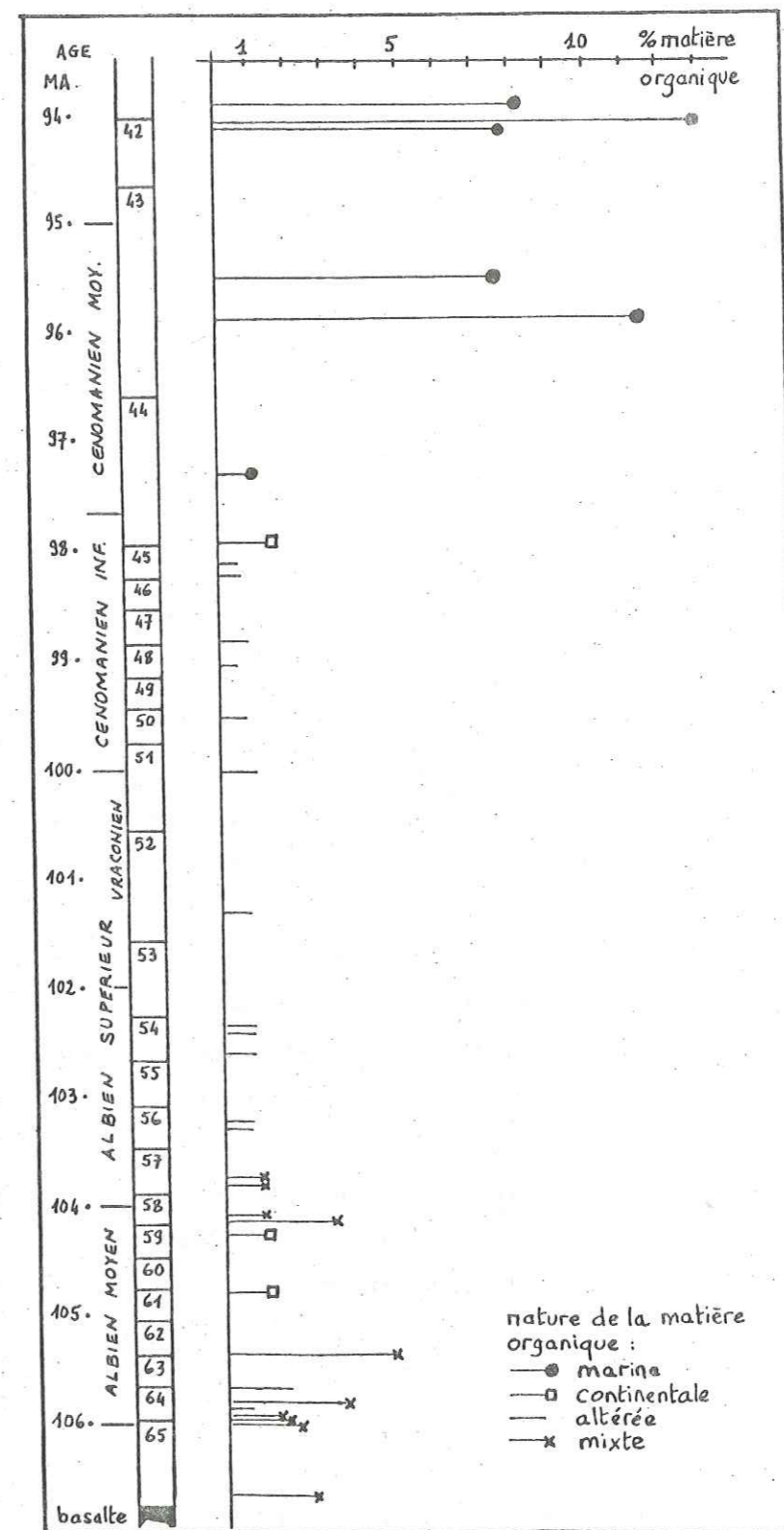


FIGURE 36 : Evolution de la nature et de la teneur du carbone organique dans les sédiments crétacés du puits 386.

- Le carbone organique d'origine marine existe :
- à la base du puits (carottes 65 à 57), combiné à du carbone organique d'origine continentale ;
 - au Cénomanién (carottes 44 à 42), seul et en teneurs beaucoup plus élevées, dans des niveaux condensés et très enrichis en certains éléments-traces (Zn, V, Ni, Cu).

Néanmoins, l'excellente corrélation positive entre Al et Na (coefficient de 0.93 ; voir annexe 6), ainsi que la très bonne corrélation positive entre Na et la teneur en smectite (voir ci-dessous), invitent à penser que les effets mentionnés ci-dessus ne masquent pas les tendances originelles concernant cet élément. C'est l'hypothèse que nous ferons.

β) Eléments traces.

Il existe des différences beaucoup plus marquées pour les éléments-traces. Par rapport aux autres faciès argileux :

- les *argilites noires* sont enrichies en V, Ni, Cr, Zn, Cu et Ba, à tous les niveaux mais particulièrement dans l'horizon condensé, carboné, pyriteux et radiolaritique du Cénomaniens moyen (carottes 44 et 43) ;
- les *argilites rouges* sont enrichies en Sr et appauvries en V, Zn, Cu et Pb.

γ) En conclusion, nous retiendrons que :

- + certaines différences de composition chimique, entre faciès de couleurs distinctes, sont interprétées d'une manière satisfaisante par un écart de potentiel redox (Fe, Mg ?, V, Zn, Cu, et d'une manière générale tous les éléments corrélés aux oxydes, aux sulfures, ou encore à la matière organique) ;
- + d'autres différences sont mieux expliquées par des nuances dans la composition minéralogique, que l'analyse de routine aux rayons X, peu précise, ne distingue pas (Mg ?, Ti, Na ?, K, Sr, Pb).

b.3. Cas des silts carbonatés et des sables à radiolaires.

La composition chimique de ces niveaux particuliers a été reportée sur des coupes-temps, qui ne figurent pas dans ce mémoire. Les teneurs sont différentes de celles atteintes dans les argilites, mais les tendances sont identiques, ce qui rappelle l'analogie observée entre les divers faciès, quant à la composition minéralogique de la fraction fine.

Parmi les silts carbonatés, certains sont riches en sidérite, d'autres en rhodochrosite. Les très fortes teneurs en Fe ou en Mn expriment la présence de ces carbonates. Il n'y a pas alors de corrélation systématique entre Fe ou Mn et certaines traces (comme c'eût été le cas avec des oxydes ou des hydroxydes).

c) Conclusion.

L'étude des profils de teneurs, en fonction du temps, fournit des informations beaucoup moins synthétiques que celles obtenues par l'analyse factorielle. En revanche, la comparaison devient possible, à un niveau donné, entre la géochimie minérale, la géochimie organique, et la minéralogie.

Le faciès "black-shales" est sujet à des variations chimiques importantes : d'après MURDMAA *et al.*, (1975 a et b), c'est une de ses caractéristiques principales. De fait, constitué pour l'essentiel de particules fines, à capacité d'adsorption élevée (argiles, oxydes et hydroxydes, matière organique), il est susceptible d'enregistrer sous forme chimique toutes sortes d'influences, mieux qu'aucun autre faciès ; par exemple :

- *influence d'un milieu anoxique* produisant un sédiment riche en matière organique marine : présence de V, Ni, Cr, Zn, Cu en teneurs anormalement élevées ;
- *influence du potentiel d'oxydo-réduction*, qui se traduit aussi par la couleur du dépôt : du noir au rouge, en passant par le vert, on trouve notamment plus de fer et plus de manganèse ;
- *influence de certains événements océaniques* : au voisinage d'une lacune, on observe, par exemple, un enrichissement en manganèse ; et durant une *condensation*, la proportion de certains éléments se modifie : ou bien dans le sens d'une concentration (tel le cas du chrome), ou bien dans le sens d'un appauvrissement (cas probable du strontium) ;

- *influence du basalte* : le basalte peut, à travers de fins pyroclastes, ou par l'intermédiaire de solutions circulantes transportant certains de ses constituants jusque dans le sédiment, modifier la composition chimique des dépôts qui le surmontent ;
- *influence du matériel détritique* : elle est ressentie partout et, comme nous le verrons dans les chapitres suivants, peut masquer les autres évolutions ; cette influence est particulièrement intéressante lorsqu'elle signe l'origine de certains niveaux resédimentés : ainsi nous avons dit que les marnes laminées antérieures à E₁, sur le site 391, pouvaient provenir du talus continental (richesse en carbone organique, en calcaire, en manganèse) ;
- *influence de la granulométrie* : un grain grossier favorise la précipitation de minéraux au cours de la diagenèse ;
- *influences énigmatiques* enfin, restant à éclaircir : ainsi l'anomalie en baryum dans le forage 391C à l'Albien moyen ne s'explique, *a priori*, par aucune des causes précédentes. Est-elle liée à l'origine des matériaux détritiques, à un phénomène océanique, à un enrichissement diagenétique ?

Faire la distinction entre ces diverses influences possibles, qui agissent souvent ensemble, est le principal problème de l'interprétation géochimique. Dans le chapitre suivant, des méthodes sont présentées pour le résoudre.

II. COMPARAISON DES DONNEES BRUTES A DES DONNEES DE REFERENCE, ET TRANSFORMATION DES DONNEES BRUTES, EN VUE DE CERNER ET D'INTERPRETER DES ANOMALIES GEOCHIMIQUES.

L'analyse factorielle et la répartition des données brutes le long d'une coupe-temps ont permis de formuler des problèmes. Pour tenter de les résoudre, les analyses chimiques de cette étude vont d'une part être comparées à des analyses de référence, d'autre part être transformées.

1. LES METHODES UTILISEES.

Nous disposons de deux ensembles de données relatives au Crétacé moyen, sur les sites 386 et 391 :

- des *données minéralogiques* (chapitre B), surtout remarquables par l'indépendance entre la lithologie et les paragenèses argileuses, et qui permettent de définir des épisodes successifs le long de la série étudiée ;
- des *données géochimiques* : l'analyse factorielle (chapitre C-I-1) a permis, en intégrant des informations très variées, d'appréhender des différences entre faciès. L'examen des variations verticales de la composition chimique, élément par élément (chapitre C-I-2) a montré que les sédiments enregistrent des influences multiples et qu'en particulier leur composition chimique est fonction des constituants minéraux.

a) Première méthode d'approche : Comparaison avec des analyses chimiques publiées.

Dans le chapitre C-I, nous avons envisagé les lots d'échantillons d'une manière intrinsèque. Il est important aussi de les situer par rapport à :

- des ensembles plus généraux, tels que des moyennes établies sur des sédiments pélagiques ;
- des lots voisins, par exemple des séries d'analyses relatives au Crétacé moyen, sur d'autres sites de l'Atlantique Central Nord.

Nous proposons à cet effet les tableaux 7 à 10. Ils font intervenir non seulement des analyses chimiques brutes, mais aussi des rapports entre éléments (voir ci-dessous, paragraphe 1c).

b) Deuxième méthode d'approche : relations entre minéralogie et géochimie.

Soit à interpréter l'analyse chimique d'un sédiment donné, dont on connaît aussi : le faciès, la composition minéralogique et la teneur en carbone organique. Ce sédiment est constitué de plusieurs phases :

- l'ensemble des phases minéralogiques fournies, d'une manière fruste, par l'analyse semi-quantitative aux rayons X ;
- éventuellement, de la matière organique ;
- un certain nombre de phases non identifiées, cristallisées ou amorphes : nous les nommerons "phases résiduelles", par analogie avec les phases qu'il est impossible d'isoler et difficile de quantifier lorsqu'on estime la composition chimique de minéraux argileux "purs" (THIRY & TRAUTH, 1976 ; MOSSER, 1980). Leur proportion est faible (quelques % au maximum) mais peut influencer d'une manière capitale la composition chimique globale de la roche. Le principal exemple de ces "phases résiduelles" est celui des oxydes et des hydroxydes, souvent en très fines particules, adsorbés à la surface des minéraux argileux (CHESTER, 1965). Les éléments chimiques le plus fréquemment concernés par ces phases sont Fe, Ti, Mn, Ni, Co, Zn, Cu, V, Cr, Sn et Pb (TUREKIAN, 1977 ; LYONS & GAUDETTE, 1979).

Une même composition minéralogique peut donc correspondre à des compositions chimiques assez diverses, surtout lorsqu'il s'agit d'argilites ou de shales. En effet :

- d'une part, les argilites sont un faciès hôte privilégié des "phases résiduelles" et de diverses phases accessoires (cf. minéraux spéciaux du chapitre B), qui interviennent dans des proportions très variables ;
- d'autre part, les phyllites ont une composition chimique qui, au sein d'une famille donnée, varie en fonction de l'origine et des milieux de dépôt puis de diagenèse.

Par conséquent, l'information géochimique intègre des composantes que l'information minéralogique ignore. En tirer parti, c'est éviter que l'interprétation des données géochimiques paraphrase celle des données minéralogiques. Cela suppose que l'on sait apprécier, même de façon grossière, la contribution chimique des minéraux répertoriés dans le sédiment étudié. Le problème est délicat pour les espèces dont la composition chimique est très variable et très diversifiée : essentiellement, ici, les phyllites et les zéolites. Comme aucune analyse ponctuelle de ces minéraux n'a été effectuée, nous nous sommes reportés à des données publiées (tableaux 12 et 13) ; certaines sont relatives à des minéraux étrangers aux milieux pélagiques, et il convient de les utiliser avec précaution.

c) Troisième méthode d'approche : utilisation de rapports géochimiques.

Les constituants d'un sédiment apportent chacun une contribution spécifique à la composition chimique globale. Une exploration systématique des diagrammes éléments/éléments⁽¹⁾ et minéraux/éléments (BESNUS, 1976 et à paraître) prouve que, dans les argilites et les marnes, les phyllites constituent de loin le vecteur principal de la plupart des éléments. Le calcaire, avec une part du strontium, agit comme diluant, de même que la "silice libre" (c'est-à-dire non liée aux silicates, représentés pour l'essentiel ici par les argiles et les zéolites).

Les rapports utilisés sont les suivants :

- MgO, Fe₂O₃ (Fe total), TiO₂, Na₂O, K₂O, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Zn, Ga, Cu et Pb sont divisés par Al₂O₃, pour éliminer l'effet de dilution causé par le calcaire et/ou la "silice libre" et ne raisonner que sur la fraction argileuse. Le résultat est d'autant meilleur que le coefficient de corrélation avec Al₂O₃ est élevé (voir annexe 6). Des problèmes peuvent surgir cependant lorsque la fraction argileuse est très peu abondante, les "phases résiduelles" qui ne lui sont pas liées prenant une importance non négligeable.
- Le rapport SiO₂/Al₂O₃ permet de préciser l'ampleur des éventuels enrichissements en silice.
- D'après l'étude des diagrammes (Sr, Al) et (Sr, Ca), il apparaît que le rapport Sr/(Al₂O₃ + 1.5 CaO) permet d'éliminer au mieux les variations dues aux proportions relatives d'argiles et de calcaire.
- Le rapport $D = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + Mn_3O_4)}$ (BOSTROM & al., 1969) : dans l'hypothèse où "Al peut être considéré comme typiquement continental et donc détritique, et où Fe et Mn sont, au contraire, caractéristiques des sédiments pélagiques" (STEINBERG & MPODOZIS MARIN, 1978), le rapport D est une mesure de l'apport détritique continental. Cependant il n'est pas utilisable sous cet angle lorsque les phyllites néoformées dans le bassin océanique abondent ; dans ce cas, en effet, Al ne peut pas être sans discussion considéré comme terrigène. Dans les shales, D vaut en moyenne 0.63 (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961).
- Le rapport $\log \frac{Fe_2O_3}{Mn_3O_4}$ vaut environ 1.89 dans la moyenne des shales

(1) que nous appellerons aussi diagrammes inter-éléments.

(WEDEPOHL, 1978).

- α) S'il est inférieur à ce chiffre, la diminution de Fe par rapport à Mn peut être réalisée par :
- . des apports volcanogéniques (RENARD, 1978) ;
 - . un degré d'oxydation particulièrement élevé dans le milieu ;
 - . un très faible taux de sédimentation, permettant soit une diffusion diagénétique du manganèse et sa précipitation à des niveaux particuliers (MICHARD, 1975), soit un enrichissement direct des particules en cours de sédimentation (CHESSELET & LAMBERT, 1977) ;
 - . des conditions de Eh et de pH permettant la précipitation de la rhodochrosite et non celle de la sidérite (voir annexe 2).

β) A l'inverse, les apports du continent rendent le plus souvent $\log \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Mn}_3\text{O}_4}$ assez grand, l'excès de fer étant dû aux oxydes terrigènes.

Remarque : ce rapport est souvent utilisé sous la forme

$$\text{Mn}^* = \log \left[\frac{\text{Mn échantillon} / \text{Fe échantillon}}{\text{Mn shales} / \text{Fe shales}} \right] \quad (\text{MAILLOT \& ROBERT, 1980}).$$

Certains auteurs emploient un autre indice $\text{Mn}^* : \left[\frac{\text{Mn échantillon} - \text{Fe échantillon}}{\text{Mn basalte} - \text{Fe basalte}} \right]$ (MPODOZIS MARIN, 1977 ; STEINBERG & MPODOZIS MARIN, 1978) où l'objectif de déceler l'influence du volcanisme est clairement souligné.

- Le rapport $\log \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$ (BOSTROM, 1969) : sa décroissance signifie, selon H. MAILLOT (1980) "une influence du type croûte océanique". Toutefois nous verrons qu'il faut distinguer entre divers types d'influences du volcanisme sous marin, et que le rapport $\log \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$, comme d'ailleurs les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ utilisés aux mêmes fins, ne peuvent être interprétés d'une manière aussi catégorique.

- Des rapports faisant intervenir le potassium : $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Ils aident à caractériser chimiquement l'évolution des assemblages argileux.

d) Démarche d'ensemble.

Les trois approches précédentes (composition chimique des minéraux argileux, données de référence, rapports géochimiques) seront utilisées d'une manière concertée. Par exemple, les comparaisons de nos analyses avec des analyses publiées de divers sédiments se feront en grande partie à l'aide de rapports (tableau 8).

Les comparaisons seront progressivement resserrées autour des niveaux particuliers. A chaque étape, il s'agira de mettre en évidence des écarts, que l'on peut appeler *anomalies* dans la mesure où est prise comme "norme" l'un des deux termes de la comparaison.

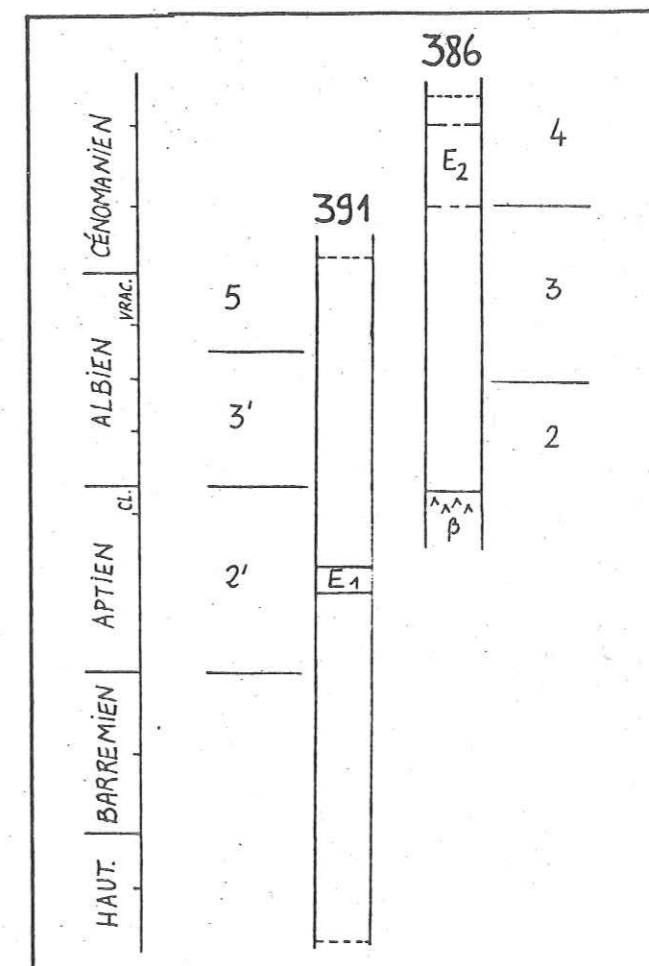


FIGURE 37 : Disposition des sites 391 et 386 en fonction de l'âge des sédiments. Rappel des épisodes minéralogiques (voir chapitre B).

2. RESULTATS.

a) Généralités sur la composition chimique des sédiments étudiés.

Comparaisons avec des analyses chimiques de référence.

Rappel : les données analytiques dont nous disposons sont relatives à 5 types de faciès :

- des argilites noires ;
- des argilites vertes ;
- des argilites rouges ;
- des marnes (laminées ou non) ;
- des silts et des sables à radiolaires ;

Le terme de "black-shales" désignera ici les formations lithologiques au sein desquelles prédominent les argilites noires et les argilites vertes. De même celui de "faciès versicolores" celles où dominent les argilites vertes et les argilites rouges.

Les sédiments étudiés sur les sites 386 et 391 appartiennent à trois unités lithologiques (chapitre B) (figure 37) :

- la formation de Blake-Bahama (JANSA & al., 1979) : alternances de marnes et de calcaires (site 391, échantillons 154 à 130) ;
- la formation de Hatteras (ibid.) : "black-shales" le plus souvent (site 391, échantillons 129 à 112 ; site 386, échantillons 102 à 5 avec toutefois de nombreuses passées versicolores récurrentes), "faciès versicolores" vers le haut (site 391, échantillons 112 à 103) ;
- la formation de Plantagenet (ibid.) : essentiellement argilites rouges (échantillons 1, 2 et 4 du site 386).

Un examen des tableaux 7, 8, 9 et 10 permet de recenser des comportements différents selon le faciès et la position géographique :

TABLEAU 7 : ANALYSES CHIMIQUES DE "BLACK-SHALES" ET D'AUTRES SEDIMENTS.

Catégorie et site	A	B	C	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	CaCO ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.
"BLACK-SHALES"														
divers types	779	1	1	57.90	17.50	1.40	3.0		5.0	0.05	0.60	1.05	3.0	10.50
Apt./Alb. 400	3	2	2	68.45	18.74	2.28		25.61	4.21	0.17	0.58	2.18	2.27	
Apt./Alb. 402	12	2	2	68.95	18.95	2.30		25.31	4.04	0.09	0.75	1.76	2.67	
Apt./Alb. 398 D	13	1	8	58.20	18.61	2.45	1.0		10.85	0.12	0.55	1.21	2.98	
Apt./Alb. 398 D	1	1	8	81.50	5.48	0.59	0.70		2.75	0.021	0.24	1.35	1.15	
Apt./Alb. 391 C	27	1	9	59.57	17.26	2.52	0.57		7.21	0.048	0.83	1.91	2.87	7.06
moyenne 391C	54	1	9	45.37	12.73	2.27	13.35		5.56	0.05	0.61	1.43	2.14	15.83
Haut./Apt. 391C	25	2	9	58.05	14.55	4.19		50.36	7.65	0.19	0.71	1.74	2.14	
Argil. noires 386	40	1	9	69.19	8.74	2.33	1.08		6.28	0.25	0.36	0.85	2.11	8.43
Alb./Cénom.														
FACIES INTERCALES														
Marnes 386	11	2	9	72.75	6.06	1.97		35.04	5.24	2.16	0.29	0.86	1.25	
Argil. calc. 386	8	2	9	74.8	6.84	2.09		7.06	5.02	1.44	0.33	0.82	1.76	
niv. à Fe, Mn 386	5	2	9	20.21	4.0	5.12		22.06	25.57	12.87	0.44	0.44	0.86	
Apt./Alb. 400	2	2	2	50.67	9.81	4.49		27.76	26.96	3.85	0.34	1.62	2.35	
éch. à Fe, Mn														
VERSICOLERE														
Alb./Cénom. 386	43	1	9	71.58	9.05	2.22	1.0		6.34	0.64	0.37	0.90	1.92	5.11
101 et 105	3			63.58	18.94	3.01	0.57		9.48	0.28	0.89		3.09	
Crét. term. 400	1	2	2	71.53	16.22	2.37		28.61	2.92	1.02	0.55	2.95	3.45	
Santonien 398D	4	1	2	55.13	19.59	3.02	0.75		12.69	0.31	0.87	1.55	2.77	
"argiles rouges"	1	4		53.93	17.46	4.35	1.34	0.83	9.02	0.78	0.96	1.27	3.65	
SHALES ET SEDIMENTS PELAGIQUES, SHALES EPICONTINENTAUX														
sédim. pélagiques	2	4		61.52	18.12	3.19	1.0		9.09	0.64	0.90	1.98	3.23	
sédiments pélag. argileux	1	4		55.34	17.84	3.42	0.93	1.62	8.23	0.48	0.84	1.53	3.26	
sédiments pélag. siliceux														
boues siliceuses	1	4		67.36	11.33	1.71	0.89	2.73	4.98	0.19	0.59	1.64	2.15	
éch. argileux site 402 Tertiaire	7	2	3	67.11	16.86	3.69		7.43	5.83	0.23	0.79	3.02	2.71	
éch. siliceux site 402 Tertiaire														
shales continentaux	1	5		40.68	19.50	3.80	10.40	18.56	10.75	1.56	1.32	0.98	4.20	6.81
shales continentaux	2			49.95	23.95	4.67			13.20	1.92	1.62	1.20	5.16	
shales continentaux	1	6			20.0	3.0	4.42	7.89	11.80	0.20	1.38	1.44	3.99	
shales épicont.	2				21.71	3.26			12.81	0.22	1.50	1.56	4.33	
	78	1	7				2.45				1.30		3.25	

Colonne A = effectif du lot.

Colonne B { 1 : analyse chimique brute
2 : fraction décarbonatée (par le calcul)

Colonne C : source bibliographique

- (1) VINE & TOURTELOT, 1970 "black-shales" très divers 779 échantillons
- (2) DEBRABANT et al., 1979 (moyennes calculées par nos soins)
- (3) LANCELOT et al., 1972
- (4) EL WAKEEL & RILEY, 1961 (in CHESTER, 1965) : sédiments pélagiques divers
- (5) GREEN, 1959
- (6) TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961
- (7) STOKES (in GOLDSCHMIDT, 1954)
- (8) CHAMLEY et al., 1979 : moyennes calculées par nos soins
- (9) nos analyses.

type lithologique	Si/Al	Mg/Al	Fe/Al	D	log ₁₀ Fe/Mn	log ₁₀ Fe/Ti	Fe/Mg	Na/K	Fe/Na	K/Al	Ti/Al	Mg/K	Al/K	Sr/Al ¹⁷ Ca	Sr/Al ¹⁷ Ca	Ba/Al	V/Al	Ni/Al	Co/Al	Cz/Al	B/Al	Zn/Al	Co/Al	Cu/Al	Pb/Al
"BLACK - SHALES"																									
divers types	3.31	0.08	0.29	0.78	2.0	0.92	0.55	1.67	0.060	0.17	0.034	0.47	5.88												
Apt./Alb. 400	3.65	0.12	0.22	0.81	1.39	0.86	0.96	1.85	0.116	0.12	0.031	1.0	8.33	26	17							11.6		1.6	3.2
Apt./Alb. 402	3.64	0.12	0.21	0.82	1.65	0.73	0.66	1.51	0.093	0.14	0.040	0.86	7.14	12	7.8							8.9		4.5	3.4
Apt./Alb. 398D	3.33	0.13	0.58	0.63	1.96	1.30	0.41	3.64	0.065	0.16	0.030	0.81	6.25	5.2	4.9							10.6		4.0	2.1
Apt./Alb. 398D siliceux	14.07	0.11	0.30	0.66	2.12	1.06	1.17	2.39	0.246	0.21	0.044	0.52	4.76	31	27							93.4		12.2	3.5
Apt./Alb. 391C	3.45	0.15	0.42	0.70	2.18	0.94	0.67	2.51	0.111	0.17	0.048	0.88	5.88	27.1	25.9							10.9	1.9	4.6	1.6
moyenne 391C	3.56	0.18	0.44	0.69	2.05	0.96	0.67	2.60	0.112	0.17	0.048	1.06	5.88	23.3	14.5							10.9	1.6	5.0	1.6
Haut./Apt. 391C	3.99	0.29	0.53	0.65	1.60	1.03	0.81	3.57	0.120	0.15	0.049	1.93	6.67	18.6	10.7							11.0	1.4	6.9	1.6
AN 386 Alb./Cénom.	7.92	0.27	0.72	0.57	1.40	1.24	0.40	2.98	0.097	0.24	0.041	1.13	4.17	13.2	11.4							12.0	2.2	20.0	6.1
FACIES INTERGALES																									
marnes 386	12.0	0.33	0.86	0.45	0.38	1.26	0.69	4.19	0.142	0.21	0.048	1.57	4.76	15.5	8.5							13.2	2.5	21.5	5.8
argil. calc. 386	10.94	0.31	0.73	0.51	0.54	1.18	0.45	2.85	0.120	0.26	0.048	1.19	3.85	13.7	9.4							15.4	2.3	26.3	7.3
niveaux riches en Fe, Mn du 386	5.05	1.28	6.39	0.09	0.30	1.76	0.51	29.73	0.110	0.22	0.110	5.82	4.55	23.8	13.0							6.3		12.6	
niveaux riches en Fe, Mn du 400 (Apt./Alb.)	5.17	0.46	2.75	0.24	0.85	1.90	0.69	11.47	0.165	0.24	0.035	1.92	4.17	12.4	4.1							36.8		8.0	6.1
VERSCOLORE																									
Alb./Cénom. 386	7.91	0.25	0.70	0.56	1.0	1.23	0.47	3.30	0.099	0.21	0.041	1.19	4.76	12.2	3.1									3.3	1.1
IOI et IO5	3.36	0.16	0.50	0.66	1.53	1.03		3.07		0.16	0.047	1.0	6.25	6.2	5.9									8.0	2.2
Crét. terrns. 400	4.41	0.15	0.18	0.80	0.46	0.73	0.86	0.85	0.182	0.21	0.034	0.71	4.76	20.9	13.1									14.2	4.0
Santonien 398D	2.81	0.15	0.65	0.60	1.61	1.16	0.56	4.58	0.079	0.14	0.044	1.07	7.14	6.4	6.1							6.4		3.0	2.2
AUTRES SEDIMENTS PELAGIQUES																									
échant. argileux Tertiaire 402	3.98	0.22	0.35	0.74	1.40	0.87	1.11	2.15	0.179	0.16	0.047	1.38	6.25	14.0	11.0									6.2	
échant. siliceux Tertiaire 402	22.11	0.22	0.60	0.51	1.24	0.77	2.25	4.07	0.331	0.15	0.100	1.47	6.67	23.5	14.9									7.1	5.6
échant. siliceux Tertiaire 402	3.4	0.18	0.50	0.65	1.15	1.0	0.61	2.81	0.109	0.18	0.050	0.99	5.61												
sédim. pélagiques argileux	3.17	0.20	0.47	0.67	1.23	0.99	0.47	2.51	0.088	0.19	0.048	1.05	5.35												
sédim. pélagiques siliceux	4.80	0.15	0.48	0.66	1.11	0.99	0.44	3.39	0.063	0.14	0.049	1.04	7.04												
boues siliceuses	5.95	0.15	0.44	0.69	1.42	0.93	0.76	2.32	0.145	0.19	0.052	0.80	5.27												
shales continentaux	2.09	0.19	0.55	0.61	0.91	0.91	0.23	2.56	0.050	0.22	0.068	0.91	4.64												
"argiles rouges"	3.09	0.25	0.52	0.64	1.06	0.97	0.35	2.47	0.073	0.21	0.035	1.19	4.78												

TABLEAU 8 : Rapports calculés pour les exemples des tableaux 7 et 10.

a.1) Les éléments majeurs.

a) Les proportions relatives de silice et d'alumine.

On distingue :

les sédiments très riches en silice ($SiO_2 > 80\%$ et $Si/Al \approx 50$)⁽¹⁾ : cherts ou radiolarites⁽²⁾. Seul le puits 386 en contient :

- 44/4/127-128 cm (n° 18) sable à radiolaires ;
- 45/3/139-140 cm (n° 20) argilite noire ;
- 45/5/17-19 cm (n° 21) silt (radiolaires communs) ;
- 45/5/44-45 cm (n° 24) silt (radiolaires abondants).

Ces niveaux sont tous placés immédiatement avant, ou juste au début de la condensation E₂, et suggèrent un processus de silicification particulier.

Les sédiments argileux enrichis en silice (60 à 80 % de SiO_2) : c'est le cas, de l'ensemble du Crétacé moyen sur le site 386 ; du faciès versicolore sur les sites 101, 105 et 400 ; du faciès "black-shales" sur les sites 400 et 402.

Le rapport Si/Al ⁽¹⁾, commun aux "black-shales" et aux sédiments pélagiques (3 à 4), met bien en relief ceux du site 386 (moyenne proche de 8). Il permet de distinguer entre la présence d'argiles très siliceuses (smectites, attapulgite) et celle de silicifications pures, sous forme de "silice libre".

(1) Pour plus de concision, les oxydes figurant dans les rapports seront désignés désormais par le symbole de l'élément correspondant.

(2) Une radiolarite est une roche dans laquelle un pourcentage élevé de radiolaires est encore visible. Un chert est une roche dont la silice résulte d'une évolution diagenétique. Voir la partie de ce mémoire consacrée au Briançonnais.

. Les autres sédiments : argilites considérées comme "normales" (SiO_2 de 50 à 60 %, Al_2O_3 de 15 à 20 % environ).

A titre d'exemple plus détaillé, un examen des argilites versicolores, utilisant des critères définis par I.O. MURDMAA & al., (1975 b et c), aide à préciser sur ce point l'écart qui existe entre les sites 386 et 391 (tableau 9). Les argilites vertes et les argilites rouges du puits 391C peuvent être rattachées à la "variété alumineuse" de ces auteurs tandis que celles du puits 386, jusqu'au Cénomaniens moyen, s'avèrent plus proches de leur "variété siliceuse". Cette différence s'estompe au Cénomaniens supérieur, avec les premières argilites rouges représentatives de la formation de Plantagenet (échantillons 1, 2 et 4 du puits 386).

ECHANTILLONS	Al_2O_3	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Mn}_2\text{O}_3 \text{ tot.}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	TiO_2	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$		
	%								
variété alumineuse	9 à 12	17 à 40	2,4 à 3,3	faible	faible				
variété titanifère		10				I	10		
variété siliceuse			élevé						
386	85, 87 : AR (moy.)	5.25	23	14.6	1.76	0.013	0.23	40	variété siliceuse
	1, 2, 4 : AR (moy.)	12.33	13	5.3	0.69	0.006	0.49	17	intermédiaire arg./sil.
	28, 29, 30, 31, 33 34, 38 : AR (moy.)	9.0	23	8.0	0.76	0.018	0.40	17	variété siliceuse
	5, 8, 14, 22, 23, 26 : AV (moy.)	9.34	25	7.8	0.47	0.135	0.37	12	variété siliceuse
391	cinq AR	16.12	20	3.7	0.57	0.004	0.81	11	variété alumineuse
	six AV	16.31	20	3.8	0.39	0.003	0.81	8	variété alumineuse

Les trois premières lignes de ce tableau fournissent les critères retenus par I.O. MURDMAA & al. (1975 b et c) pour définir plusieurs variétés d'argilites versicolores. Il y a deux catégories dans la variété siliceuse : l'une à quartz détritiques (ex.: site 105), l'autre à quartz de silicification (ex.: site 386).

AR = argilites rouges ;
AV = argilites vertes.

TABEAU 9

β) Richesse en fer sur le site 386 : les rapports Fe/Al, log(Fe/Ti), Fe/K.

On distingue :

. les sédiments très riches en Fe et en Mn (respectivement de l'ordre de 25 % et de 5 %) ; le rapport Fe/Al y est très élevé (>1.5). Ces sédiments sont :

- + assez communs à la base du puits 386 : échantillons 55/3/75-76 cm (n° 64), 64/5/110-111 cm (n° 92), 64/5/111-112 cm (n° 93), 65/1/93-95 cm (n° 100), 65/1/96-98 cm (n° 101) ;
- + connus à l'Aptien/Albien dans le puits 400 (DEBRABANT & al., 1979) ;

. les sédiments pour lesquels le rapport Fe/Al vaut environ 0.5, correspondant à la moyenne des shales continentaux, qui est aussi celle des sédiments pélagiques : c'est le cas des marnes de la formation de Blake-Bahama sur le site 391, des "black-shales" du forage 398, du faciès versicolore sur les sites 101 et 105 et d'une manière plus générale des "argiles rouges" ;

. les sédiments pour lesquels Fe/Al est légèrement supérieur à 0.5, tels ceux de la série crétacée sur le site 386 ;

. les sédiments pour lesquels Fe/Al est légèrement inférieur à 0.5 : ceux des sites 400 et 402, argilites de la formation de Hatteras sur le site 391, et moyenne des "black-shales".

Les mêmes différences peuvent être repérées sur les rapports log(Fe/Ti) et Fe/K. Elles concernent donc l'abondance relative du fer par rapport à la proportion de la fraction argileuse dans la roche totale.

En conclusion, nous retiendrons le caractère ferrifère de l'ensemble des dépôts sur le site 386, particulièrement marqué dans certains niveaux proches du basalte. Au contraire, la sédimentation du Crétacé moyen sur le site 391 est

normale, et notamment un peu déficitaire en Fe/Al après E₁, comme c'est le cas en moyenne dans les "black-shales".

Remarque : pour une teneur donnée en argiles, il y a une contradiction apparente entre le déficit en Fe du faciès "black-shales" et sa richesse en pyrite, que nous disions être l'un de ses caractères distinctifs (paragraphe B-III-1-d-2). Il faut en conclure que l'enrichissement en fer dû à la présence de pyrite est moindre que celui dû aux oxydes dans les faciès plus oxydés.

γ) Le rapport D = Al/(Al + Fe + Mn), mesure de l'influence détritique.

Dans tous les faciès, le puits 391 présente un rapport D un peu plus élevé (0.70) que celui des sédiments pélagiques moyens (0.65), et au contraire le puits 386 un rapport nettement plus faible (0.57). Notons également que D est très fort sur les sites 400 et 402. Dans l'hypothèse où D mesure l'intensité des apports détritiques, ces observations soulignent une différence importante entre les sites 391 et 386, due à leurs éloignements respectifs des sources continentales.

δ) Le rapport log (Fe/Mn) : richesse en Mn sur le site 386.

Dans tous les faciès, les sédiments crétacés du puits 386 ont un rapport log(Fe/Mn) plus faible que celui des autres sites de l'Atlantique répertoriés dans le tableau 8. Remarquons aussi que les "black-shales" ont, dans l'ensemble, un rapport log(Fe/Mn) plus élevé que celui des autres faciès. A nouveau donc, le site 386 fait exception, ici par son abondance relative en Mn, résultat probable de l'influence volcanique. Quant au caractère déficitaire en Mn (à % Fe donné) des "black-shales", il est dû au potentiel réducteur du milieu : il faut un degré d'oxydation beaucoup plus élevé pour fixer Mn que Fe (figures II et III, annexe 2), et de plus ce dernier peut être aisément et en abondance piégé dans des argiles, à l'inverse du premier.

ε) Les rapports relatifs à Na et K : des comportements opposés. Influence de la teneur en smectite.

Les rapports Na/K et Na/Al sont beaucoup plus élevés dans les sédiments marins que dans les sédiments continentaux. Ils sont particulièrement forts dans certains faciès siliceux (tableau 8). Enfin, parmi les différents sites de l'Atlantique recensés dans le tableau 8, les sites 400, 402 et 391 sont plus sodiques, à Al et K donnés, que le site 386 : celui-ci étant moins soumis que les trois autres à l'influence continentale, cette observation semble paradoxale.

Malgré les difficultés attachées à l'interprétation des teneurs en Na (paragraphe C-I-2) nous pensons que les rapports concernant cet élément dépendent plus de la richesse du sédiment en smectite que de l'influence pélagique qu'il a enregistrée. Or nous avons vu que le site 391 reçoit dans l'ensemble plus de smectite que le site 386, au Crétacé moyen.

Des observations inverses peuvent être faites sur le rapport K/Al.

ζ) La richesse en magnésium des sites 386 et 391 : les rapports Mg/Al et Mg/K.

Il n'y a pas de différence nette entre les sédiments pélagiques et les sédiments continentaux. Les dépôts du Crétacé moyen, sur les sites 386 et 391, présentent des rapports Mg/Al et Mg/K assez élevés, non seulement dans les niveaux marneux où un excès de Mg est apporté par la phase carbonatée, mais aussi dans les argilites.

Cette abondance de magnésium, commune aux deux forages, est peut-être liée à des raisons différentes. Mais il est possible aussi qu'elle caractérise les "black-shales" de l'Atlantique Central Nord, et surtout des épisodes pendant lesquels des confinements, même temporaires, favorisent la néoformation de la smectite, voire de l'attapulгите.

a.2) Les éléments traces.⁽¹⁾

Des sédiments épicontinentaux et des shales en général, aux "sédiments métallifères", en passant par les argilites pélagiques, une nette augmentation des teneurs en Ni, Co, B, Zn et Cu (seuls éléments chimiques pour lesquels nous ayons des données sur les trois lots) se manifeste (tableau 10).

Les sédiments du Pacifique recensés dans le tableau 10 ont une affinité certaine avec les sédiments "métallifères", tandis que les sédiments de l'Atlantique sont assez proches de la moyenne des argilites pélagiques. Toutefois, les dépôts du Crétacé moyen sur le site 386 sont enrichis en Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Ga, Cu et Pb (tableau 8). Les niveaux spéciaux intercalés dans les "black-shales", sur le même site, ont un caractère "métallifère" encore plus accentué. Seuls peuvent leur être comparés, dans l'Atlantique au Crétacé, quelques horizons siliceux du forage 398D (marge ibérique).

(1) Eléments-traces pour lesquels nous n'avons pas, malheureusement, de données très générales fiables en ce qui concerne les rapports entre éléments (tableau 8).

Légende du tableau 10

Colonne A = effectif du lot.

Colonne B : 1 : analyse chimique brute
2 : fraction décarbonatée (analyse recalculée pour CaCO₃=0)

Colonne C : source bibliographique

- (1) TOURTELOT, 1964
- (2) DERRABANT *et al.*, 1979
- (3) CHAMLEY *et al.*, 1979
- (4) nos échantillons
- (5) LANCELOT *et al.*, 1972
- (6) EL WAKEEL & RILEY (1961), GOLDBERG & ARRHENIUS (1958), YOUNG (1954), repris et adaptés par CHESTER (1965)
- (7) WEDEPOHL & TUREKIAN, 1961
- (8) LANDERGREN, 1964
- (9) GOLDBERG & ARRHENIUS, 1958
- (10) WEDEPOHL (1960), EL WAKEEL & RILEY (1961), repris et adaptés par CHESTER (1965)
- (11) KRAUSKOPF (1967)
- (12) TUREKIAN & WEDEPOHL (1961), repris par CHESTER, 1965
- (13) FREY *et al.*, 1974
- (14) ELDERFIELD (1977), d'après diverses publications : moyenne de sédiments métallifères associés à la dorsale du Pacifique Est (avec 18 % de fer et 6 % de manganèse).
- (15) TUREKIAN & IMBRIE, 1966
- (16) CROMAN, 1969
- (17) BRUTY & CHESTER, 1973.

TABLEAU 10 : ANALYSES D'ELEMENTS-TRACES DANS LES "BLACK-SHALES" ET DANS D'AUTRES FACIES LITHOLOGIQUES.

Catégorie et site	A	B	C	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Sb
"BLACK-SHALES"																
argil. décarb. non marines	8	1	1			101	32	12	59	78	83	19	29	23		
shales non mar.	14	1	1			93	19	10	52	99	77	20	22	26		
shales et argil. mar. épicontin.	32	1	1			158	32	11	82	112	104	20	27	25		
shales et argil. pélagiques	53	1	1			243	53	15	106	133	141	16	48	21		
Apt. Alb. 400	12	2	2	(1050)		183	75	21	155		218		30	60		
Apt. Alb. 402	3	2	2	(480)		106	115	23	112		168		86	65		
Apt./Alb. 398D	13	1	3	105		123	100	23	138		197		74	40		
Apt./Alb. 398D	1	1	3	202		76	31	<	77		523		231	30		
Apt./Alb. 391C	27	1	4	491	444	173	89	25	143	188	116	32	80	28		
moyenne 391C	54	1	4	763	313	144	71	18	115	139	89	21	64	20		
Haut./Apt. 391C	25	2	4	(1057)	345	210	100	25	155	160	130	20	100	23		
argil. noires 386 Alb./Cénom.	40	1	4	137	1102	307	219	107	148	105	262	19	175	53		
FACIES INTERCALES																
marnes 386	11	2	4	(550)	1595	385	370	160	90	80	230	15	130	35		
argil. calc. 386	8	2	4	(175)	995	180	130	70	105	105	160	16	180	50		
niv. à Fe, Mn 386	5	2	4	(536)	890	45	25		25	25	60		50			
Apt./Alb. 400 niv. à Fe, Mn	2	2	2	(230)		174	60	23	74		361		78	60		
VERSICOLERE																
Alb./Cénom. 386 101, 105	43	1	4	129	600	116	106	49	81	89	77	16	77	48		
Crét. term. 400	1	2	2	(840)		132	90	22	105				230	65		
Santonien 398 D	4	2	3	(133)		103	59	28	105		126		58	44		
argilites du Pacifique		1	6	587	2237	330	293	116	77			20	570	162	20	
		2	8			110	310	240	49	130						
		2	9			450	320	160	93	300			740			
SEDIMENTS PELAGIQUES																
argil. pélag.		2	7			120	225	74	90	230	165		250			
éch. argileux du Tertiaire 402	7	2	2	(324)		156	63	28	114		104		55	18		
éch. siliceux du Tertiaire 402	4	2	2	(225)		51	138	40	74		108		29	23		
moy. argil. pélag. Atlantique		15					79	39	80		129		115	52		
Pacifique		16					211	101	102				323	68		
moy. argil. à zéol. Atlantique		17					148	70	80		180		159	69		
Pacifique		9					359	192	65				804	168		
SEDIMENTS DIVERS																
séd. épicontin.			10	250	750	130	55	13	100			19	48	20	21	
shales			11	450	580	130	95	20	100	100	80	19	57	20	6	140
grès			11	20	50	20	2	<	35	35	16	12	5	7		60
carbonates			11	610	10	20	20	<	11	20	20	4	4	9		3
sédim. métallifères			1	14		450	430	105		500	380		730			
AUTRES ROCHES																
croûte			11	375	425	135	75	25	100	10	70	15	55	13	2	90
granite			11	285	600	20	<	<	4	15	40	18	10	20	3	10
basalte			11	465	250	250	150	48	200	5	100	12	100	5	1	30
fourchette pour basalte			13	50 à 300	0 à 200	150 à 300	100 à 200	30 à 60	300 à 900			15 à 20	75 à 150	<		
roches ignées			12	335	530	127	50	19	65			17	5	13	2	

a.3) Conclusion.

La synthèse des comparaisons précédentes invite à retenir trois ensembles de caractères géochimiques.

α) Caractères géochimiques des "black-shales".

Le terme de "black-shale" se réfère à une grande variété de roches sédimentaires sombres et à grain fin : certaines épi-contininentales, d'autres pélagiques. Il s'applique quelquefois à des sédiments contenant une quantité importante de matière organique, dont l'origine peut être variable (VINE & TOURTELOT, 1970). Certains "black-shales" sont "métallifères", notamment ceux du site 386 et certains du site 398.

Les "black-shales" ont un comportement géochimique particulier : abondance possible en certains éléments, due à la facilité qu'ont les argiles de s'enrichir chimiquement par divers mécanismes (DEGENS, 1965), mais aussi évolution spécifique au cours de la diagenèse. Par exemple, des interlits de "black-shales" au sein d'une autre lithologie peuvent créer des pièges où sont reconcentrés diagénétiquement des éléments contenus au départ dans la formation toute entière. Et, à l'opposé, les ensembles épais de "black-shales" peuvent constituer des réservoirs d'éléments partiellement remobilisables vers des horizons voisins, soumis à des conditions un peu différentes (VINE & TOURTELOT, 1970 ; ARTHUR, 1975). Parmi les caractères distinctifs des "black-shales" que nous avons relevés, retenons :

- . la relative pauvreté en Fe (malgré l'abondance possible de la pyrite) et en Ti, pour une proportion d'argiles donnée ;
- . la relative pauvreté en Mn pour une proportion de Fe donnée.

Ces deux caractères peuvent s'expliquer en grande partie par le potentiel redox du milieu. La pauvreté en Ti est plutôt due à la carence des apports détritiques continentaux massifs.

β) Caractères géochimiques des argilites versicolores.

Les argilites versicolores présentent le plus souvent des variations de teneurs assez étroites (puits 105, 382, 385, 386, 387, 390 et 391 ; MURDMAA & al., 1975 b et c). Et, si une influence volcanique est évoquée dans le cas des argilites de la dorsale Pacifique-Est et des boues métallifères de la Mer Rouge (HOFFERT, 1980), il ne semble pas que, dans l'Atlantique, une source exhalative doive être requise pour rendre compte d'enrichissements assez ténus du faciès en certains éléments, comme Fe, Mn, Cu, Ni (MURDMAA & al., 1975 b et c).

En fait, il existe plusieurs catégories d'argilites versicolores. Parmi celles que nous avons étudiées, la plupart sont des niveaux récurrents dans les "black-shales", qui témoignent d'épisodes plus oxydants au cours du dépôt de ceux-ci ; quelques-uns seulement appartiennent à l'"unité versicolore" (formation de Plantagenet ; JANSÁ & al., 1979). Sur les niveaux récurrents, on repère les mêmes différences géochimiques, entre les puits 386 et 391, que sur le faciès "black-shales". Au contraire, dans l'unité versicolore, les différences géographiques tendent à disparaître, ce qui confirme l'interprétation que nous en avons donnée sur le plan minéralogique : uniformisation, dans l'Atlantique Central Nord, après E₂, avec un caractère à la fois terrigène et oxydant.

γ) Différences dues à des influences géochimiques distinctes, quel que soit le faciès.

Par rapport aux autres sites de l'Atlantique, le site 386 est :

- + pour une proportion donnée d'argiles, plus riche en Si, Fe, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Pb ;
- + pour une teneur donnée en fer, plus riche en Mn.

Tous les autres sites impliqués ici sont beaucoup plus proches du continent et, de ce fait, marqués, entre autres, par un rapport D plus élevé. Le site 386 est le seul où l'influence volcanique sous-marine de la dorsale crétacée

n'ait pas été masquée par les apports détritiques.

Le site 391 en revanche apparaît comme "normal", dans la catégorie des sites relativement proches des marges. Rappelons seulement que le rapport D y est particulièrement fort au Crétacé moyen.

b) Les relations entre phases minéralogiques et composition géochimique.

Les diagrammes de corrélation minéraux/éléments pour les sites 391 et 386, au Crétacé moyen, seront notre base de discussion. Nous pourrons comparer les liens qu'ils mettent en évidence à des données publiées concernant la composition chimique d'un certain nombre de phases minéralogiques, notamment de phyllites, et ainsi définir des anomalies. Nous pourrons aussi apercevoir des niveaux singuliers (ou anomaliques) parmi les échantillons étudiés pour les deux sites, c'est-à-dire des niveaux qui se comportent d'une manière différente de la majorité des autres.

b.1. Diagrammes de corrélation minéraux/éléments pour les puits 386 et 391 au Crétacé moyen.

Les diagrammes minéraux/éléments indiquent les enrichissements chimiques correspondant à une phase minérale donnée. Les corrélations mises en évidence, valables *a priori* pour le seul lot d'échantillons étudié, peuvent être comparées à des analyses publiées.

Remarque : ces corrélations n'impliquent pas nécessairement une relation d'appartenance : le cas des argilites carbonées pyriteuses du Cénomanién moyen (site 386) l'illustre bien. En effet, un lien est prévisible entre la pyrite et V, Ni, Cu, Zn ; mais il ne prouve pas que ces métaux sont structuralement inclus dans le sulfure. Ceci importe peu lorsqu'on recherche des "marqueurs" ou des "signatures" géochimiques, mais la nuance doit être soulignée.

A l'aide d'un programme informatique ont été établis tous les diagrammes de corrélation entre les 22 éléments analysés et les minéraux suivants :

- quartz, phyllites, calcite et pyrite pour la roche totale ;
- kaolinite, chlorite, illite, smectite, interstratifiés et attapulgite pour la fraction fine. Les pourcentages des minéraux argileux sont calculés pour la roche totale :

$$\% \text{ phyllite} = (\% \text{ phyllite})_{\text{fraction fine}} \times \% \text{ (fraction fine)}$$

La précision n'est donc pas très bonne : les erreurs commises dans l'estimation de la fraction fine et dans les déterminations aux rayons X, déjà élevées, s'ajoutent.

L'examen de tous les diagrammes possibles nous permet de proposer le tableau 11, et de présenter une sélection des configurations

les plus significatives (figures 5-1 à 5-25 ; annexe 5). Les liaisons les plus nettes sont :

- SiO₂ et Co avec le quartz⁽¹⁾ ;
- Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O, K₂O avec les phyllites : Al et Na sont corrélés de manière privilégiée à la smectite ; Mg, Fe et K à l'illite⁽¹⁾ ; Fe et K à la chlorite ; Ti, enfin, aux interstratifiés ;
- Ba avec l'illite dans les "black-shales", et aussi avec le quartz (silice des radiolaires ?) ;
- V avec les interstratifiés, avec l'illite (moins net), avec la smectite dans les argilites rouges : la figure 5-6 (annexe 5) montre ces liens entre le vanadium et diverses familles de phyllites ;
- Ni avec la smectite dans les argilites rouges, avec l'illite dans les autres faciès (moins net) ;
- Cr avec l'attapulгите, avec la smectite dans les argilites rouges (moyennement net) ;
- B et Ga avec les phyllites en général ;
- Zn et Pb avec la chlorite dans les argilites noires ;
- Cu avec la calcite dans les marnes non laminées⁽¹⁾.

Remarques :

1. Sur le diagramme (Ga, phyllites), deux droites limitent le nuage des points (figure 5-10, annexe 5). La première passe par l'origine : il existe une argile "gallifère". La seconde ne passe pas par l'origine : elle signifie qu'il existe une argile sans gallium mais qu'à partir d'une certaine proportion de phyllites, du gallium apparaît nécessairement. Cette argile sans gallium ne peut donc devenir majoritaire dans la fraction fine.
2. Le diagramme SiO₂/chlorite (figure 5-19, annexe 5) montre une très nette limite inférieure à corrélation positive, disposition à laquelle on pouvait s'attendre a priori pour toutes les argiles, fournissant leurs proportions respectives de silice. Or il se trouve que la chlorite est la seule phyllite pour laquelle ceci est observé aussi nettement. Cela signifie peut-être que

(1) Un certain nombre de corrélations tout à fait inattendues, comme Mg/illite, Co/quartz ou encore Cu/calcite, sont ici relevées au même titre que les autres (tableau 11). Elles signalent soit des particularités géochimiques qui seront discutées plus loin, soit des artefacts dus à l'imprécision de la méthode employée.

Variété	A	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃ (Fer tot ⁻¹)		NaO(1)	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O(1)	
						Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₃ O ₄				PF à 1000°C	
KAOLINITES	1	45.98	38.95	0.05	0.21	0.28		0.02	1.26	0.19	0.38	13.96	
	4	47.33	35.78	0.09	0.27	1.72			1.07	0.04	0.17	13.42	
	6	45.44	38.52	0.08	0.08	0.80				0.66	0.14	14.20	
CHLORITES	Vraies	1	27.94	19.09	23.71	0.21	1.87	17.25	0.21	0.09		0.33	12.11
		6	26.68	25.20	26.96	0.28		8.70					11.70
	Gonflantes	1	46.75	27.90	24.20	2.40							
ILLITES	1	50.22	20.89	2.46	0.55	8.25	1.36		0.29	1.84	5.64	9.22	
	3	54.63	20.67	3.40	0.20	5.90	2.06	0.021	0.84	0.20	5.83	6.61	
	6	49.26	28.97	1.32	0.67	2.27	0.57			0.13	7.47	9.25	
SMECTITES	Alumineuse	7		25	1								
	Wyoming (Al, Fe)	7		17a22	1 à 3								
	ex 1	3	56.45	21.75	1.44	2.01	6.85	0.021	1.57	<0.1	<0.1	8.78	
	ex 2	4	56.54	21.49	1.86	2.02	7.63	0.03	1.27	0.05	0.54	8.36	
	ex 3	5	57.81	17.94	2.52	2.29	7.17	0.05	0.99	0.08	0.99	8.13	
	Intermédiaire	7		17	3 à 7		1.5a 4						
	Saponite(Al, Mg)	7		9	9a12		10						
	Saponite-Mg	7		7 à 9	12a20		5 à 8						
	Stévensite	7		0.5a3	22a30		0.5a2						
	Montmorillonites	1	52.28	20.67	3.35	2.08	2.44	0.26		0.30	0.49	0.80	18.0
Beidellites	3	51.14	19.76	3.22	1.62	0.83				0.04	0.11	22.80	
Beidellites néo- formées	8	60.0	4.70	4.36	1.0	15.0		0.21	0.52	5.10	1.92	18.25	
Nontronites néo- formées	9	51.50	14.70	4.23	1.60	12.10		0.429	0.55	3.21	1.92	6.24	
INTERSTRATIFIÉS	(7-14) Kaol.	2	44.61	31.71	0.39	0.91	7.60	0.05	2.10	0.08	0.16	12.18	
	(7-14) Smect.	2	52.81	29.69	0.73	1.42	6.53	0.01	1.44	<0.05	0.11	10.33	
ATTAPULGITES	1	55.21	13.62	8.61	1.04	2.11	0.87					19.57	
	3	59.53	11.13	8.95	0.20	5.90	2.14	0.025	0.63		0.79	11.82	

Tableaux 12 et 13 : colonne A : Sources bibliographiques :

- (1) moyennes effectuées sur des données fournies par S. CAILLERE & S. HENIN (1963)
- (2) moyennes d'interstratifiés (7-14), les uns à "pôle kaolinique", les autres à "pôle smectitique", de sédiments paléogènes du Bassin de Paris (M. THIRY, 1973)
- (3) moyennes effectuées sur des données fournies par F. SOMMER (1969), concernant des sédiments paléogènes du Bassin de Paris
- (4) moyennes fournies par M. THIRY & N. TRAUTH (1976) (sédiments paléogènes, Bassin de Paris)
- (5) moyennes de 17 montmorillonites extraites de phosphates (E.A. MENOR, 1975)
- (6) E.T. DEGENS (1965) d'après diverses sources
- (7) F. CHANTRET et al. (1971).
- (8) A.M. KARPOFF et al., (1981) : vase argileux à radiolaires du site 464 (Océan Pacifique, âge pliocène, influence volcanique).
- (9) A.M. KARPOFF et al., (1980) : sable à débris volcaniques du site 431 (Océan Pacifique, âge récent, influence volcanique).

les chlorites du lot d'échantillons étudié sont chimiquement plus homogènes que les autres espèces argileuses.

3. La calcite est corrélée de manière globalement positive avec Sr, mais de façon moins marquée que l'on pouvait l'escompter. Une bonne part du strontium est en effet liée aux argiles.

b.2. Recherche d'anomalies en examinant les liaisons minéraux/éléments chimiques.

La précision obtenue sur les diagrammes de corrélation minéraux/éléments est mauvaise, nous l'avons dit, et par conséquent il est impossible d'en déduire une norme quantitative. Néanmoins, les relations mises en évidence ci-dessus constituent une "norme qualitative", dont la valeur se limite, bien sûr, au groupe d'échantillons étudié. L'examen des coupes-temps, dans le chapitre précédent, a permis de poser un certain nombre de problèmes. Cinq d'entre eux vont être discutés ici, car ils concernent des liens entre compositions minéralogiques et géochimiques.

α) Liaison entre Ni, Co, Zn, Ga, Cu, Pb, Fe, Mn et la kaolinite, la chlorite (voir forage 391C au Clansayésien).

Zn, Pb et Fe sont positivement corrélés à la chlorite. Ni et Cu sont, pour une part au moins, reliés à la kaolinite. Ga, dans les argilites noires, est négativement corrélé à la kaolinite. En revanche, aucune relation n'est visible entre Co, Mn, et l'un ou l'autre de ces deux minéraux (tableau 11).

Parmi les données bibliographiques (tableaux 12 à 14), seules les corrélations Fe/chlorite (positive) et Ga/kaolinite (négative) apparaissent, de toutes celles qui viennent d'être mentionnées. Mais nous voyons que Mn, Co et Ni sont plutôt associés à la chlorite.

En fait, nous pouvons considérer qu'à l'exception du gallium, le groupe d'éléments dont il est question ici est relié aux "phases résiduelles" évoquées plus haut, notamment oxydes et hydroxydes. La kaolinite et la chlorite marquent un renouvellement du détritisme terrigène qui s'accompagne sans doute d'une augmentation des particules d'oxydes et d'hydroxydes en provenance du continent.

En conclusion, nous ne retiendrons pas ici d'anomalie, sauf peut-être en ce qui concerne Ga, au comportement duquel il faudra trouver une explication spécifique.

TABLEAU 13 : ANALYSES CHIMIQUES DE MINÉRAUX ARGILEUX, ÉLÉMENTS-TRACES.

Minéral	A	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
Kaolinite	(4)	138	63	192	36	5	15	43	29	26	8	22	3
	(3)	36	73	87	10	2	61	91	5	15	8	15	
Chlorites vraies	(1)	chrome abondant dans certaines variétés											
Illite	(3)	113	378	169	76	27	273	328	238	33	32	37	
Interstratifiés													
moy. (7-14) Sm	(2)	241	47	156	49	12	142	91	34	33	26	3	7
moy. (7-14) Ka	(2)	337	67	189	111	30	201	120	204	33	17	8	13
Smectite	(4)	68	46	202	77	22	151	89	94	28	12	7	7
alumineuse	(3)	107	30	247	71	19	400	93	106	36	14	21	
beidellite	(1)	Ni et Cr peuvent être abondants (variétés)											
	(5)	211	101	2136	541	17	1592	39	841	21	144	9	2
beidellite néo- formée	}	(8)	149	200	83	2400	33	56	244	18	5200	706	
nontronite néo- formée		(9)	114	656	50	355	3	196	374	281	21	278	307
Attapulgite													
minéraux fibreux	(3)	33	102	141	71	23	149	105	84	12	26	23	

Légende : voir tableau 12.

PHASE	Chiffres : en ppm				Chiffres : en ppm				Cu	Pb			
	A	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B			Zn	Ca	
Les argiles, les minéraux détritiques, et les oxydes ou hydroxydes de Fe et de Mn	1	180 argiles	500 à 800	200 milieu réducteur	2 modè : 1) 60 argiles ferromagnésiennes et oxy-hydrox. oxy-dances 2) 200 argiles, en milieu légèrement réducteur	12 ferromagnésiennes oxy-hydroxydes	130 ferromagnésiennes illites	B/Al = B x 10 ⁻⁴ argiles tourmaline zircon rutile	90 hydroxydes	30	65 ferromagnésiennes	20	
	2		ferromagnésiennes ox. de Fe	smectites mx de Ti ox. de Fe			smectites	illite		illite			
	7		argiles						argiles				
	3				Chlorites	chlorites			argiles		argiles ox. de Fe, Mn		kaolinite ox. de Fe
Calcaire	4	ferromagnésiennes 1 à 500											
	5	1000 envir. oxydant											
	2		biogénique mais pas dans les tests										
matière organique	6	100 à 1100											
	5		oui	ox.-hydrox. 1500	ox.-hydrox. 800 (très variable) (très variable)	1000	800		ox.-hydroxydes 3500 à 4500		70 à 2000	20	
phosphates	1												
	2		oui	2000	apatite	oui	1000						
	3	substitué à Ca dans l'apatite					oui						
	4	200 à 1000											
sulfures	1				2000 conditions très réductrices	600	oui	mais Cr n'est pas dans les sulfures			3500 à 4500 pyrite	20	pyrite
	2			oui									
sulfates divers	5		oui		volcanisme								oui
	2		zéolites	volcanisme				pyroclastes si Cr-100					

TABLEAU 14. Association des éléments en traces aux principales phases d'une roche de type argilite ou shale.

Colonne A : Sources bibliographiques
 (1) Y. TARDY (1975)
 (2) CHESTER (1965)
 (3) PREVOT & LUCAS (1979)
 (4) MOSSER (1980)
 (5) THIRY (1973)
 (6) RENARD (1975)
 (7) FRNGT (1970)

β) Liaison entre Ba, Fe, K, Cr, Mg, Cu et les argiles détritiques primaires (illite + chlorite + interstratifiés) ou les débris volcaniques (base du puits 386 : carottes 65 à 54).

Fe et K sont positivement corrélés à la chlorite et à l'illite, et sont liés aux interstratifiés. Mg et Ba apparaissent associés de manière privilégiée à l'illite. Cr et Cu accompagnent plutôt les interstratifiés. En outre, Cu et la chlorite sont vaguement reliés (tableau 11).

Une comparaison aux tableaux 12 à 14 montre que la plupart de ces liaisons sont "classiques". Toutefois, Mg est normalement corrélé à la chlorite (de par la formule même de ce minéral), et Cr à l'illite. Mais Cr et Mg peuvent être contenus dans des pyroclastes, et il est possible que les corrélations observées soient des artefacts.

Par conséquent, les enrichissements observés dans les dépôts proches du basalte semblent s'accorder très bien avec l'assemblage minéralogique. Mais l'examen des tableaux 12 à 14 montre que, du point de vue quantitatif, les minéraux en présence ne peuvent expliquer qu'en partie les valeurs analytiques obtenues. Une cause supplémentaire doit être invoquée : ce ne peut être la richesse en matière organique mixte, car les teneurs en V, Ni, Zn ne sont pas anormalement élevées par rapport à celles des autres niveaux. Il reste en lice l'influence du basalte lui-même, mais nous ne pouvons pas dire encore sous quelle forme (volcanoclastes, imprégnation du sédiment par des éléments chimiques à l'état ionique contenus dans les solutions interstitielles circulantes, ou encore adsorption sur divers minéraux).

En conclusion, nous avons ici l'exemple d'un comportement anormal sur le seul plan quantitatif. Il existe un enrichissement en Ba, Fe, K, Cr, Mg, Cu, purement chimique, à proximité de la croûte océanique.

γ) Liaison entre Ba et les argiles à l'Albien inférieur et moyen sur le site 391. Une anomalie quantitative en Ba.

Nous avons vu que l'Albien est marqué, sur le site 391, par l'arrivée de la triade kaolinite + chlorite + illite, mais dans une proportion qui n'excède jamais 40 % de la fraction fine. Certes le baryum est positivement corrélé à l'illite (figure 5-18, annexe 5), mais les teneurs mises en jeu sont nettement

TABLEAU 15 : EVALUATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SMECTITES

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Pb	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb			
386	effectif	35	71.77	9.30	1.90	0.67	5.44	0.21	0.38	1.0	1.65	0.78	118	330	225	158	72	98	9	13	17	113	95	
			50.0	16.47	3.37	1.19	9.64	0.37	0.67	1.77	2.92	12.01												
			55.0	14.83	3.03	1.07	8.67	0.33	0.61	1.59	2.63	10.81												
391		6	61.73	15.26	2.64	0.59	8.06	0.06	0.77	1.88	2.92	5.37	560	277	149	95	25	147	176	107	30	83	28	
		6	53.32	14.51	5.32		9.26	0.31	0.74	1.75	1.32													
		12	57.53	14.89	3.98		8.66	0.19	0.76	1.82	2.12													

Les échantillons du puits 386 à smectite dominante sont ceux du Cénomanién (carottes 41 à 50). Seuls 35 échantillons décarbonatés ont été pris en compte pour le calcul de la moyenne : 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 14, 15, 20, 22, 23, 26, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48 et 49.

Les échantillons à smectite dominante du puits 391 C sont ceux des carottes 10 (sections 2 et 3), 11 (section 3) et 15, soit 12 échantillons : 124 à 129, 138 à 141 et 150, 151.

L'enrichissement en silice sur le site 386 a été corrigé en utilisant les données du tableau 9 relatives aux smectites : deux cas sont envisagés : celui d'une smectite à 50 % de SiO₂ et celui d'une smectite à 55 % SiO₂. Si X₂ est la part de silice indépendante des argiles dans l'analyse initiale, et X₁ la part de silice des argiles, on a SiO₂ = X₁ + X₂.

On doit avoir :

- dans la première hypothèse $X_1 \frac{100}{100-X_2} = 50$

- dans la seconde hypothèse $X_1 \frac{100}{100-X_2} = 55$

La résolution du système conduit aux résultats présentés ci-dessus.

insuffisantes pour expliquer l'enrichissement observé dans les carottes 8 et 7.

En conclusion, il y a, à ce niveau, une anomalie quantitative en baryum.

δ) Liaison entre Mn, Ti, Na, Al, Pb, Co, Ga, B, Sr et la smectite (sommets du puits 386 : carottes 53 à 41). Etude des niveaux à smectite presque pure.

Al, Ti, Co, Ga, B sont plutôt corrélés positivement à la smectite (tableau 11). Na l'est de façon très nette : l'abondance du sodium est même la principale caractéristique géochimique des niveaux les plus riches en smectite (tableau 11). En revanche dans ce tableau, aucune liaison particulière n'est observée entre Mn, Pb ou Sr et la smectite.

Les associations Ti/smectite, B/smectite ou Ga/smectite sont connues. Une association est également possible avec le strontium (tableaux 13 et 14). Les analyses du sodium sur les smectites sont trop peu nombreuses (tableau 12) pour que nous en tirions une règle générale.

Il existe pour chacun des deux forages un horizon au moins constitué de smectites presque "pures" - à un excès (variable) de silice près. Dans le tableau 15, nous avons calculé la composition moyenne des échantillons représentatifs de ces horizons. La teneur en silice des smectites étant comprise entre 50 et 55 % (tableau 12), nous avons recalculé sur ces bases la moyenne obtenue pour le forage 386, qui présente un excès important de silice. Nous parvenons pour les deux sites à des chiffres très comparables : 15 à 16 % d'Al₂O₃, 3 à 5 % de MgO, 9 % environ de Fe₂O₃, et 1 à 2 % de Na₂O. Ces chiffres rapprochent les smectites calculées du "type Wyoming" alumino-ferrifère, sauf en ce qui concerne le sodium. Pour expliquer cette assez mauvaise correspondance entre les tableaux 15 et 12, plusieurs hypothèses sont possibles, non incompatibles :

- il y a plusieurs catégories de smectites, dont l'une au moins riche en sodium, dans les sédiments des deux sites étudiés ;
- le sodium n'intervient pas dans la composition chimique des smectites elles-mêmes, mais il est associé à une phase dont l'abondance est proportionnelle au taux de smectite.

Dans les deux cas, il nous paraît exclu de pouvoir rattacher les smectites en question à un type magnésien.

En conclusion, l'étude de la composition en éléments majeurs des smectites conduit à deux constatations :

- il n'y a pas de différence géochimique nette, sauf en ce qui concerne la silice, entre les smectites du site 391 et les smectites du site 386, tout au moins dans les niveaux à smectite presque pure ;
- les smectites des deux puits ont une composition chimique qui ne correspond guère aux données de référence que nous avons consultées, relatives pour beaucoup à des minéraux en milieu plus continental ; elles s'accompagnent de teneurs relatives en Na élevées ; il se peut qu'elles soient un assemblage de divers types de smectites.

Remarque : étude des éléments-traces dans les niveaux à smectite pure.

En ce qui concerne les éléments-traces (tableau 13), nous avons regroupé sur la figure 38 les différences observables entre les smectites continentales, et les smectites océaniques des sites 391 et 386, respectivement.

L'enrichissement des smectites, dans les "black-shales" du forage 386, en Ni, Co Zn et Pb est dû en partie au caractère "métallifère" de ce site, en partie aux horizons carbonés du Cénomaniens, qui sont précisément les plus smectitiques. Il s'agit

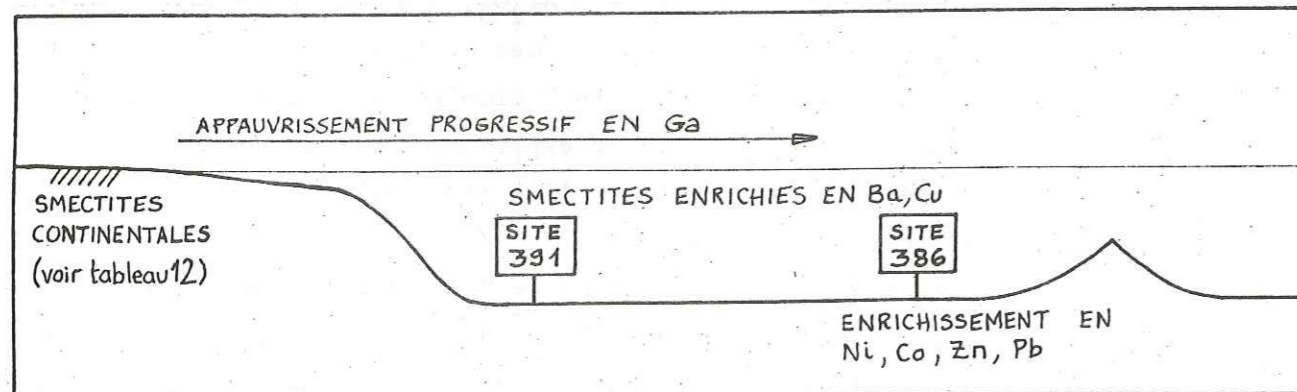


FIGURE 38 : Comparaison des teneurs en éléments-traces de smectites continentales et des smectites d'âge crétacé des sites 386 et 391.

là de conditions locales, liées au volcanisme de la dorsale et/ou à d'épisodiques confinements. En revanche, on note un enrichissement en Cu et Ba, ainsi qu'un appauvrissement en Ga, qui apparaissent liés de manière plus globale au milieu océanique.

e) Liaison entre Cr, Zn, V, Ni, Cu, (Co) et la pyrite.

La pyrite n'est jamais suffisamment abondante pour que les diagrammes obtenus soient interprétables. Cr est l'élément-trace qui lui est le mieux corrélé (tableau 11).

L'enrichissement important en certains métaux (Cr, Zn, V, Ni, Cu, Co) des horizons pyriteux riches en matière organique marine a déjà été décrit et ces liaisons sont confirmées par les tableaux 12 à 14. Cependant le taux de sédimentation joue aussi un rôle important. Les anomalies relevées à ces niveaux sont de loin les plus fortes, de toute la série étudiée. Or C. MOSSER (1980) a montré que l'altération continentale produit des assemblages argileux dont la composition en éléments-traces reflète celle de leurs roches-mères. C'est seulement plus tard, dans les bassins, que cette composition est susceptible d'évoluer : nous en avons le plus bel exemple avec ces sédiments carbonés. Ils doivent être rattachés aux "milieux de phosphatogenèse" : "l'oxydation diagénétique de la matière organique associée aux sédiments phosphatés libère les éléments-traces qui lui sont liés. Ces derniers se fixent sur un nouveau support disponible, formé essentiellement par les argiles" (ibid.).

En conclusion, les anomalies des niveaux pyriteux, en Cr, Zn, V, Ni, Cu et Co doivent être rattachées aux milieux particuliers dans lesquels se trouve la pyrite, plus qu'à la pyrite elle-même.

b.3. Conclusions.

Les profils géochimiques mettent en évidence plusieurs types de comportement :

- des variations géochimiques tributaires des variations minéralogiques au même niveau ;
- des anomalies géochimiques correspondant à certains milieux de sédimentation ou de diagenèse particuliers, et pouvant être traités de façon indépendante de la minéralogie ;

- des influences géochimiques, en partie seulement expliquées par la composition minéralogique : elles conduisent à se demander dans quelle mesure cette dernière n'est pas en grande partie néoformée, et déterminée par les particularités géochimiques du milieu.

Remarque : le double point de vue adopté, celui pour lequel une "norme" est définie sur le lot lui-même et celui où la norme est extérieure au lot, permet de retrouver ce que nous avons souligné en examinant les "minéraux spéciaux" : d'une part des anomalies locales, dans des niveaux particuliers ; d'autre part des anomalies plus globales, à l'échelle de la formation toute entière.

c) Variations verticales de rapports géochimiques le long de la série pélagique. Différences entre faciès. Problèmes spécifiques à divers niveaux stratigraphiques.

Les rapports énumérés dans le paragraphe C-II-1-c sont reportés sur des coupes-temps (figures 39 et 40) et permettent d'examiner les comportements géochimiques qui dépendent du faciès et les évolutions verticales d'ensemble.

c.1. Variations des rapports géochimiques avec le faciès.

α) Site 391 : une rupture géochimique dans la première moitié de l'Aptien inférieur (figure 39).

Dans la première moitié de l'Aptien inférieur (échantillons 139 à 142) on observe une rupture géochimique nette, au moins pour Fe/Al, $D = Al / (Al + Fe + Mn)$, $\log(Fe/Mn)$, $\log(Ti/Al)$ et Cu/Al , qui s'exprime par une modification des valeurs et/ou des tendances.

FIGURE 39 - SITE 391 : Rapports géochimiques reportés sur des coupes-temps. Cette figure comporte 4 volets A-B-C-D.

(Sur la position des carottes et des échantillons, voir avertissement de la figure 32).

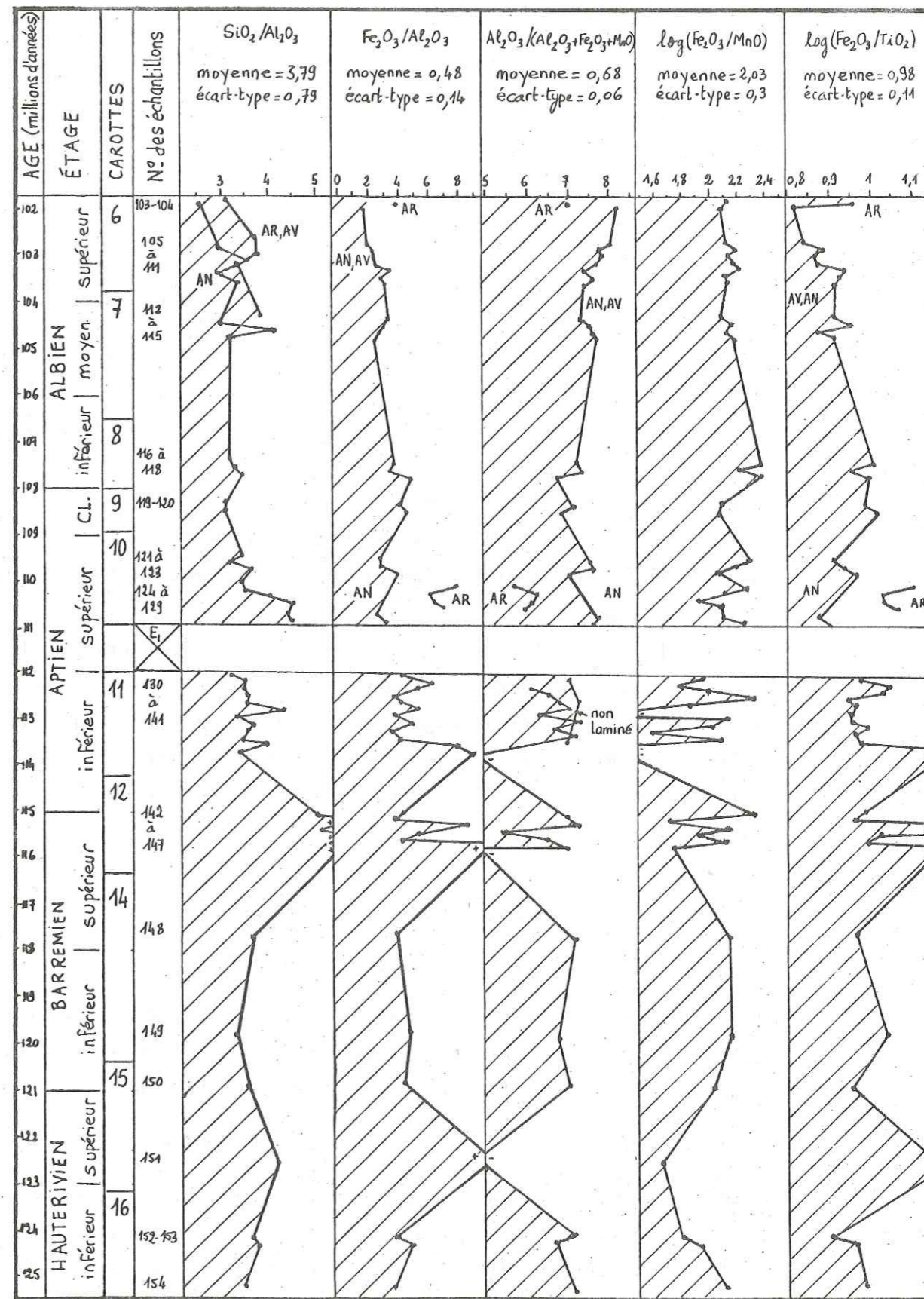


FIGURE 39 A

Remarque : cette rupture est quelquefois difficile à repérer :

- soit à cause du caractère particulier de la carotte 12 : dans celle-ci, plus calcaire que les autres, certains rapports sont anormaux : Si/Al élevé (quartz détritiques ? silicification diagenétique ?) ; Ba/Al, V/Al, Zn/Al, Cu/Al, Pb/Al élevés (situation de ces éléments traces dans d'autres phases que les argiles ?) ; Cr/Al faible (taux de sédimentation élevé ?) ;
- soit à cause de différences entre marnes laminées et marnes non laminées (voir ci-dessous).

Que la rupture entre les deux principales formations du Crétacé moyen affecte Fe et au moins Ni, Cu traduit selon nous une variation du potentiel redox.

Or il faut rappeler qu'à cette époque, à l'intérieur des alternances marno-calcaires (formation de Blake-Bahama) :

- commence à s'établir le faciès "black-shales" sous la forme d'intercalations d'argilites noires dans la carotte 11 ;
- interviennent des conditions anoxiques qui permettent la conservation de la matière organique marine (sections 12-2 à 11-1).

Dans l'hypothèse où l'explication en termes de potentiel redox est valable, les rapports concernant Fe, Ni et Cu complètent les indications de la géochimie organique : dans la première moitié de l'Aptien inférieur règneraient des conditions nettement plus réductrices qu'auparavant, et même, jusqu'à E₁, franchement anoxiques.

β) Site 391 avant E₁ : différences entre marnes laminées et marnes non laminées (figure 39).

De tous les faciès étudiés, les marnes laminées sont le seul à présenter des rapports Mg/K et Al/K élevés, et ceci de manière systématique. S'agit-il d'une différence de teneur en smectite, non repérée en minéralogie, ou d'une différence de nature des smectites ?

A ces deux rapports près, les écarts entre marnes laminées et marnes non laminées sont surtout sensibles vers le sommet de la formation de Blake-Bahama (carottes 11 et 12), où abonde la matière organique. Les différences les plus nettes concernent :

- Sr/(Al + 1.5 Ca) et Zn/Al, plus élevés dans les niveaux non varvés ;
- Cu/Al, plus élevé dans les niveaux varvés ;

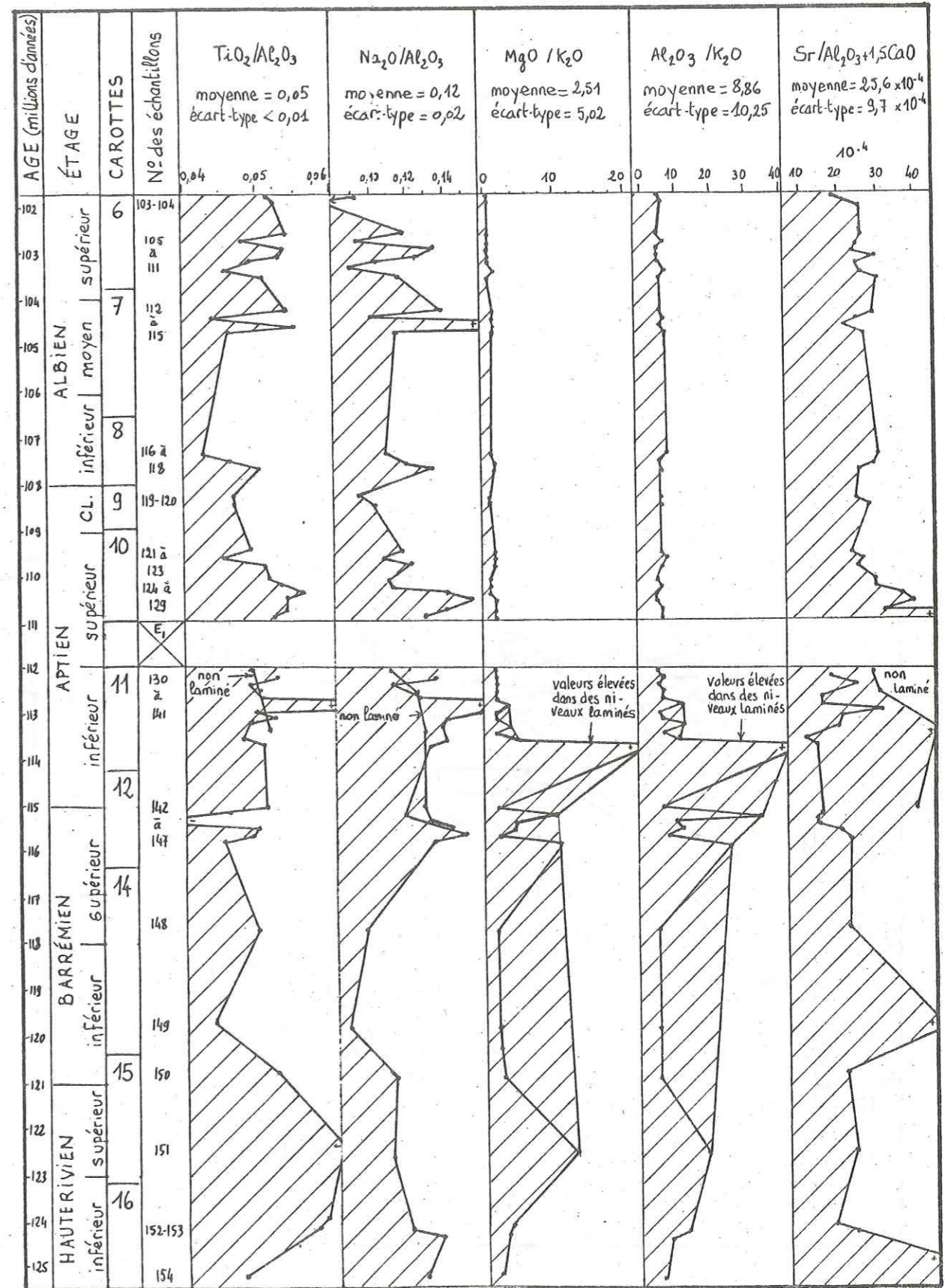


FIGURE 39 B

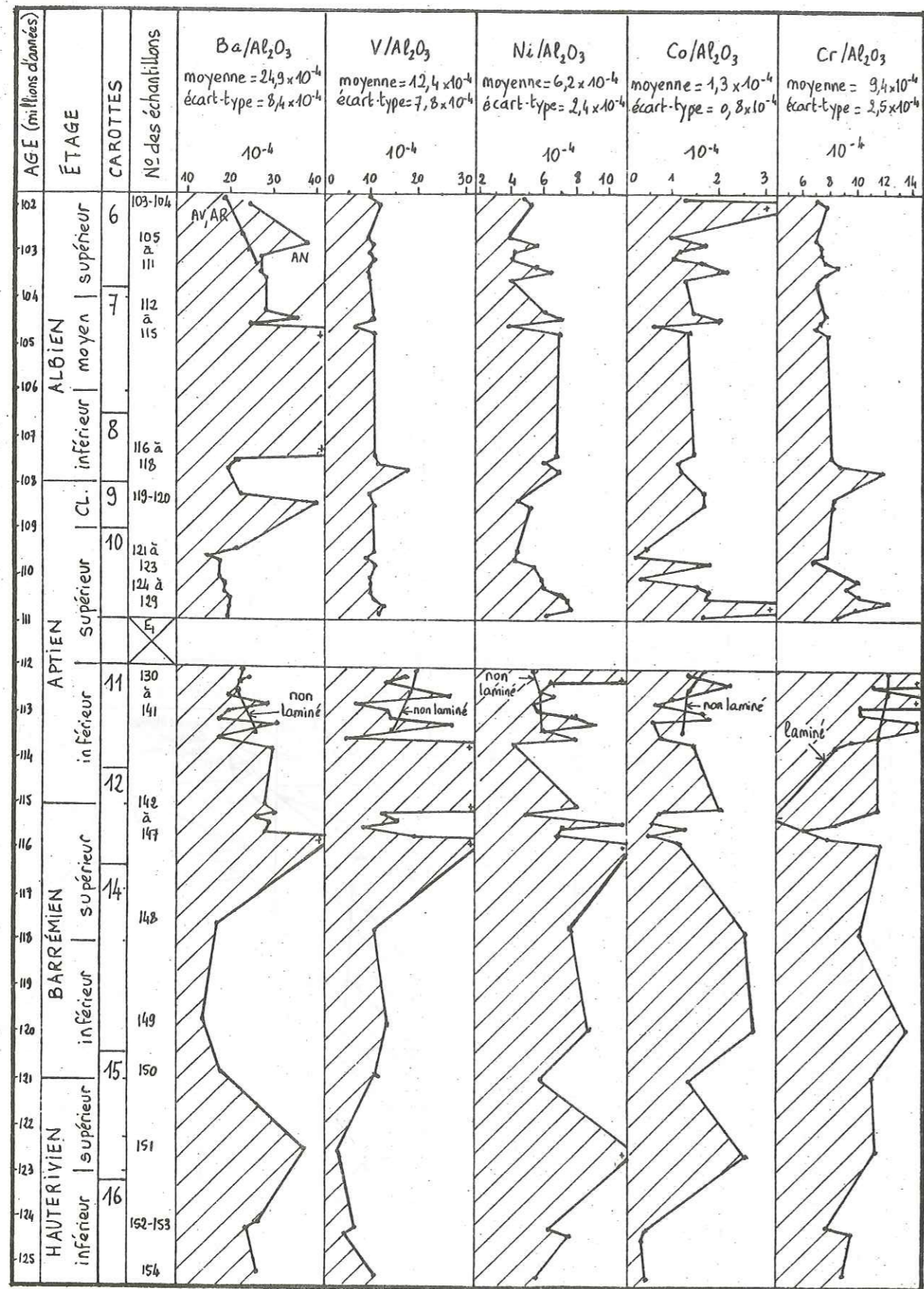


FIGURE 39 C

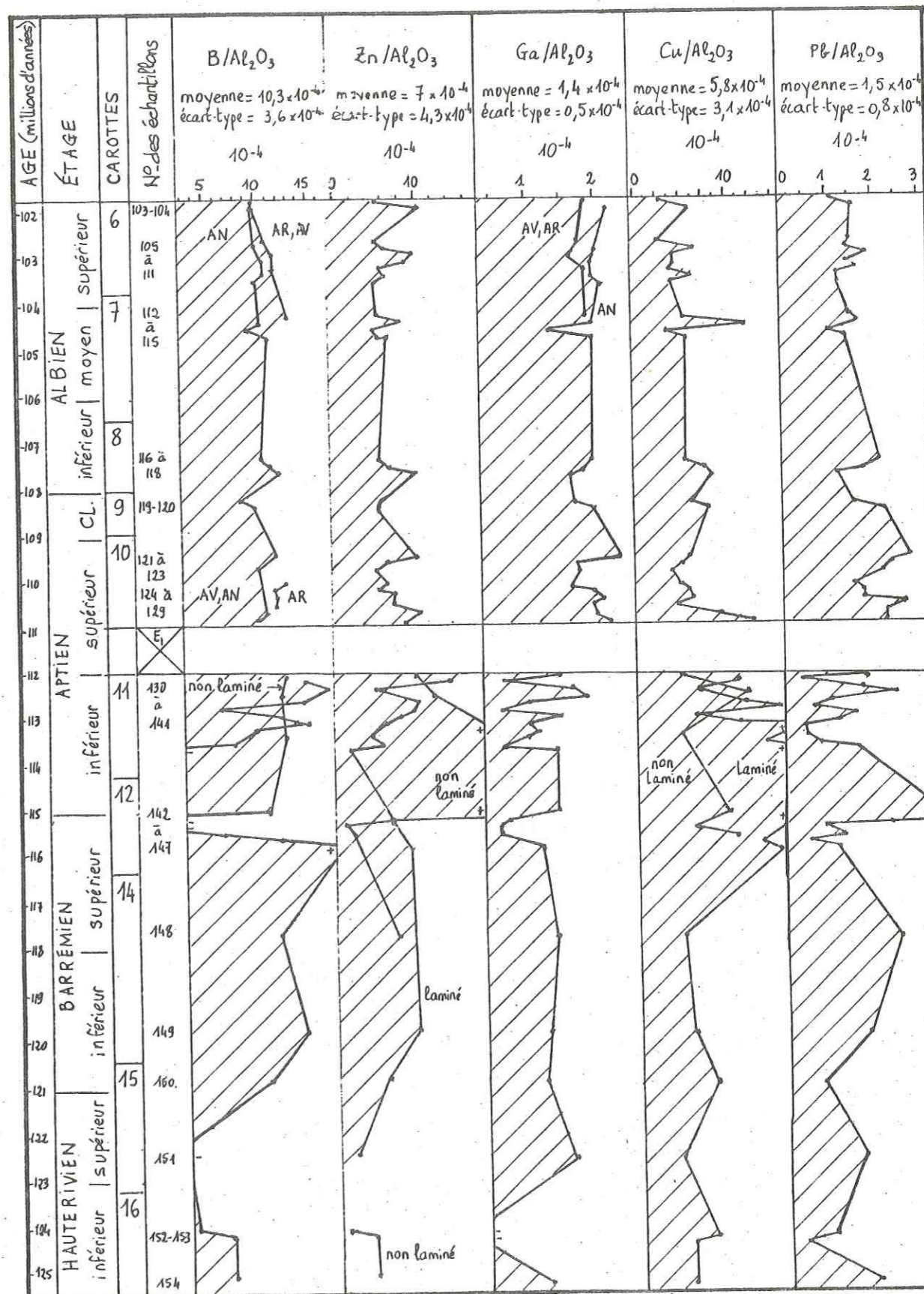


FIGURE 39 D

. Cr/Al et B/Al, beaucoup plus irréguliers dans les marnes laminées que dans les marnes non laminées.

Or, rappelons qu'aucune différence entre les deux faciès ne se manifeste pour les teneurs brutes de Sr, Zn, Cu et B (paragraphe C-I-2-a). Il est donc possible que ces éléments soient particulièrement mobiles.

γ) Site 391 après E₁ : différences et ressemblances entre argilites rouges, vertes et noires (figure 39).

Les argilites rouges se distinguent des argilites vertes par des rapports Fe/Al, Fe/Ti plus élevés, et un rapport D plus faible. Cela s'interprète comme une conséquence de leur degré d'oxydation. Mais il est remarquable de constater l'absence du moindre écart sur le rapport log(Fe/Mn) : une importance relative accrue du fer coïncide avec une augmentation de la teneur en Mn, dans les mêmes proportions. Cela traduit bien, selon nous, que *l'enrichissement correspondant est dû à des particules d'oxydes de Fe et de Mn*. Ajoutons seulement que le titane, qui peut lui aussi s'associer à une phase d'oxydes, ne croît pas en conséquence dans le cas présent. Cela peut signifier que les oxydes et hydroxydes en question sont, au moins en partie, *nés dans l'océan*.

Les argilites rouges et vertes ont, vis-à-vis des argilites noires, des rapports Si/Al et B/Al plus forts ; et au contraire des rapports Ba/Al et Ga/Al plus faibles. Ces écarts interviennent à partir de la carotte 6, c'est-à-dire au moment où s'établit l'épisode minéralogique n° 5, caractérisé ici par l'abondance de l'assemblage détritique kaolinite + illite + chlorite + interstratifiés (voir chapitre B). Il peut donc s'agir là de variations géochimiques propres à cet épisode. L'augmentation de Si/Al, de B/Al et la diminution de Ga/Al, répondant respectivement à l'accroissement des teneurs en quartz détritiques, illite et kaolinite, montreraient que *le renouvellement terrigène est porté surtout par les passées versicolores*. La divergence observée sur Ba/Al semble alors paradoxale, sauf à supposer que Ba n'est pas lié de manière privilégiée à l'illite.

δ) Site 386 : différences et ressemblances entre argilites rouges, vertes et noires.

δ.1. Eléments majeurs (figure 40).

Les divers rapports concernant les éléments majeurs ont des valeurs analogues dans les argilites versicolores et dans les argilites noires. De plus, les profils que dessinent ces rapports le long de la série lithologique étudiée présentent des tendances identiques dans les deux types de faciès, à une exception près : à la base du forage (Albien inférieur et début de l'Albien moyen - carottes 65 à 63), Na/Al augmente dans les argilites colorées mais pas dans les argilites noires. Cette dissemblance, qui n'est expliquée par aucune cause minéralogique connue, est difficile à interpréter, d'autant que les teneurs en Na des sédiments pélagiques de ce type sont sujettes à caution (voir paragraphe C-I-2-b-2-β). A niveau stratigraphique donné, les argilites rouges se distinguent des argilites vertes par des rapports Fe/Al, log(Fe/Mn) et log(Fe/Ti) plus élevés. Par conséquent log(Fe/Mn) ne se comporte pas ici comme dans le puits 391C. Dans les horizons où coexistent argilites rouges et vertes, notamment dans les carottes 50-45 (Cénomaniens inférieurs), on observe :

- que log(Fe/Mn) conserve dans les niveaux rouges des valeurs identiques à celles du reste de la série, et chute de beaucoup dans les niveaux verts ; un tel excès de Mn par rapport à Fe dans ces derniers est expliqué par la présence de rhodochrosite ;

FIGURE 40 : Puits 386. Rapports géochimiques reportés sur des coupes-temps.

La figure 40 comprend 8 volets (A à H).

A - Argilites versicolores.

(Voir au dos et pages suivantes).

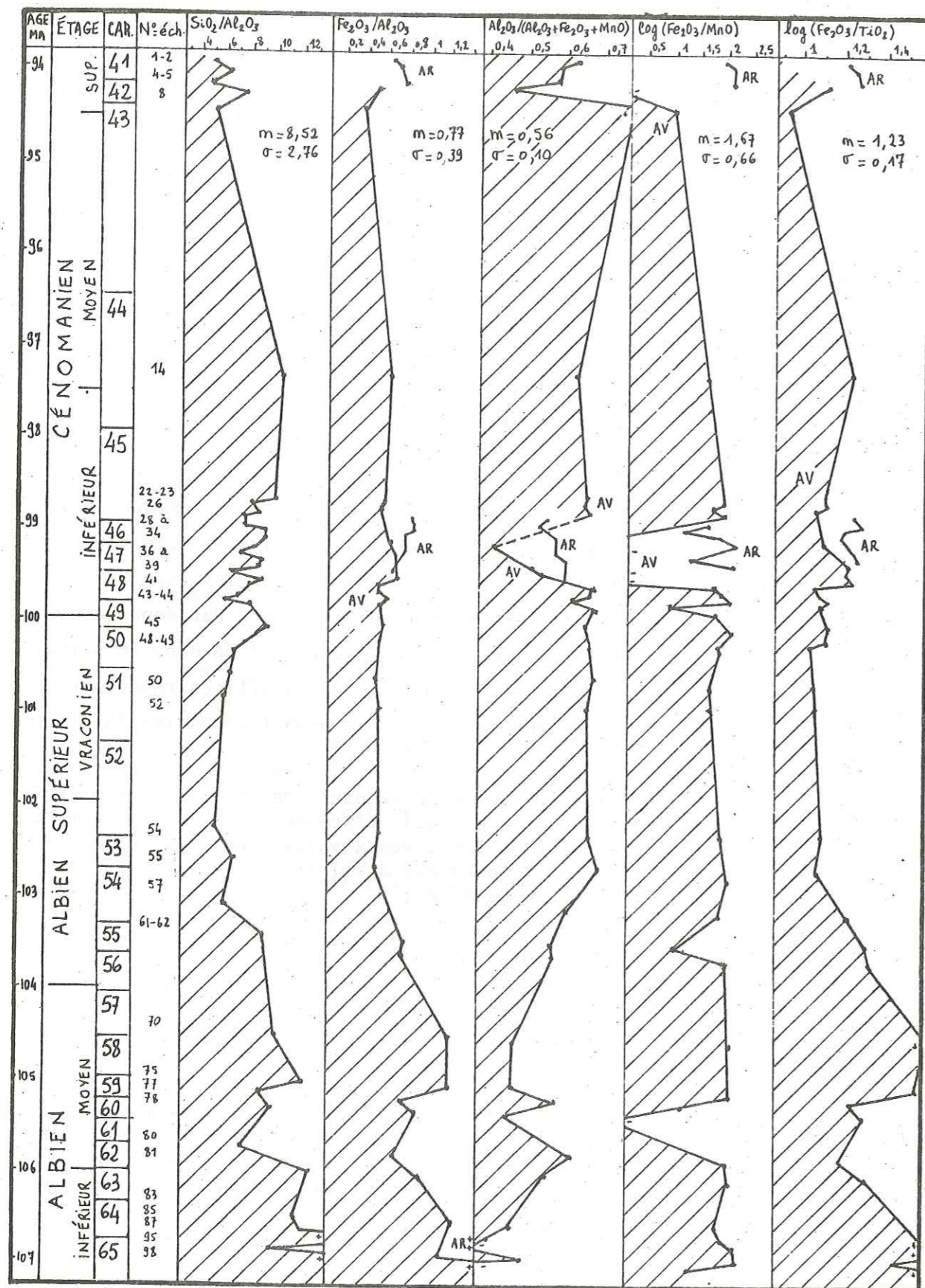


FIGURE 40 A : Argilites versicolores

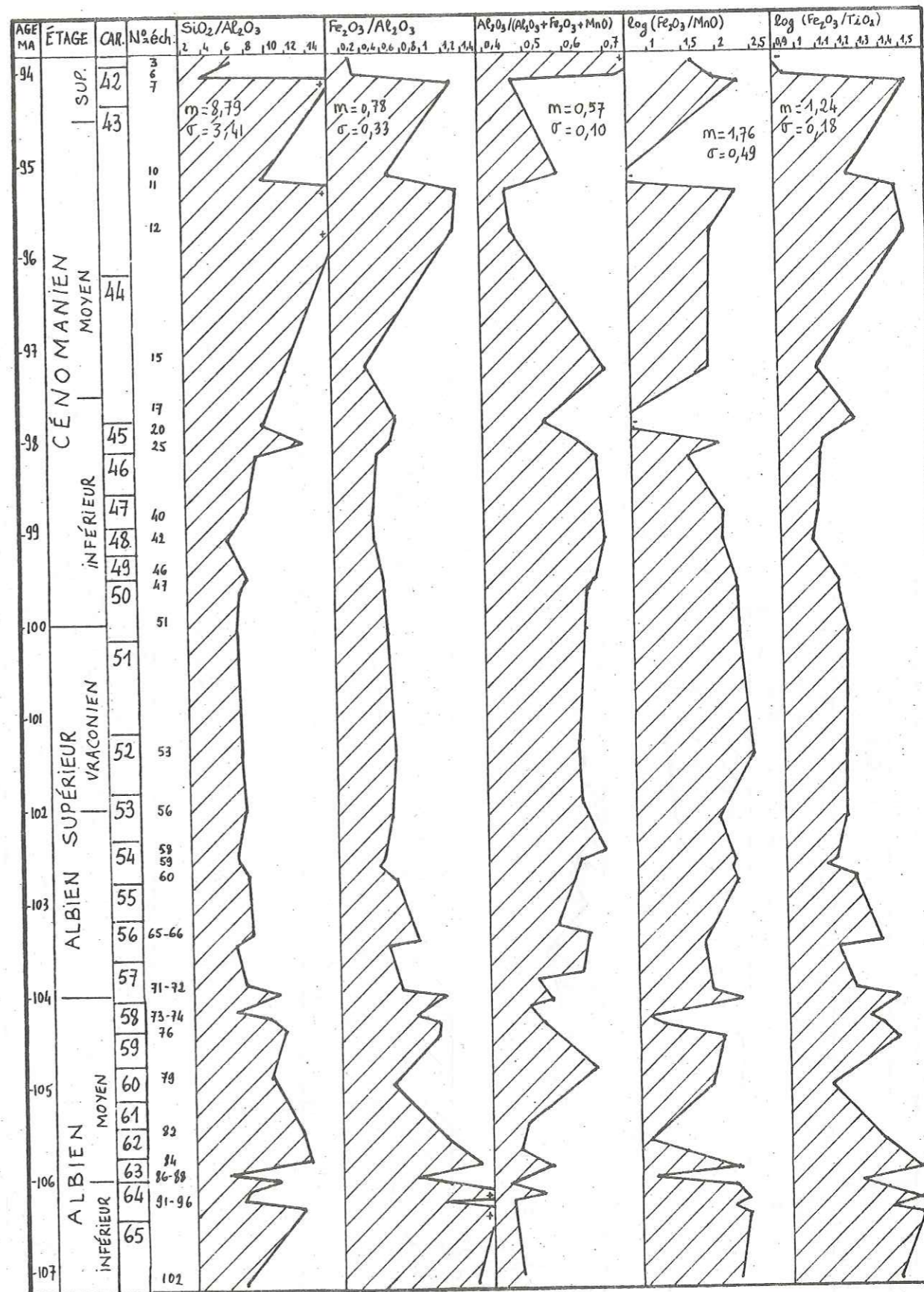


FIGURE 40 B : Argilites noires

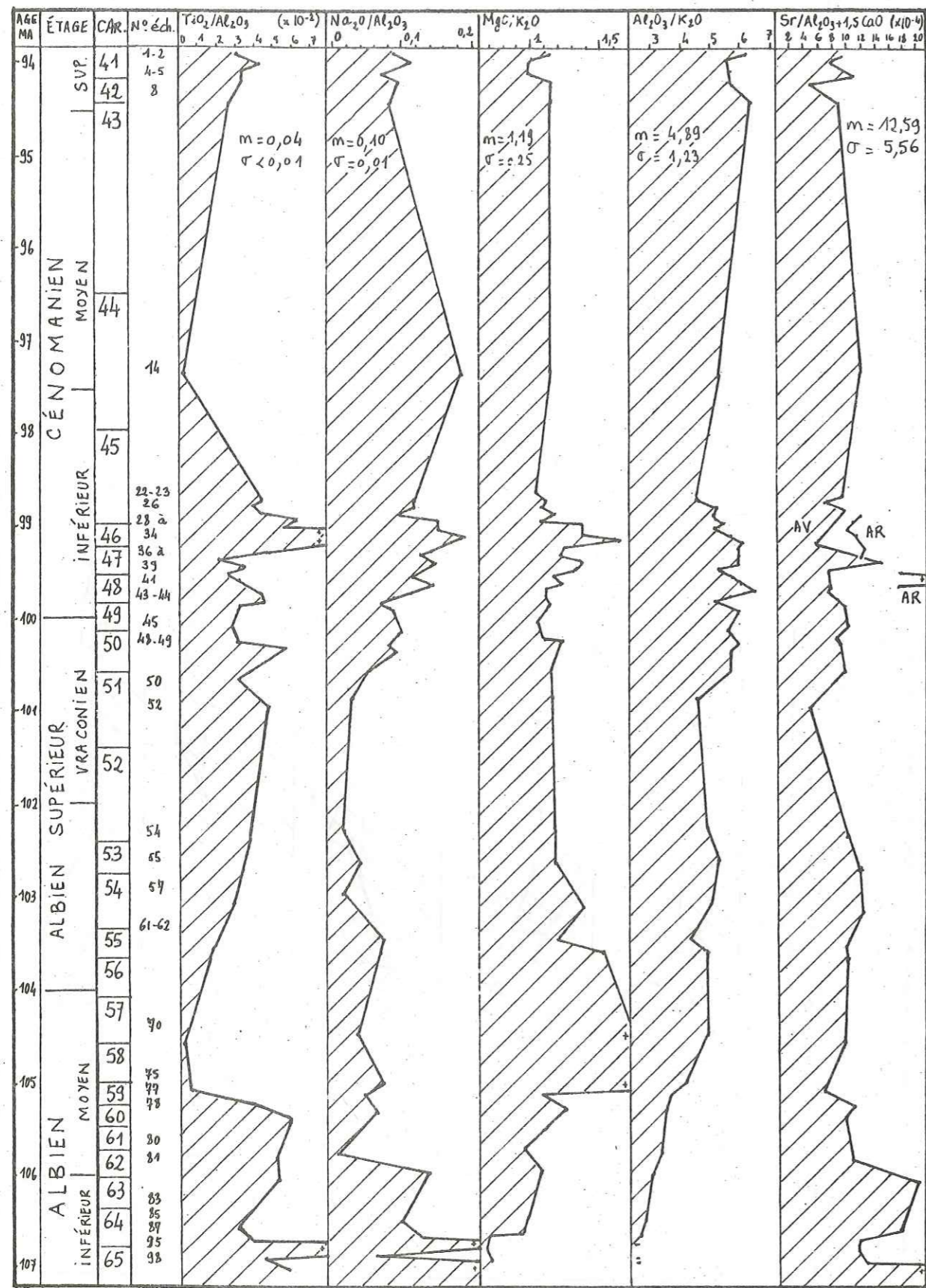


FIGURE 40 C : Argilites versicolores

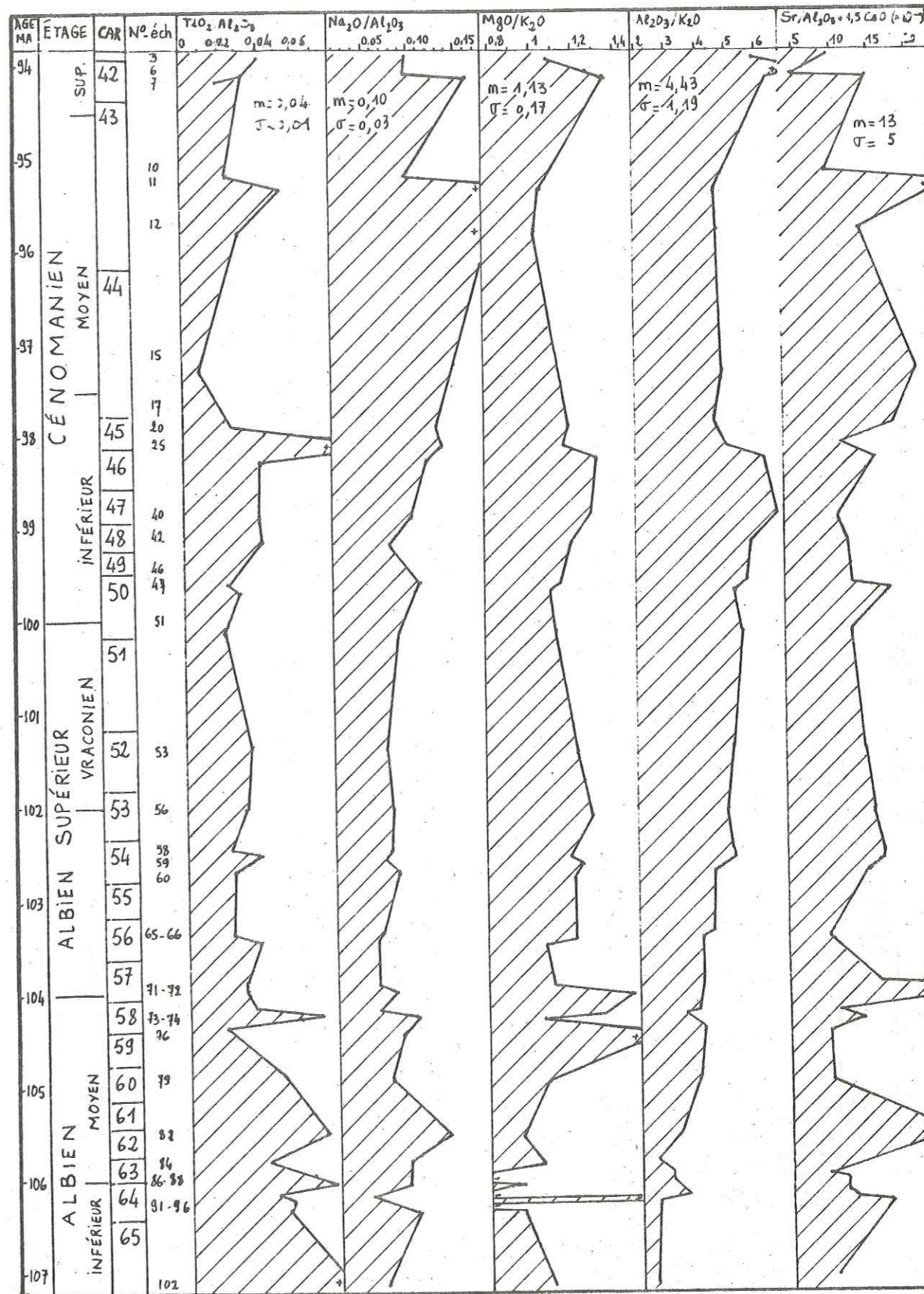


FIGURE 40 D : Argilites noires

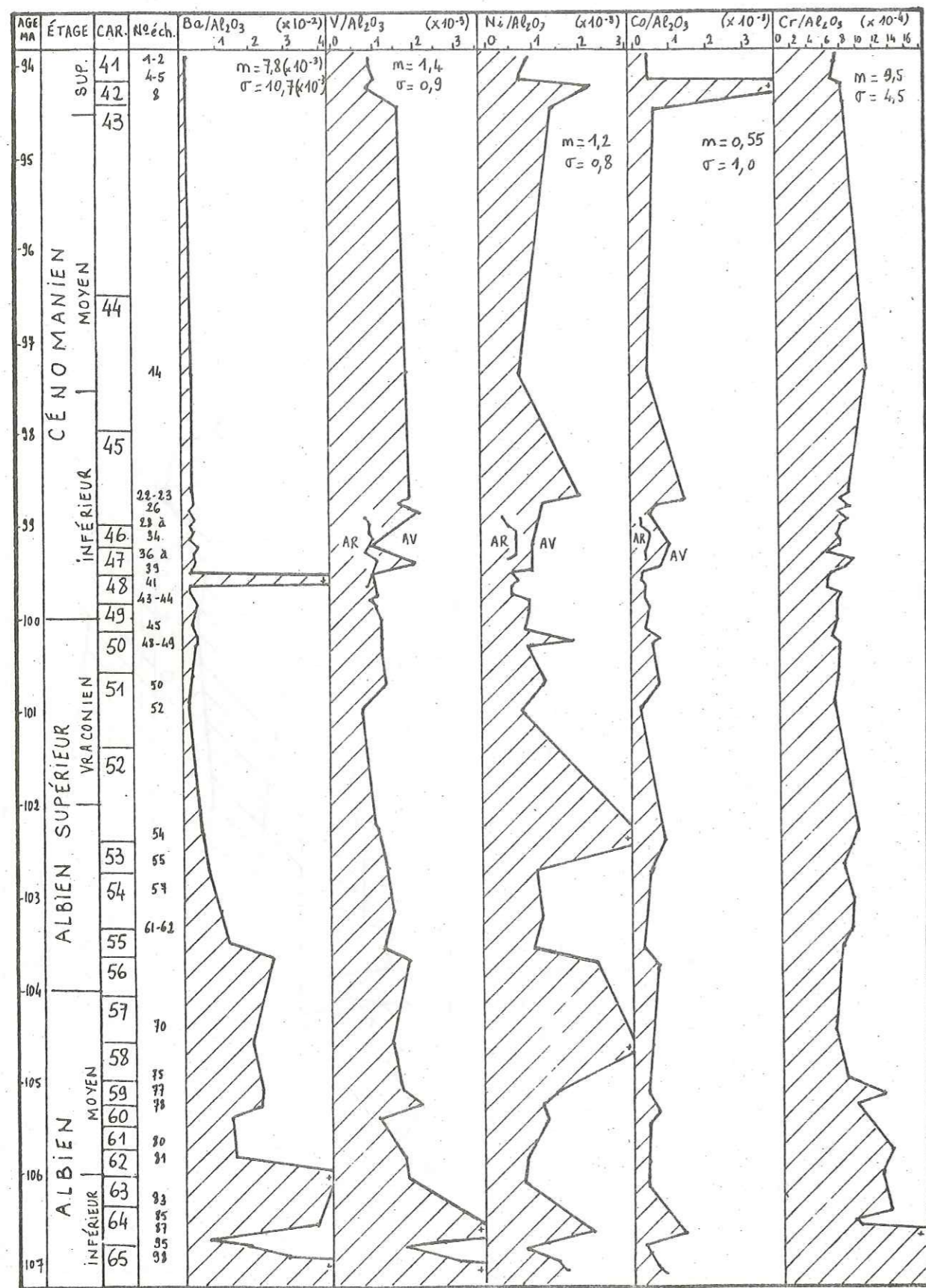


FIGURE 40 E : Argilites versicolores

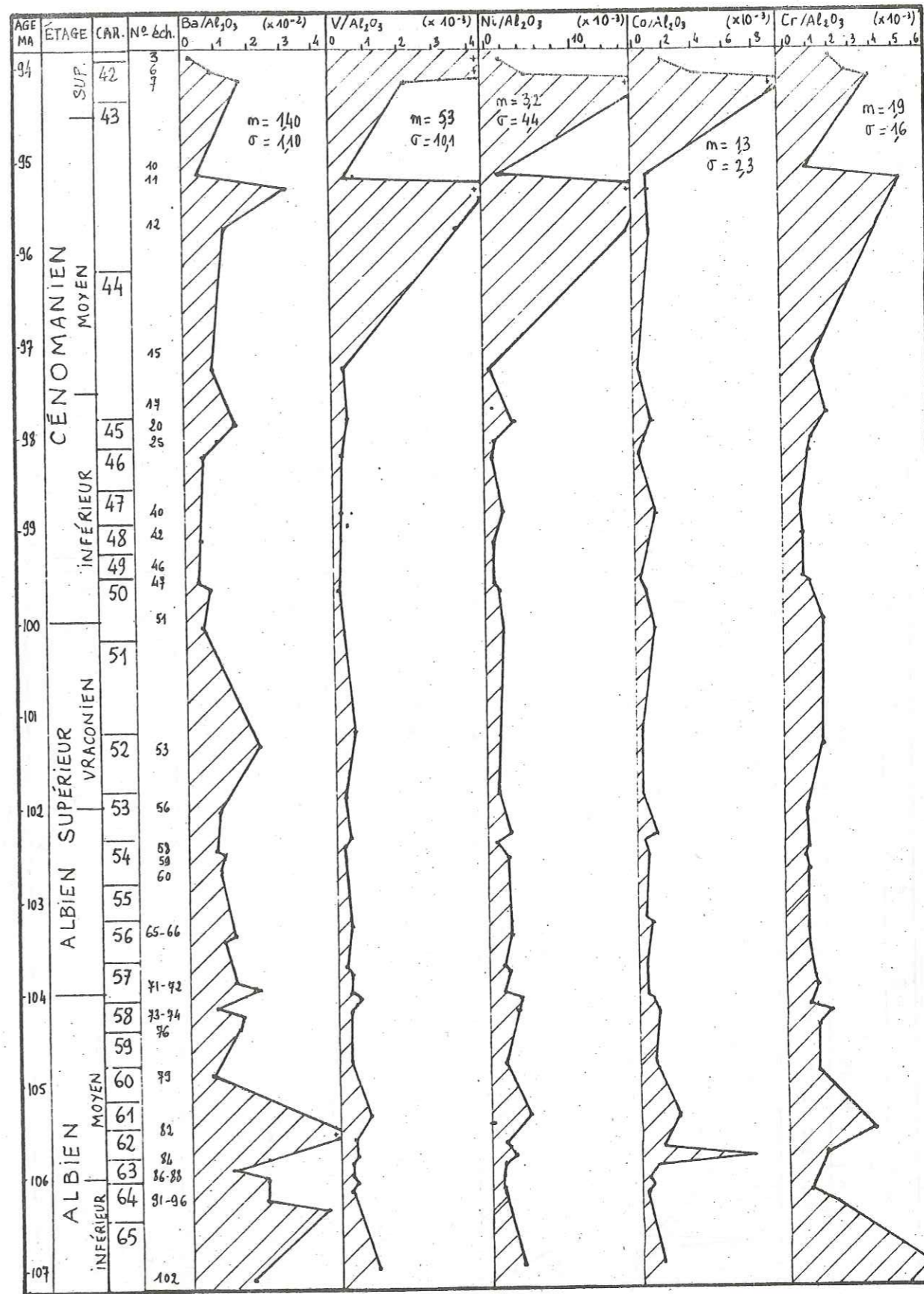


FIGURE 40 F : Argilites noires

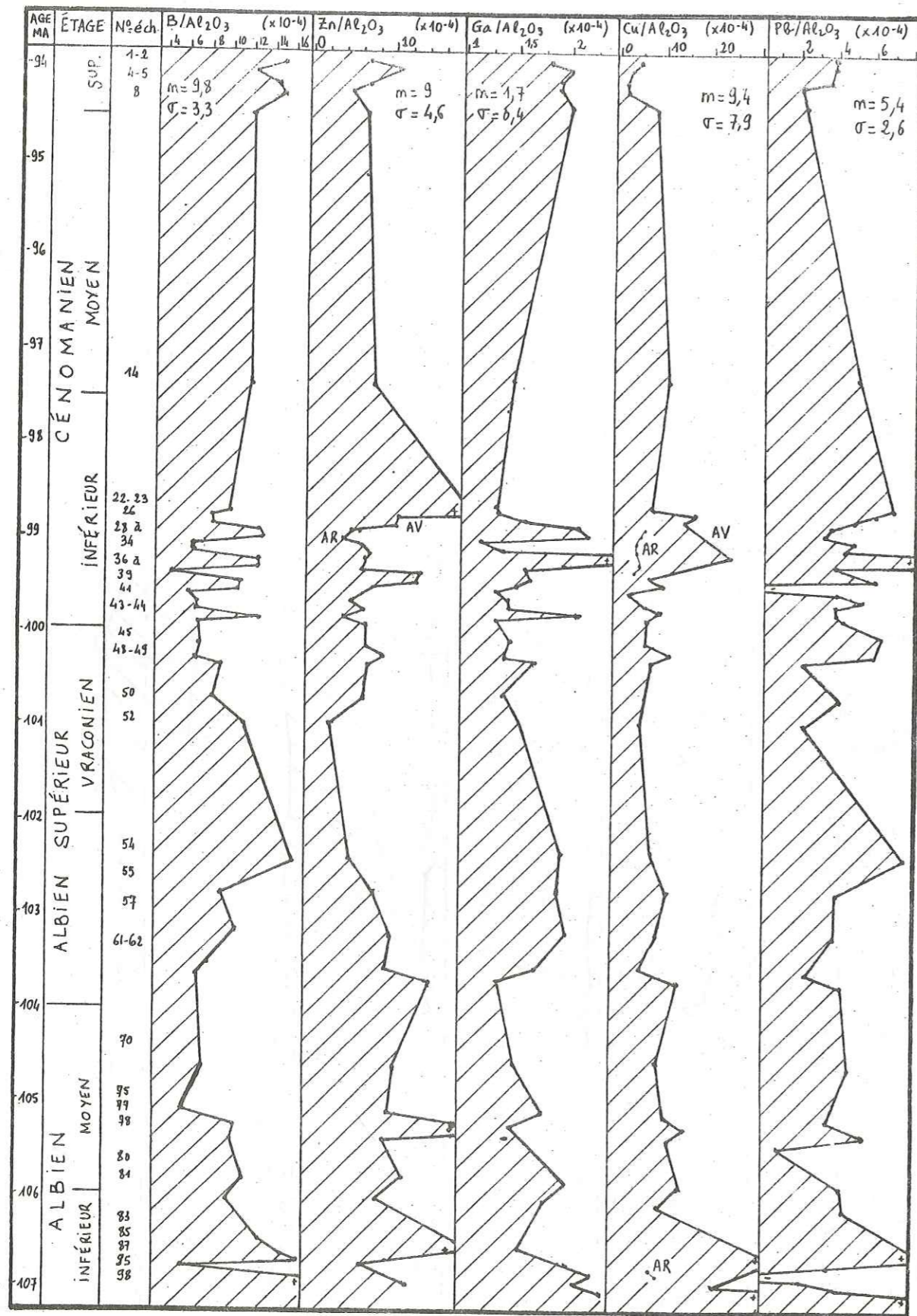


FIGURE 40 G : Argilites versicolores

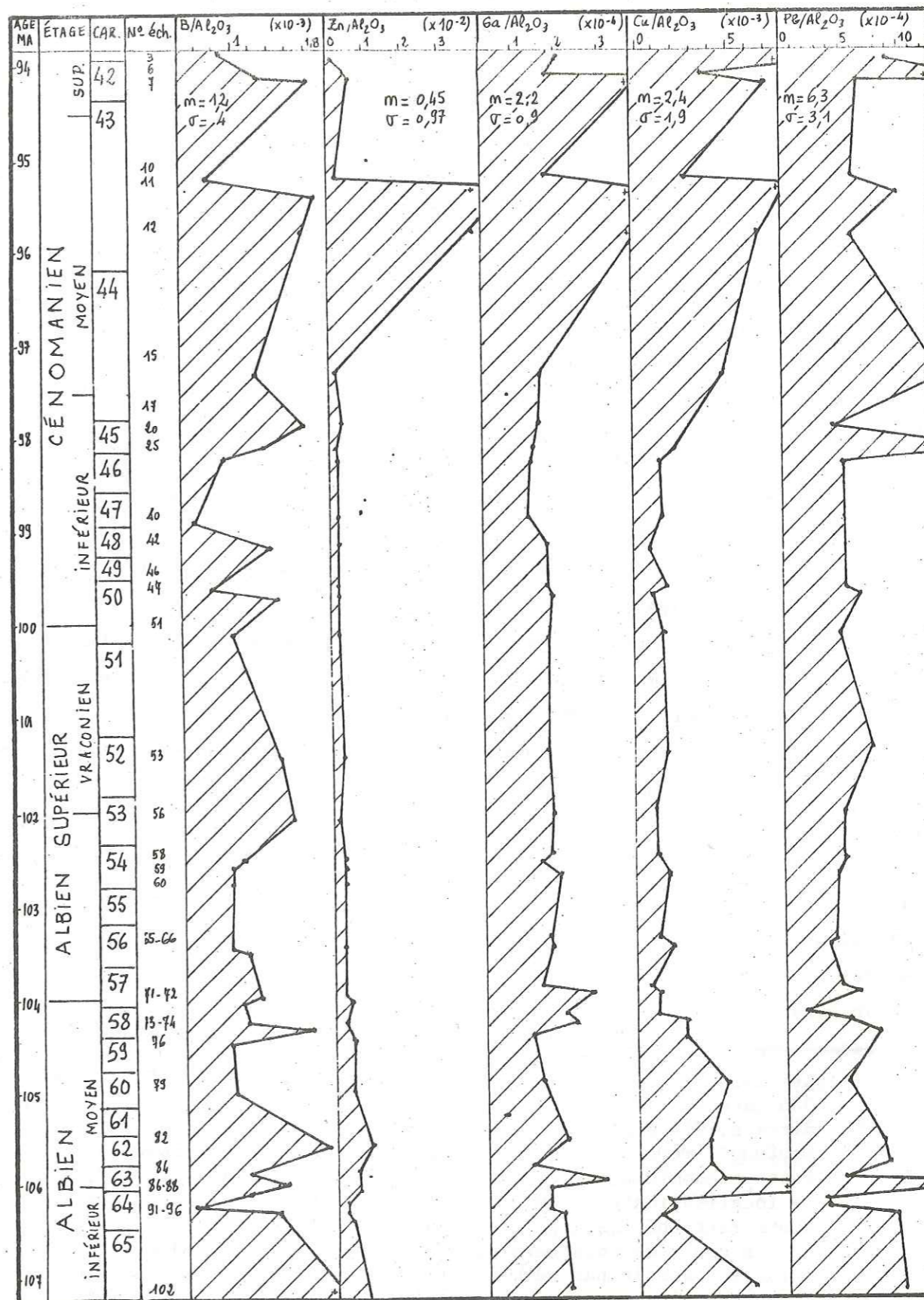


FIGURE 40 H : Argilites noires

- que le rapport D diminue sensiblement, surtout dans les argilites vertes : cela contredit les données minéralogiques et sédimentologiques, qui indiquent plutôt une augmentation du caractère détritique. Ce dernier peut n'être pas terrigène à l'Albien inférieur et au Cénomaniens inférieur. En revanche, au Cénomaniens supérieur, la formation de Plantagenet d'après les données étudiées (1) (chapitre B) est associée à un accroissement de l'héritage continental. Il convient donc de considérer le rapport D avec prudence : ses variations à l'échelle de la série tout entière sont certainement plus significatives, du point de vue apports détritiques terrigènes, que ses brusques écarts dans quelques horizons particuliers, écarts trop dépendants de la teneur en oxydes et hydroxydes de Fe et de Mn, qui localement peuvent abonder pour des raisons indépendantes de la nature des argiles.

δ.2. Eléments traces (figure 40).

Vis-à-vis des argilites colorées, les argilites noires présentent des rapports environ :

- + 4 à 5 fois plus forts : V/Al, Zn/Al ;
- + 2 fois plus forts : Ba/Al, Ni/Al, Co/Al, Cu/Al ;
- + légèrement plus fort : Cr/Al ;
- + et à peu près identiques enfin : Sr/Al + 1.5 Ca, B/Al, Ga/Al, Pb/Al.

Dans les argilites noires, la plupart des profils (figure 40) sont marqués par une anomalie importante au Cénomaniens moyen (horizon carboné pyriteux, condensation). A ceci près, les tendances observées sur l'un et l'autre faciès sont les mêmes.

(1) Les données minéralogiques relatives aux carottes 40-35 du puits 386 (annexe 1) n'ont pas été reportées sur les coupes-temps du chapitre B. Elles montrent que le caractère particulier du site 386 se prolonge, même dans la formation de Plantagenet, puisque la smectite reste prédominante (l'opposition est nette avec le site 417, dont la localisation est comparable). Du point de vue géochimique, nous avons rattaché les argilites rouges n° 1, 2 et 4 à la "variété alumineuse" (de caractère plus terrigène) (tableau 9) ce que la minéralogie n'aurait pas permis. Il semble alors paradoxal que le rapport D n'enregistre pas l'évolution purement chimique mise en évidence, et cela invite précisément à considérer D avec prudence.

Lorsque dans un horizon stratigraphique cohabitent des argilites rouges et vertes, ces dernières ont des rapports V/Al, Ni/Al, Co/Al, Zn/Al et Cu/Al plus forts, qui les singularisent vis-à-vis du reste de la série, tandis que les premières présentent des valeurs similaires. Sr/(Al + 1.5 Ca) est en revanche plus élevé dans les argilites rouges que dans les argilites vertes. Ce phénomène d'enrichissement différentiel, d'un faciès par rapport à un autre, est particulièrement net au Cénomaniens inférieur dans le cas du cuivre. Comme les données minéralogiques n'impliquent pas des apports d'origines différentes d'un faciès à l'autre, il faut sans doute invoquer des migrations diagénétiques d'éléments, qui profitent de conditions oxydo-réductrices légèrement différentes.

c.2. Les évolutions d'ensemble.

α) Site 391 : rapports enregistrant une évolution globale dans les conditions de la sédimentation (figure 39).

Les rapports Fe/Al et log(Fe/Ti) décroissent régulièrement au sein des "black-shales" (tandis qu'à l'opposé le rapport D croît) : cela coïncide avec l'augmentation des apports terrigènes (épisodes 3' puis 5 de la minéralogie : chapitre B). L'évolution de ces rapports, expliquée par l'un ou l'autre de ces deux phénomènes, ou encore par un troisième (voir ci-dessous), est plus progressive que celle de la composition minéralogique.

Sur les éléments-traces, un seul rapport, Cr/Al, décroît régulièrement dans les "black-shales". Le chrome est susceptible d'enrichir un sédiment dont le taux d'accumulation est faible (figure 22). Il n'apparaît pas (figure 16) que les taux de sédimentation aient augmenté durant le dépôt des "black-shales", sur le site 391. En revanche, il est possible que l'évolution de Cr/Al ait enregistré un accroissement du taux des apports. Cela impliquerait, parallèlement, une augmentation du taux d'érosion au fond de la mer, ce qui s'accorde bien avec l'existence de courants plus actifs, dans un domaine océanique plus ouvert.

β) Site 386 : une opposition d'ensemble entre Na et K (figure 40).

Jusqu'au Cénomanién moyen (carotte 43), Na/Al augmente régulièrement et reflète ainsi le comportement de la teneur en smectite.

Al/K, parallèlement, croît de façon progressive dans tous les faciès, depuis les premiers dépôts qui suivent le basalte jusqu'au sommet de la série étudiée.

A quelques détails près (voir plus loin) l'évolution concomitante de ces deux rapports marque une opposition entre Na et K, et donc une opposition au sein des phyllites, aux réserves près concernant Na (paragraphe C-I-2-b-2-β). Elle traduit selon nous le degré d'évolution de la phase argileuse, entre un pôle détritique, potassique (quelle que soit la source) et un pôle néoformé, sodique. Le potassium signalerait l'héritage et le sodium les transformations chimiques en milieu océanique.

c.3. Evolution des rapports géochimiques dans quelques niveaux particuliers.

α) Site 391 : événement E₁ (figure 39).

Un certain nombre de rapports géochimiques présentent une discontinuité au passage de la lacune E₁. Cette discontinuité, que l'on ne confondra pas avec celle qui apparaît à l'arrivée du faciès "black-shales" (ci-dessus, paragraphe C-II-2-c-1-α) est passagère ou au contraire se prolonge.

Elle est passagère dans le cas de Si/Al et de Sr/(Al + 1.5 Ca), brusquement élevés à la base de la carotte 10, immédiatement après E₁ ; un phénomène du même type est observé sur Co/Al, mais de façon moins nette.

Elle est passagère aussi dans le cas de Cr/Al, très fort au sommet de la carotte 11, juste avant E₁, de même que Ni/Al dans les seules marnes laminées.

A nouveau, le comportement particulier du chrome correspond à un taux de sédimentation affaibli. Intervenant dans les niveaux qui précèdent une lacune, l'enrichissement en chrome semble indiquer l'imprégnation d'un sédiment très longtemps exposé au fond de la mer.

Quant aux anomalies qui suivent E₁, elles n'ont pas, a priori, d'explication pour le moment.

La discontinuité se prolonge jusque dans la carotte 6 au moins en ce qui concerne Ga/Al. Nous avons vu la corrélation négative Ga/kaolinite. Les augmentations à peu près simultanées de la teneur en kaolinite et du rapport Ga/Al semblent donc paradoxales. Mais les smectites les plus continentales sont enrichies

en gallium (chapitre C, paragraphe II-2-b, tableau 13).

L'accroissement de Ga/Al après E₁ serait donc l'indice d'un changement d'origine des smectites. Celles-ci deviendraient dans l'ensemble plus terrigènes.

La possibilité, déjà évoquée (paragraphe C-II-2-b), de sources diversifiées au sein d'un même groupe de phyllites, réapparaît.

β) Site 391 : limite Aptien supérieur/Clansayésien. L'anomalie en baryum (figure 39).

Au moment où se manifeste la triade kaolinite + chlorite + illite (épisode 3', chapitre B), le rapport Ba/Al augmente assez brusquement. Il reste très élevé dans les carottes 9 à 7, c'est-à-dire durant l'épisode 3'. Mais dans la carotte 6, il revient aux valeurs qu'il avait auparavant, alors que la triade argileuse précédente redouble d'importance. Ainsi cette anomalie en Ba (déjà signalée dans le paragraphe C-I-2-a), n'est pas liée à la nature des phyllites présentes. Néanmoins elle peut être liée à l'épisode 3' lui-même. Rappelons que celui-ci est interprété comme un renouvellement, encore assez ténu (smectite toujours dominante), des apports terrigènes. Il est possible que ces apports soient associés, à leurs débuts, à une richesse particulière en Ba, ayant son origine sur le continent.

γ) Site 391 : rapports géochimiques à l'Albien supérieur (carotte 6, début de l'épisode 5) (figure 39).

Les premières manifestations du renouvellement minéralogique, à caractère détritique terrigène, qui va peu à peu gagner l'ensemble de l'Atlantique Central Nord (épisode 5), se traduisent, dans la carotte 6, par une chute :

- + du rapport Na/Al, qui coïncide avec celle de la teneur en smectite ;
- + et du rapport log(Fe/Ti), qui peut indiquer une diminution des teneurs en oxydes et hydroxydes nés dans le milieu océanique.

δ) Site 386 : dépôts surmontant directement le basalte (carottes 65 à 54 : Albien). Relations avec le détritisme argileux et avec une influence de la croûte océanique. Nature de cette influence (figure 40).

L'analyse micrographique des carottes 65 à 54 du forage 386 montre l'existence d'apports détritiques volcanogéniques (chlorites, spinelles, morceaux de "pillow" et de verre, par exemple),

organisés en deux séquences (GRACIANSKY, à paraître) :

- + la première dans les carottes 65 à 62, où les clastes sont assez grossiers ;
- + la seconde dans les carottes 62 à 58, où ils sont plus fins et moins nombreux (figure 41).

Nous rappelons, sur la figure 41, les deux premiers épisodes définis d'après la minéralogie des argiles (chapitre B) : l'épisode 2 où le détritisme argileux est primaire et diversifié, et l'épisode 3 où l'attapulгите et la smectite apparaissent.

A l'exception de D, qui diminue, tous les rapports géochimiques augmentent à la base du forage 386. Leurs variations coïncident soit avec les séquences volcanoclastiques, soit avec les épisodes argileux (tableau 16).

Valeurs élevées des rapports	influence volcanique	nature des argiles
Si/Al		x
Fe/Al		x
log(Fe/Ti)		x
Ti/Al	x	
Ba/Al	arg. noires x	arg. versicolores x
V/Al		(x)
Cr/Al	(x)	
Zn/Al		x
Cu/Al	arg. noires (x)	arg. versicolores (x)

TABLEAU 16 : Comportement de divers rapports géochimiques dans les premiers dépôts du site 386.

La comparaison des profils de la figure 40 et de la figure 41 permet d'apprécier, pour les rapports géochimiques dont la valeur augmente à la base du puits 386, la cause de cette augmentation : influence volcanique (pyroclastes) ou nature des argiles. Un rapport donné peut se comporter différemment dans les argilites noires et dans les argilites versicolores.

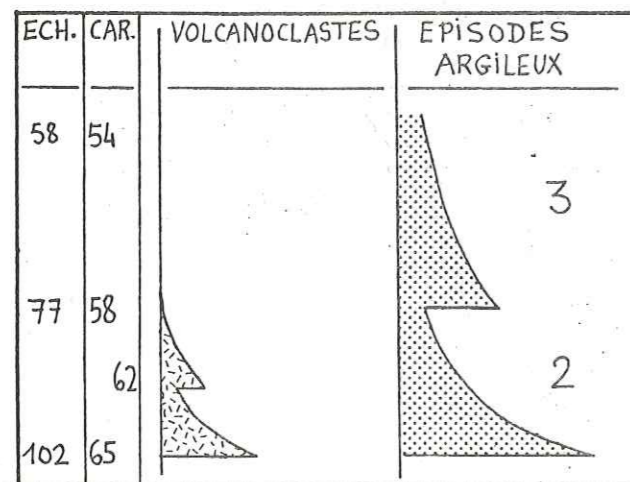


FIGURE 41 : Episodes argileux et épisodes à pyroclastes, à la base du puits 386.

La numérotation des épisodes argileux a été définie dans le chapitre B.

δ.1. Les rapports Fe/Al et Ti/Al : distinction entre divers types d'influence de la croûte océanique (figure 40).

Il existe une influence géochimique du basalte océanique dans les premiers mètres de sédiments qui surmontent celui-ci. Mais il n'était pas possible, *a priori*, de faire la part entre la présence de pyroclastes et celle d'éléments chimiques ayant été transportés, sous forme ionique, par des solutions interstitielles.

Les débris volcaniques sont enrichis en Ti et Fe. D'autre part, le titane est généralement considéré comme peu mobile, à l'inverse du fer, et une influence de la croûte par diffusion d'espèces ioniques peut enrichir les sédiments en fer, mais pas en titane.

Par ailleurs, les teneurs en fer et en titane sont aussi influencées par la proportion d'oxydes terrigènes. Dans un sédiment où la teneur en oxydes peut être considérée comme constante - et nous supposons ici que les "black-shales" le sont, sur le site 386 à l'Albien - une comparaison de Fe/Al et de Ti/Al doit permettre de séparer entre les types d'influence volcanique : les deux rapports augmentent conjointement s'il y a des pyroclastes, et seul Fe/Al augmente s'il y a "imprégnation" du dépôt sous forme ionique. Ainsi les niveaux crétacés riches en Fe et Mn des puits 386 et 400 ont tous un rapport Fe/Al très élevé, mais seuls ceux du forage 386 ont un rapport Ti/Al élevé (tableau 8). Les influences volcaniques, certaines à l'Albien supérieur sur le site 400 d'après M. RENARD (1978), s'expriment d'une manière différente dans les deux cas.

On observe ici :

- + que Ti/Al, dont les valeurs sont analogues à celles du forage 391, augmente à la base du puits 386 en relation avec les séquences pyroclastiques ;

+ que Fe/Al augmente aussi à la base du forage 386⁽¹⁾ mais plutôt en coïncidence avec les épisodes argileux. De plus, un écart systématique d'environ Fe/Al = 0.3 sépare les puits 391 et 386. Lorsqu'on ôte cet écart aux teneurs en Fe des échantillons 102 à 60, où les apports d'origine détritique sont les plus importants, on obtient des valeurs en accord avec la nature des phylites durant les épisodes 2 et 3 (tableau 17). Il reste à interpréter l'enrichissement systématique en fer. Deux hypothèses sont proposées :

- . une influence par "imprégnation" sous forme ionique à partir du basalte ;
- . une conséquence d'un taux d'accumulation plus faible sur le site 386 au Crétacé moyen.

Mais une différence de taux d'accumulation ne semble pas provoquer globalement une concentration en certains éléments dans l'une des deux séries. En conséquence, le caractère ferrifère des dépôts d'âge albien sur le site 386 peut être relié à une influence de la croûte océanique.

δ.2. Les enrichissements en éléments-traces, près du basalte (figure 40).

Les rapports V/Al, Zn/Al dans tous les faciès, ainsi que Ba/Al et Cu/Al dans les seules argilites versicolores, augmentent, à l'Albien, en relation avec les épisodes argileux. En revanche Cr/Al, quel que soit le faciès, et Ba/Al, Cu/Al dans les argilites noires, croissent en suivant plutôt les séquences pyroclastiques. Ces observations ne sont pas indiscutables, étant donnée la qualité des profils (figure 40). En particulier, la différence notée entre les faciès noir et versicolore sur les rapports Ba/Al et Cu/Al est peut-être sujette à caution.

(1) log(Fe/Ti) a le même comportement que Fe/Al, et D a un comportement opposé, ce qui repose la question de sa validité en tant que marqueur du détritisme terrigène : il ne nous semble pas que la faiblesse de D au cours de l'épisode 2 démontre absolument l'origine non continentale des assemblages argileux qui le caractérisent.

Zone du puits 386 enrichie en Fe/Al par rapport au puits 391

<u>Echantillon</u>	<u>%(Fe-0.3 Al)</u>	<u>Echantillon</u>	<u>%(Fe-0.3 Al)</u>
82	4.34	60	3.03
83	6.62	61	3.63
84	6.08	62	2.94
85	8.55	63	1.23
86	5.39	64	15.87
87	6.80	65	4.84
88	5.59	66	2.82
89	6.57	67	2.45
90	7.60	68	3.08
91	10.95	69	3.57
94	7.50	70	6.95
95	6.30	71	3.53
96	7.13	72	5.22
97	9.76	73	4.89
98	8.59	74	4.75
99	9.57	75	5.86
102	8.44	76	4.64
		77	3.39
		78	4.09
		79	1.81
		80	3.49
		81	3.66

TABLEAU 17 : Estimation de la teneur en Fe des sédiments, à la base du puits 386, après déduction de l'enrichissement global du forage 386 par rapport au forage 391.

Les dépôts du site 386 sont globalement enrichis en fer par rapport à ceux du site 391, surtout à la base, près de la croûte océanique. Après soustraction de cet enrichissement moyen, les teneurs correspondent à celles que la composition minéralogique permet de prévoir.

Les valeurs des rapports pour les puits 391, et celles de rapports relatifs aux argilites versicolores du puits 386⁽¹⁾, sont à peu près identiques sauf en ce qui concerne :

- + Sr/(Al + 1.5 Ca) : 2 fois plus élevé environ dans le puits 391 ;
- + Ba/Al, Ni/Al, ^{Co/Al,} Cu/Al et Pb/Al : plus forts dans le puits 386 ; d'environ 2 fois, quant à Ba, Ni, Cu, et 5 fois quant à Co et Pb.

Comme les variations du taux de sédimentation ne semblent pas intervenir dans un enrichissement *global* (voir ci-dessus), ce dernier est plutôt une conséquence de l'activité volcanique de la dorsale.

δ.3. Conclusion.

La proximité de la croûte océanique influence la composition chimique des sédiments, de deux façons :

- + à la base du forage, par la présence de pyroclastes qui augmentent la valeur des rapports Ti/Al et Cr/Al (peut-être aussi de Ba/Al et Cu/Al) ;
- + sur l'ensemble de la série par un enrichissement relatif en Fe, Ba, Ni, Co, Cu, Pb.

Les rapports Fe/Al, D, log(Fe/Ti), V/Al et Zn/Al peuvent être corrélés, à la base du puits 386, à la nature des phyllites, et dépendraient du volcanisme dans l'hypothèse où les argiles seraient issues d'une altération du basalte océanique.

(1) La comparaison a déjà été faite entre les diverses argilites du site 386 (ce chapitre, paragraphe c-1-δ).

ε) Site 386 : Albien moyen et supérieur, zone où la chlorite est la plus abondante (carottes 61-55).

Le rapport Mg/K, dans les échantillons 80 à 62 (carottes 61 à 55) de l'Albien moyen et supérieur, présente une anomalie positive par comparaison avec le reste de la série (figure 40). Cela coïncide avec les teneurs les plus élevées de chlorite. En revanche, notons que les pointements d'attapulгите ne sont pas exprimés par des variations des rapports géochimiques, notamment ceux du magnésium.

ζ) Site 386 : Cénomaniens inférieur, amorce d'un faciès versicolore et abondance des résédiments calcaires (carottes 50 à 45).

Nous avons déjà cité en exemple le Cénomaniens inférieur à propos du comportement particulier des rapports D, log(Fe/Mn) et Cu/Al dans les horizons où coexistent argilites rouges et vertes.

Mais le Cénomaniens inférieur est marqué, d'une manière plus spécifique, par une anomalie positive des rapports Na/Al (sur les faciès versicolores seuls), Al/K et Mg/K (sur tous les faciès) (figure 40).

Toutes ces variations expriment le rôle légèrement accru des néoformations et le caractère plus confiné du milieu, ce qui s'accorde avec la composition minéralogique (smectite dominante), mais contraste *a priori* avec la nature du faciès. Un tel confinement annonce l'évènement E₂ et ses argilites noires carbonées. Les apports détritiques calcaires plus soutenus, probablement issus de la ride, sont peut-être dûs à une activité anormale de la dorsale entraînant une tumescence particulièrement forte. A une échelle beaucoup plus globale, celle-ci, en provoquant une transgression sur les continents (VAIL, 1978), déterminerait un confinement généralisé dans l'Atlantique Central Nord encore fermé.

Au Cénomaniens inférieur est aussi observé un maximum localisé de Ti/Al (échantillons 35 à 25), qui coïncide peut-être avec la présence discrète de pyroclastes en provenance de la dorsale, et qui constitue ainsi un témoin supplémentaire d'une activité plus vive de celle-ci à cette époque.

η) Site 386 : condensation du Cénomaniens moyen, évènement E₂ (carottes 44 et 43).

Rappelons ici, pour mémoire, l'enrichissement des niveaux noirs carbonés en V, Ni, Co, Cr, Zn, Ga, Cu, et Pb, qui se confirme sur les rapports de ces éléments à l'alumine (figure 40).

3. DEUX AUTRES METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES GEOCHIMIQUES. LEUR UTILITE, LEURS LIMITES.

L'Analyse des Données propose aujourd'hui une large panoplie de méthodes multivariées informatisables. Beaucoup s'appliquent à la géologie. Nous avons choisi, pour ce mémoire, de donner la priorité à l'analyse factorielle des correspondances et aux coupes-temps. Mais l'analyse des grappes, ou celle des corrélations canoniques, auraient tout aussi bien pu être envisagées (LAFFITTE, 1972). Nous rapportons ici les résultats de deux approches un peu différentes de celles effectuées précédemment.

a) Deux diagrammes inter-rapports : $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ et $(\log(\text{Fe}/\text{Ti}), D)$.

Deux diagrammes sont utilisés en géochimie des sédiments océaniques (figure 42) (DEBRABANT & FOULON, 1979 ; CHAMLEY, DEBRABANT & al., 1980 ; MAILLOT, 1980).

a.1) Le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), \text{Al}/\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (figure 43).

Les zones occupées par les échantillons des puits 386 et 391 sont différentes.

α. Pour les sédiments du site 391 et pour une partie de ceux du site 386, on observe une corrélation positive entre $\log(\text{Fe}/\text{Mn})$ et D. Cela signifie, pour une teneur en argiles variant peu, que Fe/Mn et Fe + Mn varient en sens contraires.

Lorsque Fe et Mn varient en sens contraires, ceci est vérifié, notamment dans les cas suivants :

- + en milieu moyennement oxydant, où Fe est fixé sous forme d'oxydes et/ou d'hydroxydes (en plus du fer des argiles), mais où Mn s'échappe du dépôt à l'état ionisé Mn^{4+} ;
- + en milieu moyennement réducteur, et riche en $\text{CO}_3^{=}$, où Mn est fixé sous forme de rhodochrosite, mais où Fe s'échappe à l'état Fe^{2+} (la sidérite n'apparaît que pour des Eh plus faibles, voir chapitre B et annexe 2) ;
- + en milieu réducteur et sulfuré ($\text{S}^{=}$), où Fe est fixé sous forme de pyrite, tandis que Mn s'échappe à l'état Mn^{2+} (l'alabandite ne précipite que rarement, son domaine de stabilité est étroit).

En revanche, lorsque Fe et Mn sont tous deux fixés ou tous deux relâchés par le sédiment, il faut que les variations du

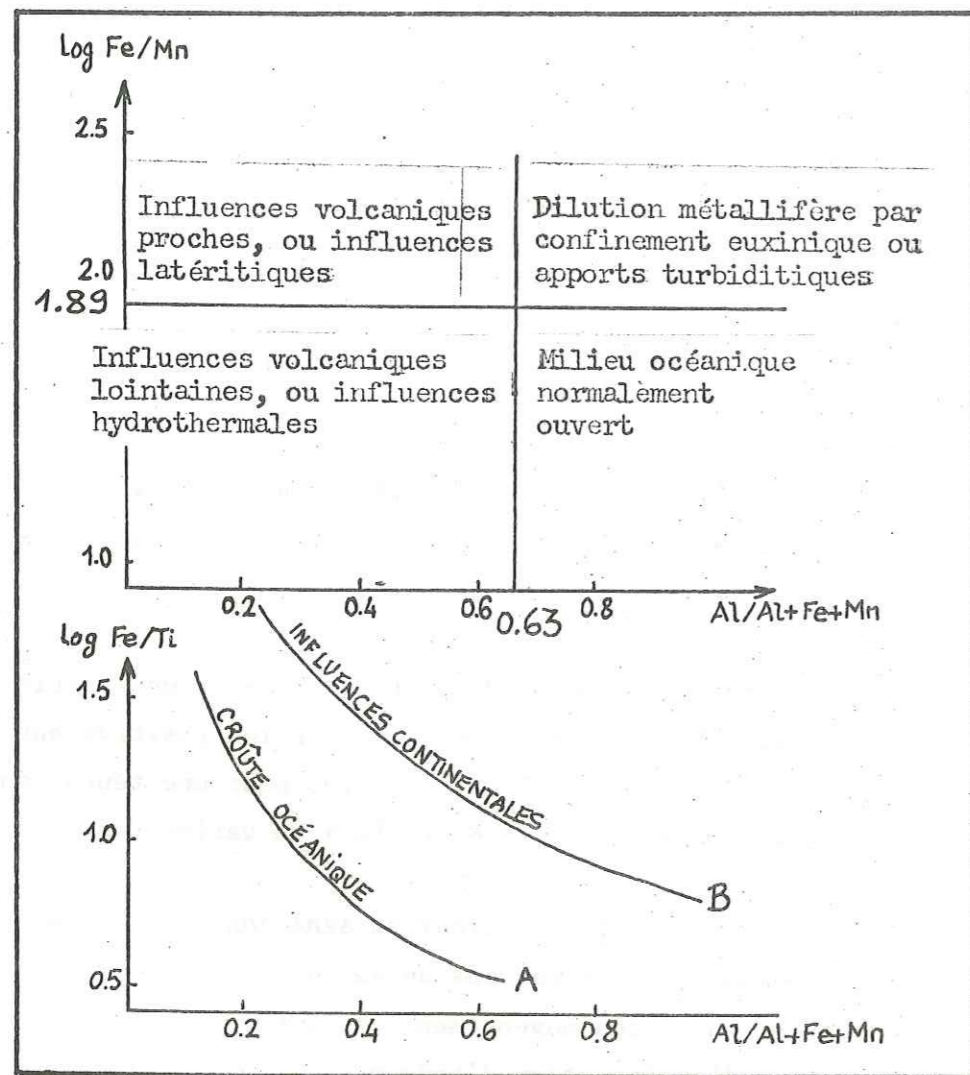


FIGURE 42 : Interprétations "traditionnelles" des diagrammes $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ et $(\log(\text{Fe}/\text{Ti}), D)$.

Ces diagrammes sont utilisés pour mettre en évidence les principales influences qui ont marqué un sédiment océanique (DEBRABANT & FOULON, 1979 ; CHAMLEY, DEBRABANT & al., 1980 ; MAILLOT, 1980).

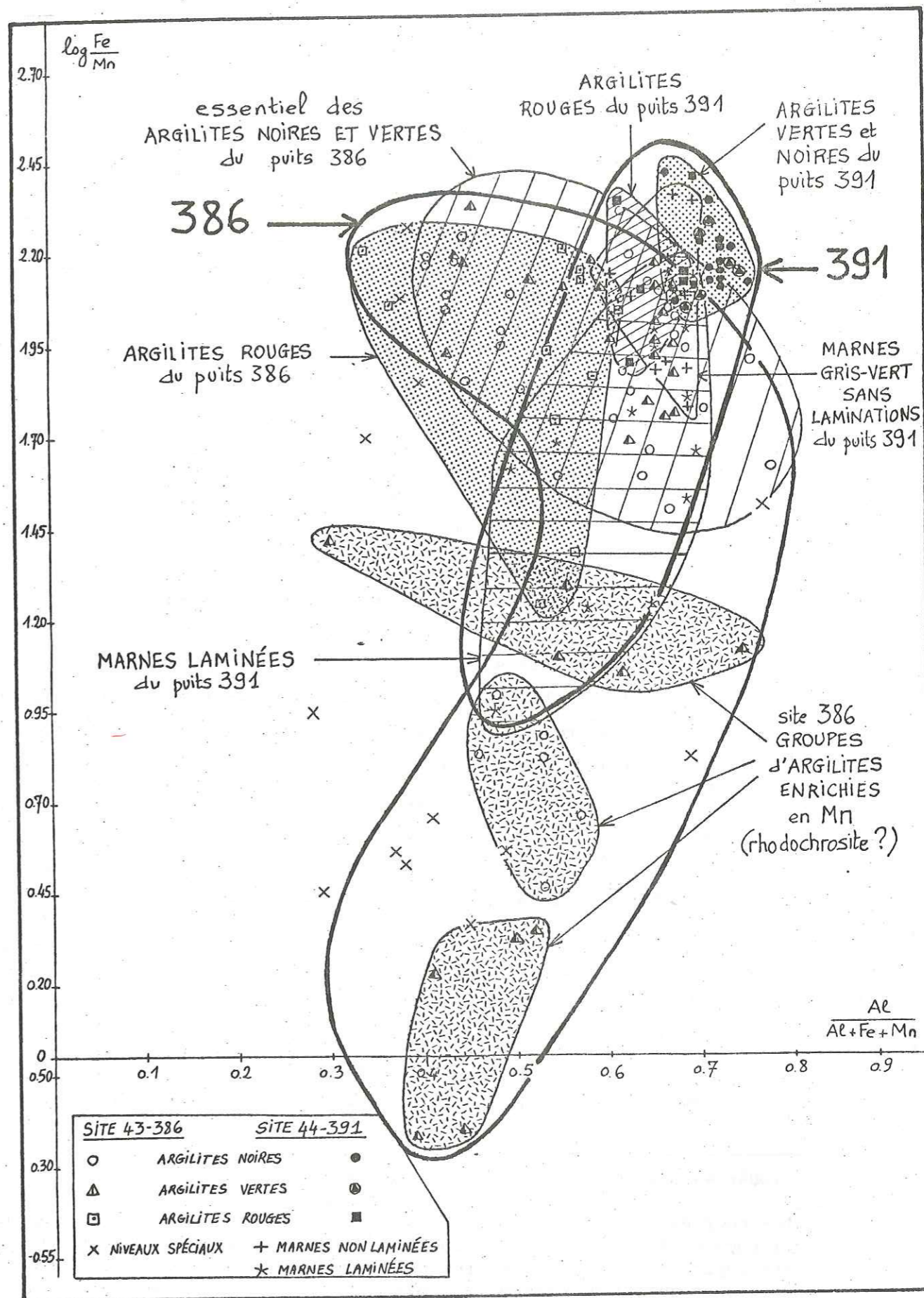


FIGURE 43 : Diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ pour les échantillons des puits 386 et 391.

Commentaires dans le texte.

fer excèdent celles du manganèse. Dans le cas qui nous occupe :

+ $\log(\text{Fe}/\text{Mn})$ et D sont tous deux élevés dans les dépôts du forage 391, à l'exception des marnes laminées. L'influence continentale est assez vive et le milieu, quoique réducteur, n'est pas favorable à la précipitation de rhodochrosite (pH trop faible ?).

+ Mn prend de l'importance vis-à-vis du fer :

- . dans les marnes laminées du puits 391, qui à nouveau ici se singularisent ; mais notons bien que ce n'est pas la teneur en Al qui intervient puisque les marnes non laminées sont projetées au voisinage des argilites rouges ;
- . dans différents groupes d'échantillons du site 386, sans que l'ordre stratigraphique intervienne. Ces échantillons sont enrichis en Mn, probablement pour une bonne part sous forme de rhodochrosite.

L'explication classique (figure 42) fait correspondre ces points au "milieu océanique normalement ouvert", mais cela ne nous semble pas ici particulièrement justifié.

β. Pour les autres sédiments du site 386, on observe une corrélation globalement négative entre les deux rapports (figure 43), en même temps que des valeurs élevées de $\log \frac{\text{Fe}}{\text{Mn}}$. Cela signifie que Fe/Mn et Mn varient dans le même sens et sont tous deux abondants, la proportion de Al étant elle-même forte dans les dépôts de ce lot. L'explication qui fait intervenir l'influence d'un volcanisme proche nous semble alors tout à fait acceptable.

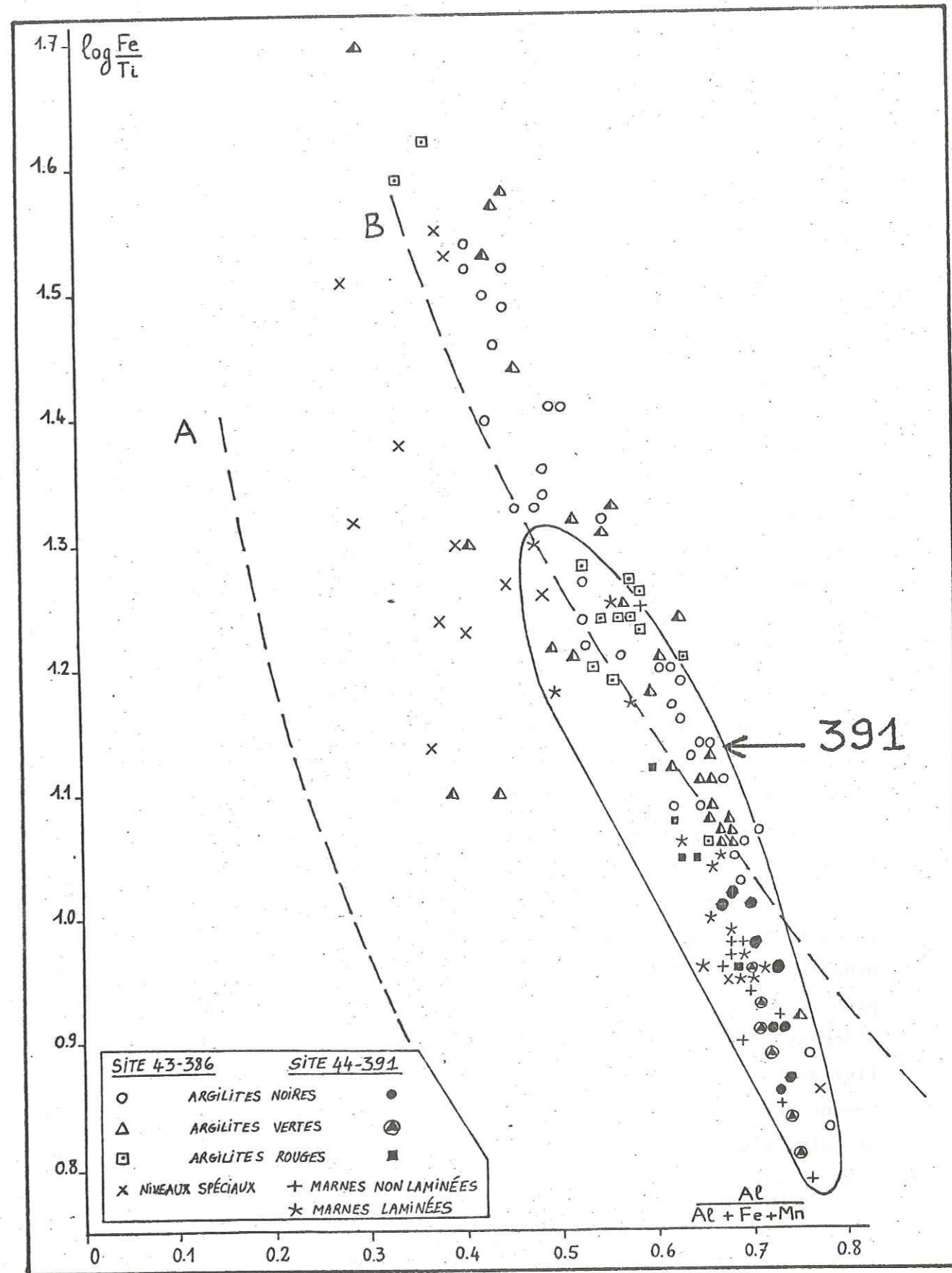
a.2) Le diagramme ($\log(\text{Fe}/\text{Ti})$, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$) (figure 44).

Il existe une corrélation globalement négative entre $\log(\text{Fe}/\text{Ti})$ et D.

Les interprétations "traditionnelles" fournies par la figure 42 ne sont pas satisfaisantes car elles ne dissocient pas les diverses natures de l'influence volcanique.

FIGURE 44 : Diagramme ($\log(\text{Fe}/\text{Ti})$, D) pour les échantillons des puits 386 et 391.

Les courbes A et B de la figure 42, qui représentent respectivement l'influence de la croûte océanique et celle du continent (MAILLOT, 1980), ont été reportées. Elles ne séparent pas les deux sites, ce qui conduit à remettre en question l'interprétation "classique" de ces courbes. Il est bien vrai que D est plus faible sur la dorsale qu'au pied de la marge américaine. Mais il n'est pas vrai que Ti y prend une importance relative plus grande vis à vis de Fe, au contraire. C'est qu'il faut distinguer entre plusieurs types d'influence volcanique (voir C-II-2.c.3).



En conclusion, le premier de ces deux diagrammes peut apporter, *en début d'étude*, un point de vue *global* intéressant. Mais si l'on s'attache à des niveaux particuliers, son interprétation devient délicate. Ainsi par exemple, nous l'avons signalé à plusieurs reprises, le rapport D peut être considéré comme un bon indicateur de l'héritage continental lorsque l'évolution d'ensemble d'une série est prise en compte ou lorsque l'on compare deux séries entre elles ; mais il est sujet à des variations locales qui peuvent n'avoir aucun lien avec l'abondance et la nature du détritisme.

b) Profils géochimiques des échantillons : une méthode qui généralise les diagrammes de normalisation.

Les diagrammes de normalisation, utilisés pour les éléments sidérophiles et les terres rares, sont des représentations où chaque échantillon est figuré par un profil, ligne brisée passant par les teneurs rapportées à une "norme" (STEINBERG & MPODOZIS MARIN, 1978).

La méthode présentée ici, mise au point avec Y. BESNUS et A. CLEMENT à l'Institut de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg, consiste à comparer les échantillons à l'aide de tels profils, généralisés à la totalité des éléments chimiques. Ces derniers sont rangés dans un ordre déterminé par la méthode des intercorrélations positives (voir annexe 1), et les teneurs sont utilisées brutes mais reportées sur une échelle verticale logarithmique. Ces deux précautions rendent plus lisibles les figures obtenues, en limitant les écarts brusques dus à des comportements ou à des valeurs très dissemblables d'un élément à l'autre.

Les figures 45 à 50 permettent d'apprécier les possibilités de la méthode. Beaucoup plus "visuelles" qu'un tableau de chiffres, les représentations obtenues ne perdent cependant pas d'information, défaut le plus grave des projections d'une analyse factorielle. Lorsqu'un lot d'échantillons peut être caractérisé par un profil d'ensemble, les anomalies sont pointées immédiatement. Cela conduit à traiter des lots relativement restreints et n'autorise plus, dès lors, que des comparaisons globales d'un lot à l'autre.

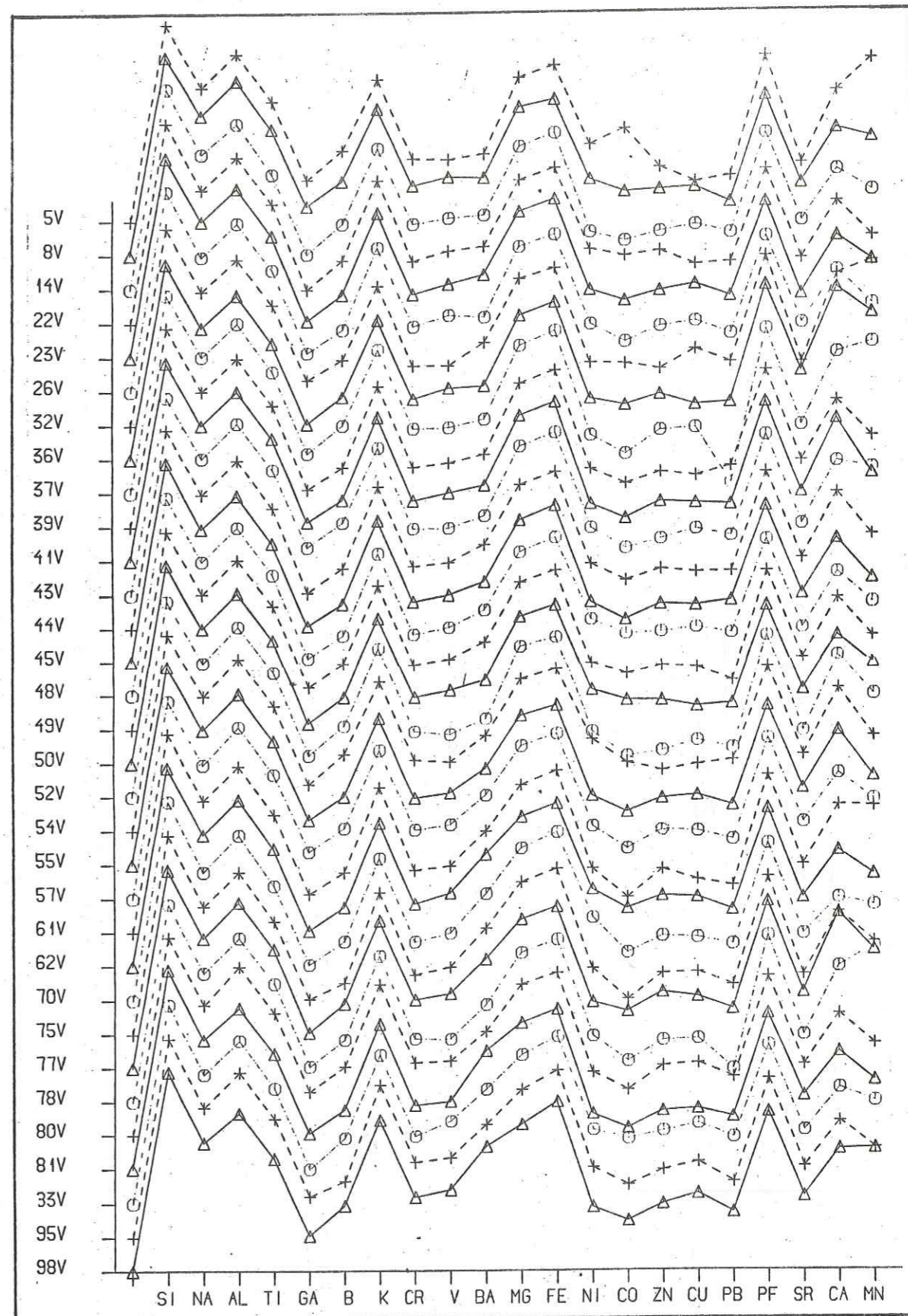


FIGURE 45 : Profils des argilites vertes du puits 386, dans l'ordre stratigraphique.

Le profil est régulier et homogène pour le lot dans sa partie gauche, qui intéresse les éléments les mieux liés aux argiles ; beaucoup plus erratique au contraire dans sa partie droite (Ni, Co, Zn, Cu, Pb et Mn). On retrouve des évolutions d'ensemble, par exemple l'augmentation progressive des teneurs en Ba vers le bas.

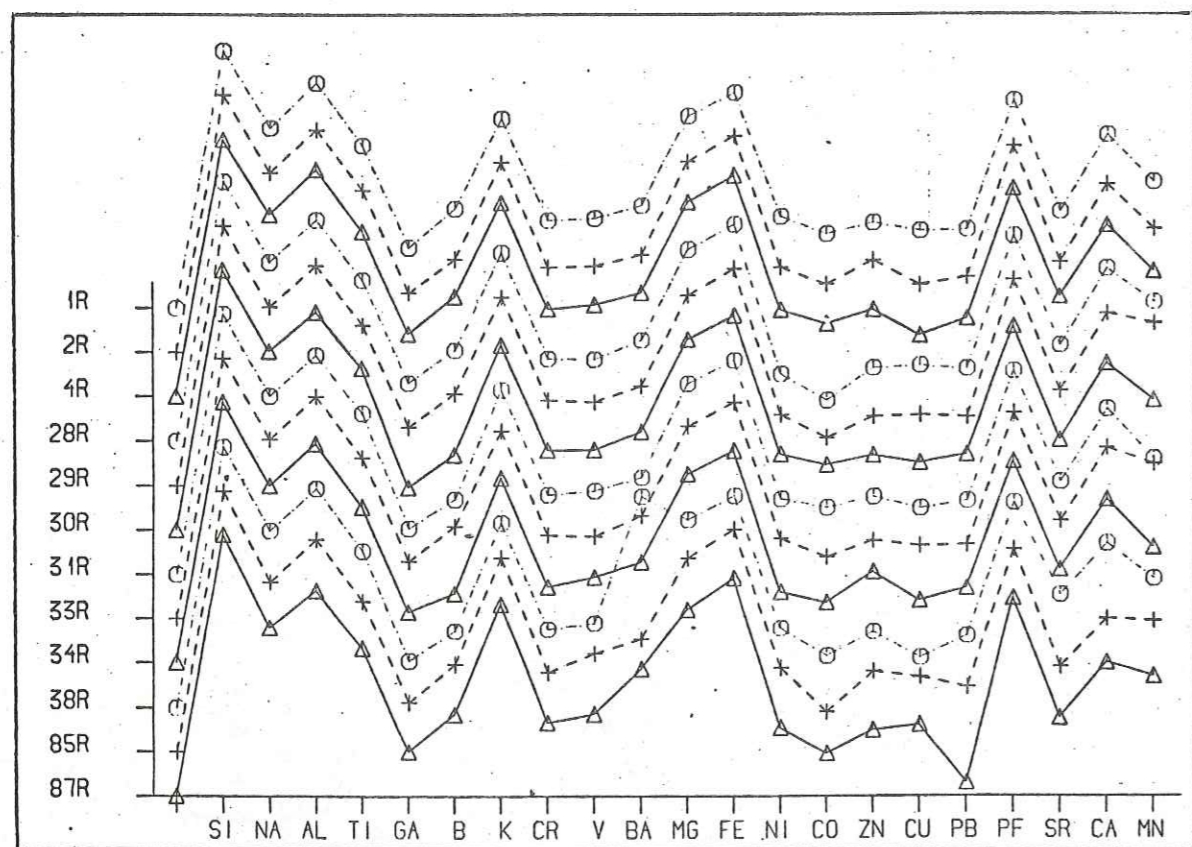
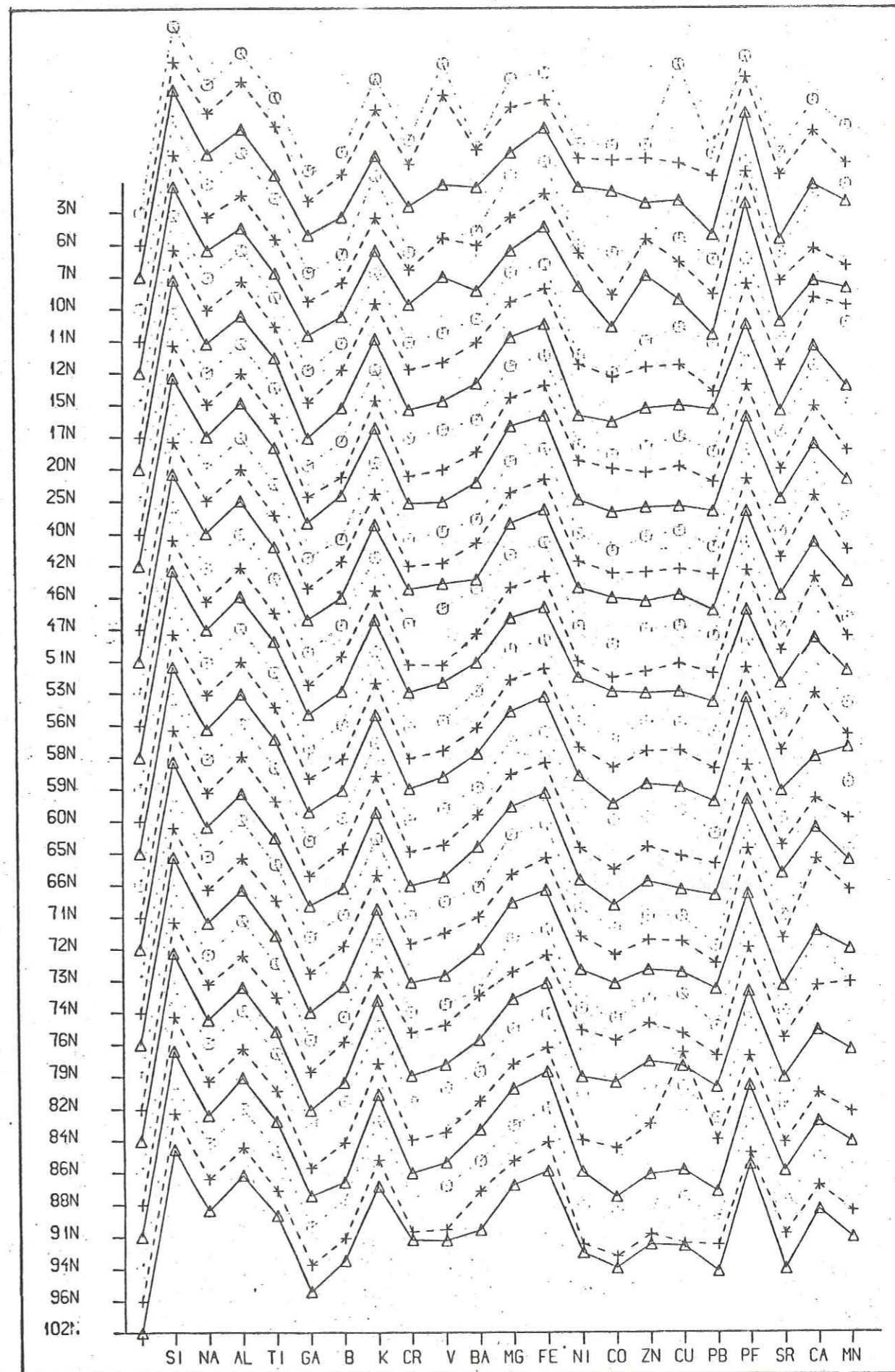


FIGURE 47 : Profils des argilites rouges du puits 386, dans l'ordre stratigraphique.

FIGURE 48 : Profils des argilites noires du puits 386, dans l'ordre stratigraphique.

Moins réguliers que pour les argilites vertes, les profils des argilites noires présentent, près du basalte, et au Cénomaniens moyen (condensation E₂) des anomalies très fortes.



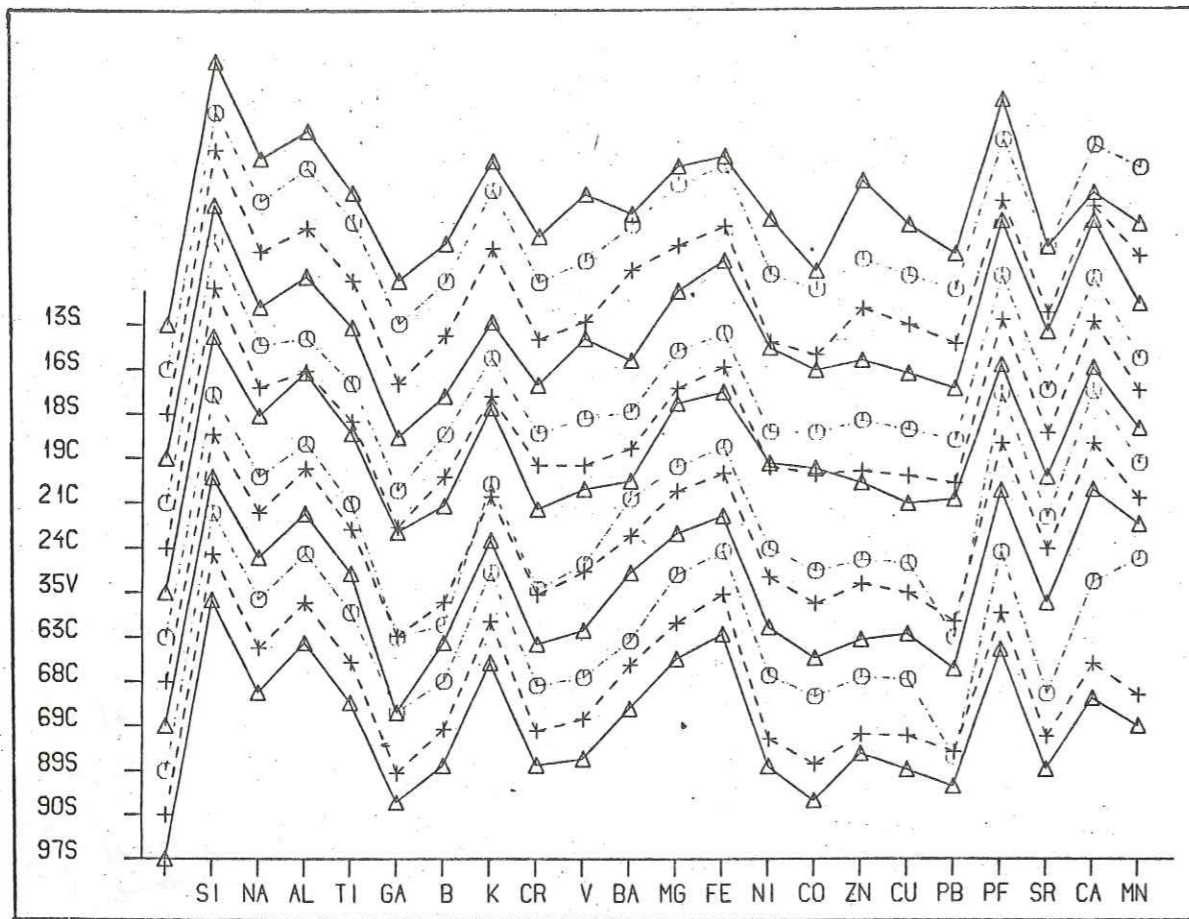


FIGURE 48 : Profils des "niveaux spéciaux" du puits 386 (sables à radiolaires, silts, etc.), dans l'ordre stratigraphique.

Les profils sont beaucoup moins réguliers, pour tous les éléments chimiques, que dans le cas des argilites.

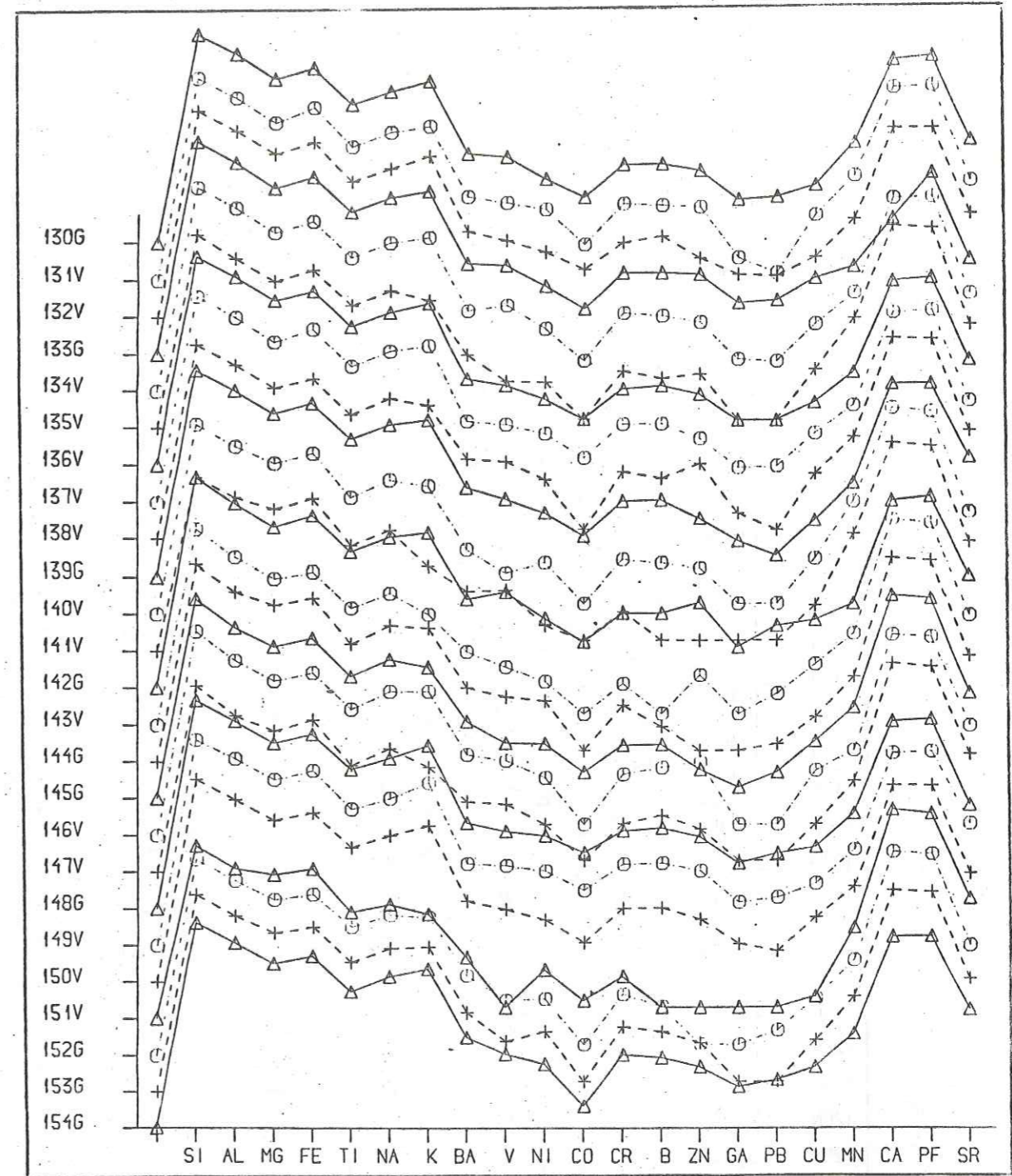


FIGURE 49 : Profils des marnes qui précèdent E₁ sur le site 391, rangées dans l'ordre stratigraphique.

Les profils sont très irréguliers.

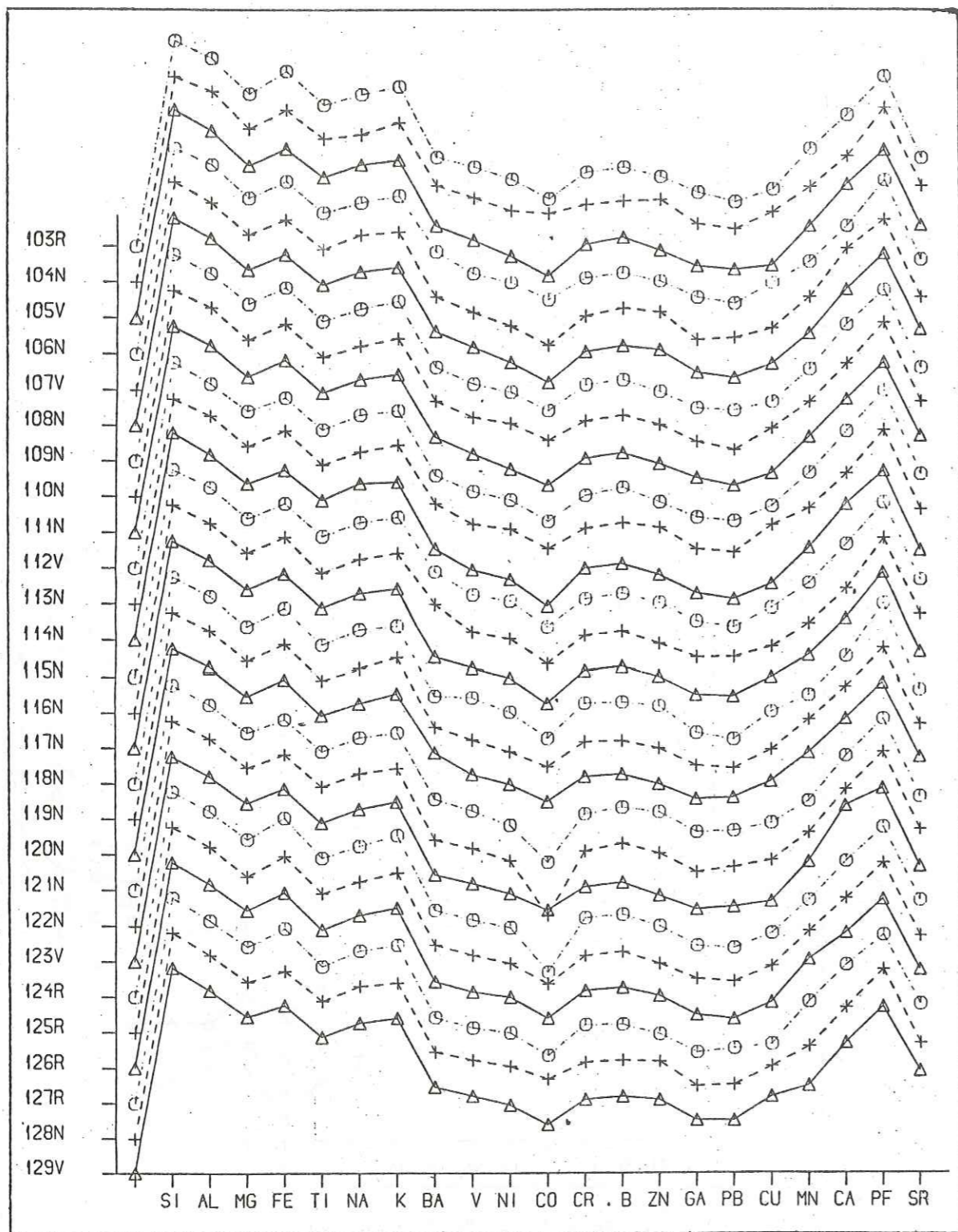


FIGURE 50 : Profils des argilites qui suivent E₁ sur le site 391, rangées dans l'ordre stratigraphique.

La régularité est excellente, meilleure que dans les argilites du site 386, et fait contraste avec l'irrégularité dans les marnes sous-jacentes (figure 49).

III. CONCLUSIONS : APPORTS DE LA GEOCHIMIE A LA COMPREHENSION DES SEDIMENTS DU CRETACE MOYEN DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL NORD.

Les "black-shales" des puits 386 et 391, très différents au point de vue minéralogique (chapitre B), le sont aussi sur le plan géochimique : les dépôts du forage 386, proche de la ride d'accrétion au Crétacé moyen, s'avèrent relativement plus riches en Si, Fe, Mn, Ba, Ni, Co, B, Zn, Cu, mais moins alumineux et moins sodiques, que ceux du forage 391, proche du continent américain. Ainsi, même dans les "black-shales", sédiments de bassins réputés plutôt fermés et confinés, les influences chimiques extérieures jouent pleinement : le site 386 témoigne d'un environnement de volcanisme sous-marin actif en milieu très océanique ; le site 391 d'un environnement beaucoup plus dépendant des apports continentaux.

1. SITE 391.

L'histoire géochimique du site 391, au Crétacé moyen, peut être résumée en 3 temps :

- a. Avant E₁ : établissement de conditions très réductrices au début de l'Aptien inférieur, et caractère allochtone des marnes laminées.

Vers le début de l'Aptien inférieur, alors que la lithologie et la composition minéralogique changent peu (rares intercalations d'argilites noires dans les alternances marno-calcaires ; augmentation discrète des proportions d'illite et d'interstratifiés de l'épisode 1' à l'épisode 2'), une rupture géochimique importante accompagne la mise en place, dans le bassin, de conditions anoxiques propres à la conservation de matière organique marine et, dans le sédiment, de termes annonciateurs du faciès "black-shales". Les rapports relatifs à Fe, Ni et Cu sont les plus sensibles à ce changement et traduisent le caractère nettement plus réducteur de la sédimentation, caractère qui se maintiendra durant le dépôt des "black-shales" après E₁.

Par ailleurs, divers arguments plaident en faveur de la nature allochtone des marnes laminées : leur richesse relative en Mn, en matière organique marine, en Zn, Cu et V, fait penser qu'elles pourraient être resédimentées à partir d'une zone du talus américain soumise à des conditions

particulièrement anoxiques.

- b. L'évènement E₁ : une lacune, et l'établissement d'une nouvelle formation lithologique.

L'évènement E₁ se manifeste, sur le plan géochimique, par deux caractères :

- son caractère de lacune, avec une concentration élevée en Mn dans les sédiments de part et d'autre, et une anomalie en Cr dans les niveaux immédiatement précédents ;
- son caractère de frontière, entre la formation de Blake-Bahama et celle de Hatteras, avec une modification relative des teneurs en Ga qui pourrait traduire l'arrivée de smectites plus continentales.

Les éléments pour lesquels E₁ se fait le moins sentir sont Sr, Ni, Co, B et Zn, ce qui pourrait être dû à leur mobilité (c'est-à-dire leur aptitude à être redistribués au cours de la diagenèse).

- c. Après E₁ : une réouverture progressive du milieu à travers les termes versicolores, et une anomalie en baryum.

Au cours de la sédimentation des "black-shales", le milieu d'abord confiné s'ouvre peu à peu. C'est surtout par l'intermédiaire des argilites versicolores, récurrentes dans les argilites noires et de plus en plus abondantes, que s'effectue ce renouvellement de la circulation océanique et de l'oxydation (oxydes néoformés dans l'océan). Elles ont aussi un caractère détritique légèrement plus marqué. Il est donc possible que les argilites versicolores n'aient pas la même origine que les argilites noires, et soient des représentants avancés des formations du Crétacé supérieur, parenté qui confirmerait la mise en place de ces dernières par le Sud-Ouest (voir chapitre B).

D'autre part, l'Albien inférieur et moyen est marqué par une anomalie en Ba, inexplicable d'après la composition minéralogique. Elle pourrait avoir son origine sur le continent.

2. SITE 386.

L'histoire géochimique du site 386, au Crétacé moyen, peut être résumée en 3 temps :

- a. A la base du forage, des influences marquées et diversifiées du basalte océanique.

La proximité de la croûte océanique influence la composition chimique des sédiments de deux façons :

- à travers la composition chimique des minéraux qui en sont hérités :
 - . des pyroclastes, qui augmentent la valeur de certains rapports, au moins Ti/Al et Cr/Al ;
 - . peut-être des phyllites, enrichies notamment en fer ;
- par diffusion à l'état ionisé, dans des solutions interstitielles circulantes, de Fe, Ba, Ni, Co, Cu et Pb.

La géochimie des éléments majeurs et traces ne peut se prononcer avec certitude sur l'origine des argiles qui surmontent le basalte, mais elle fournit nombre de précisions spécifiques sur la nature et l'ampleur d'une influence volcanique.

- b. De l'Albien supérieur au Cénomanién inférieur, des sédiments dont la composition chimique est moins diversifiée.

Les "black-shales" de l'Albien supérieur et du Vraconien, pauvres en matière organique, ont également une composition chimique moins diversifiée que les niveaux précédents. Toutefois des évolutions géochimiques ténues existent, qui coïncident avec le développement des smectites, et peuvent être interprétés comme des indices de néoformations minérales accrues dans le milieu de dépôt : augmentation de Na/Al par exemple, ou encore passage progressif, dans les argilites vertes, d'une richesse relative en Ba à une richesse relative en Co, Ni, Ga.

Au Cénomanién inférieur, alors que les taux de sédimentation augmentent et que se multiplient à la fois les séquences calcaires resédimentées depuis des régions moins profondes de la dorsale, et les faciès versicolores, la composition chimique des argilites reflète un renforcement des néoformations, avec des phénomènes d'enrichissement différentiel d'un niveau à un autre (par exemple :

apparition de la rhodochrosite dans les argilites vertes). Ces singularités annoncent l'évènement E_2 .

c. L'évènement E_2 au Cénomanién moyen : forte condensation et dépôt d'argilites noires très typées sur le plan géochimique.

Au Cénomanién moyen, l'évènement E_2 se fait sentir par une forte condensation au cours de laquelle se déposent essentiellement des argilites noires très carbonées et pyriteuses, ainsi que des sables à radiolaires. Ce milieu particulier est favorable aux enrichissements en divers métaux :

- V, Zn, Ni, Cu, Cr en liaison plus ou moins directe avec la pyrite et la matière organique marine ;
- Ba, probablement lié à de la barytine, à des zéolites ou à des phosphates, fréquents dans ces horizons ;
- Cr (et peut-être d'autres) du fait même de la condensation, qui enrichit le sédiment par une exposition prolongée au fond de la mer.

Précisons d'ailleurs que, tout au long de la série de Hatteras, les *argilites noires* (carbonées) sont plus riches que les argilites versicolores, en V et Zn surtout, mais aussi en Ba, Ni, Co, Cu, Cr et probablement en phosphates. L'abondance concomitante de ces éléments est le signe d'un milieu relativement anoxique.

Parmi les principaux traits géochimiques communs aux deux sites, nous retiendrons la richesse relative en Mg et la pauvreté relative en Fe et Mn, trois caractéristiques majeures du faciès "black-shales".

Enfin, comme la minéralogie, la géochimie invite à distinguer plusieurs échelles : celle d'une formation toute entière, souvent ubiquiste dans un vaste bassin océanique, et celle d'horizons singuliers ayant une origine plus locale. Certains rapports ($Al/Al + Fe + Mn$, $\log(Fe/Mn)$, par exemple) ne sont utilisables, avec leurs interprétations classiques et "universelles", qu'à la première de ces deux échelles.

Deuxième
Partie

Etude géochimique
des sédiments du
domaine briarçonnois
au Malm et au Crétacé.

Chapitre D

Préliminaire

OBJECTIFS, ECHANTILLONNAGE, LEVERS DE TERRAIN

L'étude géochimique qui s'ouvre ici, des sédiments pélagiques déposés dans le domaine briançonnais, entre le début du Malm et la fin du Crétacé, a pour point de départ la thèse que M. BOURBON (1980) leur a consacré.

L'objectif du présent travail est double :

- examiner l'effet d'une morphologie contrastée de marge continentale sur la composition chimique des sédiments ;
- tenter de repérer des évolutions des paramètres chimiques en fonction du temps.

Au cas où les résultats obtenus pourraient être étendus, un enjeu plus lointain, hors du cadre de ce mémoire, serait d'aider à la compréhension paléogéographique et stratigraphique du domaine piémontais (s.l.). En effet, si, de ces deux points de vue, le Subbriançonnais et le Briançonnais sont aujourd'hui assez bien connus (CHENET, 1978 ; BOURBON, 1980), il n'en va pas de même des Schistes Lustrés (LEMOINE, 1980).

297 analyses chimiques sont disponibles dans l'ouvrage de M. BOURBON (1980). Mais parmi elles, un grand nombre concerne des encrou-

tements, dont les caractères sont très spécifiques, ou des calcaires, toujours pauvres en la plupart des éléments, et de ce fait mauvais indicateurs d'évolutions géochimiques. Nous n'avons donc repris, pour la présente étude, que les échantillons argilo-siliceux, en les complétant par des niveaux analogues (235 au total, annexe 1).

- . 30 sont originaires du domaine subbriançonnais, dans un secteur compris entre Gap et le col du Galibier (une partie des coupes *in* P.Y. CHENET, 1978) ;
- . 21 du domaine prépiémontais, à l'Est de Briançon (série de Roche des Clots-Grande Hoche) ;
- . 7 de la couverture épi-ophiolitique du domaine piémontais (coupe de la Perdrix) ;
- . et tous les autres du domaine briançonnais en pays briançonnais, entre la vallée du Guil et le Grand Galibier, l'accent étant mis sur les massifs situés au Nord de Briançon (une partie des coupes *in* M. BOURBON, 1980).

Les séries extérieures au Briançonnais sont ici minoritaires, et ont été utilisées seulement pour amorcer des comparaisons.

Les *levers de terrain* comprennent :

- des coupes (annexe 3) ;
- une carte géologique détaillée (éch. 1/10.000^e) des formations lithologiques du Malm et du Crétacé, dans les massifs du Grand Aréa, de Tête Noire et aux alentours de Briançon (documents non présentés ici).

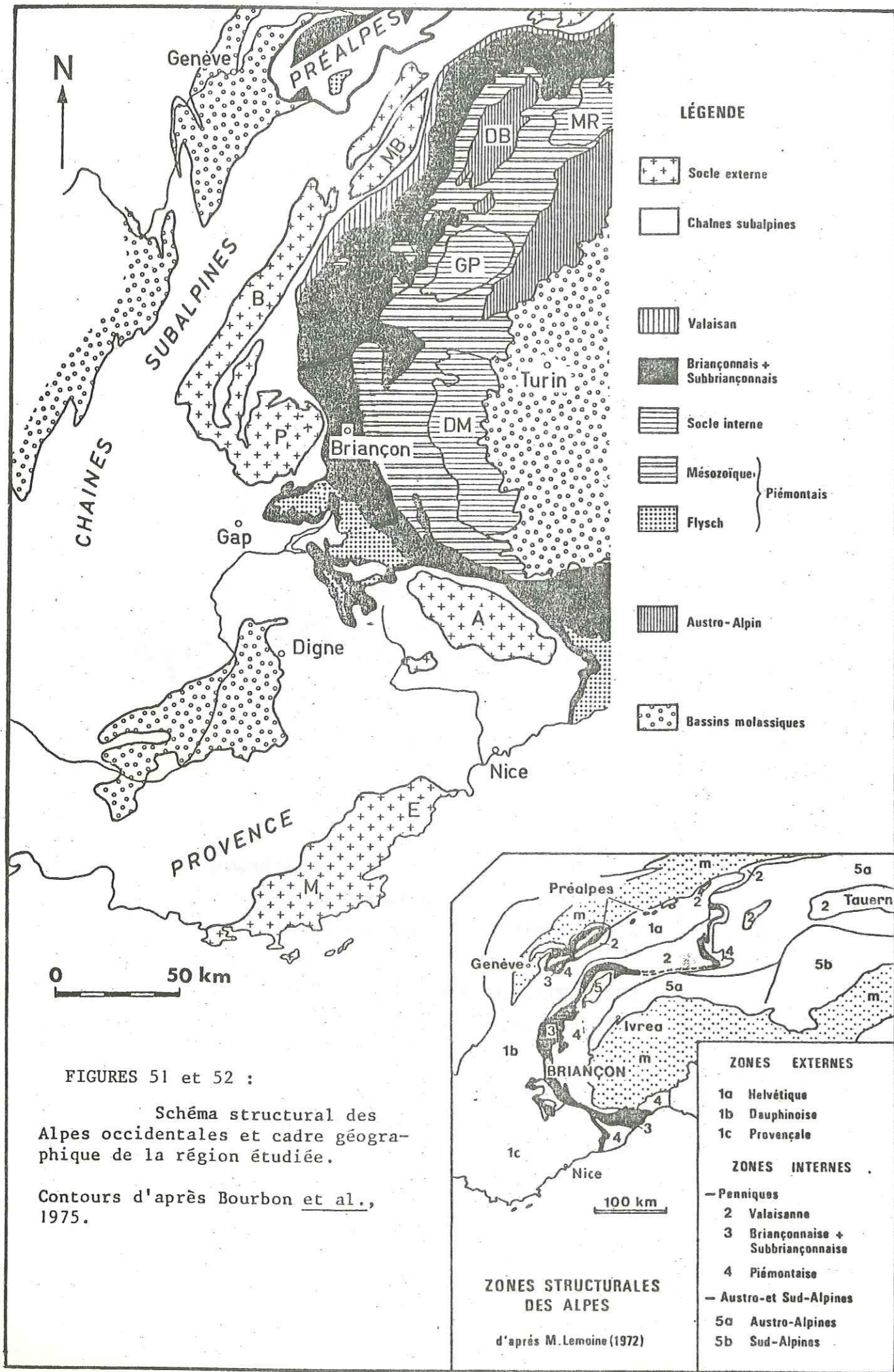
Ils ont été prolongés, au laboratoire, par une analyse micrographique des sédiments recueillis (annexe 3), et par quelques tentatives de reconstitution paléogéographique, dont nous montrerons un exemple.

Chapitre E

Rappels Sédimentologiques

SOMMAIRE

	Page
I - RAPPELS SUR LE CADRE STRUCTURAL DE LA REGION ETUDIEE (ZONES PENNIQUES SUR LA TRANSVERSALE DE BRIANCON, L'ACCENT ETANT MIS SUR LE BRIANCONNAIS).....	231
II - LA SERIE PELAGIQUE BRIANCONNAISE. COMPARAISON AVEC CELLES DES DOMAINES VOISINS.....	231
III - RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES. LES IDEES ACTUELLES. EXEMPLES A TROIS ECHELLES SUCCESSIVES.....	235



FIGURES 51 et 52 :

Schéma structural des Alpes occidentales et cadre géographique de la région étudiée.

Contours d'après Bourbon et al., 1975.

ZONES STRUCTURALES DES ALPES
d'après M. Lemoine (1972)

ZONES EXTERNES
1a Helvétique
1b Dauphinoise
1c Provençale
ZONES INTERNES
- Penniques
2 Valaisanne
3 Briançonnaise + Subbriançonnaise
4 Piémontaise
- Austro-et Sud-Alpines
5a Austro-Alpines
5b Sud-Alpines

B. QUELQUES DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES SUR LE BRIANCONNAIS ET SES DOMAINES VOISINS. RECONSTITUTIONS PALEO GEOGRAPHIQUES.

I. RAPPELS SUR LE CADRE STRUCTURAL DE LA REGION ETUDIEE (ZONES PENNIQUES SUR LA TRANSVERSALE DE BRIANCON, L'ACCENT ETANT MIS SUR LE BRIANCONNAIS).

Les Alpes occidentales (figure 51) sont constituées d'un ensemble helvétique ou externe, et d'un ensemble pennique ou interne (figure 52). Le "corps principal" de ce dernier est divisé en trois zones (+) : subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise (s.l.).

Pour chacune d'elles, on distingue :

- un socle paléozoïque, qui affleure surtout en Briançonnais (Permo-Carbonifère) et en Piémontais (Cristallophyllien et massifs cristallins internes, anté-carbonifères et permo-carbonifères) ;
- une couverture essentiellement mésozoïque, découpée en écaillés tectoniques partiellement chevauchantes, et en nappes, avec des décollements au niveau, soit du Keuper gypsifère, soit de l'Oxfordien schisteux, soit du Crétacé supérieur calcschisteux.

Le métamorphisme est croissant vers l'Est. Dans les Schistes lustrés piémontais, toute trace de faune a pratiquement disparu. (Pour une approche de la structure tectonique, consulter DEBELMAS & LEMOINE, 1964 ; CHENET, 1978, 1979 ; et surtout TRICART, 1980).

II. LA SERIE PELAGIQUE BRIANCONNAISE. COMPARAISON AVEC CELLES DES DOMAINES VOISINS.

1. PLACE DE LA SERIE PELAGIQUE MESOZOIQUE DANS L'ENSEMBLE DE LA SERIE LITHOLOGIQUE BRIANCONNAISE.

Par rapport au puissant "ensemble inférieur" (1500 à 2000 m), constitué :

- . d'un Carbonifère plissé par la tectonique hercynienne,
- . de formations volcaniques et continentales du Permien et du Trias inférieur,

(+) Nous distinguons, comme le conseillent J. DEBELMAS & M. LEMOINE (1964), entre zone qui a une valeur structurale, et domaine qui a une valeur paléogéographique.

- . de carbonates de plate-forme du Trias moyen et supérieur,
- . en certains points seulement de calcaires du Lias inférieur,
- 1 "ensemble supérieur", formé de sédiments pélagiques d'âges bathonien à lutétien, est beaucoup plus mince (quelques centaines de mètres au maximum).

Il est discordant sur l'"ensemble inférieur" et séparé de lui par une lacune du Lias supérieur qui résulte de l'émersion du domaine briançonnais à cette époque (BOURBON, 1980).

2. LA SERIE PELAGIQUE BRIANÇONNAISE ("ENSEMBLE SUPERIEUR") (BOURBON, 1980 et figure 53).

Le Dogger, qui n'est pas systématiquement présent, est représenté par des calcaires néritiques (MERCIER, 1977).

Ensuite viennent des termes pélagiques. Nous donnons ici la liste des plus courants, avec leurs épaisseurs approximatives (à titre indicatif). Mais d'entrée de jeu, précisons que certains de ces termes s'excluent mutuellement (voir plus bas).

- (1) 5 m d'argilites sombres (Terres Noires) plus ou moins radiolaritiques (d'où leur aspect : alternance de passées dures et meubles) (Callovien-Oxfordien, par encadrement) ;
- (2) 1 m de calcaires noduleux roses (Oxfordien-Kimméridgien inférieur à protoglobigérines) ;
- (3) 15 m de calcaires à lits et/ou nodules de chert, stratifiés, souvent gris-bleutés (Kimméridgien-Tithonique inférieur à *Saccocomidae*) ;
- (4) 2 m de calcaires noduleux roses à blancs (Kimméridgien-Tithonique inférieur à *Saccocomidae*) ;
- (5) 5 m de calcaires massifs, clairs, avec de rares silex (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur à calpionelles) ;
- (6) 1 m de petits bancs calcaires, plus ou moins ondulés, d'aspect quelquefois noduleux (Berriasien moyen-supérieur à *Calpionellopsis*) ;
- (7) 20 m de calcaires à lits ou nodules de chert, stratifiés, souvent gris-bleutés (Berriasien supérieur à Vraconien ou Cénomaniens inférieur à hedbergelles) ;
- (8) 5 m d'argilites sombres et de jaspes à radiolaires (Vraconien-Cénomaniens inférieur, par encadrement) ;
- (9) 50 m de calcaires argileux (Marbres en Plaquettes ou encore Calcschistes Planctoniques) gris, jaunâtres ou verdâtres, et de couleur plus vive (verte ou rouge) dans les séries les plus condensées (Cénomaniens à Eocène inférieur).

Ces termes ne figurent jamais tous ensemble dans une même coupe, ce qui conduit à distinguer deux principaux types de séries (figure 53) :

- . les séries lacunaires (termes 2, 4, 5, éventuellement 9), qui peuvent présenter des fonds durcis et des encroûtements ;
- . les séries "continues" (termes 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Il existe de multiples intermédiaires (figure 53). D'autre part, le caractère détritique grossier peut être plus ou moins marqué (olistolites, brèches et microbrèches à matrice plus ou moins abondante et éléments plus ou moins usés ; plus rarement bancs de grès), notamment à la base de la série (Callovien (?) - Oxfordien à posidonomyes) et au Crétacé moyen (+).

(+) Sur l'usage du terme Crétacé moyen, voir note page 23.

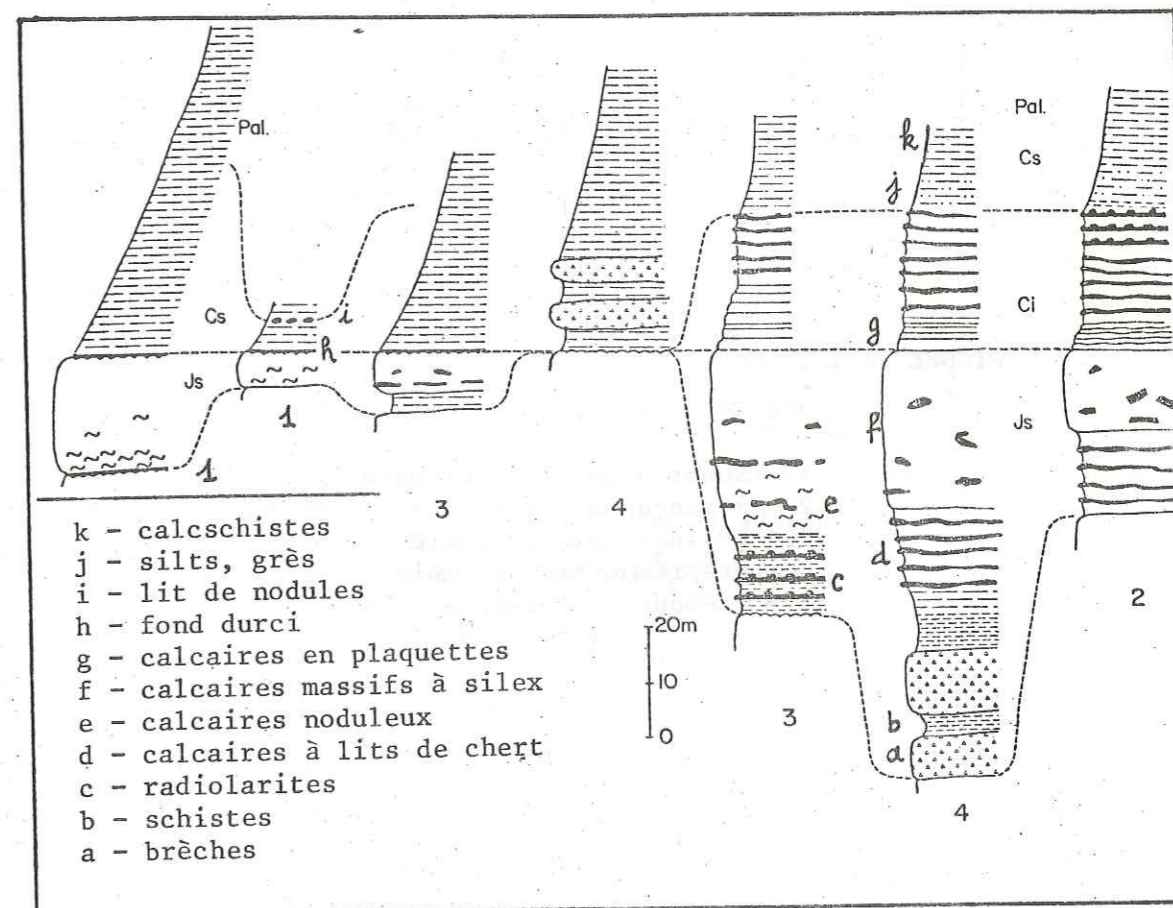
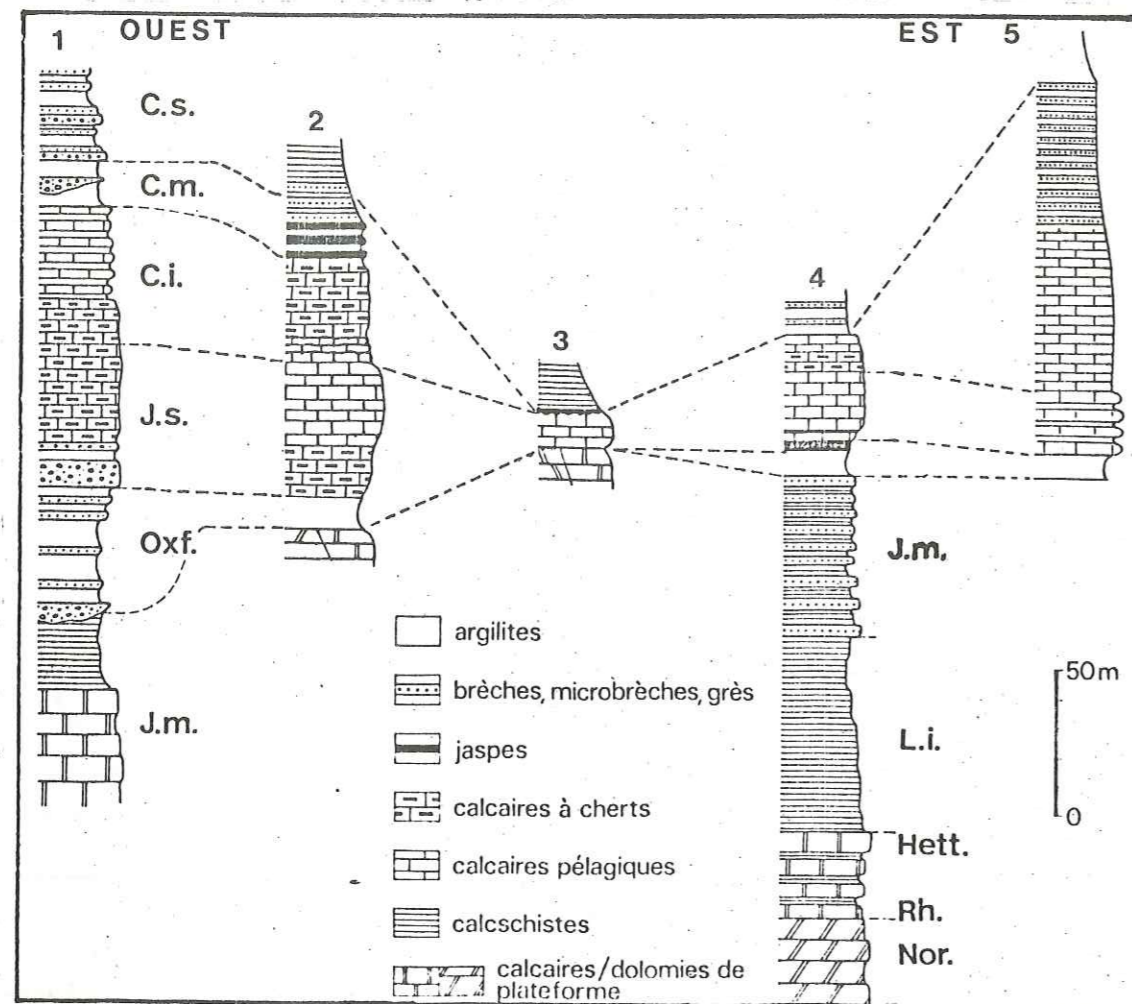


FIGURE 53 : Les différents types de séries pélagiques briançonnaises. 1. Les séries lacunaires. 2. Les séries apparemment continues. 3. Les séries intermédiaires. 4. Les séries détritiques.



(en partie d'après LEMOINE & al., 1978).

FIGURE 54 : Coupes lithologiques types dans les domaines penniques sur une transversale passant par Briançon.

- 1 - Subbriançonnais (exemple : l'Arche)
- 2 - Briançonnais (exemple : Soureliou)
- 3 - Briançonnais (exemple : Serre Chevalier)
- 4 - Prépiémontais (exemple : Roche des Clots-Grande Hoche)
- 5 - Piémontais (exemple : La Perdrix).

3. COMPARAISON AVEC LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES DES DOMAINES VOISINS.

La figure 54 résume les principaux traits de la série pélagique mésozoïque, entre le domaine subbriançonnais et le domaine piémontais. De part et d'autre du Briançonnais, elle est plus puissante et plus complète, et repose sur un Lias ou un Dogger complets.

III. RECONSTITUTIONS PALEO GEOGRAPHIQUES. LES IDEES ACTUELLES. EXEMPLES A TROIS ECHELLES SUCCESSIVES.

1. A GRANDE ECHELLE : UN MODELE POUR LA MARGE EUROPEENNE DE LA TETHYS, SUR LA TRANSVERSALE DE BRIANÇON (GRACIANSKY & al., 1979).

Les domaines subbriançonnais, briançonnais et piémontais constituent la partie la plus distale de la marge européenne de la Téthys. Des lambeaux de nappe ophiolitique permettent de parler d'un "secteur océanique liguro-piémontais", faisant partie de la Téthys, qui aurait fonctionné en expansion du Bathonien supérieur-Callovien à l'Albien environ, avant de se refermer dès le début du Crétacé supérieur (figure 55).

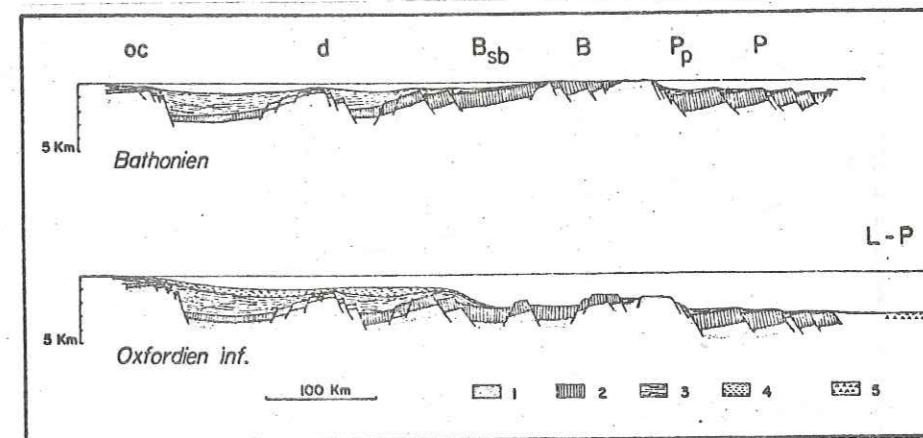


FIGURE 55 . Deux essais de reconstitution de la marge continentale ouest-alpine, au Bathonien et à l'Oxfordien inférieur (GRACIANSKY & al., 1979).

L'échelle des longueurs est approximative, surtout dans les zones internes où l'incertitude découle du dépliement des différentes unités tectoniques. L'échelle des hauteurs est multipliée par plus de 10.

oc : seuil occitan, ou plus exactement sa bordure occidentale, ardéchoise ou cévenole ; d : bassin dauphinois, avec sa dorsale médiane ; B : domaine briançonnais s. lat. (Bsb, Subbriançonnais) ; P : domaine piémontais s. lat. (Pp, pré-piémontais) ; L-P : bassin « océanique » Liguro-Piémontais.

1 : socle varisque, et tégument Permo-Carbonifère et Werfénien ; 2 : évaporites et carbonates de plate-forme (avec intercalations gréseuses près du Massif central) du Trias moyen à supérieur ; 3 : sédiments syn-rifting, d'âge Lias à Bathonien inférieur ; 4 : Bathonien supérieur à Oxfordien inférieur : « terres noires » dans les bassins dauphinois ; dans les domaines briançonnais, piémontais et liguro-piémontais, il s'agit de dépôts pélagiques lacunaires ou condensés, non représentés ici en raison de leur minceur ; 5 : ophiolites liguro-piémontaises.

Ces deux coupes matérialisent deux étapes essentielles de l'histoire de la marge. L'une, au Bathonien, se place vers la fin du rifting. L'autre, à l'Oxfordien inférieur, montre la subsidence généralisée de la marge en même temps que l'apparition des fonds océaniques. On remarquera que le bassin dauphinois subsident, né par l'effet du rifting, est déjà visible sur la coupe supérieure, et qu'au Malm (coupe inférieure) ses sédiments forment un prisme très net entre le haut-fond occitan et la zone subbriançonnaise.

Étant donné que les structures sont sujettes à variations latérales et longitudinales, une représentation à trois dimensions aurait été préférable. Ces coupes donnent cependant une bonne idée de l'allure probable des accidents paléotectoniques et des répartitions de sédiments sur une transversale donnée.

Enfin, les horsts et grabens, dont l'existence est prouvée surtout par l'analyse sédimentologique, ont été ici délibérément dessinés en fonction d'un modèle, celui des basculements de blocs, à la fois par comparaison avec la marge atlantique, et parce que de telles structures ont pu effectivement être mises en évidence dans les Alpes.

2. A MOYENNE ECHELLE (50 km) : UNE RECONSTITUTION DE LA MORPHOLOGIE DU BRIANÇONNAIS, AU MALM ET AU CRÉTACE MOYEN (BOURBON, 1980).

a) Callovien-Oxfordien inférieur : une première crise.

Après l'émersion du Lias supérieur, le Briançonnais se comporte, au Dogger, comme une plate-forme carbonatée assez peu profonde (100 ou 200 m au maximum ?). Au Callovien ou à l'Oxfordien, une crise tectonique accompagne son effondrement et crée une morphologie accidentée, où alternent des sillons et des hauts-fonds séparés par des pentes et/ou des gradins (figure 56). Les profondeurs pourraient atteindre 1 à 3 milliers de mètres.

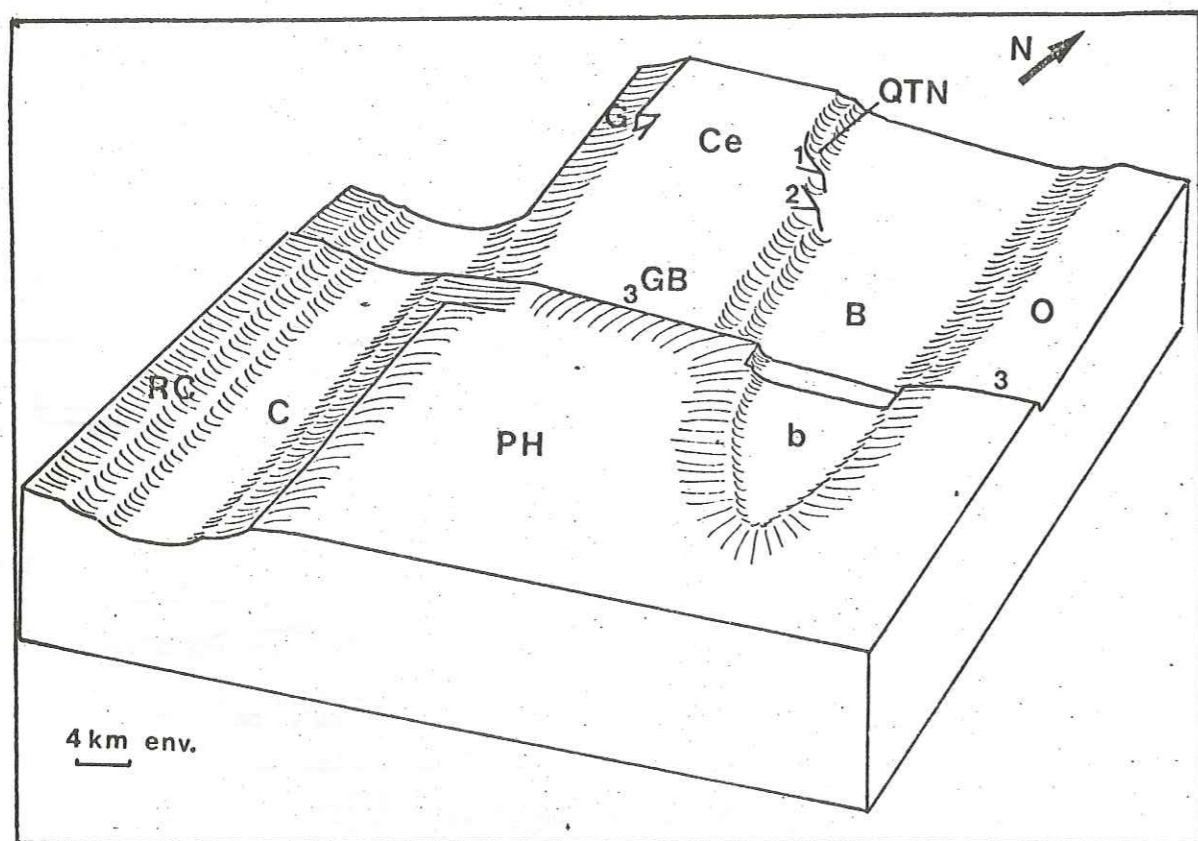


FIGURE 56 : Le domaine briançonnais au Malm (bloc diagramme).

RC. Aire de Roche Charnière C. Sillon de Champcella
 PH. Haut-fond de Peyre-Haute b. Sillon de Beaudouis G. Aire du Galibier
 Ce. Haut-fond des Cerces GB. Aire du Grand Bois
 QTN. Aire de Queyrellin-Tête Noire B. Sillon de Briançon
 O. Aire du Fort de l'Olive.

1. et 2. Paléoreliefs du lac du Châtelard et du NW du Grand Aréa.
 3. Zone de failles de la Pisse.

(BOURBON, 1980).

b) Oxfordien moyen-Vraconien.

Malgré des modifications de détail, c'est la morphologie mise en place au début du Malm qui commande la répartition des dépôts pour toute cette période. Les séries de sillon sont continues, d'abord carbonatées et détritiques (fond situé sous la CCD et activité tectonique encore vive), puis de plus en plus calcaires. Les faciès sombres, notamment les niveaux à cherts, bleutés, du Kimméridgien et du Crétacé inférieur, sont le signe de confinements relatifs. A l'inverse, les séries de talus ou de hauts-fonds sont plus oxydées (couleur rouge) et plus lacunaires (secousses sismiques et/ou jeu de courants sous-marins).

c) Vraconien-Turonien : une seconde crise ; puis Crétacé supérieur.

Au Crétacé moyen, une seconde crise tectonique refaçonne la morphologie du fond de la mer (figure 57). Les sédiments de sillon sont à nouveau très décarbonatés et très détritiques. Ensuite, progressivement

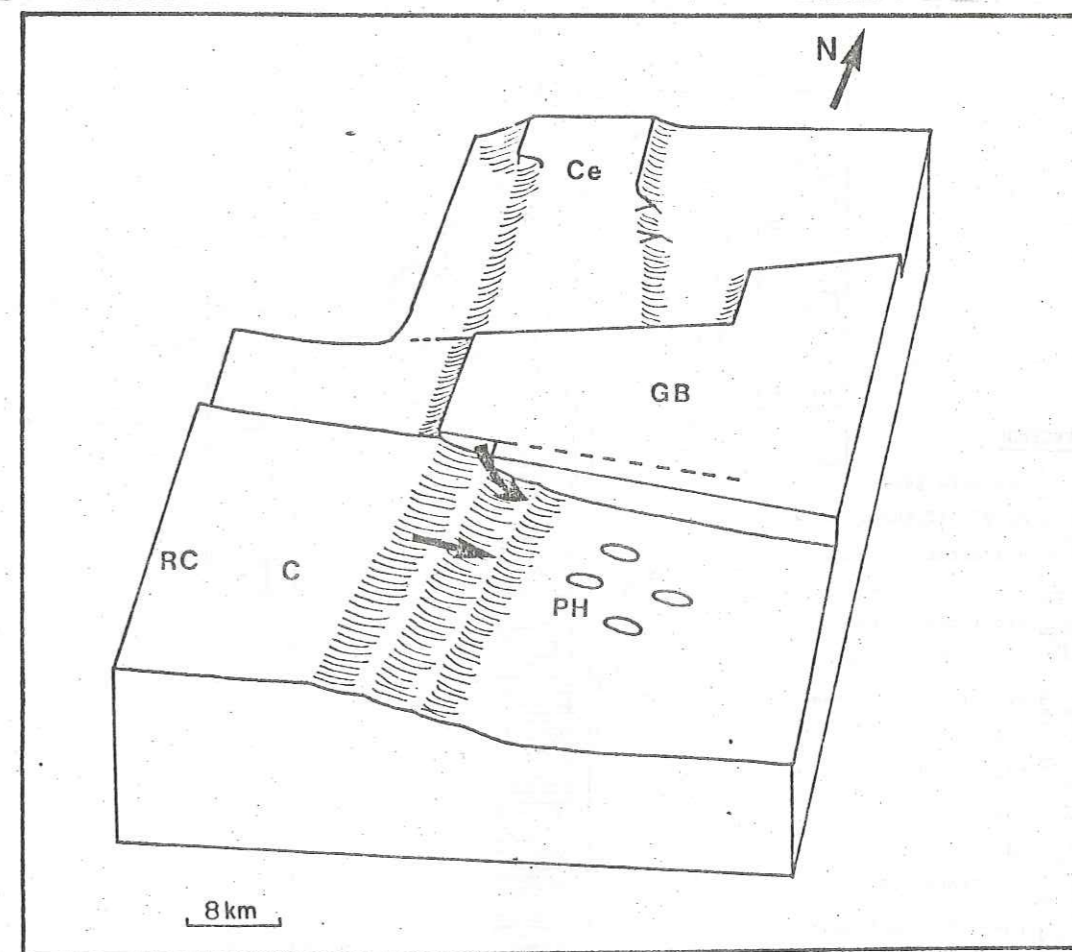


FIGURE 57 : Le domaine briançonnais après l'évènement turono-coniacien (bloc diagramme).

RC. Aire de Roche Charnière C. Aire de Champcella
 P.H. Dépression de Peyre-Haute GB. Haut-fond de Grand Bois-Olive
 Ce. Aire des Cerces. ○ Olistolites.

(BOURBON, 1980).

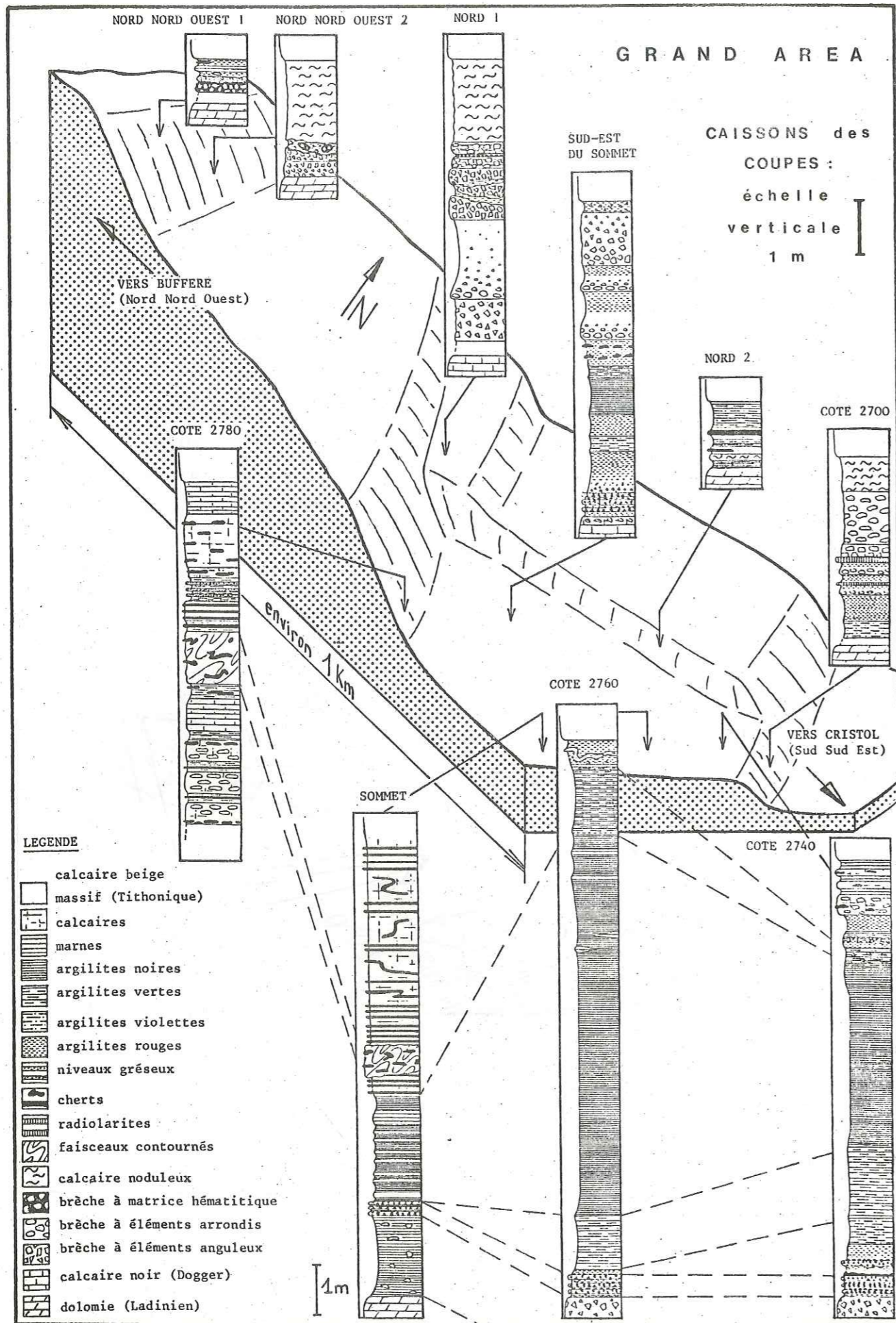


FIGURE 58. Reconstitution de la morphologie du Grand Aréa au Malm.

mais rapidement, le domaine briançonnais repasse en entier au-dessus des niveaux de compensation, et reçoit une épaisseur assez importante de calcaires argileux, qui tendent à adoucir sa morphologie.

3. A L'ECHELLE DU KILOMETRE : UNE RECONSTITUTION DE LA MORPHOLOGIE DU GRAND AREA, AU MALM (D'APRES NOS LEVERS DE TERRAIN).

Le massif du Grand Aréa, situé au Nord de Briançon, témoigne aujourd'hui de ce que fut la terminaison Sud-Est de l'aire de Queyrellin-Tête Noire, qui se caractérisait au Malm et au Crétacé par une morphologie particulièrement accidentée (détritisme abondant et diversifié, variations latérales brutales, etc.).

Des coupes détaillées (annexe 3) et une cartographie au 1/10 000^e des principales formations pélagiques permettent, en "dépliant" la structure, de proposer une paléomorphologie du massif, pour le Malm (figure 58). Elle repose sur une interprétation des faciès lithologiques (tableau 18), en termes d'origine (lieu et mode de dépôt) et de diagenèse, interprétation rendue possible par une compréhension globale de la série (BOURBON, 1980).

Cet exemple, et son prolongement vers le Nord (voir § F-II-2-a figure 82), illustrent, à une taille kilométrique, le "style" des milieux de dépôt briançonnais, composés d'une succession de horsts et de grabens.

FACIES	POSITION DANS LA SERIE	CARACTERISTIQUES	MODE DE DEPOT ET DIAGENESE
Argilites et pélites	1 - Callovien (?) - Oxfordien 2 - Vraconien - Cénomaniens	Roche constituée en grande partie d'argiles. Petits minéraux détritiques (quartz, micas notamment). Radiolaires fréquents.	Aires de dépôt abritées, souvent sous la CCD. Détritisme d'origine continentale ou sous-marine (surtout au Crétacé moyen). Néofonnations possibles (surtout au Malm). Souvent : sommets de séquences resédimentées.
Jaspes à radiolaires et radiolarites	1 - Callovien (?) - Oxfordien 2 - Vraconien - Cénomaniens	Roche en petits bancs durs, constituée en grande partie de radiolaires. Proportion d'argiles variable.	Consolidation de sables à radiolaires. Dépôt en milieu abrité, sous la CCD. Souvent : bases de séquences resédimentées.
Calcaire noduleux	1 - Oxfordien/Kimméridgien 2 - Crétacé inférieur (exceptionnellement)	Modules de calcaire pélagique dans une matrice argilo-hématitique plus ou moins abondante, et souvent réduite à des stylolites.	1 - Dépôt d'un calcaire assez homogène et induration précoce. 2 - Remaniement mécanique (rôle notoire des secousses sismiques résultant d'une instabilité tectonique du fond de la mer). 3 - Diagenèse accentuant les hétérogénéités.
Brèches et microbrèches (plus rarement : bancs de grès)	1 - Base du Malm 2 - Crétacé moyen	Éléments appartenant en majorité au substratum triasique, plutôt anguleux, dans une matrice pélagique plus ou moins abondante.	Mise en place brutale avec ravinelements possibles. Proximité immédiate des reliefs qui en sont la cause.
Calcaires à niveaux siliceux (ou cherts)	1 - Kimméridgien supérieur - Tithonique inférieur 2 - Crétacé inférieur	Alternances de bancs calcaires et de bancs siliceux. Couleur souvent gris-bleuté.	Mise en place après un transport éventuellement important. Environnement profond, abrité, réducteur. Evolution diagénétique ayant déterminé l'apparition des cherts.
Calcaires massifs	Tithonique supérieur - Berriasien inférieur	Calcaire massif souvent beige ou rosé. Cherts en nodules fréquents.	Dépôt au-dessus de la CCD en période de relative stabilité tectonique, à l'abri des apports terrigènes.

TABLEAU 18 : Principales interprétations proposées pour les faciès lithologiques du Malm et du Crétacé, en Briançonnais (d'après BOURBON, 1980).

Chapitre F

Etude géochimique

SOMMAIRE

	Page
I - GENERALITES.....	245
1. REPARTITION DES ECHANTILLONS EN TROIS LOTS.....	245
2. METHODES ET PLAN ADOPTES.....	245
3. LES COMPORTEMENTS GEOCHIMIQUES QUI DEPENDENT DE LA LITHOLOGIE.....	246
a) Les argilites.....	246
b) Les cherts.....	248
c) Les jaspes à radiolaires.....	249
d) Les calcaires.....	251
e) Le problème des "phases résiduelles" : utilisation des histogrammes de teneurs.....	251

II - LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS, ETUDIEE EN FONCTION DE LA POSITION PALEOGEOGRAPHIQUE.....	Page 253
1. LE BRIANCONNAIS COMPARE AUX DOMAINES ALPINS INTERNES QUI LE BORDENT (SUBBRIANCONNAIS ET PREPIEMONTAIS-PIEMONTAIS).....	253
a) Pauvreté des sédiments en calcaire, à l'Est du Briançonnais.....	253
b) Nature des argiles : leur caractère relativement potassique en Briançonnais, sodique dans les domaines voisins. Le problème du métamorphisme.....	253
Le problème des évolutions chimiques dues au métamorphisme.....	257
c) Existence de silice "libre" (n'intervenant pas dans la composition des silicates).....	263
d) Pauvreté relative des sédiments briançonnais en manganèse.....	265
e) Les éléments-traces : une évolution visible d'Ouest en Est. Diversité du Briançonnais.....	268
2. DISTINCTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES PLUS DETAILLEES, EN PARTICULIER INTERIEURES AU DOMAINE BRIANCONNAIS.....	273
a) Un schéma d'ensemble pouvant s'expliquer en termes de milieux de sédimentation.....	273
b) Autres schémas, faisant intervenir des éléments-traces comme pôles géochimiques. Discussions relatives au pôle (V, Cr) et au pôle (Cu, Ba).....	282
b.1. Richesse en Cr et V des séries de sillons. Problème d'une éventuelle pollution au cours du broyage des échantillons.....	282
b.2. Richesse en Ba, Cu (et Fe). Caractère d'exposition à des courants sous-marins.....	285
c) Le problème de la richesse en bore.....	286
d) Quelques remarques sur la répartition géographique du plomb et du zinc.....	287
d.1. Le zinc.....	287
d.2. Le plomb.....	289
3. CONCLUSION : LE COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE EN FONCTION DE LA LOCALISATION PALEOGEOGRAPHIQUE.....	291
III - LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS, ETUDIEE EN FONCTION DE LEUR AGE.....	293
1. VARIATIONS DES TENEURS EN NA ET K DANS LA FRACTION ARGILEUSE : PHYLLITES DONT LA COMPOSITION CHIMIQUE A EVOLUE DANS L'OCEAN ET PHYLLITES DETRITIQUES PRIMAIRES.....	293

	Page 293
a) Le lot argileux.....	293
b) Le lot siliceux.....	296
c) Interprétations.....	296
2. RICHESSE DES SEDIMENTS DU CRETACE, ET SURTOUT DU CRETACE MOYEN, EN Fe, Mn, Ba.....	302
a) Fe et Mg : corrélés pendant le Malm mais non pendant le Crétacé.....	302
b) Le comportement des teneurs en Mn, en fonction de l'âge des sédiments.....	302
c) Richesse en Ba des dépôts crétacés du Briançonnais....	302
d) Interprétations.....	306
3. VARIATIONS DES TENEURS EN Cr, V, Ni, Co EN FONCTION DE L'AGE.....	307
a) Richesse en Cr et V des sédiments du Malm.....	309
b) Richesse relative en Ni et Co des échantillons du Kimméridgien supérieur-Tithonique-Crétacé inférieur..	310
4. EVOLUTION DES TENEURS EN Sr EN FONCTION DE L'AGE.....	315
5. CONCLUSION : COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS EN FONCTION DE L'AGE.....	317
IV - ETUDE DES ISOTOPES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE SUR TROIS COUPES ALPINES.....	320
1. PRESENTATION DES RESULTATS OBTENUS SUR TROIS SERIES ALPINES. 321	
a) Quelques rappels sur les séries de Sourelieu (Briançonnais), de l'Arche (Subbriançonnais) et du Praz-de-Lys (Nappe de la Brèche).....	321
b) Etude isotopique du carbone.....	323
c) Etude isotopique de l'oxygène.....	325
2. COMPARAISON DES TROIS SERIES ENTRE ELLES, DANS UN DIAGRAMME ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) (FIGURE 111).....	326
a) Sans distinction d'âge.....	326
b) En distinguant les âges.....	326
3. COMPARAISON AVEC D'AUTRES SERIES.....	328
4. APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE. CONCLUSION.....	329
V - CONCLUSION.....	330

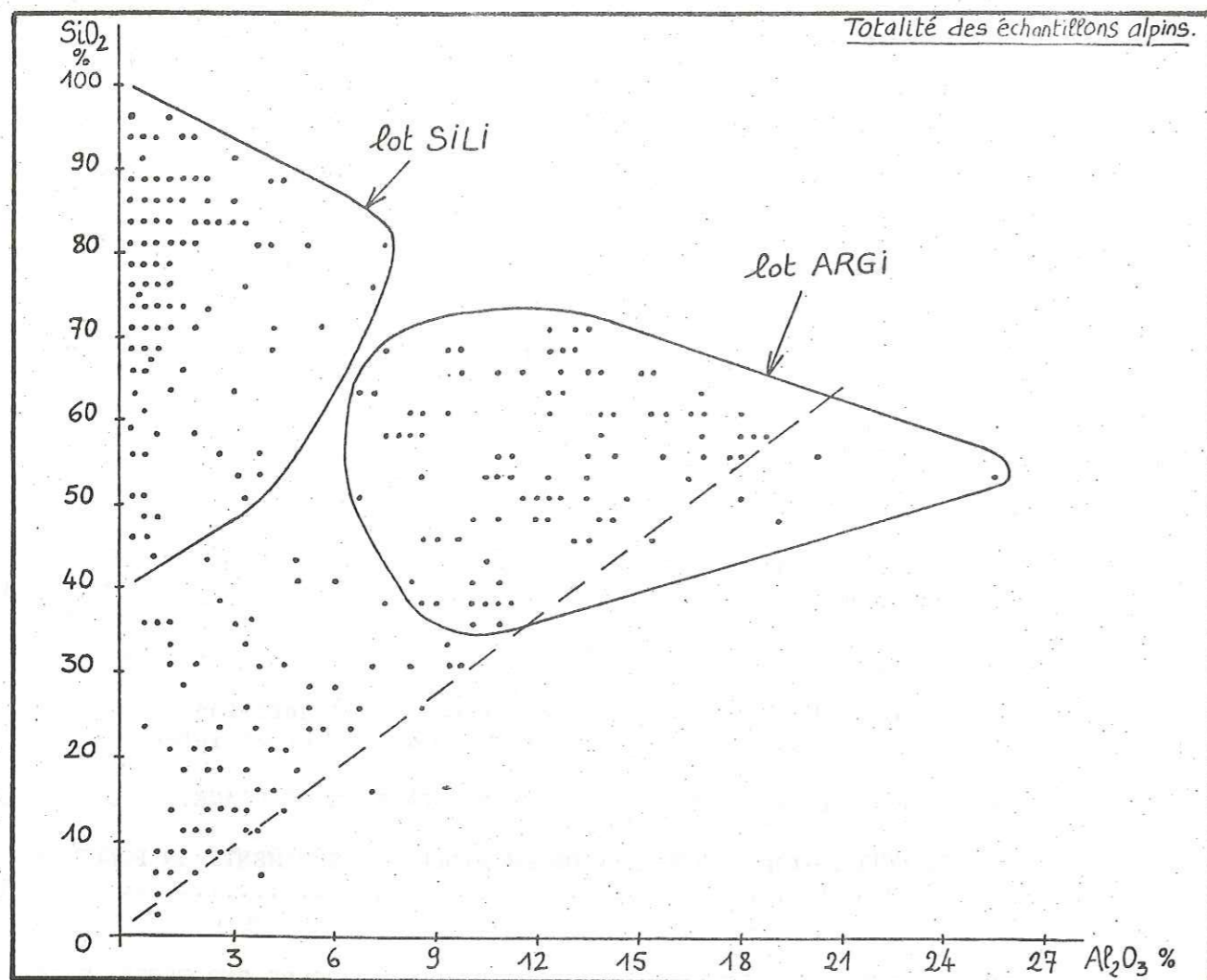


FIGURE 59 : Répartition des échantillons étudiés en trois lots.

Le lot SILI regroupe les échantillons les plus siliceux, le lot ARGi les plus argileux, le lot calcaire tous les autres. (Voir listes dans l'annexe 1).

AVERTISSEMENT . Tous les diagrammes éléments/éléments et minéraux/éléments ont été réalisés sur ordinateur, à l'aide de programmes qui projettent côte à côte les échantillons qui devraient apparaître comme confondus. Nous avons rectifié la représentation seulement dans les cas où elle serait susceptible de fausser l'interprétation. Parfois, un groupe de points particulièrement rapprochés a été remplacé par une zone hachurée.

C. ETUDE GÉOCHIMIQUE DE LA SEDIMENTATION PELAGIQUE EN BRIANCONNAIS. QUELQUES COMPARAISONS AVEC LES DOMAINES PENNIQUES VOISINS.

I. GENERALITES.

1. REPARTITION DES ECHANTILLONS EN TROIS LOTS.

Dès le début de l'étude, l'examen du diagramme (Si, Al) nous a incités à séparer les échantillons en 3 lots (figure 59) :

- les plus siliceux (SILI) : cherts, silex et radiolarites ;
- les plus argileux (ARGi) ;
- les plus calcaires, pour lesquels la dilution par une phase carbonatée est un masque. Mais le calcaire peut être soustrait par le calcul, et les données correspondantes servir d'appoint aux raisonnements (voir annexe 1).

Le choix délibéré, lors de l'échantillonnage, des niveaux riches en argiles nous a conduits à privilégier les deux épisodes hyper-siliceux (Oxfordien et Crétacé moyen, voir paragraphe E.II.2.) qui sont aussi les plus intéressants dans l'histoire de la marge téthysienne.

2. METHODES ET PLAN ADOPTES.

Le métamorphisme alpin a transformé les assemblages initiaux de phyllites (voir ci-dessous), et la minéralogie des argiles s'avère inutilisable pour retrouver les caractéristiques des milieux de dépôt. L'idée est alors d'avoir recours à la géochimie, en tenant compte, dans la mesure du possible, des résultats acquis à propos des sédiments pélagiques de l'Atlantique.

Nous traiterons les données analytiques par trois méthodes, déjà mises en oeuvre dans la première partie de ce mémoire :

- l'analyse factorielle, très synthétique ;
- la projection, sur des coupes, de chiffres bruts ou de rapports géochimiques, qui procure un point de vue très complet mais oblige à multiplier les figures ;
- la réalisation de diagrammes inter-éléments.

Ces méthodes seront utilisées de manière combinée, selon trois perspectives :

- . comportement des teneurs en éléments majeurs et traces suivant la position paléogéographique. (chapitre II page 253) ;
- . comportement des teneurs en éléments majeurs et traces suivant l'âge des sédiments (chapitre III page 293) ;
- . comportement des écarts isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour trois coupes (chapitre IV page 320) ;

3. LES COMPORTEMENTS GEOCHIMIQUES QUI DEPENDENT DE LA LITHOLOGIE.

Les trois lots définis ci-dessus (paragraphe 1) mettent respectivement en évidence, dans la série pélagique : une "phase" siliceuse, une "phase" argileuse et une "phase" carbonatée, le terme "phase" étant compris ici dans un sens géochimique (BESNUS & MOSSER, 1976), et non pas thermodynamique.

Un type lithologique donné (argilites, cherts, jaspes à radio-laires, marnes, calcaires, etc.) est déterminé par la combinaison des trois phases fondamentales précédentes, et de diverses phases annexes : notamment des oxydes ou des sulfures (tableau 19). Il y a, par conséquent, entre tous les représentants d'un même type lithologique, une communauté de composition et de comportement chimique, comme le montrent bien les "profils d'échantillons" (annexe 6).

a) Les argilites.

Elles sont riches en Al, Mg, Fe, Ti, Na, K et en tous les éléments-traces. Un cas particulier s'avère intéressant : celui des argilites sombres du Crétacé moyen, comparables aux "black-shales" de l'Atlantique, de même âge. La figure 60, nous montre que ce faciès, surtout représenté à l'extérieur de la zone briançonnaise, est riche, et même très riche dans certains cas, en Na. Des diagrammes non présentés ici prouvent qu'il est également assez riche en Ba, Mg et Fe. L'abondance de ces deux derniers métaux s'explique peut-être par celle des chlorites détritiques⁽⁺⁾, connue au Vracono-Turonien en Briançonnais (BOURBON, 1980), que l'on retrouve en Piémontais (échantillon 80 EB 350 de la coupe de La Perdrix, par exemple), et qui pourrait donc constituer un indice stratigraphique précieux.

(+) Ces chlorites sont-elles détritiques ou métamorphiques ? Tel est le principal problème qui se pose à leur égard.

Selon A. PIQUE (comm. orale et thèse, 1979, p. 129), les chlorites métamorphiques, apparues à la limite de l'épizone, présentent systématiquement un clivage sécant sur la schistosité. Or on peut observer, dans le cas présent, que le clivage de certaines chlorites est parallèle à la schistosité. Par ailleurs, on peut observer aussi des oxydes ferriques (hématite ?) qui, dans le pur domaine du métamorphisme à chlorites, ont normalement disparu. En conclusion, il est probable que les chlorites en question soient en partie détritiques, et que les autres soient apparues au cours du métamorphisme alpin, favorisées par la présence des premières.

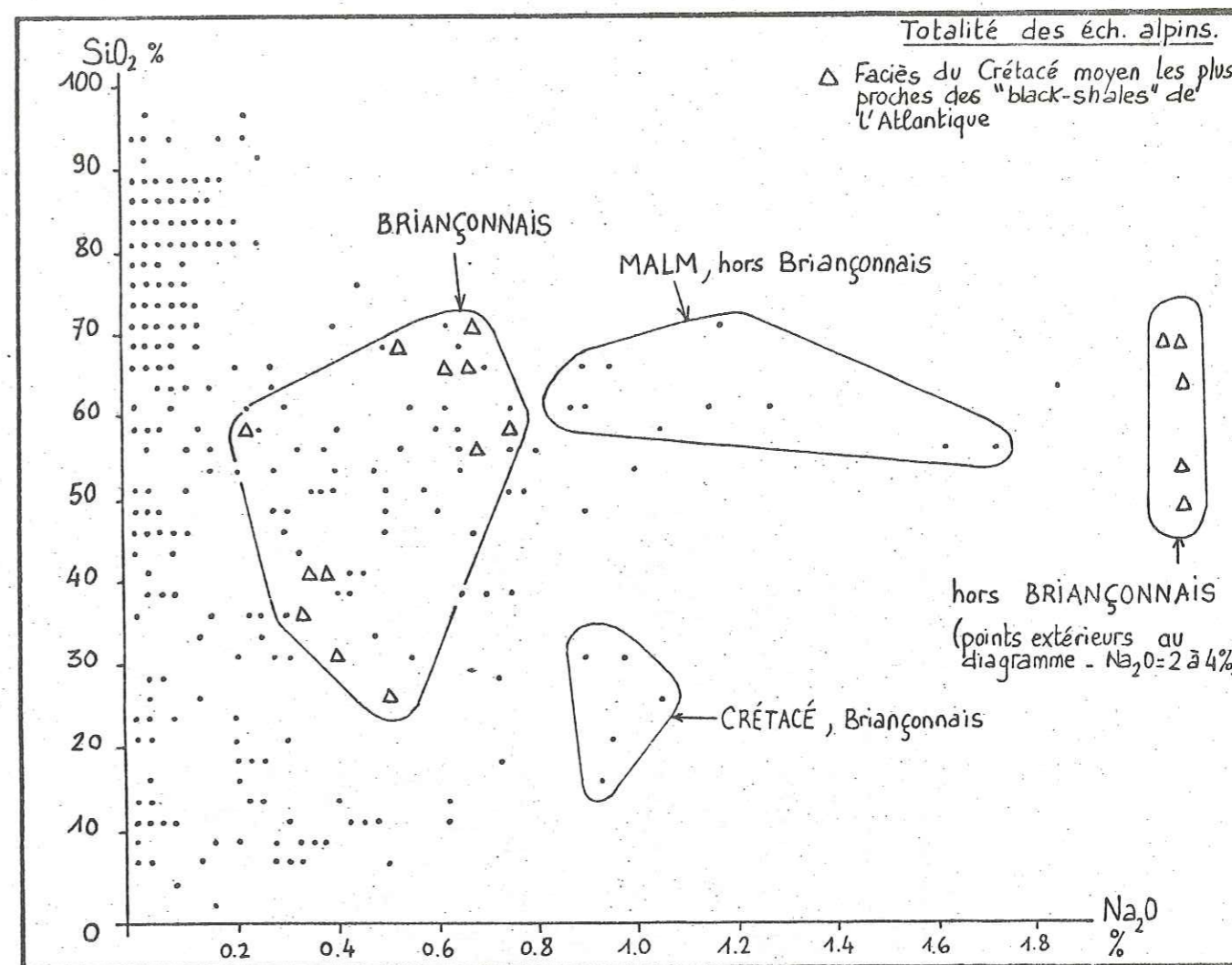


FIGURE 60 : Teneur en Na des argilites du Crétacé moyen comparables aux "black-shales" de l'Atlantique à la même époque.

Voici la liste de ces échantillons :
 Subbriançonnais : 77 PY 32, 158, 176 et 179
 Briançonnais : 80 EB 184
 Prépiémontais : ED 94, 170, 173, 179, 220, 222 et 233
 Piémontais : 80 EB 334, 350 et 352.

Rappel : voir AVERTISSEMENT de la page 244 .

b) Les cherts.

La distribution des teneurs en SiO₂ dans le lot SILI est tri-modale : cherts, radiolarites et argilites très siliceuses, respectivement centrées autour des valeurs 83 %, 72 % et 57 %.

Les cherts sont des sédiments hypersiliceux résultant d'une évolution diagénétique. "Nettoyés" du calcaire qui les accompagne presque toujours (en plages résiduelles ou recristallisé sous forme de rhomboèdres), ils s'avèrent pauvres en tous les éléments autres que Si. Les "phases résiduelles" (sulfures, oxydes, souvent visibles en lames minces) prennent une importance considérable vis-à-vis des argiles, quasi absentes. De ce fait, les rapports des divers éléments, et notamment du fer, à l'aluminium, sont beaucoup plus élevés que dans les argilites.

	SI	AL	MG	CA	FE	MN	TI	NA	K	PF	
PF	-.88	-.32	-.23	.96	-.38	.12	-.31	-.07	-.32		
K	.07	.85	.67	-.40	.60	-.04	.85	.48			
NA	-.15	.56	.44	-.07	.39	.08	.58				
TI	.00	.93	.71	-.39	.71	-.01					
MN	-.24	.00	.07	.15	.09						
FE	.02	.73	.66	-.44							
CA	-.84	-.41	-.30								
MG	-.06	.71									
AL	.03										
	SR	BA	V	NI	CO	CR	B	ZN	GA	CU	PB
SI	-.61	-.05	.06	.03	.09	.16	.06	.00	.14	-.02	.30
AL	-.20	.27	.71	.63	.22	.57	.76	.83	.88	.41	.18
MG	-.07	.16	.52	.45	.08	.36	.58	.61	.60	.40	.09
CA	.60	-.08	-.39	-.28	-.10	-.38	-.36	-.34	-.56	-.19	-.34
FE	-.16	.23	.66	.53	.16	.39	.49	.74	.67	.37	.08
MN	.12	.14	-.03	.00	.12	-.14	-.01	.09	.14	.09	-.01
TI	-.16	.30	.78	.67	.17	.60	.77	.83	.82	.46	.09
NA	.09	.28	.39	.31	-.01	.33	.50	.51	.48	.35	.05
K	-.20	.26	.66	.65	.09	.57	.78	.72	.78	.37	.24
PF	.57	-.05	-.33	-.25	-.09	-.33	-.31	-.26	-.47	-.21	-.38
	SR	BA	V	NI	CO	CR	B	ZN	GA	CU	PB
PB	-.20	.11	.31	.18	.20	.40	.43	.23	.38	.00	
CU	-.04	.15	.45	.41	.00	.27	.37	.42	.44		
GA	-.25	.30	.82	.69	.51	.59	.81	.84			
ZN	-.09	.34	.75	.70	.43	.51	.68				
B	-.07	.27	.66	.52	-.03	.59					
CR	-.13	.18	.68	.41	.04						
CO	-.22	.04	.27	.34							
NI	-.11	.23	.67								
V	-.11	.25									
BA	.12										

TABLEAU 19. Coefficients de corrélation pour l'ensemble des échantillons alpins, après élimination des valeurs extérieures à la moyenne plus ou moins deux écarts-types.

Les coefficients de corrélation supérieurs à 0.25 ont été soulignés car ils sont significatifs, pour l'effectif du lot, à moins de 5 % de risque d'erreur. Les éléments le mieux corrélés appartiennent le plus souvent à une même phase : minéralogique, pétrographique, granulométrique, etc. La méthode des intercorrélations positives (tableaux 21 et 22) permet justement de définir, par une voie statistique, des "phases géochimiques" (BESNUS & MOSSER, 1976). On remarquera les coefficients élevés entre Al, Mg, Fe, Ti, Na, K, éléments majeurs représentatifs des phyllites ; ces éléments sont bien corrélés avec la plupart des éléments en traces. On pourra consulter, dans l'annexe 6, les coefficients de corrélation pour les trois lots (SILI, ARG1, Calcaires), ainsi que les moyennes et les écarts-types des teneurs.

c) Les jaspes à radiolaires.

Nous appelons jaspe à radiolaires toute roche qui contient des radiolaires encore visibles dans une proportion d'au moins 10 % (au-dessus de 50 % de radiolaires, on parle de radiolarite). Plus riches en argiles⁽⁺⁾ que les cherts, les jaspes à radiolaires ont une composition chimique plus variée, commandée essentiellement par la phase argileuse (figure 61). Il se peut d'ailleurs que cette dernière ait permis, au cours de la diagenèse, la conservation des radiolaires⁽⁺⁾.

(+) Selon la théorie de Y. LANCELOT (1973), les argiles entravent les recristallisations de silice et donc la chertification. (Voir aussi ILLER, 1973 ; KASTNER, KEENE & GIESKES, 1977 ; VON RAD, 1979).

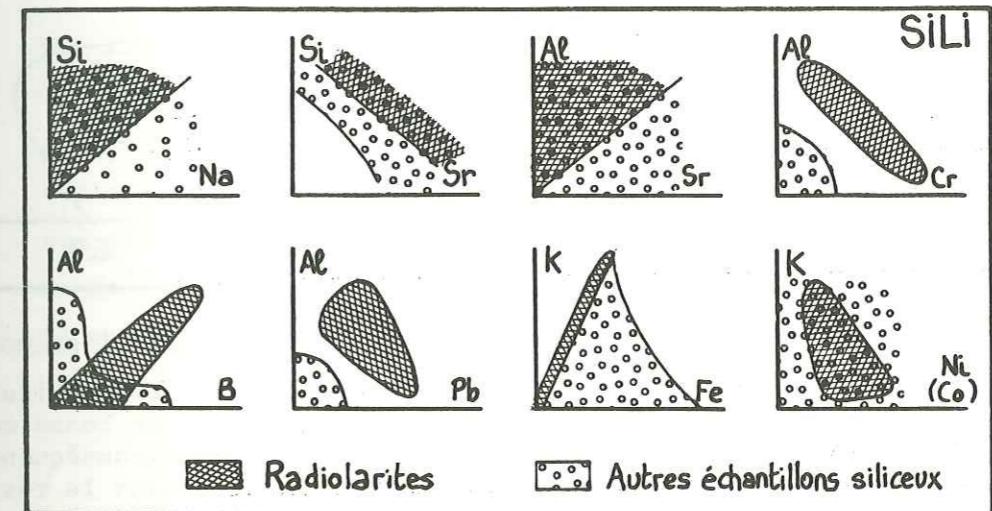


FIGURE 61 : Comportements chimiques particuliers des radiolarites par rapport aux autres sédiments.

Nous présentons ici, pour le lot SILI, 8 diagrammes dans lesquels le comportement des radiolarites se distingue de celui des autres échantillons. Ce comportement s'explique en grande partie par l'abondance des argiles dans les radiolarites, et aussi par le nombre des représentants du site de la Côte de Corbières.

Par ailleurs, les jaspes à radiolaires du lot ARG1, qui appartiennent surtout au Malm, se distinguent plus par les caractéristiques chimiques propres à cet âge (voir chapitre C.III) que par leur nature pétrographique (diagrammes non présentés ici).

Remarque : Les distributions sont représentées de manière très schématique sur les 8 diagrammes de cette figure, et souffrent quelques exceptions.

SYMBOLES REPRESENTATIFS DES DIFFERENTES AIRES DE SEDIMENTATION ET DES DIFFERENTES COUPES, POUR LES DIAGRAMMES INTER-ELEMENTS DU CHAPITRE F-II :

- BRIANCONNAIS
- Tête Noire
 - Grand Aréa
 - + Queyrellin
 - △ Côte de Corbières
 - ▲ Fazis, Rocher Roux
 - Notre-Dame-des-Neiges
 - * Roche Gautier
 - Briançon
 - ✕ Aire du Galibier
 - ⊙ Aire du Grand Bois
 - ⊕ Aire de Champcella
 - ⊗ Aire de Peyre-Haute
- } Aire de Queyrellin-Tête Noire (parfois symbole unique ●)
 } Aire de Roche Charnière
 } Aire de Briançon
- ÷ SUBBRIANCONNAIS
 > PREPIEMONTAIS
 ⊗ PIEMONTAIS

Pour la position des différentes aires, voir chapitre E .

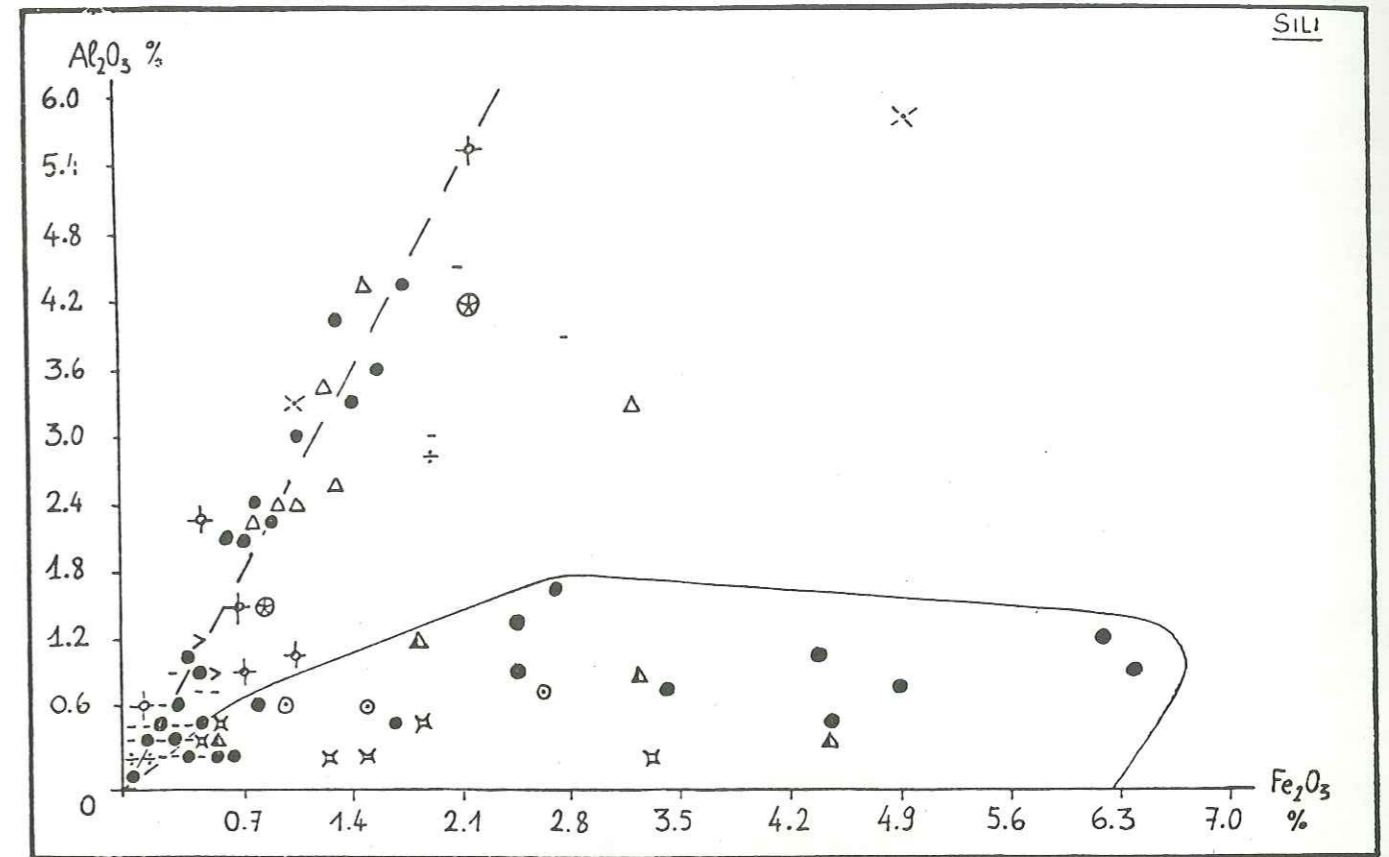


FIGURE 62 : Situation d'un élément dans plusieurs phases. L'exemple du fer.

Un premier groupe d'échantillons siliceux, en particulier ceux pour lesquels l'alumine est assez abondante, présente une bonne corrélation positive entre Al et Fe. Pour ces échantillons par conséquent, le fer est associé à la fraction argileuse (soit contenu dans le réseau cristallin des phyllites, soit contenu dans les oxydes adsorbés à leur surface d'une manière proportionnelle à leur teneur).

Un deuxième groupe d'échantillons siliceux, tous pauvres en alumine, est caractérisé par des proportions très variables, et quelquefois fortes, de fer. Celui-ci, selon les cas, est associé à des oxydes (hématite) ou à des sulfures (il est fréquent, dans les cherts notamment, d'observer de la pyrite automorphe en lames-minces).

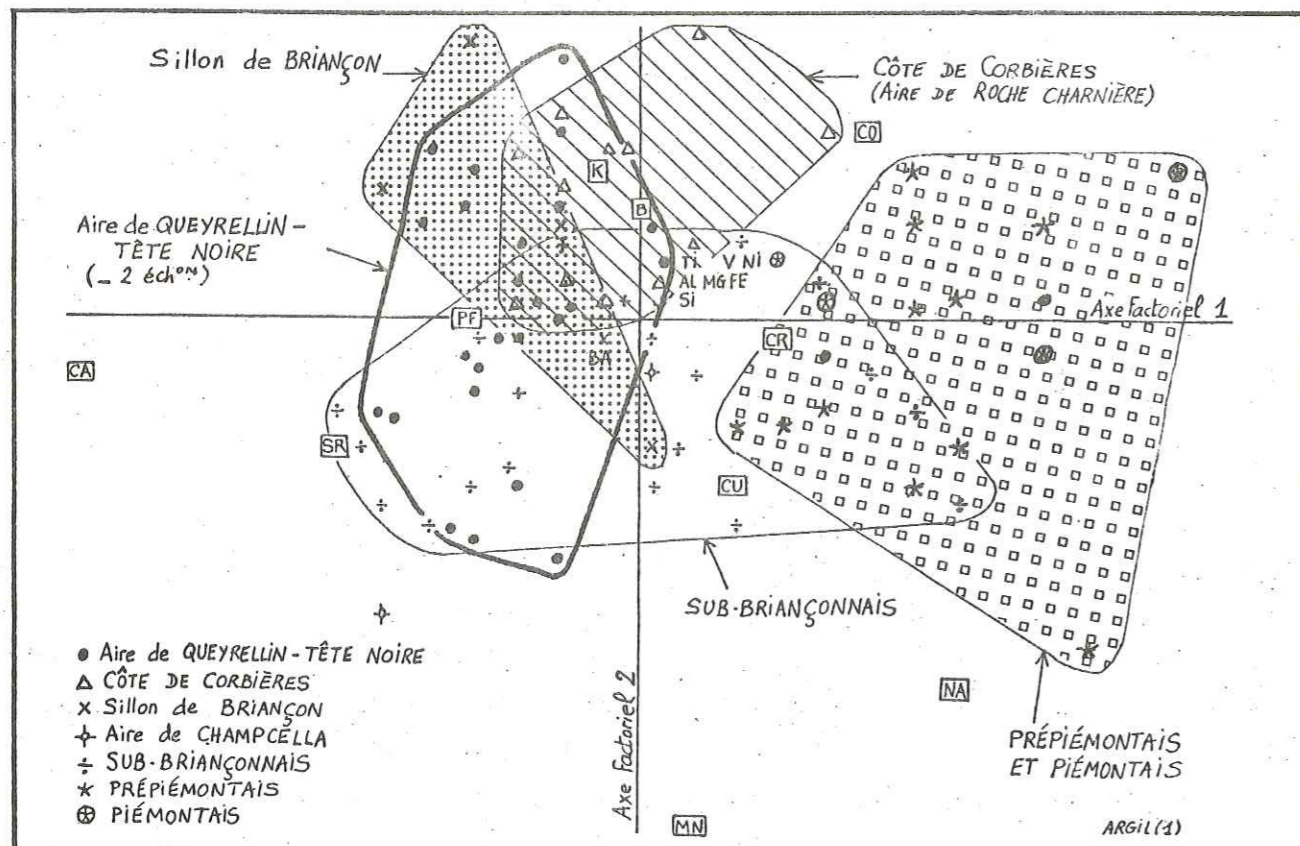
Remarque : dans ce deuxième groupe, l'aire de Queyrellin-Tête Noire prédomine ; les aires du Grand Bois et du Galibier lui appartiennent intégralement ; et l'aire de Roche Charnière y est représentée par les niveaux à valeur de fonds-durcis de ses coupes les plus condensées (Rochas Roux, Fazis). Une partie de ces échantillons est datée du Crétacé moyen et se signale par une richesse anormale en Ba (voir aussi figures 96 à 98 ; interprétations développées dans la suite de l'exposé). Certains également par une richesse anormale en Ti (oxydes ? produits volcaniques ?).

d) Les calcaires.

Les calcaires -et de manière générale la "phase" calcaire de tout sédiment- s'expriment d'abord par Ca et la perte au feu (plus précisément cette partie de la perte au feu qui correspond au départ du CO₂ des carbonates). Ils peuvent contenir une forte proportion du strontium, et une faible proportion du magnésium, dans le réseau de leurs minéraux carbonatés. Par ailleurs, comme les autres types pétrographiques étudiés ici, les calcaires abritent, en quantité variable, des "phases résiduelles" (oxydes ou sulfures notamment), qui fournissent : Fe, Mn et des petites teneurs en certains éléments-traces (avant tout Ba et Cu).

e) Le problème des "phases résiduelles" : utilisation des histogrammes de teneurs.

Dans le lot SILL, les teneurs en Fe, Mn, Ba, et moins nettement Ni, Co, Cr, Cu, se répartissent en deux groupes : valeurs faibles pour la plupart des échantillons ; valeurs très variées et fortes pour un petit nombre d'entre eux. Dans le lot ARG1 en revanche, Fe et Mn se comportent différemment : la distribution des pourcentages du fer est uni-modale, de même que celle du chrome ; mais l'histogramme du manganèse a même allure que pour SILL. Ainsi est illustrée l'existence du fer sous au moins deux formes : dans des oxydes et/ou des hydroxydes ; dans des minéraux argileux (voir figure 62).



ARGIL (1) - Plan (1, 2)

Données logarithmiques
 81 échantillons du lot argileux
 18 variables : Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Na, K, PF
 Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Cu
 Axe 1 : inertie = 38.2 % (valeur propre = 0.008)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Ca	205	0.080	-0.27	-56.7	-92.7	92.7
Sr	164	0.034	-0.14	-11.4	-54.2	54.2
PF	235	0.007	-0.07	-4.6	-74.9	74.9
Na	133	0.072	0.16	12.4	35.0	35.0
Co	109	0.066	0.11	4.6	17.4	17.4
Cr	162	0.011	0.07	3.1	45.4	45.4

Axe 2 : inertie = 17.4 % (valeur propre = 0.004)

Mn	68	0.141	-0.24	-32.2	-41.1	41.7
Na	133	0.072	-0.17	-30.6	-39.4	74.4
Cu	137	0.038	-0.07	-5.6	-13.4	19.6
Co	109	0.066	0.09	7.0	11.9	29.3
K	200	0.012	0.07	9.1	47.8	48.1
B	172	0.012	0.06	4.5	26.5	26.5

Plan (1, 2) : inertie = 55.6 %

FIGURE 63 : Pauvreté des sédiments en calcaire, à l'Est du Briançonnais.

Richesse en K du Briançonnais.

Les échantillons projetés ici sont les plus argileux (lot ARGIL). Ils appartiennent à la fraction la plus fine des sédiments.

L'axe 1 est celui de la richesse en calcaire. Il oppose le Briançonnais et le Subbriançonnais au Prépiémontais et au Piémontais, plus décarbonatés.

L'axe 2 oppose l'essentiel du Briançonnais (surtout les sillons) à ses domaines voisins, comme respectivement potassique et sodique. Cette opposition coïncide avec une richesse plus grande du Briançonnais en illite.

II. LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS, ETUDIEE EN FONCTION DE LA POSITION PALEO GEOGRAPHIQUE.

Remarque préliminaire importante : séries lacunaires et séries complètes présentent entre elles, nous l'avons vu, des différences de faciès fondamentales. Or elles se répartissent d'une manière déterminée sur les schémas paléogéographiques. Par conséquent, les variations de teneurs en éléments chimiques, en fonction de la position paléogéographique, ne sont pas indépendantes de celles dues à la nature pétrographique des échantillons, variations que nous avons mises en évidence dans le chapitre précédent.

1. LE BRIANÇONNAIS COMPARE AUX DOMAINES ALPINS INTERNES QUI LE BORDENT (SUBBRIANÇONNAIS ET PREPIEMONTAIS-PIEMONTAIS).

a) Pauvreté des sédiments en calcaire, à l'Est du Briançonnais.

Les sédiments argileux, quel que soit leur âge, ont dans les domaines Prépiémontais et Piémontais une teneur en calcaire plus faible que dans les domaines briançonnais et subbriançonnais, dont les teneurs en CaCO₃ sont équivalentes (figure 63, axe 1).

Interprétations.

Deux interprétations sont possibles :

- les apports argileux étaient plus abondants en Piémontais (s.l.) qu'en Briançonnais, ce qui est concevable, mais aussi qu'en Subbriançonnais, ce qui semble peu probable ;
- les dissolutions étaient plus actives en Prépiémontais et en Piémontais, du Malm au Crétacé moyen tout au moins : soit parce que la profondeur y était plus grande, ainsi que le suggère le schéma de P.C. de GRACIANSKY & al., (1979) (figure 55) ; soit parce que l'eau de mer, à une profondeur donnée, y était plus agressive. Dans les deux cas, comme ces sédiments argileux appartiennent à la fraction la plus fine des dépôts, ils subissent en priorité les dissolutions.

b) Nature des argiles : leur caractère relativement potassique en Briançonnais, sodique dans les domaines voisins. Le problème du métamorphisme.

Sur la figure 63 est également visible une opposition entre une grande partie du Briançonnais (projetée du côté de K), et les domaines qui l'entourent (projetés du côté de Na). Ce caractère relativement plus

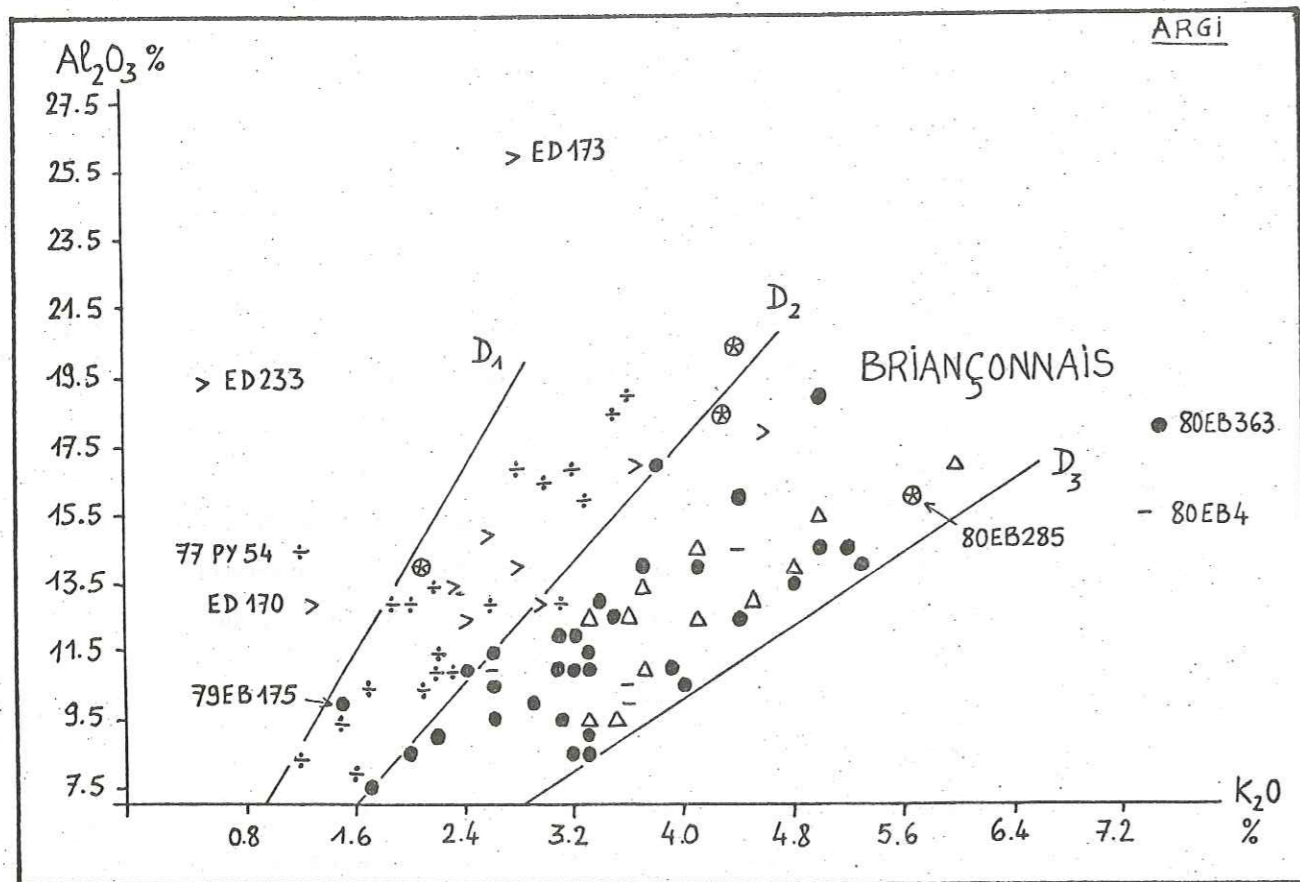


FIGURE 64 : Richesse relative en potassium des dépôts briançonnais.

La fraction argileuse des sédiments (lot ARG1) est plus potassique en Briançonnais que dans les domaines paléogéographiques voisins. En effet le rapport Al/K y varie entre 4.4 (droite D₂) et 2.6 (droite D₃) tandis qu'ailleurs il varie entre 7.1 (droite D₁) et 4.4 (droite D₂). Les exceptions à cette distribution, repérées sur le diagramme, sont rares.

Rappel : légende des symboles sur un dépliant à gauche de la page 250.

potassique des argiles en Briançonnais est précisé par le diagramme (Al, K) de la figure 64.

La quasi-absence des feldspaths invite à penser que Na et K doivent être presque exclusivement attachés aux phyllites. Quelques données minéralogiques montrent que, dans l'état actuel des sédiments une relative richesse en illite marque le Briançonnais (tableau 20).

Domaine	Nb éch	Illite	Chlorite	Smectite	Interstratifiés smectitiques	Source
Briançonnais	5	7.6	2.4			I
	16	7.5	2.2	0.3		2
Piémontais	3	6.3	3.6			I
Subbriançonnais	2	4.0	4.0		2.0	I

TABLEAU 20 : Analyses minéralogiques de la fraction fine dans des sédiments argileux (en dixièmes).

Tous âges confondus, la fraction argileuse est plus riche en illite dans le Briançonnais que dans les domaines voisins. L'assemblage illite + chlorite est partout dominant, résultat probable d'une recristallisation des phyllites initiales dans le métamorphisme alpin, croissant vers l'Est. En Subbriançonnais, le moins atteint par le métamorphisme, subsistent des quantités non négligeables d'interstratifiés smectitiques.

(Sources : 1. analyses semi-quantitatives aux rayons X réalisées par M. THIRY ; 2. données reprises de BOURBON, 1980).

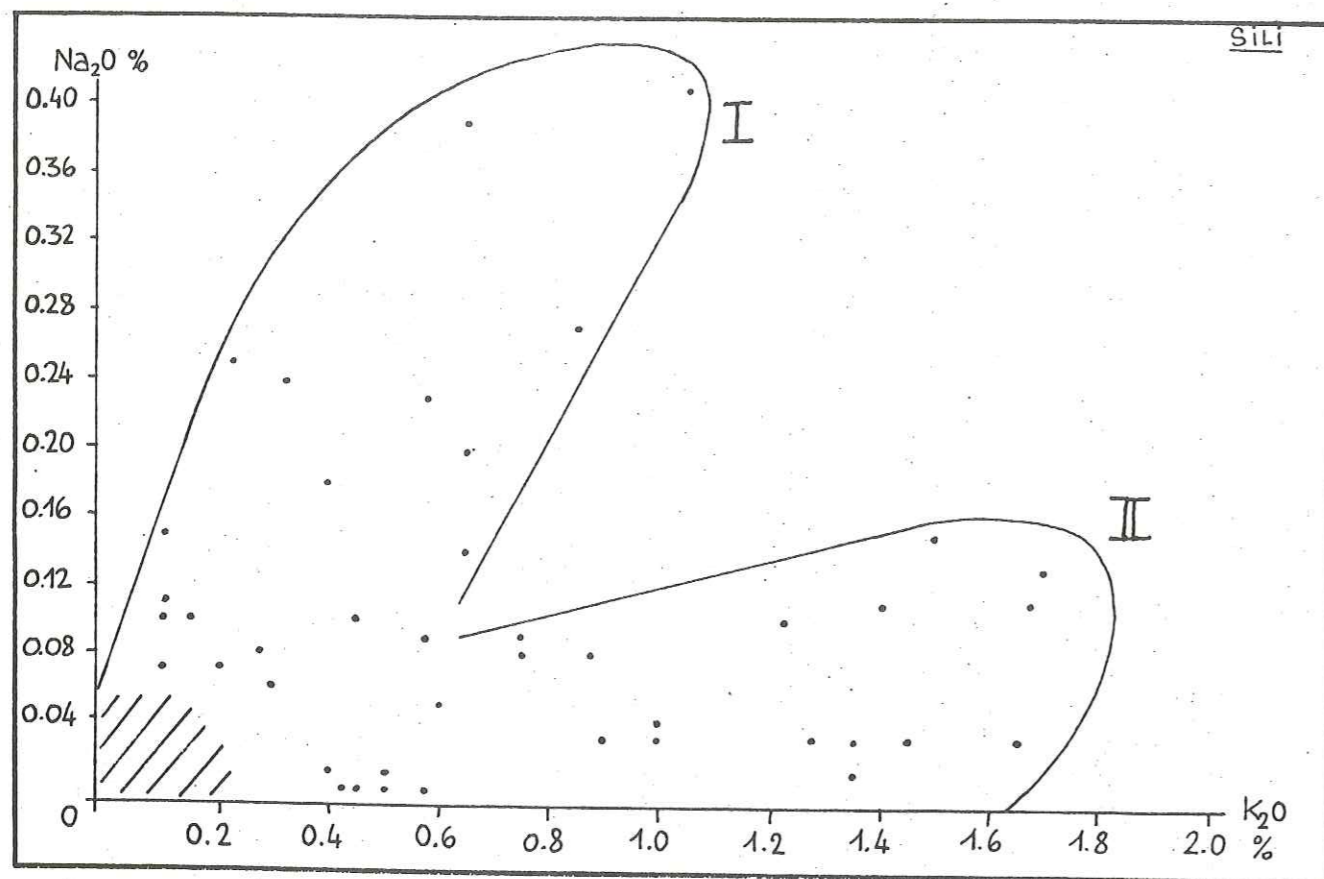


FIGURE 65 : Diagramme (Na, K) pour le lot S111, montrant un effet du métamorphisme alpin.

Les groupes I et II ne correspondent à aucune distribution paléogéographique ou stratigraphique. D'après B. GOFFE (comm. orale, et thèse, 1982), qui observe un diagramme similaire en comparant des bauxites métamorphosées (Vanoise) à des bauxites non métamorphosées, les échantillons du groupe I, pour lesquels le rapport Na/K est élevé, pourraient avoir été enrichis en sodium au cours du métamorphisme. Cet enrichissement serait assuré par des eaux circulantes ayant traversé les formations évaporitiques du Trias. Les échantillons affectés seraient :

- soit ceux ayant permis, à cause de leur état de fracturation, le dépôt de phases sodiques ;
- soit ceux ayant contenu, à l'origine, de la kaolinite, dont on connaît les processus d'illitisation (HEMLEY, 1959 ; DUNOYER DE SEGONZAC, 1970).

Or le diagramme (Na, K) pour le lot ARG1 ne présente pas cette configuration (figure 93) : cela pourrait constituer un argument en faveur de la première solution, puisque, *a priori*, les faciès très siliceux sont plus aptes à se fracturer, ou à conserver une porosité élevée, que les faciès argileux.

Le problème des évolutions chimiques dues au métamorphisme.

L'état actuel des sédiments n'est pas l'état initial : le métamorphisme alpin, croissant vers l'Est, a transformé les assemblages originels de phyllites en une association d'illite et de chlorite. La présence encore marquée d'interstratifiés smectitiques en Subbriançonnais, et l'existence de très faibles quantités de smectite en Briançonnais, mais la totale disparition de ces espèces fragiles en Piémontais, indiquent bien cependant que la fraction argileuse des sédiments devait être beaucoup plus diversifiée au moment de leur dépôt. Or nous avons vu, à propos des forages de l'Atlantique, à quel point cette fraction argileuse est utile, lorsqu'elle n'est pas complètement recristallisée, pour déterminer l'évolution des conditions de sédimentation (et notamment des conditions chimiques) dans un bassin. La minéralogie n'étant pas utilisable à cet effet dans les zones alpines internes, la composition chimique des sédiments est un recours, si l'on parvient à apprécier comment le métamorphisme l'a modifiée.

Les circulations de solutions, au cours du métamorphisme, sont susceptibles de transformer :

- la composition chimique moyenne d'une série ou d'une formation toute entière, par échange d'éléments avec l'extérieur (métasomatose) (BRADY, 1977 ; FONTEILLES, 1978 ; SALIOT, 1978 ; CHOPIN, 1979 ; GOFFE, 1982) ;
- la composition chimique de certaines fractions lithologiques, sans qu'il y ait nécessairement échange avec l'extérieur (BESNUS & DUNOYER DE SEGONZAC, 1976 ; SENIOR & LEAKE, 1978).

Les points de vue divergent sur l'ampleur des transformations chimiques, qui, au demeurant, dépendent de la nature du métamorphisme. Mais tous les auteurs s'accordent à considérer que, parmi les éléments majeurs, Mg, Ca, K, et surtout Na, sont les plus sensibles à ces phénomènes. Dans les zones alpines étudiées ici, la source des alcalins pourrait être les formations évaporitiques du Trias (SALIOT, 1978 ; GOFFE, 1982).

Parmi les éléments-traces, Ba et Sr seraient particulièrement affectés (SENIOR & LEAKE, 1978). Pour Y. BESNUS et G. DUNOYER DE SEGONZAC (1976), la fraction argileuse, au cours du métamorphisme alpin, dans les zones internes, serait enrichie en Ga, Ti, Co, Cr, Ba, Sn et Pb, mais appauvrie en Cu, par des échanges avec les autres fractions granulométriques.

Le diagramme (Na, K) pour les échantillons les plus siliceux (figure 65) montre un effet du métamorphisme. C'est le seul qui nous soit apparu

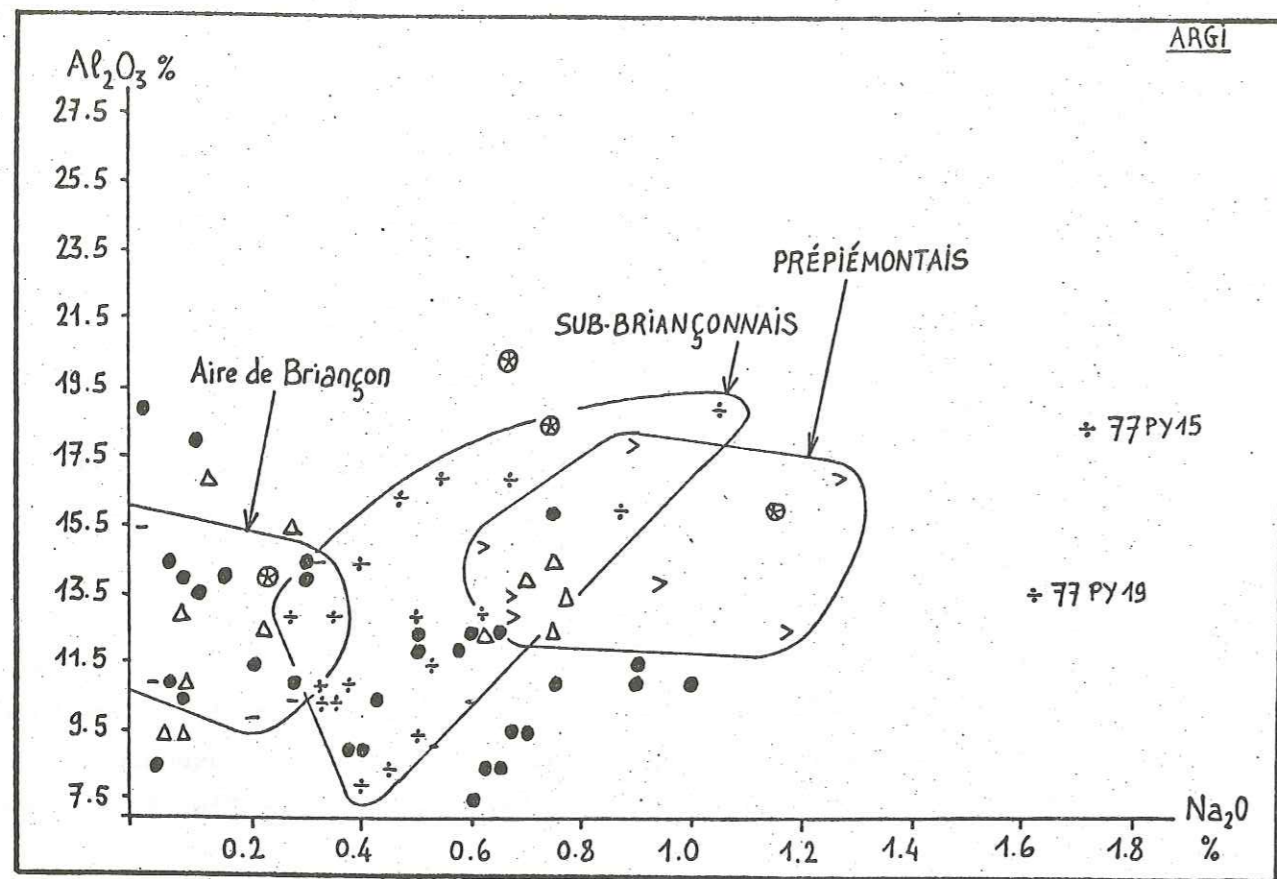


FIGURE 67 : Richesse relative en Na des dépôts du Subbriançonnais et du Prépiémontais-Piémontais, par rapport à ceux du Briançonnais, et corrélation globalement positive entre Al et Na dans le Subbriançonnais.

La richesse en Na est interprétée comme le témoignage de la richesse originelle du sédiment en smectite, ou de manière plus générale en espèces argileuses néoformées dans le milieu océanique (voir développements dans le texte).

Il existe un lot d'échantillons qui sort de ce diagramme à cause de sa richesse en Na (voir figure 60). Les échantillons 77 PY 15 et 19, respectivement albo-cénomaniens et oxfordiens, proviennent tous deux de l'Argentière en Subbriançonnais.

Rappel : légende des symboles sur un dépliant à gauche de la page 250 .

clairement, et il concerne le sodium. Pour tous les autres éléments, nous supposons que la teneur actuelle, même modifiée, reflète bien celle du sédiment initial. Dans des cas précis, cette hypothèse devra être discutée.

La méthode des intercorrélations positives (BESNUS & MOSSER, 1976), appliquée respectivement aux lots SILI et ARG1 (tableaux 21 et 22), fournit des groupes d'éléments qui peuvent être interprétés en termes minéralogiques. Les groupes obtenus sur le lot ARG1, au risque de 10 % (tableau 22, colonne de droite), peuvent être répartis entre trois pôles (figure 66). L'illite et le potassium sont associés et relativement abondants en Briançonnais. A l'extérieur du Briançonnais en revanche, il n'y a pas de raison de relier Na et la chlorite. La figure 67 aide à préciser le comportement de Na dans les divers domaines (pour les échantillons du lot ARG1). Il existe une corrélation globalement positive entre Al et Na dans la presque totalité du Subbriançonnais, ce qui n'est pas le cas ailleurs.

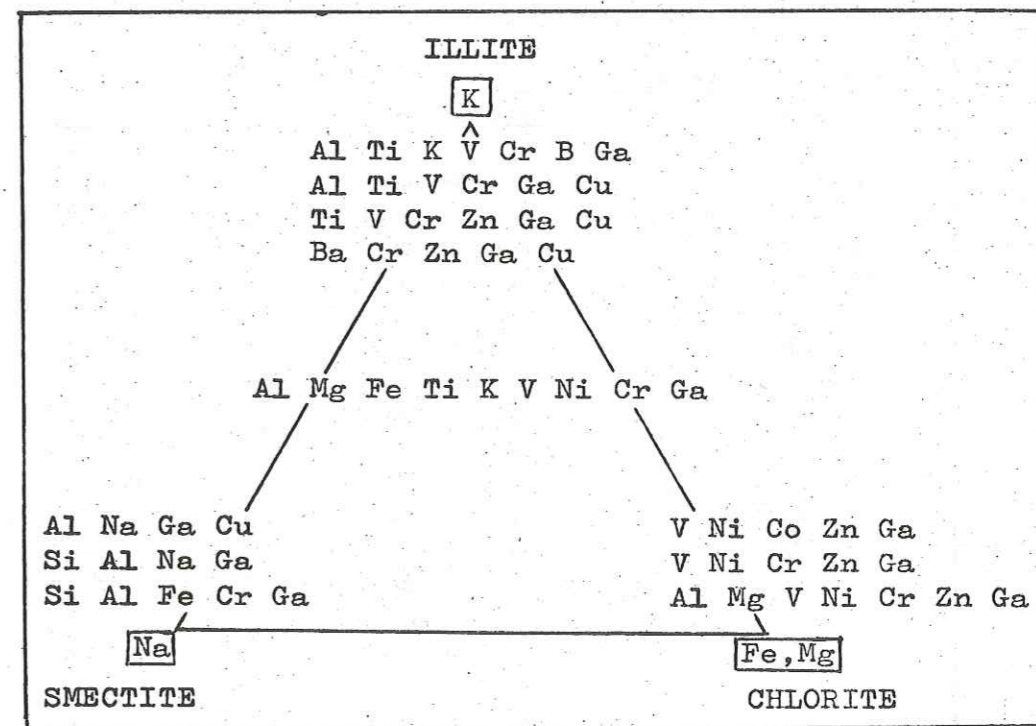


FIGURE 66 : Interprétation des groupes à intercorrélations positives, obtenus pour le lot ARG1, selon une distribution tripolaire.

Les groupes à intercorrélations positives ont été déterminés avec un risque d'erreur de 10 % (voir tableau 22). La distribution des groupes obtenus selon trois pôles et l'interprétation de ceux-ci en termes d'espèces minérales a été faite d'après les données fournies dans le chapitre consacré à l'Atlantique (notamment tableaux 12 et 13).

D'autre part, si les teneurs en K permettent de différencier le Briançonnais de ses domaines bordiers (figure 64), il n'en va guère de même pour celles de Fe et Mg : les diagrammes (Al, Fe) et (Al, Mg), non reproduits ici, montrent des corrélations positives assez nettes, mais aucune répartition géographique privilégiée. Il ne faudrait donc pas déduire, d'une relative pauvreté en chlorite du Briançonnais, qu'il est également pauvre en Fe et Mg. Ces éléments peuvent entrer dans la composition d'autres phases, argileuses ou non.

Enfin, les échantillons argileux du Prépiémontais et du Piémontais se distinguent, dans le lot ARG1, par leur richesse élevée en Fe et Si (diagramme (Fe, Si) non reproduit ici).

La méthode des intercorrélations positives (tableaux 21 et 22, figure 66) permet aussi d'apprécier à quelles phases minéralogiques sont associés, de préférence, les *éléments-traces*. Il apparaît ainsi :

- que Ti, Ba, Cr, B et Cu sont plutôt liés au pôle illite ;
- que Ni, Co et Zn sont plutôt liés au pôle chlorite ;
- et que le pôle "smectite" attire seulement Cr et Cu.

Cependant les diagrammes de corrélation de ces éléments avec Al ne fournissent jamais une distribution géographique aussi claire que celle de la figure 64.

Interprétations.

Le caractère à la fois plus potassique et plus illitique des sédiments du Briançonnais peut être interprété par une plus grande richesse initiale en argiles détritiques primaires (notamment illite et interstratifiés illitiques). Dérivées de l'altération directe des roches cristallines, ces phyllites n'auraient pu provenir du continent européen alors situé au Nord-Ouest, à travers les domaines alpins externes puis le Subbriançonnais, sans y laisser une empreinte au moins autant potassique. Il n'en est rien puisque, sur ce plan, le Subbriançonnais est plus proche du Piémontais que du Briançonnais. Il faut en conclure que ces apports provenaient :

- soit du continent, mais avec une autre voie d'accès que la simple traversée de la marge téthysienne sur une transversale Ouest-Est ;
- soit du socle du domaine briançonnais lui-même.

Cette observation est à relier, au moins en partie, au caractère sédimentologique exceptionnel du Briançonnais entre l'Albien et le Vraconien : les dépôts, lorsqu'ils existent, sont encore des calcaires à cherts, tandis que dans les domaines voisins (en Subbriançonnais tout au moins),

ce sont déjà des "black-shales" (BOURBON, 1980).

Il se peut que la richesse relative en sodium soit :

- un effet du métamorphisme, encore que l'analogie des teneurs en Na entre Subbriançonnais et Piémontais invite à la réflexion ;
- le témoin d'une richesse originelle plus grande en espèces argileuses néoformées dans le milieu de sédimentation ou de diagenèse précoce ;
- non significative enfin, les teneurs atteintes restant faibles (KARPOFF, comm. orale).

Si l'on s'en tient à une explication faisant intervenir les minéraux argileux seuls, l'absence de corrélation positive entre Al et Na, hors du Subbriançonnais, peut signifier qu'une proportion croissante de phyllites dans la roche totale coïncide avec une proportion décroissante de smectites dans la fraction fine. Cela peut traduire que les smectites dont il est question, relativement plus abondantes lorsque le détritisme est moins intense, ont un caractère néoformé.

Enfin, la richesse particulière du Prépiémontais et du Piémontais argileux en Fe et Si traduit, selon nous, une influence volcanique (cf. puits 43-386 de l'Atlantique, proche de la ride médio-océanique).

c) Existence de silice "libre" (n'intervenant pas dans la composition des silicates).

En Subbriançonnais, il existe dans la fraction argileuse une corrélation positive assez nette entre Si et K (figure 68), ce qui n'est pas vrai dans les autres domaines. Cette corrélation, jointe à la corrélation positive entre Al et K (figure 64), montre que la silice, en Subbriançonnais, est liée aux silicates (phyllites, et peut-être, mais beaucoup plus rarement, feldspaths), tandis qu'ailleurs les enrichissements en Si sont exprimés plutôt par la présence de silice libre.

Interprétations.

Deux interprétations viennent à l'esprit :

- il existait partout, à l'origine, pour un pourcentage de Si donné, des phyllites siliceuses (smectites notamment), et le métamorphisme alpin a entraîné, au cours des recristallisations d'argiles, des migrations de silice sur de courtes distances ;
- les phyllites siliceuses étaient plus abondantes initialement en Subbriançonnais, tandis que la richesse en silice, dans les domaines plus orientaux, se traduisait sous une autre forme (zéolites et opale, par exemple).

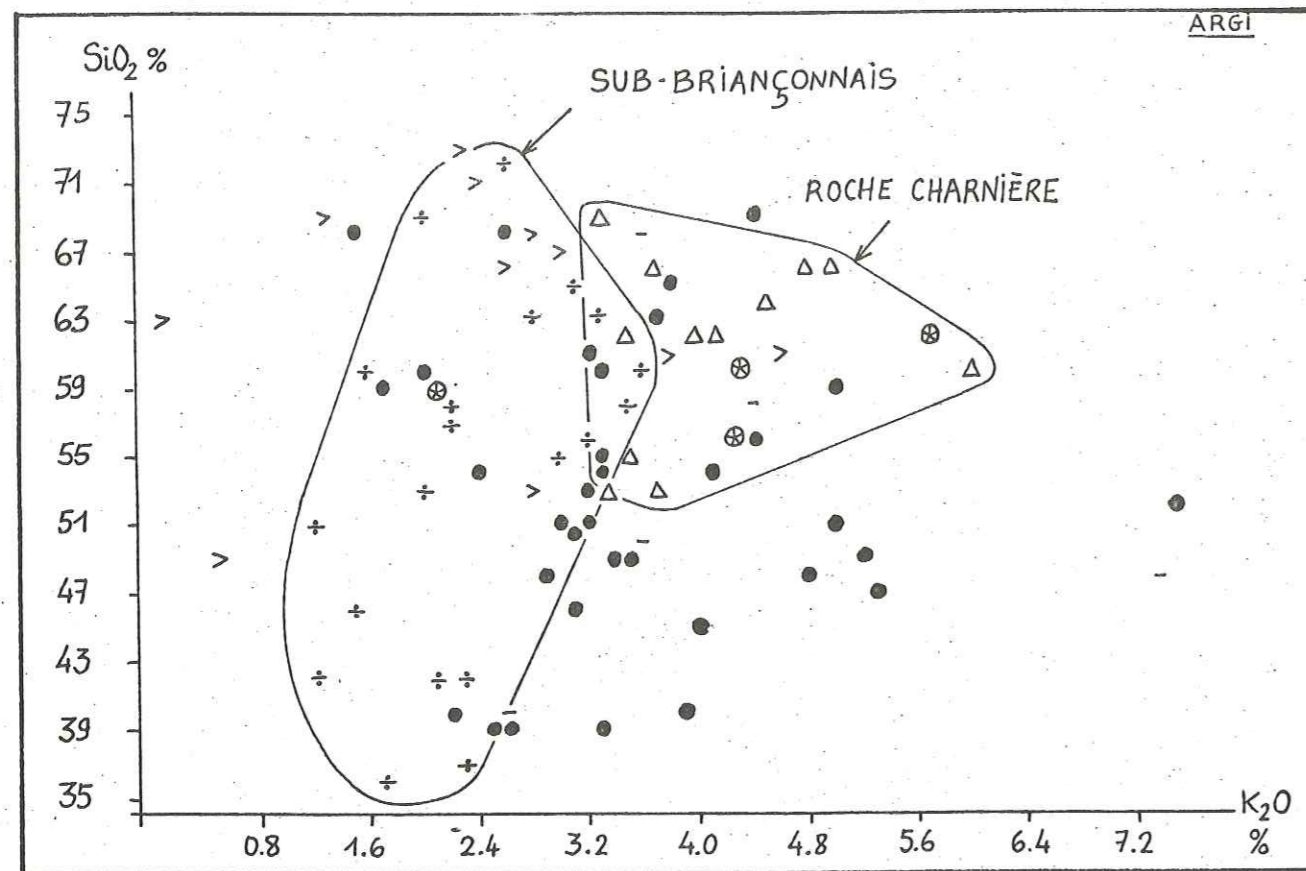


FIGURE 68 : Deux formes de richesse en silice : en Subbriançonnais d'une part, dans les domaines plus internes d'autre part.

Il existe, en Subbriançonnais, dans les échantillons les plus argileux, une corrélation positive, globalement assez nette, entre Si et K. En Subbriançonnais, la richesse en silice s'exprime par des silicates, sans doute des phyllites. Ailleurs, elle se manifeste sous une autre forme.

d) Pauvreté relative des sédiments briançonnais en manganèse.

La figure 63 permet aussi une lecture sous l'angle de la richesse en manganèse (expliqué à 41 % par l'axe 2). Dans la fraction argileuse, le Briançonnais est globalement moins riche en Mn que le Subbriançonnais et le Piémontais (axe 2). Cela apparaît plus nettement encore sur la figure 69.

La figure 70, toutefois, tempère quelque peu le propos précédent : les échantillons les plus calcaires du Prépiémontais sont projetés à l'opposé de Mn (expliqué ici à 88 %), et l'aire briançonnaise du Grand Bois s'avère particulièrement riche en cet élément.

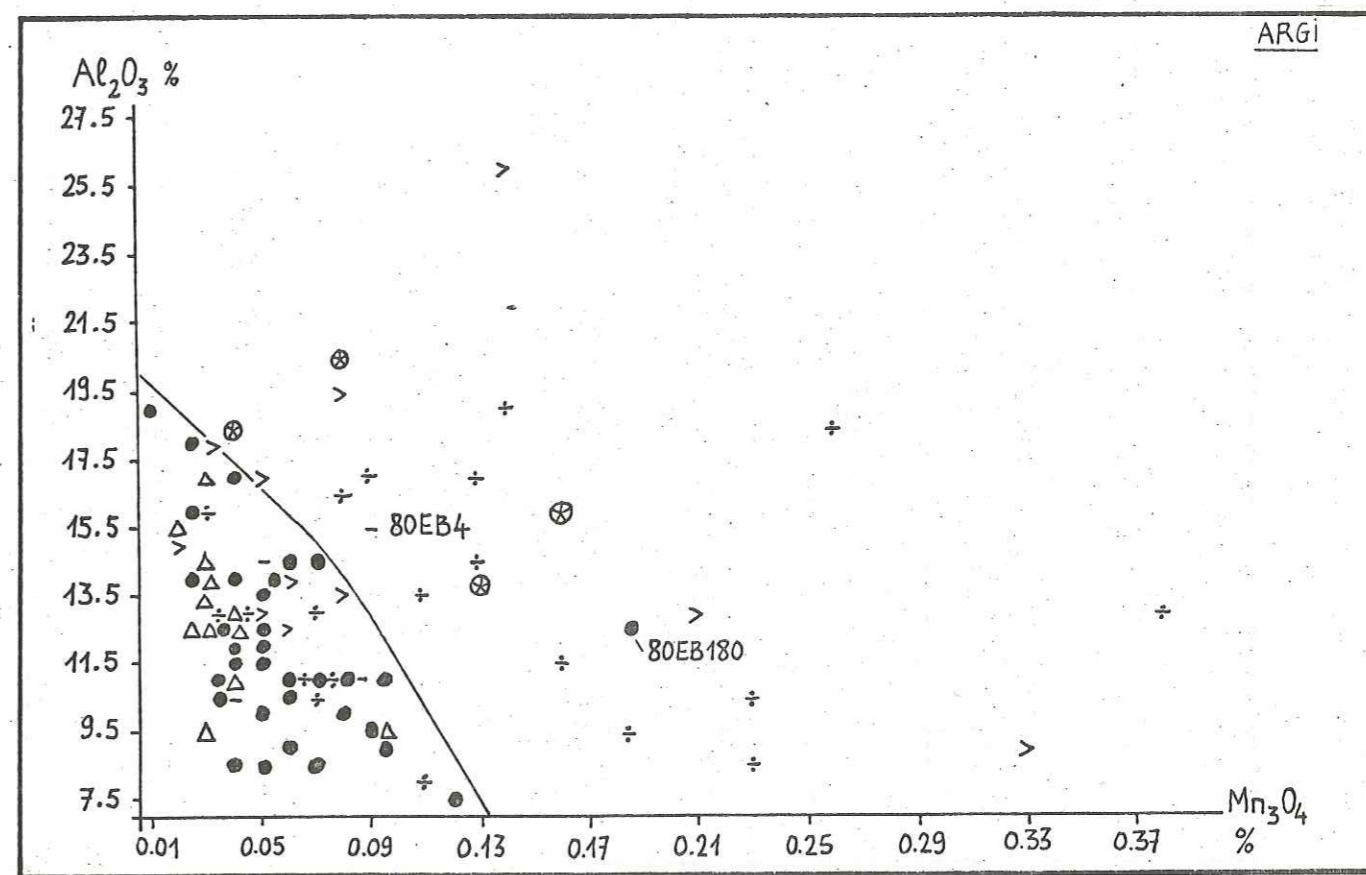


FIGURE 69 : Teneurs en Mn de la fraction argileuse en Briançonnais.

Rappel : légende des symboles sur un dépliant à gauche de la page 250 .

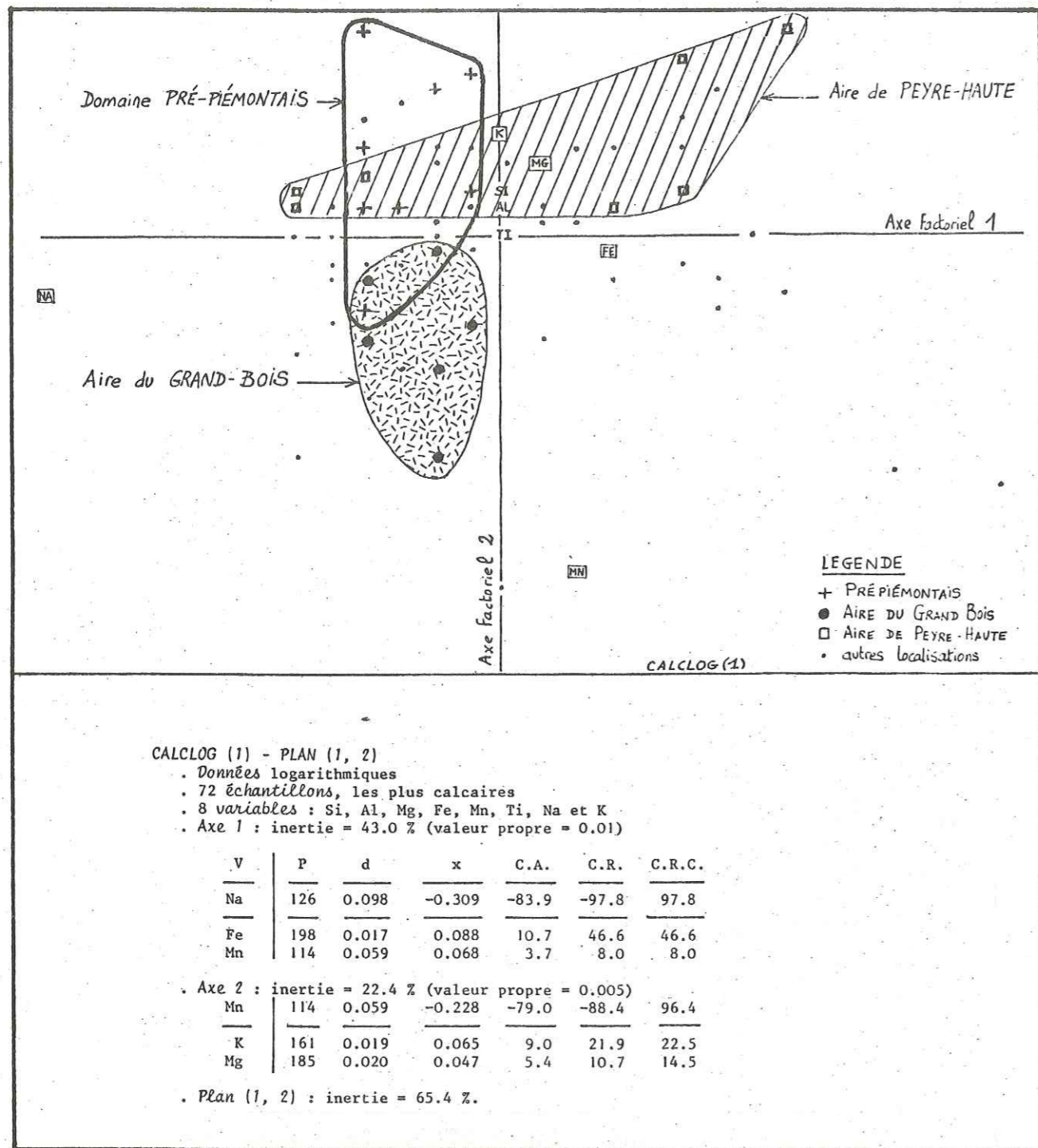


FIGURE 70 : Richesse en manganèse des échantillons calcaires de l'aire du Grand Bois.

Les analyses factorielles pratiquées sur le lot des échantillons calcaires conduisent toujours à des axes qui mettent en valeur un élément chimique particulier : dans le cas des données logarithmiques, les 5 premiers facteurs peuvent être respectivement interprétés comme : facteur du sodium, du manganèse (figure ci-dessus), du magnésium opposé au potassium, du magnésium opposé au fer, et du fer. Le plan présenté ci-dessus met en évidence le caractère particulier de l'aire du Grand Bois, enrichie en Mn, alors que l'aire de Peyre-Haute est pauvre en Mn.

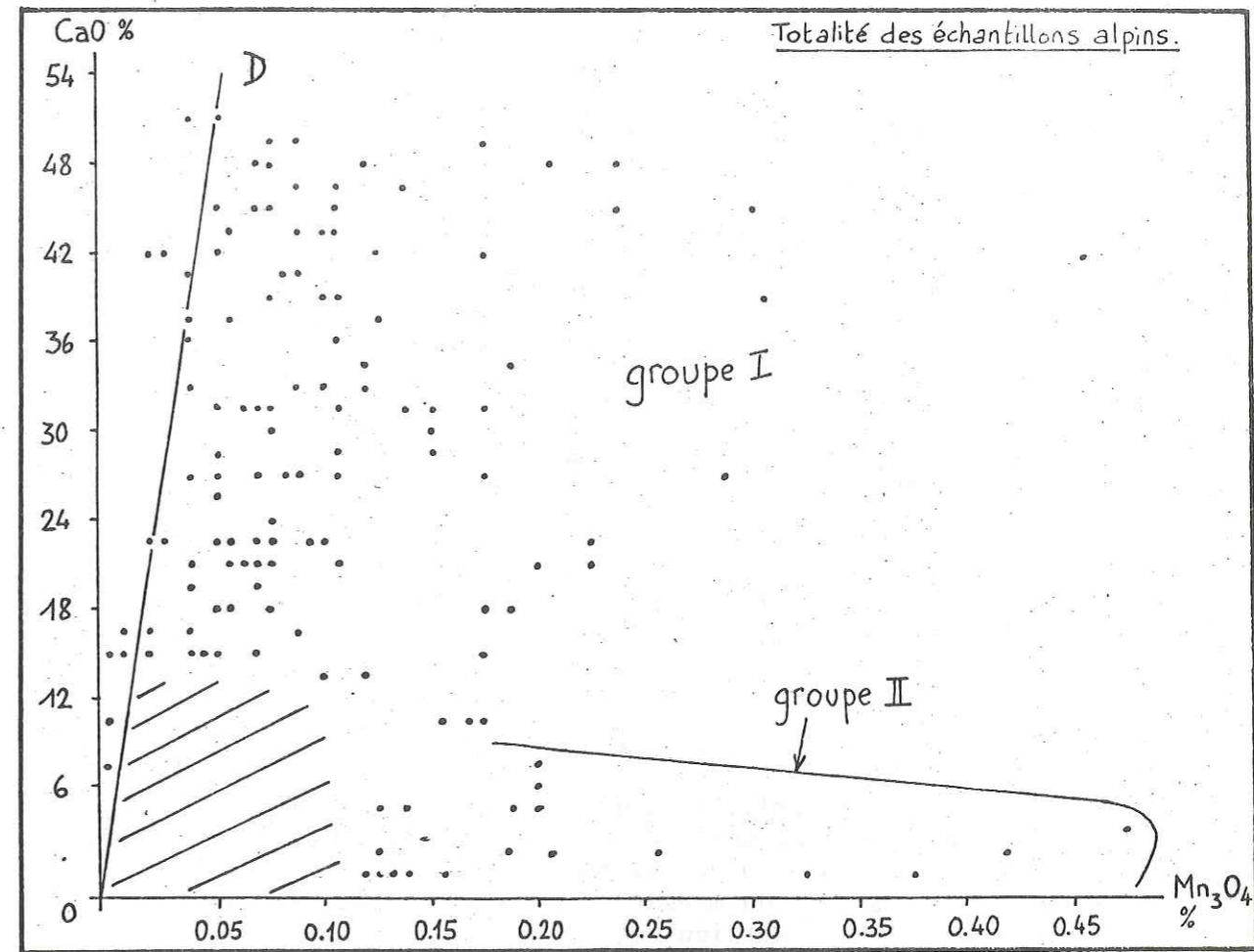


FIGURE 71 : Le calcaire fournit une proportion minimale de Mn, et il existe des échantillons dont la teneur en Mn est beaucoup plus élevée.

La droite D fournit la proportion minimale de Mn que la phase calcaire apporte au sédiment : environ 0.01 % de Mn_3O_4 pour 10 % CaO. Il existe des groupes d'échantillons riches en manganèse : l'un est riche aussi en calcaire, l'autre est pauvre en calcaire (il n'y a pas de situation intermédiaire). Enfin, signalons un groupe d'échantillons très riches en manganèse, hors diagramme (voir tableau ci-dessous). Leur teneur en calcaire confirme la répartition en deux lots signalée ci-dessus.

N° éch.	LOT	Aire	Age	% Mn_3O_4
76/021	SILI	Champcella	Vrac./Cén.	0.56
73+413	SILI	QTN	Vrac.	0.85
74+269	SILI	QTN	Vrac ?	1.45
80EB168	SILI	QTN	Crét.moy.	1.38
80EB174	SILI	QTN	Crét.moy.	0.69
ED100	calc.	Prépiém.	?	0.55

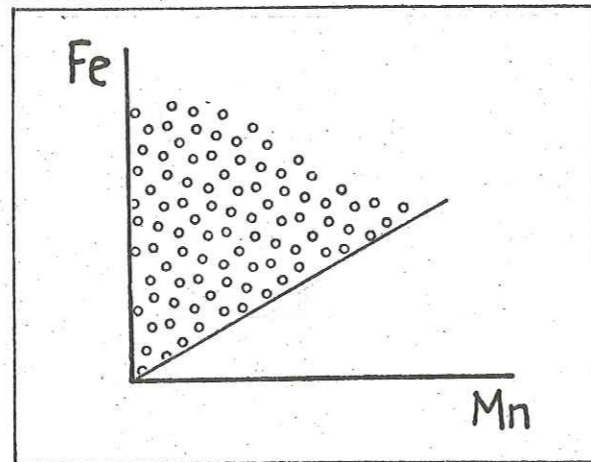
N° éch.	LOT	Aire	Age	% Mn_3O_4
73+411	SILI	QTN	Vrac.	1.10
74LD166	SILI	Galibier	Crétacé	0.67
80EB272	Calc.	QTN	Kim.	2.45
80EB169	ARGI	QTN	Crét.moy.	0.83
80EB276	Calc.	Briançon	Crét. inf. ?	1.08

La figure 71 montre qu'il faut envisager plusieurs types d'enrichissement en manganèse :

- d'une part, pour la très grande majorité des échantillons, Mn est lié au calcaire : celui-ci en apporte une quantité minimale (0.01 % de Mn_3O_4 pour 10 % de CaO, environ) (figure 71) ;
- d'autre part, il existe des échantillons beaucoup plus riches en Mn (0.25 à 2.45 %) ; ceux-ci peuvent être répartis en deux lots :
 - . un lot particulièrement calcaire ;
 - . un lot particulièrement siliceux ;
 beaucoup, parmi ces échantillons, proviennent de séries très condensées et sont presque assimilables à des fonds durcis (il se peut alors que la division en un groupe siliceux et un groupe calcaire ne soit pas pertinente, calcaire ou silice représentant simplement la roche exposée sur laquelle se développe le fond durci, cette roche ne pouvant bien sûr pas être argileuse...).
- enfin, du manganèse peut aussi être contenu dans des particules d'oxydes disséminées dans le sédiment : c'est le sens qu'il faut donner au schéma de la figure 72, valable pour le lot ARG1.

FIGURE 72 : Diagramme (Fe, Mn) pour le lot ARG1 (schématisé)

Dans les échantillons argileux, à une teneur donnée de Mn correspond une teneur minimale de Fe : il s'agit du manganèse contenu dans des particules d'oxydes, associées aux argiles.



e) Les éléments-traces : une évolution visible d'Ouest en Est. Diversité du Briançonnais.

La projection de la figure 73 permet de constater, dans une direction coïncidant à peu près avec la première bissectrice, une évolution globale d'Est en Ouest sur les échantillons argileux :

OUEST EST
Sr, Ba Co, Ni, Cr, Cu

en soulignant toutefois que Ba n'est expliqué qu'à 25 % dans ce plan.

Dans une direction perpendiculaire, on remarque l'"écrasement" des domaines voisins du Briançonnais, et par contraste l'"étalement" plus grand de ce dernier, dans une perspective régie par l'opposition entre Co et Cu (expliqués ici à plus de 75 %).

L'enrichissement vers l'Est en Ni et Co est confirmé par le lot des échantillons siliceux (figures 74 et 75).

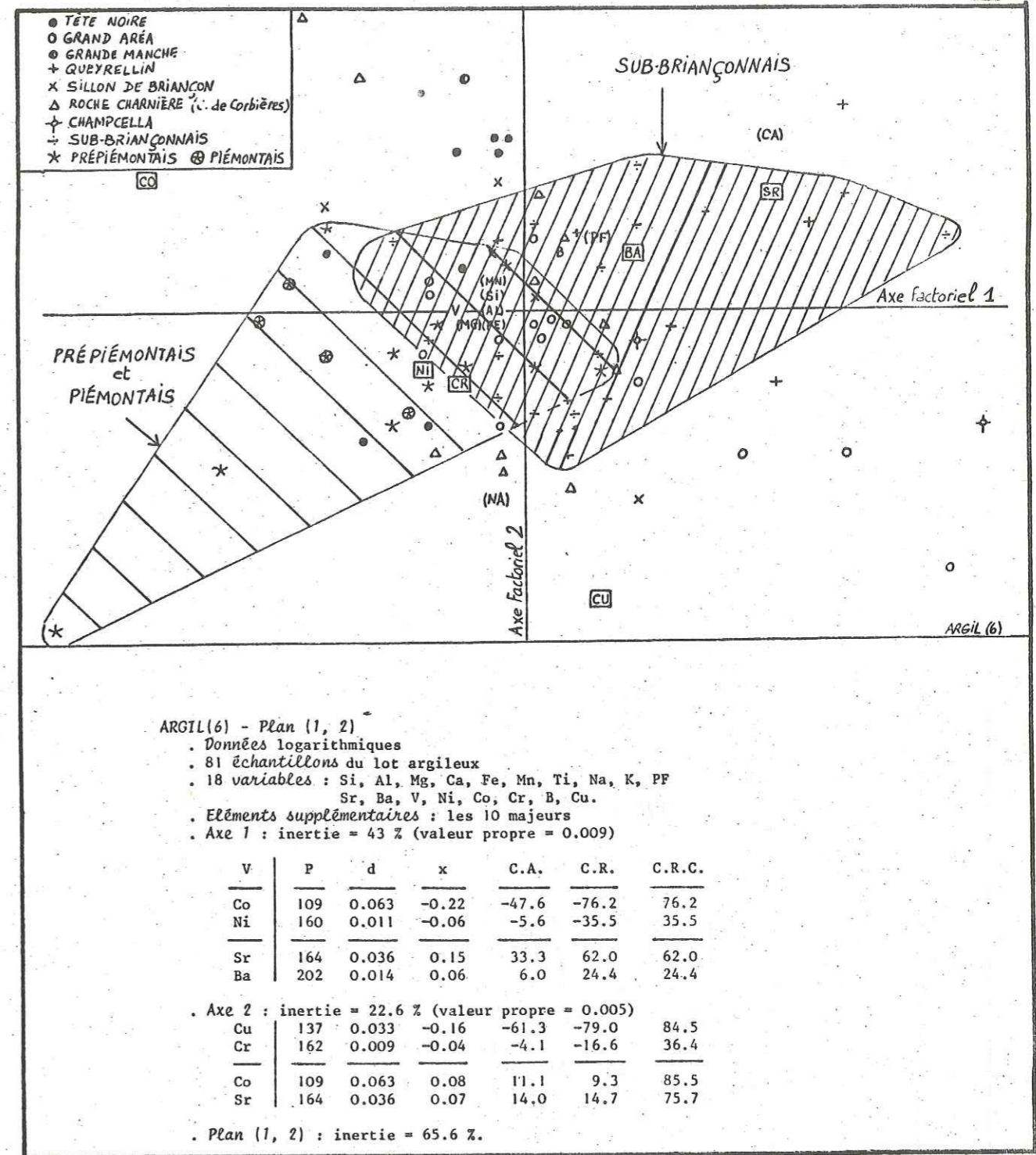


FIGURE 73 : Influences volcaniques vers l'Est. Caractère contrasté du Briançonnais vis à vis des éléments-traces.

Dans la direction de la première bissectrice, on retrouve globalement les trois domaines penniques dans l'ordre géographique. Le domaine subbriançonnais est projeté du côté de Ca, Sr et Ba, tandis qu'une influence volcanique (Ni, Co, Cr, Cu) se fait sentir à l'Est (domaine piémontais). Entre les deux, le domaine briançonnais est caractérisé par une diversité relativement plus grande des teneurs en éléments-traces, dans une perspective régie avant tout par l'opposition Co/Cu.

Dans le détail, une nuance doit être apportée la teneur en Co du lot ARG1 augmente d'Ouest en Est mais il n'y a pas de différence nette entre Briançonnais et Subbriançonnais (figure 76). Il n'en va pas tout à fait de même pour la teneur en Ni (figure 77) ; le domaine Prépiémontais a les mêmes caractéristiques que le domaine Subbriançonnais : pauvreté relative en nickel et rapport Al/Ni élevé ; en revanche, plus grande richesse du Briançonnais et du Piémontais, avec un rapport Al/Ni faible.

Interprétations.

L'évolution d'Ouest en Est décrite ci-dessus recouvre deux phénomènes distincts : tout d'abord, par l'intermédiaire de Sr, le caractère de plus en plus décarbonaté à mesure que l'on gagne des domaines plus internes (voir page 253). D'autre part une influence volcanique à l'Est, qui enrichit les sédiments en Co, Ni, Cr et Cu.

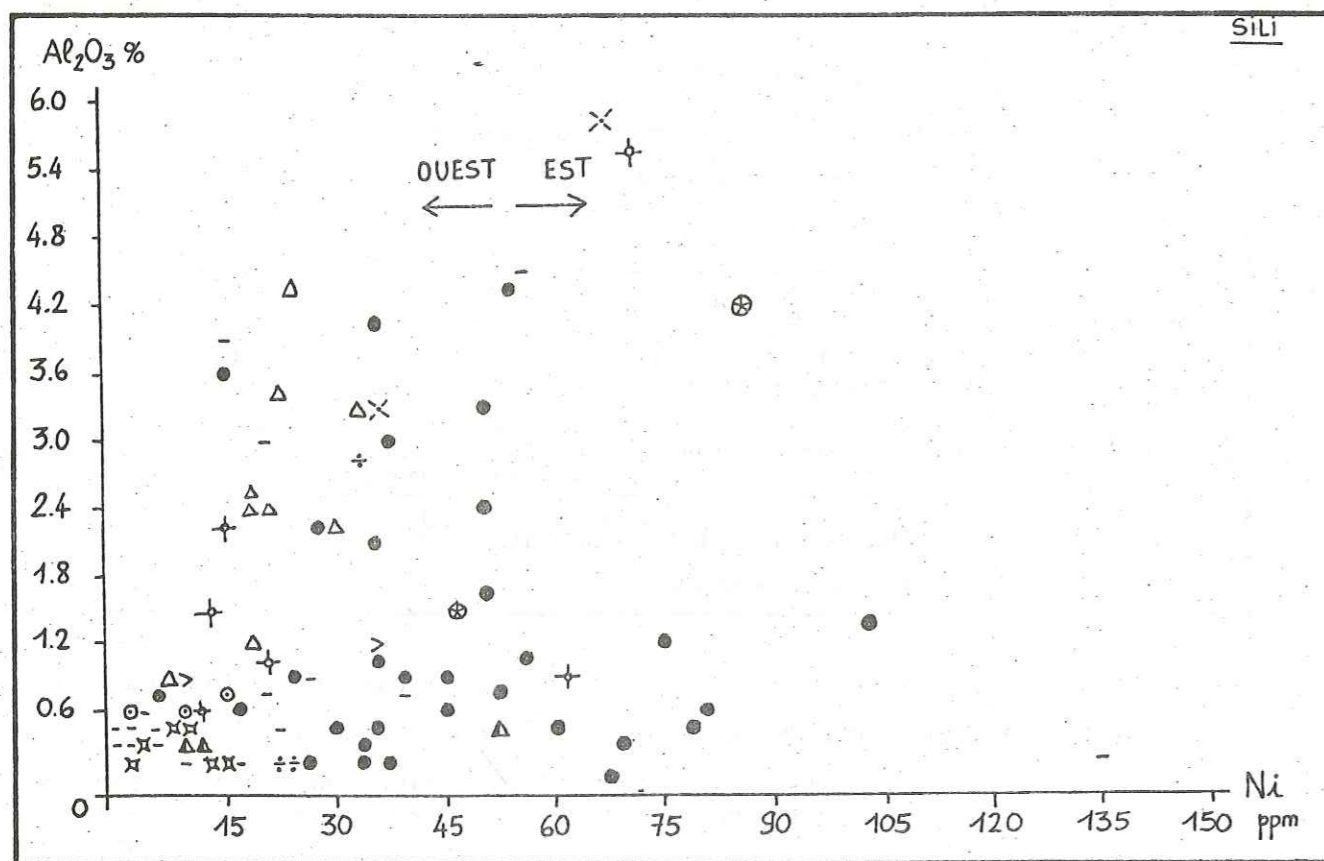


FIGURE 74 : Richesse plus grande en Ni vers l'Est, dans le lot des échantillons siliceux.

Rappel : légende des symboles sur un dépliant à gauche de la page 250 .

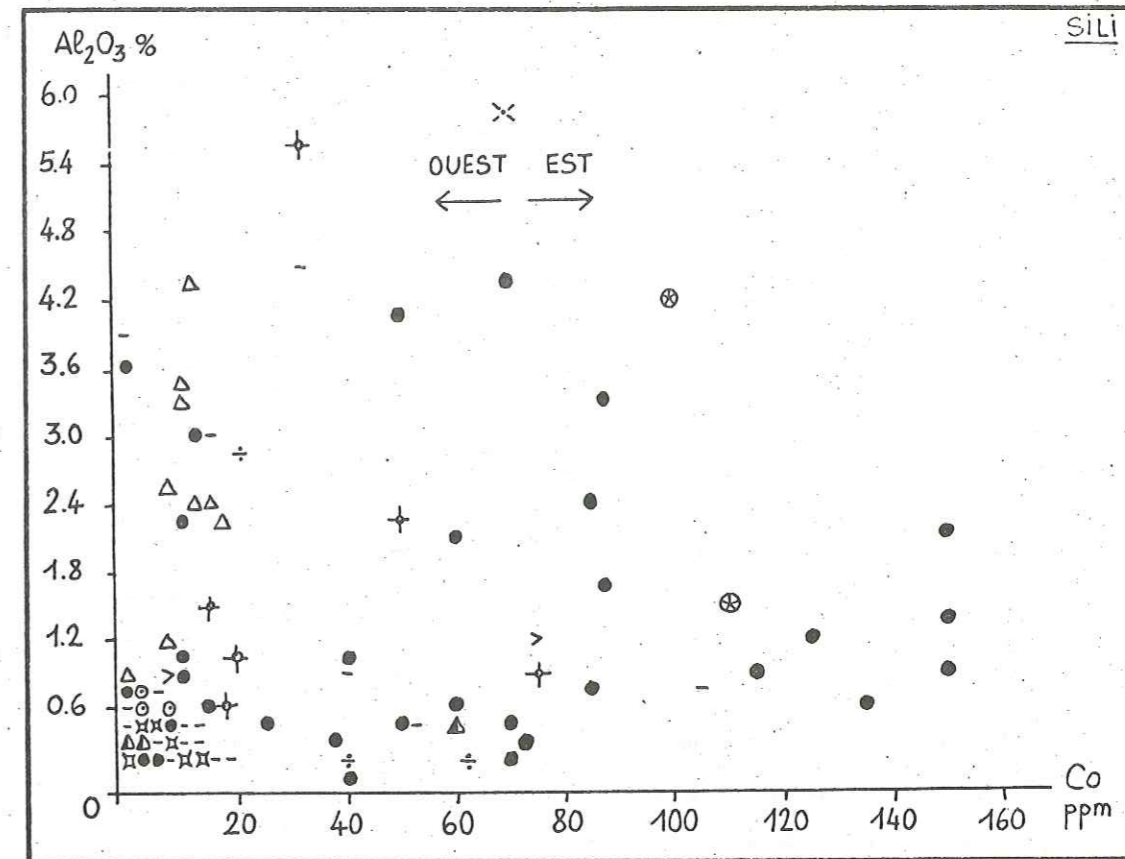


FIGURE 75 : Richesse plus grande en Co vers l'Est, dans le lot des échantillons siliceux.

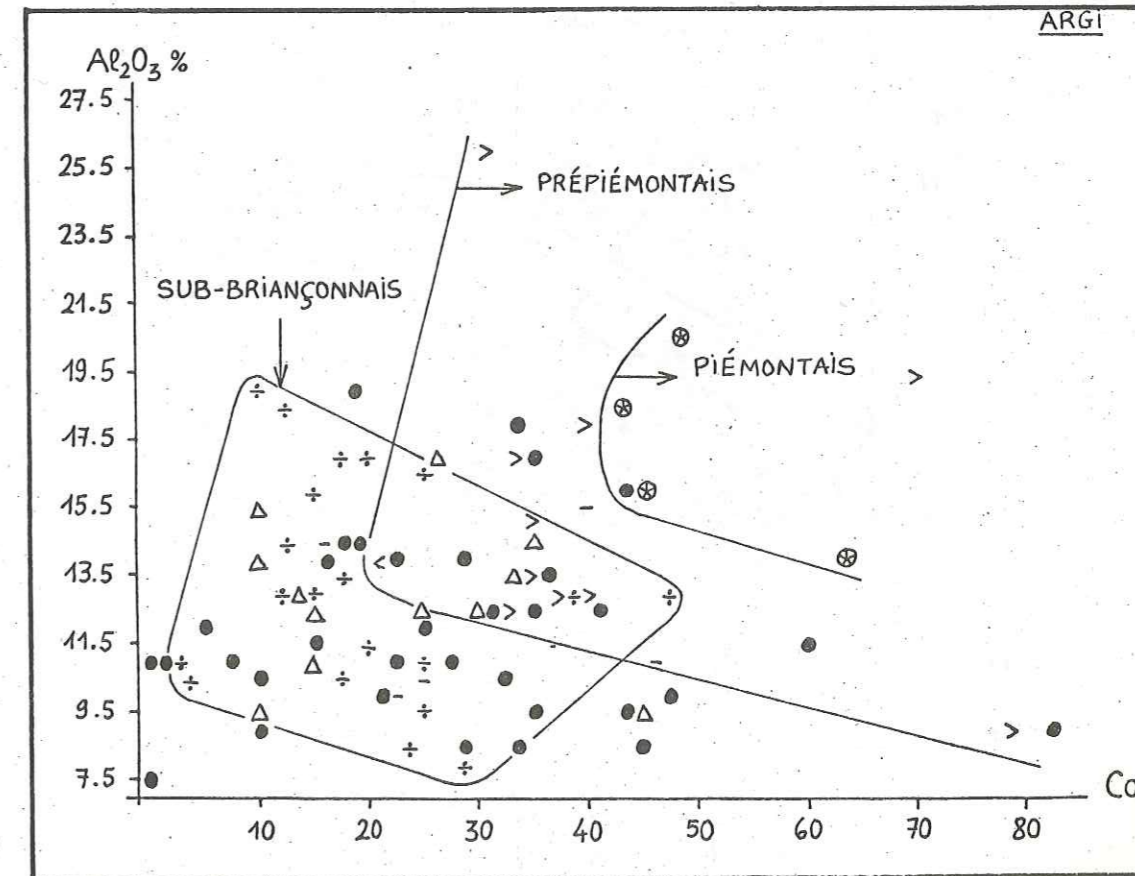


FIGURE 76 : Richesse plus grande en Co d'Ouest en Est dans le lot des échantillons argileux, mais absence de différence entre Briançonnais et Subbriançonnais.

On connaît en effet, en zone piémontaise, des formations ophiolitiques, interprétées comme des témoins d'un volcanisme sous-marin de type croûte océanique (LEMOINE, 1972 ; 1973). L'analogie est évidente, de ce point de vue, avec les sédiments de la base du puits 386 dans l'Atlantique.

Les corrélations positives assez bonnes entre Al et Ni, dans un domaine donné, montrent que le nickel est associé aux argiles. Mais il intervient avec des proportions :

- assez faibles en Subbriançonnais et en Prépiémontais ;
- assez fortes en Briançonnais et en Piémontais.

Cette différence de la teneur relative en Ni coïncide avec une différence entre les taux d'accumulation, plus élevés dans les deux premiers domaines que dans les deux derniers. Il est possible qu'il y ait là une relation de cause à effet.

Pourtant, un tel phénomène n'est pas clairement visible sur Cr/Al. Or c'est surtout pour le chrome que nous l'avons mis en évidence, dans la partie de ce mémoire consacrée à l'Atlantique.

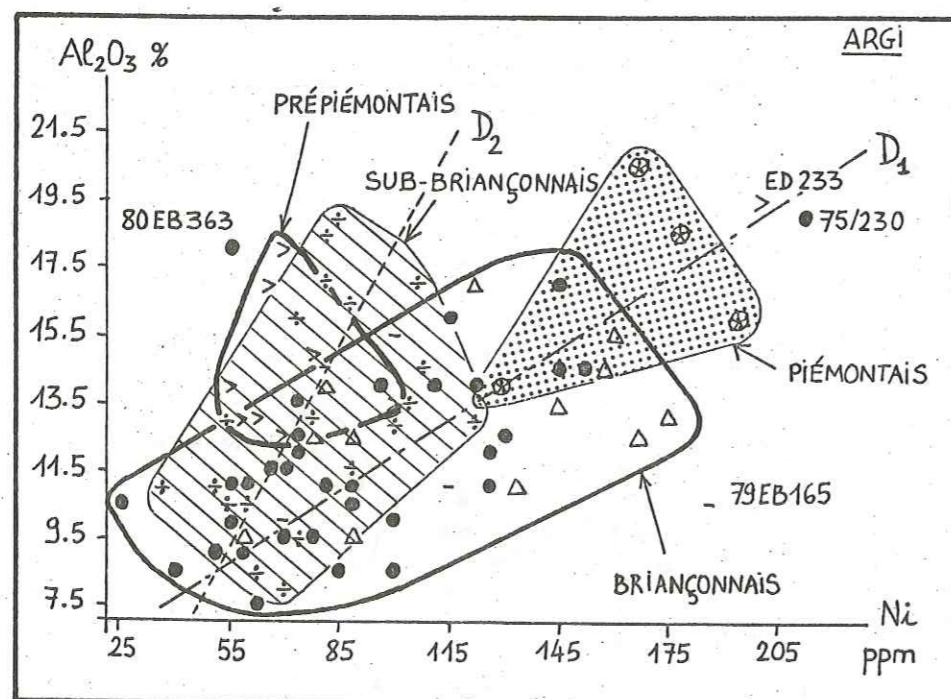


FIGURE 77 : Parenté du Prépiémontais et du Subbriançonnais quant à la richesse de la fraction argileuse en Ni, et au rapport (élevé) Al/Ni (droite D₂). Parenté du Briançonnais et du Piémontais quant au rapport (faible) Al/Ni (droite D₁), et plus grande richesse du Piémontais.

L'observation précédente n'est pas vérifiée pour Co, qui n'est pas non plus lié de manière nette aux argiles. Cela tend à montrer, si un tel mécanisme de concentration chimique dans les niveaux condensés est valable ici, que seule la fraction argileuse des dépôts y est sensible. A cela deux explications, non contradictoires d'ailleurs, peuvent être données :

- les minéraux argileux ont une capacité d'adsorption particulièrement élevée (voir discussion du chapitre C de la première partie) ;
- déposés le plus souvent les derniers, de tous les termes d'une séquence sédimentaire, "les minéraux argileux" restent le plus longtemps exposés au niveau de l'interface eau/sédiment.

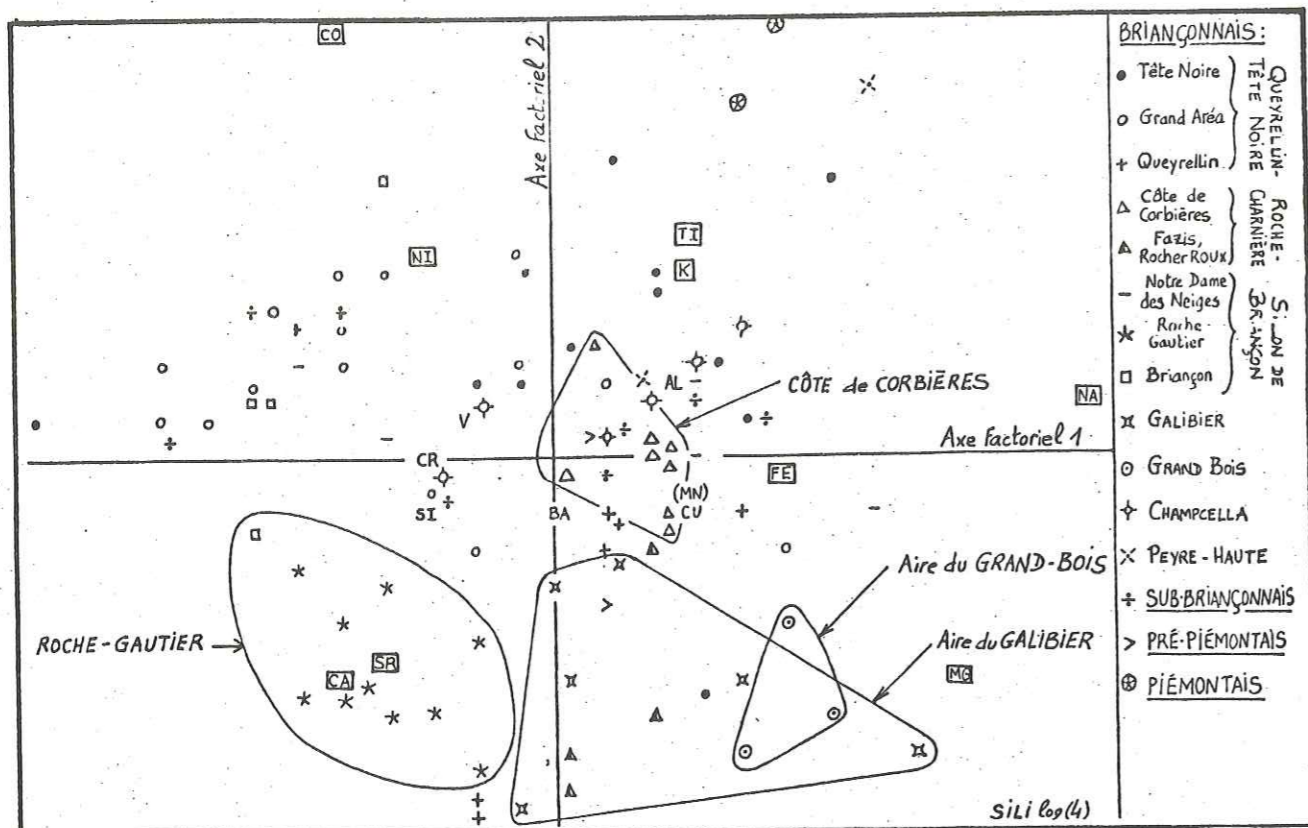
2. DISTINCTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES PLUS DÉTAILLÉES, EN PARTICULIER INTÉRIEURES AU DOMAINE BRIANÇONNAIS.

a) Un schéma d'ensemble pouvant s'expliquer en termes de milieux de sédimentation.

Les projections de la figure 78, synthétisées sur le schéma de la figure 79, montrent que le nuage des échantillons les plus siliceux se projette, dans l'espace à trois dimensions qui l'explique le mieux, selon une disposition grossièrement assimilable à une hélice, dont le mouvement tournant passerait successivement par les étapes caractéristiques suivantes :

- richesse en V et Cr : Roche-Gautier (aire de Briançon) ;
- richesse en Mg, Na, et encore, dans une moindre mesure, en V et Cr : Côte de Corbières (aire de Roche Charnière), aire de Champcella ;
- richesse en Cu, Fe, et encore, dans une moindre mesure, en Mg et Na : aires du Galibier et du Grand Bois ;
- richesse en Ti, K, Cu et Fe : Fazis (aire de Roche Charnière), Tête Noire (aire de Queyrellin-Tête Noire) ;
- richesse en Ni et Co : Grand Aréa (aire de Queyrellin-Tête Noire) et divers niveaux appartenant à l'aire de Briançon.

Les domaines extérieurs au Briançonnais sont, soit mal représentés (Prépiémontais et Piémontais), soit représentés par des échantillons disséminés (Subbriançonnais).



- BRIANÇONNAIS:**
- Tête Noire
 - Grand Aréa
 - + Queyrellin
 - △ Côte de Corbières
 - ▲ Fazis, Rocher Roux
 - Notre Dame des Neiges
 - * Roche-Gautier
 - Briangon
- ROCHE-GAUTIER**
- × GALIBIER
 - GRAND BOIS
 - + CHAMPELLA
 - × PEYRE-HAUTE
 - + SUB-BRIANÇONNAIS
 - > PRÉ-PIÉMONTAIS
 - ⊕ PIÉMONTAIS

SILI log (4) - PLAN (1, 2)
 . Données logarithmiques
 . 94 échantillons du lot siliceux
 . 16 variables : Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Na, K
 Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Cu
 . Élément supplémentaire : le manganèse
 . Axe 1 : inertie = 26.4 % (valeur propre = 0.026)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Co	123	0.207	-0.19	-7.1	-16.9	16.9
Ca	260	0.086	-0.18	-13.5	-37.0	37.0
Sr	176	0.064	-0.13	-4.8	-26.1	26.1
Na	52	0.498	0.46	18.3	42.8	42.8
Mg	121	0.207	0.35	23.7	57.9	57.9
Fe	170	0.106	0.21	12.3	41.6	41.6

. Axe 2 : inertie = 21.0 % (valeur propre = 0.021)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Ca	260	0.086	-0.19	-18.6	-40.6	77.7
Mg	121	0.207	-0.18	-8.0	-15.7	73.7
Sr	176	0.064	-0.16	-9.8	-42.7	68.9
Co	123	0.207	0.38	37.3	71.4	88.1
Ti	76	0.113	0.19	5.8	32.8	48.2
Ni	132	0.088	0.18	8.7	36.4	48.0
K	129	0.087	0.16	7.1	30.8	48.7

. Plan (1, 2) : inertie = 47.4 %

. Axe 3 : inertie = 12.6 % (valeur propre = 0.013)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Cr	130	0.134	-0.33	-47.8	-80.0	88.4
V	136	0.092	-0.20	-19.5	-45.4	51.5
Ni	131	0.088	0.13	7.6	19.2	67.3
Fe	170	0.106	0.11	7.2	11.7	53.5
Cu	94	0.169	0.10	3.1	5.8	18.5
Co	123	0.207	0.08	2.6	2.9	91.2

. Plan (1, 3) : inertie = 39 %

FIGURE 78A

FIGURE 78 : Un schéma d'ensemble pouvant s'interpréter en termes de milieux de sédimentation.
 (Voir commentaires dans le texte).

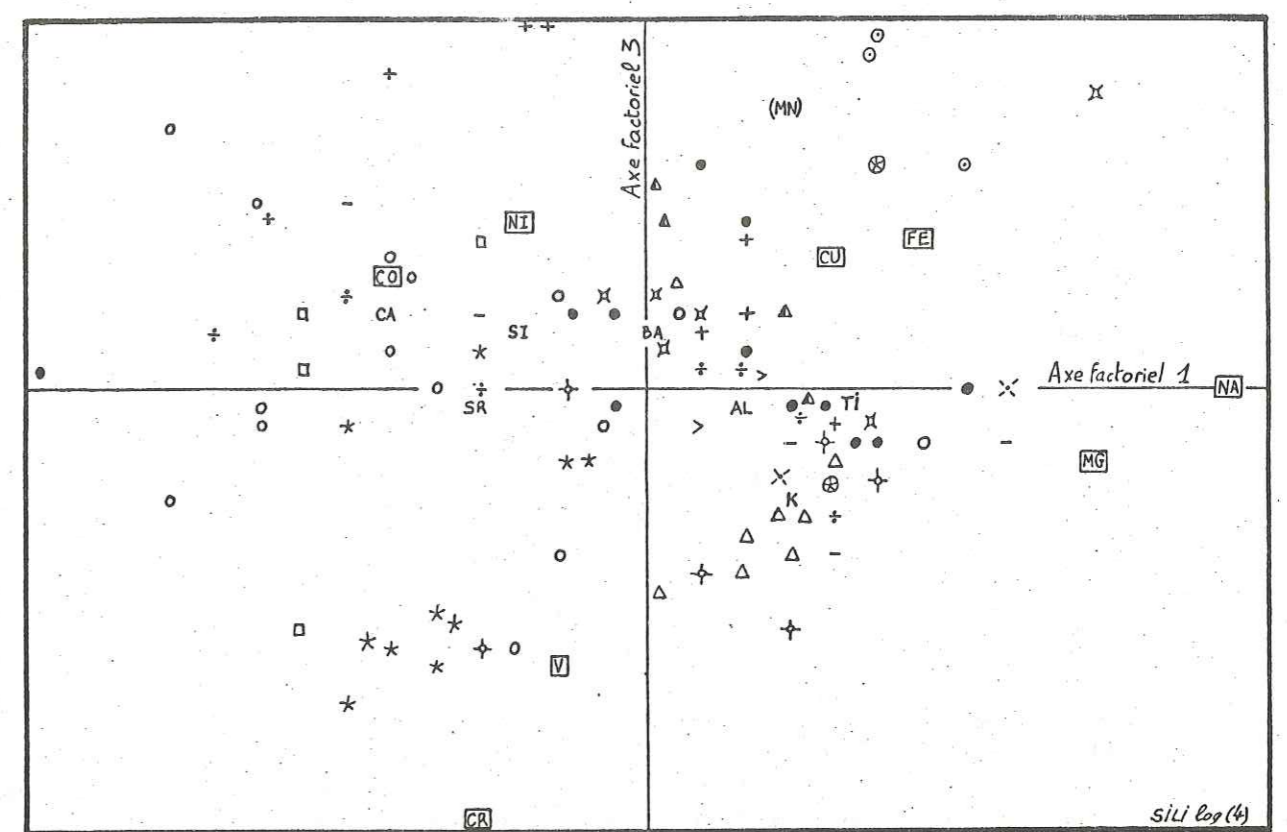
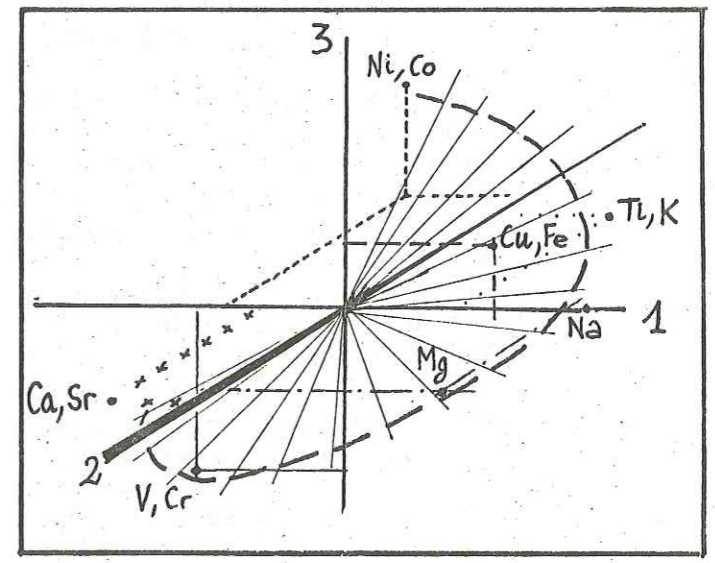


FIGURE 78 B

FIGURE 79 : Un schéma résumant les projections des figures 78A et B, et pouvant s'expliquer en termes de milieux de sédimentation.



Interprétations.

La répartition géochimique des sédiments briançonnais qui vient d'être décrite, à propos des figures 78 et 79, peut être expliquée en partie par les potentiels d'oxydo-réduction dans le milieu de dépôt et/ou de diagenèse, en partie comme une conséquence d'influences régionales ou locales. En effet :

- le pôle V, Cr peut caractériser un milieu plutôt confiné voire même anoxique, ayant permis la conservation d'une certaine proportion de carbone organique⁽¹⁾, susceptible d'enrichir le sédiment en ces deux éléments (voir chapitre C consacré à l'Atlantique). La projection vers ce pôle des séries de sillon s'accorde bien avec cette explication.

(1) M. BOURBON (1980) a montré que l'état actuel, très altéré, de la matière organique ne permet pas de reconnaître son origine, et que de toutes façons les pourcentages de carbone organique atteints restent très faibles.

FIGURE 80 : Diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ pour l'ensemble des échantillons du Briançonnais, distingués en fonction de leur provenance géographique.

Le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ a été présenté dans la première partie de ce mémoire (paragraphe C-II.3.a, figures 42 & 43). Certaines de ses interprétations "classiques" s'étaient révélées satisfaisantes :

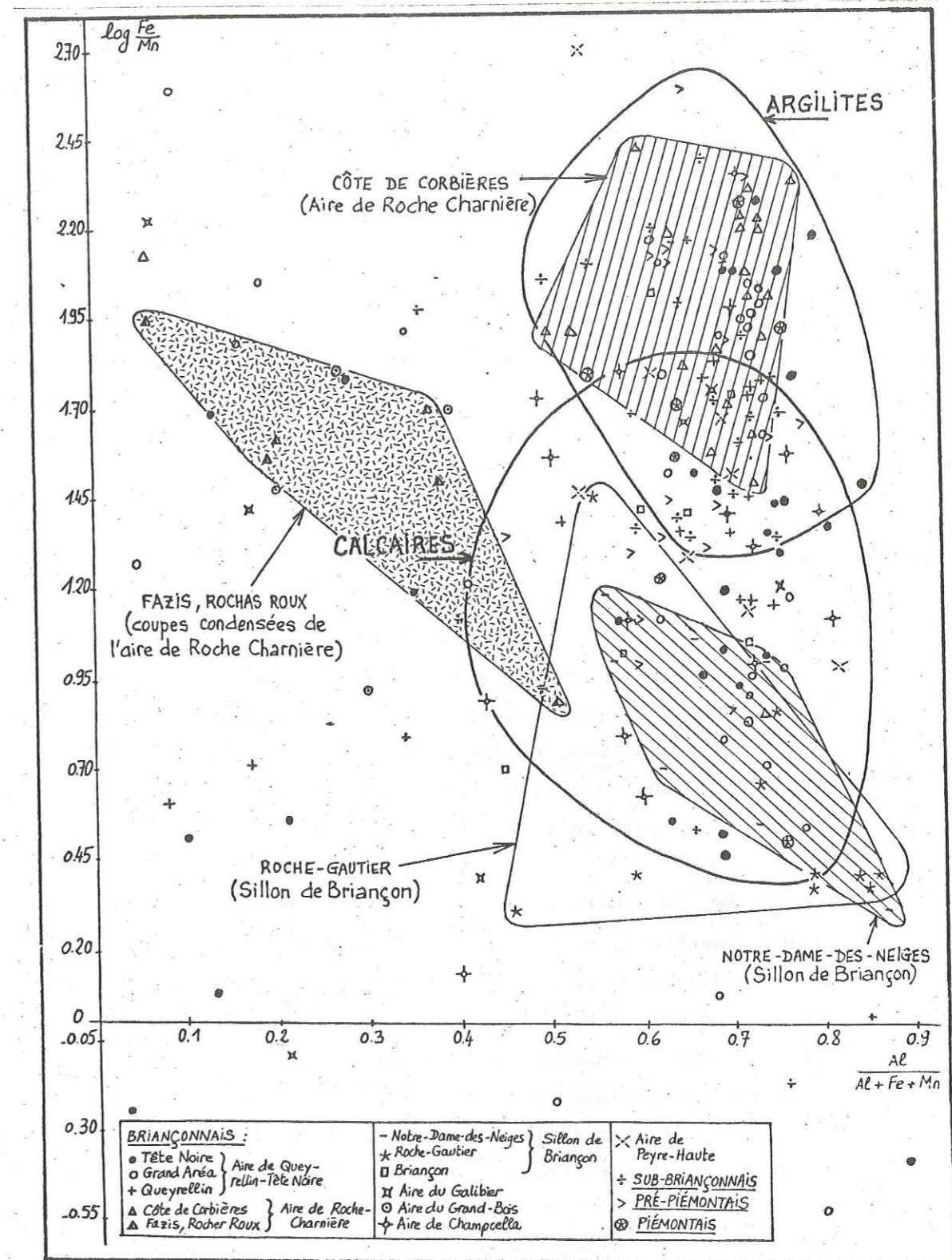
- D faible et $\log(\text{Fe}/\text{Mn})$ fort, correspondant à une influence volcanique proche ;
- D fort et $\log(\text{Fe}/\text{Mn})$ fort, correspondant à une dilution métallifère par confinement euxinique et/ou apports turbiditiques.

Appliquée ici, la première de ces interprétations conduit à admettre une influence volcanique sur les sites de Fazis et du Rochas Roux. Cela n'est pas du tout justifié sur le plan sédimentologique (BOURBON, 1980) et montre une fois de plus qu'il n'existe pas de grille explicative "universelle" pour le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$.

En revanche, la seconde interprétation est acceptable pour bon nombre d'argilites, notamment celles de la Côte de Corbières.

Enfin, dans les échantillons les plus carbonatés, la petitesse du rapport $\log(\text{Fe}/\text{Mn})$ est la conséquence d'une contribution spécifique du calcaire à la teneur en manganèse (figure 71), et peut-être de la présence de rhodochrosite. Les sites de Roche Gautier et de Notre-Dame-des-Neiges, dans ce groupe, s'avèrent particulièrement riches en Mn.

(suite de la légende ci-contre) →



En conclusion nous retiendrons :

1. que le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), D)$ est d'utilisation délicate ;
2. que les séries de sillon ont un caractère plutôt confiné, avec des expressions différentes dans les lots argileux et calcaire.

Remarque : la dissémination des échantillons alpins dans ce diagramme est beaucoup plus grande que celle des échantillons de l'Atlantique, et on ne remarque aucune corrélation d'ensemble. Cela reflète le caractère très hétérogène (ici du point de vue géochimique) des sédiments téthysiens étudiés.

D'ailleurs, il existe d'autres preuves d'un tel confinement :

- preuve géochimique : le diagramme ($\log \frac{Fe}{Mn}, Al/Al + Fe + Mn$) (figure 80) ;
- preuve sédimentologique : la couleur grise ou verdâtre de ces séries et l'abondance des niveaux de type "calcaires à cherts" bien lités, connus pour apparaître en milieu réducteur (BOURBON, 1980).

- le pôle Mg, Na peut caractériser des environnements diagénétiques assez confinés, où purent se développer notamment des smectites. Vers Mg et Na sont projetés des échantillons représentatifs aussi de séries de sillon, mais plus occidentales que les séries de sillon "caractérisées" par V et Cr.
- le pôle Ti, K peut témoigner d'un détritisme argileux primaire, et le pôle Fe, Cu d'un degré d'oxydation relativement élevé. Les projections de la figure 78 ne permettent pas de les distinguer très clairement, et confondent dans une même zone des aires que d'autres projections, non présentées ici, parviennent à dissocier. Au demeurant, le détritisme argileux primaire, qu'il soit hérité du continent ou délivré par des érosions sous-marines, ne contredit pas un degré d'oxydation relativement élevé, dans un milieu ouvert. Il en contient alors l'indice, sous forme de particules d'oxydes finement disséminées.

- le pôle Ni, Co pourrait, *a priori*, représenter un degré d'oxydation encore plus élevé, ou bien une influence volcanique. Or aucun diagramme inter-éléments ne permet de repérer une corrélation entre Fe et Co, ou Ni (alors que ces deux derniers sont liés : figure 81), qui devrait exister si Co et Ni étaient associés à des oxydes de fer. Nous savons déjà que le nickel est assez nettement lié aux argiles (figure 77, lot ARG1). D'autre part, une teneur donnée en cobalt implique une teneur minimale en silice (diagramme (Si, Co) pour le lot SILI, non présenté ici). Enfin, le diagramme (K, Co) pour le lot SILI (non reproduit ici) montre plusieurs corrélations positives. Par conséquent, la richesse en Ni et Co ne nous semble pas devoir être rattachée à des précipitations d'oxydes résultant d'un degré d'oxydation très élevé, mais plutôt à des adsorptions sur la fraction silicatée, dues soit à un volcanisme sous-marin régional, soit à des influences plus locales. La première de ces deux causes a été illustrée à propos du Piémontais dans le paragraphe 1-c du présent chapitre. La seconde est illustrée maintenant par un exemple précis emprunté au Briançonnais : l'aire de Queyrellin-Tête Noire, dont M. BOURBON (1980) a présenté

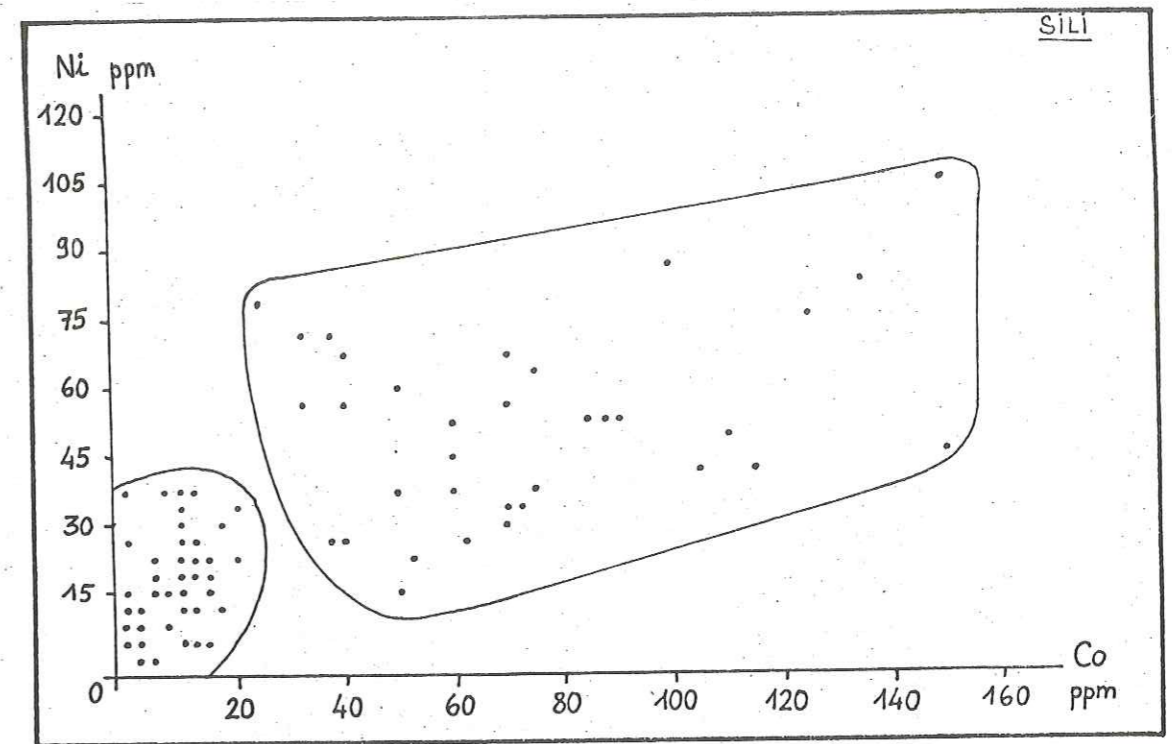


FIGURE 81 : Existence d'un lien entre nickel et cobalt dans les échantillons siliceux.

La corrélation entre Ni et Co est globalement positive (coefficient de corrélation : 0.68 (Annexe 6)).

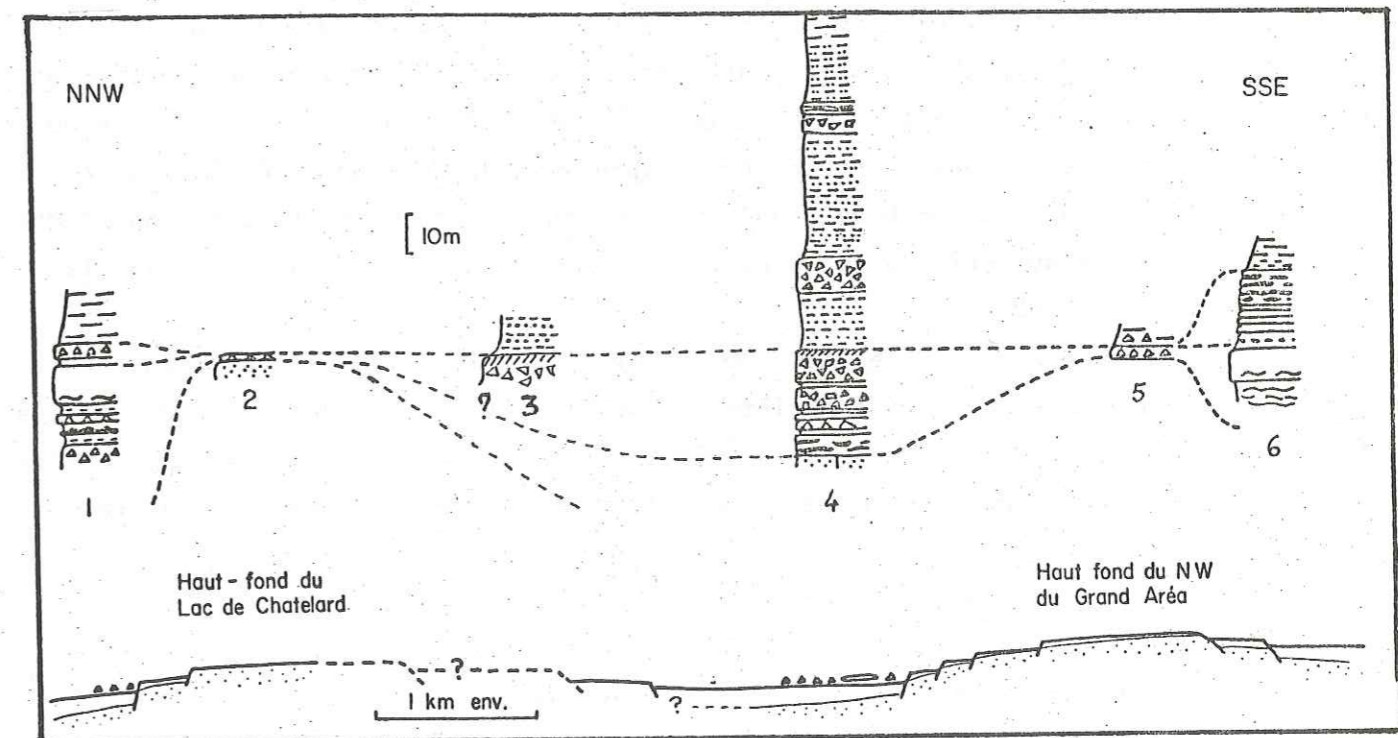


FIGURE 82 : Evolution des faciès et de la morphologie du fond, du NNW au SSE, dans l'aire de Queyrellin-Tête Noire, pendant la période Callovien-Vraconien.

1. Coupe de la pointe S du Queyrellin
2. Coupe du lac de Châtelard
3. Col de la Crête du Diable
4. Coupe de Tête Noire-Rochers de Privé
- 5 et 6 Coupes du Grand Aréa.

La condensation des séries du Malm et du Crétacé et l'érosion du substratum triasique semblent indiquer la présence de 2 hauts-fonds, l'un au lac de Châtelard, l'autre au SE du col de Buffère (coupe 4). Par contre, l'épaisse série détritique et souvent confinée de Tête Noire suggère l'existence à cet endroit d'une dépression dominée par des reliefs assez abrupts. De même au NNE (Queyrellin) et au SSE (Grand Aréa). Des dépressions semblent s'amorcer. Ce profil morphologique semble avoir peu évolué dans ses grandes lignes du Callovien au Vraconien.

(d'après M. BOURBON, 1980).

une reconstitution paléogéographique, que nous reprenons ici en la complétant (figure 82). Sur la figure 73, les échantillons argileux sont projetés :

- du côté de Co (et aussi Cr et Ni dans une moindre mesure) en ce qui concerne Tête Noire ;
- du côté de Cu (et aussi Ba et Sr) en ce qui concerne le Grand Aréa et la Tête du Queyrellin.

En revanche, la figure 78 montre que les échantillons siliceux sont projetés :

- du côté de Co et Ni en ce qui concerne le Grand Aréa ;
- du côté de Cu et Fe en ce qui concerne Tête Noire et la Tête du Queyrellin.

Il faut signaler que les échantillons siliceux rattachés à Tête Noire appartiennent en majorité à la coupe de la Crête du Diable (annexe 3), témoin probable des pentes septentrionales du graben de Tête Noire, et par conséquent du horst qui suit immédiatement, vers le Nord, celui du Grand Aréa. Ce horst, dit du Châtelard, comprenait aussi la Tête du Queyrellin (figure 82).

Il semble donc que le horst du Grand Aréa se caractérise par sa richesse en Co, Ni ; celui du Châtelard par sa richesse en Cu, Ba, Fe.

Dans l'hypothèse où la phase argileuse (et donc le lot ARG1) est moins autochtone que la phase siliceuse (lot SILI), on peut conclure des observations précédentes que la dépression de Tête Noire était plutôt alimentée du côté du Grand Aréa que du côté du Châtelard, et donc douter de la symétrie de ses deux flancs, telle qu'elle est dessinée sur la figure 82.

D'où viennent Co et Ni ? Aucune des aires immédiatement avoisinantes n'en contient d'une manière comparable, et il convient de rapporter ces éléments au Grand Aréa lui-même, c'est-à-dire à des causes très locales (conditions particulières du milieu océanique, ou anomalie dans le sous-sol).

Nous allons revenir, grâce à l'éclairage un peu différent que procurent d'autres figures, sur certains de ces pôles géochimiques.

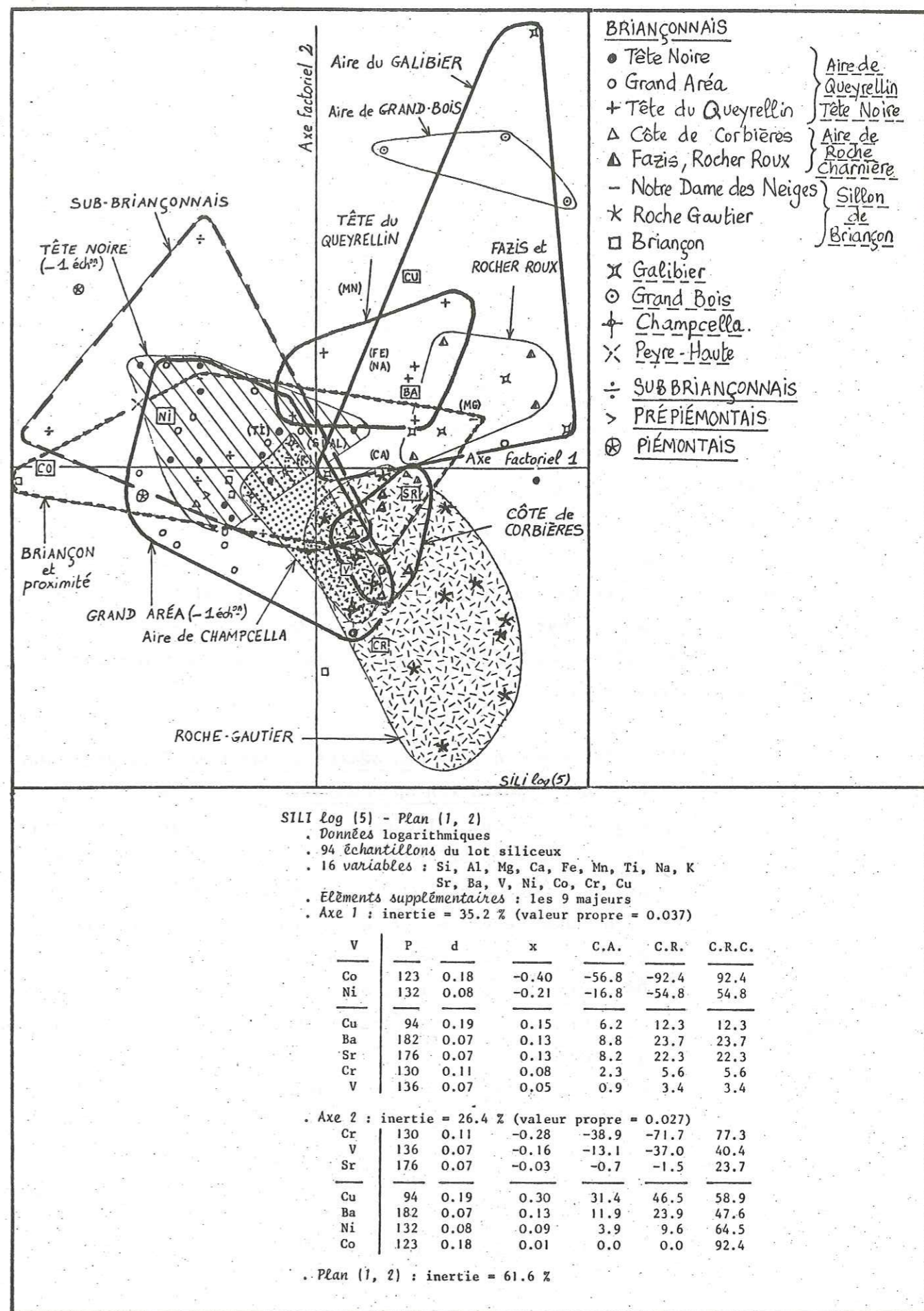


FIGURE 83 : Teneurs en éléments-traces en fonction de la position paléogéographique (voir commentaires dans le texte).

b) Autres schémas, faisant intervenir des éléments-traces comme pôles géochimiques. Discussions relatives au pôle (V, Cr) et au pôle (Cu, Ba).

La figure 83 présente les résultats d'une analyse factorielle qui met en valeur le rôle des éléments-traces sur le lot SILI. Trois pôles se dégagent :

- un pôle (Co, Ni) vers lequel sont projetés : Tête Noire, le Grand Aréa, le Sillon de Briançon et le domaine subbriançonnais ;
- un pôle (Cr, V, Sr) vers lequel sont projetés : Roche Gautier (Sillon de Briançon), l'aire de Champcella, et la Côte de Corbières ;
- un pôle (Cu, Ba) vers lequel sont projetés : les aires du Galibier et de Grand Bois, Fazis et le Rochas Roux, et enfin la Tête du Queyrellin.

Et nous remarquons particulièrement :

- le comportement géochimique tout à fait similaire, dans cette projection, de Tête Noire et de Notre-Dame-des-Neiges, ce qui confirme l'étroite ressemblance sédimentologique de ces deux coupes (BOURBON, 1980) ;
- la confirmation (voir paragraphe 2.a) d'une évolution entre le Grand Aréa et la Tête du Queyrellin, en passant par Tête Noire, évolution pouvant se traduire par : Co, Ni, V, Cr → Cu, Ba.

Nous allons revenir sur la signification des deux derniers pôles explicités ci-dessus.

b.1. Richesse en Cr et V des séries de sillons. Problème d'une éventuelle pollution au cours du broyage des échantillons.

Les échantillons siliceux appartenant aux principaux sillons du domaine briançonnais (aire de Champcella ; coupe de la Côte de Corbières, assez profonde dans l'aire de Roche Charnière ; Sillon de Briançon) sont particulièrement riches en Cr (figures 83 et 84).

Dans le lot des échantillons argileux, il existe une bonne corrélation positive entre Al et Cr (figure 85), signifiant que le chrome est associé aux argiles. Or, dans le lot des échantillons siliceux, on remarque plutôt une corrélation positive entre Si et Cr, et cela pose le problème d'une éventuelle pollution en chrome due au broyeur.

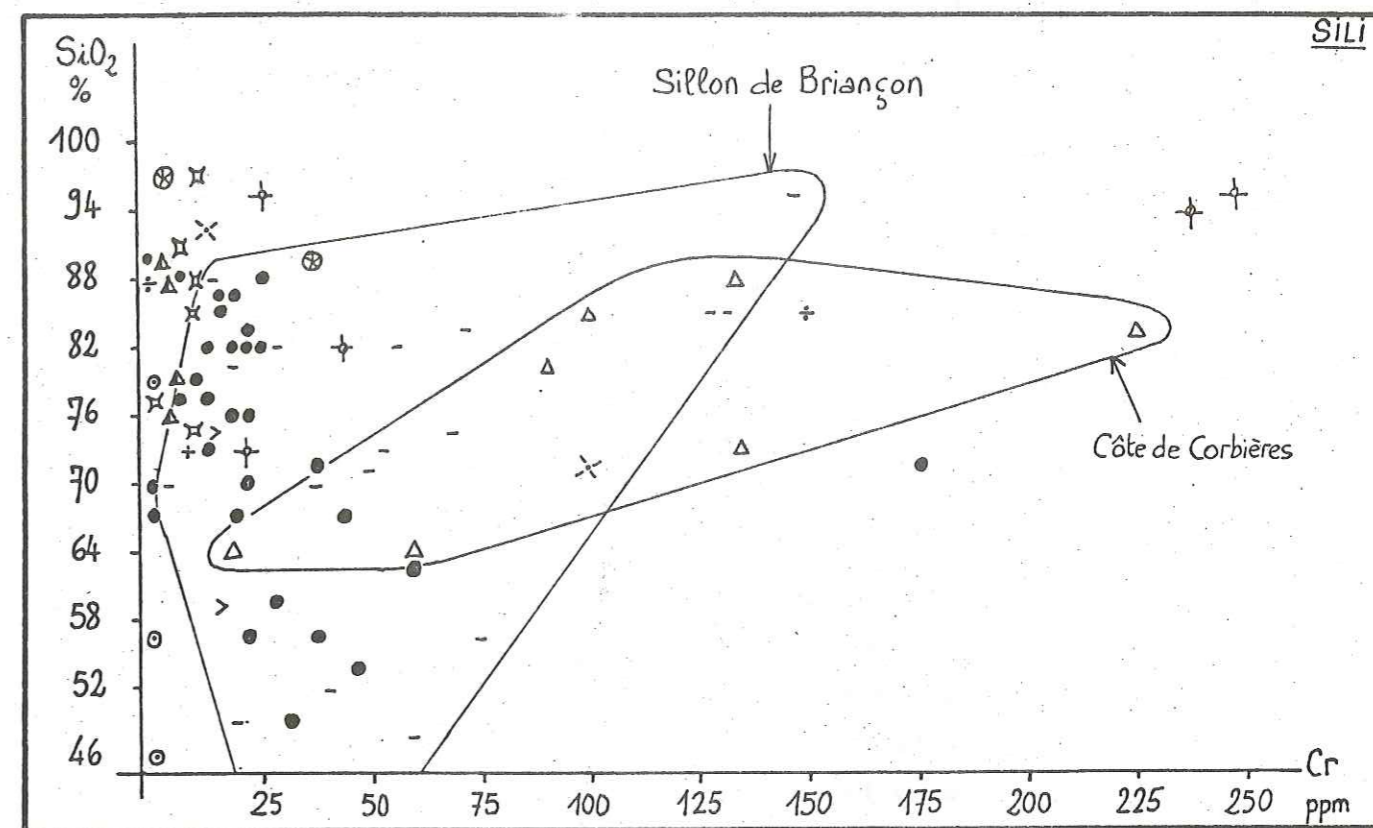


FIGURE 84 : Enrichissement en Cr des échantillons siliceux dans les séries appartenant aux principaux sillons du Briançonnais.

Les échantillons siliceux riches en Cr sont les suivants :

N° échantillon	faciès	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
79EB380	chert	> 100
79EB540	radiolarite chertifiée	> 100
79EB407	radiolarite chertifiée	≈ 90
79EB404	radiolarite chertifiée	≈ 90
79EB33	chert	> 100
79EB34	chert	≈ 75
79EB27	radiolarite	≈ 30
8 échantillons de Roche Gautier	cherts	entre 100 et 400
79EB12	radiolarite	≈ 30
79EB6	radiolarite	≈ 30
74+269	chert	≈ 100
77PY104	radiolarite	≈ 30
79EB14	radiolarite	≈ 20
79EB23	radiolarite	≈ 35

La légende de la figure 84 fournit la liste des échantillons du lot siliceux qui sont riches en Cr. Certains, parmi eux, ont un rapport Si/Al très élevé, mais ce n'est pas le cas de tous. De plus on constate que beaucoup d'autres échantillons n'appartenant pas à ce groupe ont un rapport Si/Al tout aussi fort. Par conséquent la richesse en chrome est indépendante du rapport Si/Al (proportionnel, *a priori*, à la dureté de l'échantillon), et il n'y a pas d'effet de pollution dû au broyage.

De même, la figure 86 confirme la richesse en V de l'aire de Champcella et de la Côte de Corbières (lot SILI).

Interprétations.

Nous y reviendrons à propos de l'étude du comportement géochimique en fonction de l'âge, car il se trouve que les échantillons représentatifs des séries de sillons, au moins dans le lot siliceux, appartiennent presque tous au Malm. L'interprétation qui en sera donnée fera intervenir une

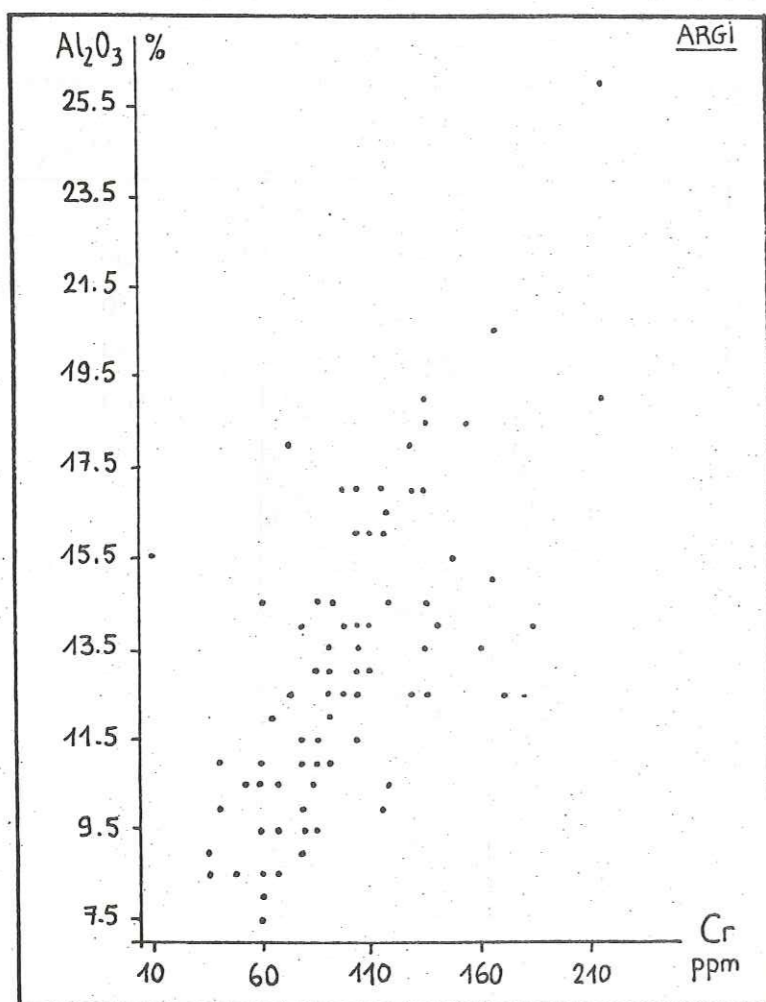


FIGURE 85 : Corrélation positive entre Cr et Al dans le lot ARG1.

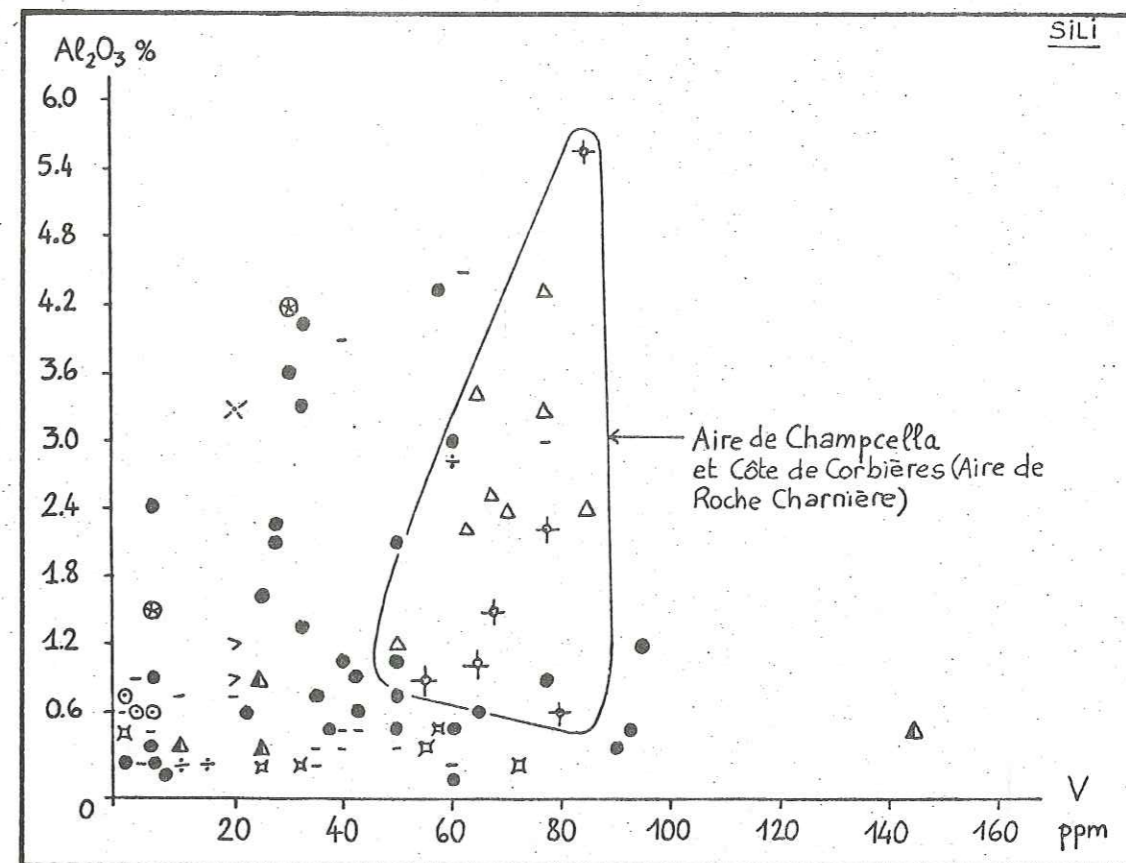


FIGURE 86 : Richesse en vanadium des échantillons siliceux de la Côte de Corbières et du Sillon de Champcella. Une telle disposition n'est pas visible sur le lot ARG1.

crise anoxique dont les effets auront pu être enregistrés dans les séries les plus complètes, c'est-à-dire précisément les séries de sillons.

b.2. Richesse en Ba, Cu (et Fe). Caractère d'exposition à des courants sous-marins.

Interprétations.

Rappelons la parenté de comportement entre Ba et Cu, rencontrée à propos de la sédimentation argileuse dans l'Atlantique. Nous avons indiqué qu'en milieu pélagique ces deux éléments sont susceptibles d'enrichir certaines phyllites. Faisons donc l'hypothèse, par analogie, qu'une anomalie en Ba et Cu est la marque d'une exposition particulière au milieu pélagique. Cette explication s'avère bien adaptée dans le cas des aires du Galibier, de Grand Bois et des coupes de Fazis, de Rochas Roux et du Queyrellin, qui ont pour

caractère commun leurs dépôts condensés, résultat probable d'une sensibilité plus développée qu'ailleurs à des courants sous-marins, provoquée peut-être par une localisation sur des pentes.

c) Le problème de la richesse en bore.

La richesse en B des échantillons argileux du Briançonnais visible sur la figure 63 où elle coïncide avec celle en K, est précisée sur la figure 87 : le bore est un "marqueur" des échantillons recueillis Côte de Corbières, et qui appartiennent tous à l'Oxfordien/Kimméridgien inférieur.

Or le diagramme Al/B ne fournit pas la même répartition que le diagramme Al/K. Le bore, souvent associé à l'illite (tableau 13, et HARDER, 1970), est vraisemblablement ici attaché à un minéral dont la

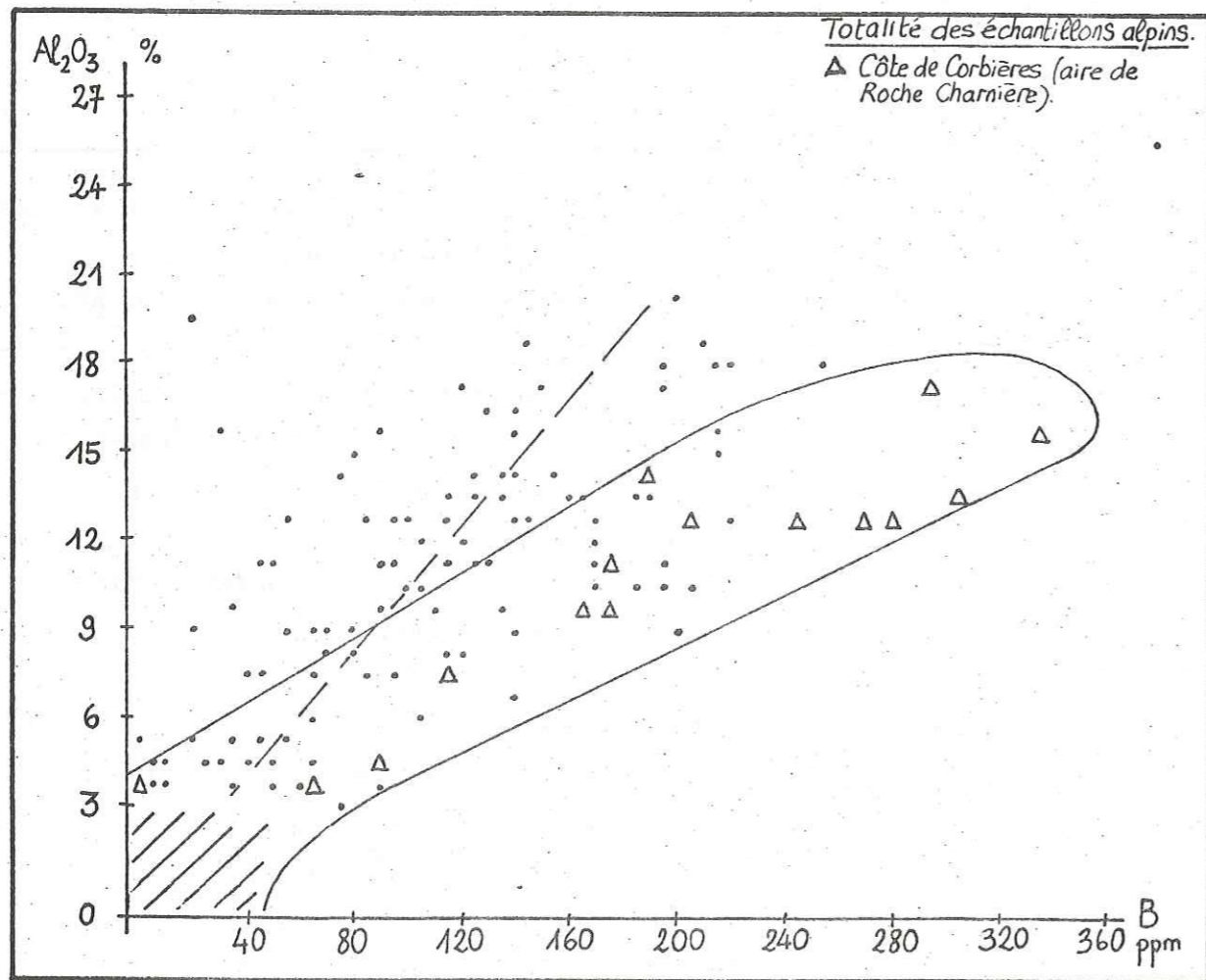


FIGURE 87 : Richesse en bore des échantillons argileux de la Côte de Corbières.

Le bore est lié aux argiles, dans une proportion plus forte Côte de Corbières (aire de Roche Charnière) qu'ailleurs. Le bore doit peut-être y être relié à l'abondance des micas.

Rappel : voir AVERTISSEMENT de la page 244 .

présence est très localisée. La description micrographique, qui a bénéficié pour cette coupe de la Côte de Corbières d'un échantillonnage particulièrement serré, n'a pas permis de repérer la tourmaline (minéral riche en bore) comme dans certaines autres coupes (annexe 3), mais en revanche des micas régulièrement abondants, auxquels il conviendrait peut-être de relier le bore (HARDER, 1970).

Interprétations.

Si l'on associe le bore à l'abondance des micas, l'intérêt d'une telle particularité géochimique apparaît immédiatement : elle signale, à notre sens, la présence d'un détritisme d'origine locale, et peut constituer un argument pour montrer l'existence d'érosions sous-marines profondes (atteignant le socle cristallin), au Malm, en certains points du Briançonnais. Justement, le site de la Côte de Corbières est alors localisé au pied du haut fond de Roche Charnière, et peut recevoir ce type d'alimentation (BOURBON, 1980).

d) Quelques remarques sur la répartition géographique du plomb et du zinc.

Dans les analyses factorielles réalisées sur les échantillons les plus argileux, Pb et Zn (ainsi que Ga d'ailleurs) ne se dissocient jamais des éléments majeurs les plus caractéristiques des argiles (Al et Ti).

d.1. Le zinc.

La figure 88 montre une assez bonne corrélation positive entre Al et Zn dans les échantillons argileux sauf dans ceux de Queyrellin-Tête Noire où elle est plutôt négative.

Interprétation.

Il est possible, dans cette aire, que le zinc soit associé aux autres phases que les argiles (c'est-à-dire silice et/ou carbonates), et possède un caractère autochtone qui rappelle Co et Ni.

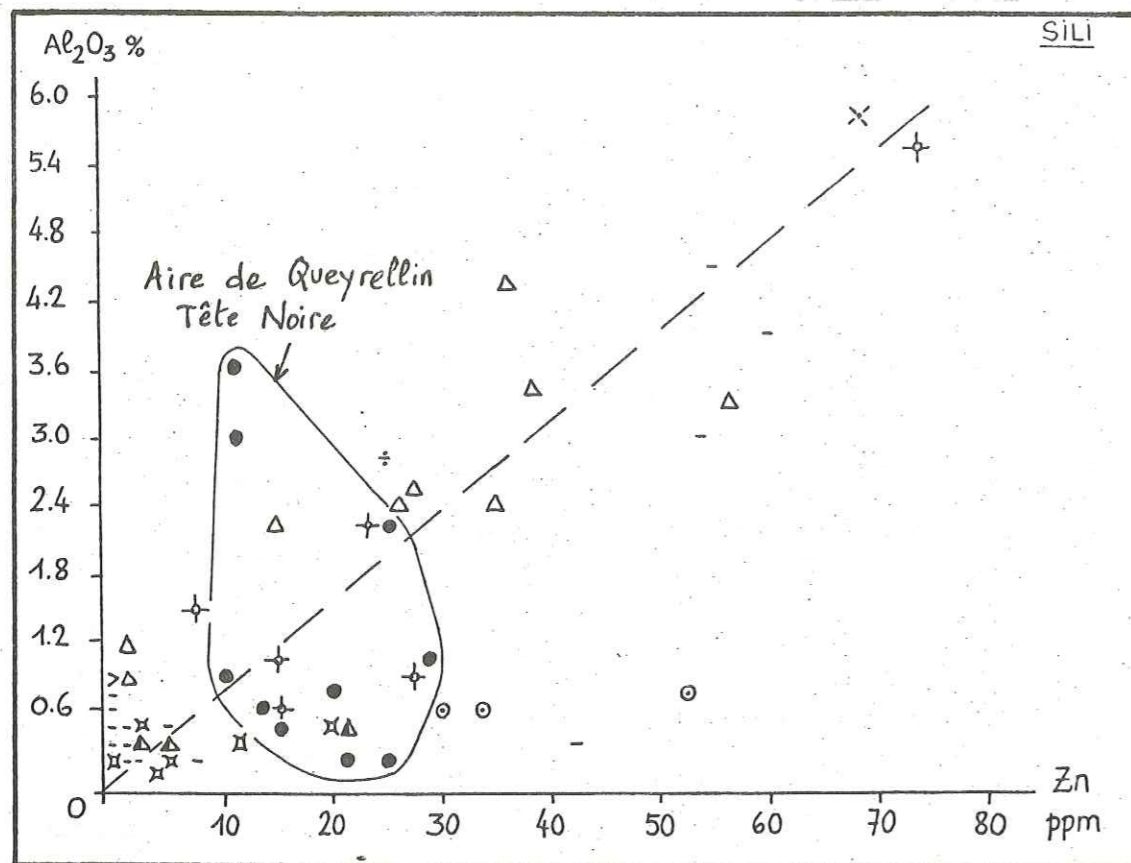


FIGURE 88 : Comportement particulier de l'aire de Queyrellin-Tête Noire vis à vis du zinc.

d.2. Le plomb.

Les figures 89 et 90 donnent quelques renseignements sur la répartition du plomb :

- dans le lot ARG1 (figure 89); il existe une corrélation plutôt positive entre Si et Pb en Prépiémontais, et plutôt négative Côte de Corbières (ces corrélations sont très grossières) ;
- dans le lot SILI (figure 90), il existe une corrélation négative entre Al et Pb Côte de Corbières, et positive à Fazis et au Rochas Roux (points hauts de l'aire de Roche Charnière).

Dans les deux cas, la Côte de Corbières est plutôt riche en Pb, tandis que l'aire de Queyrellin-Tête Noire s'avère pauvre en Pb.

Deux diagrammes, non présentés ici, précisent les précédents :

- (K, Pb) montre une corrélation négative dans un groupement d'échantillons où les aires de Champcella et de Roche Charnière prédominent ;

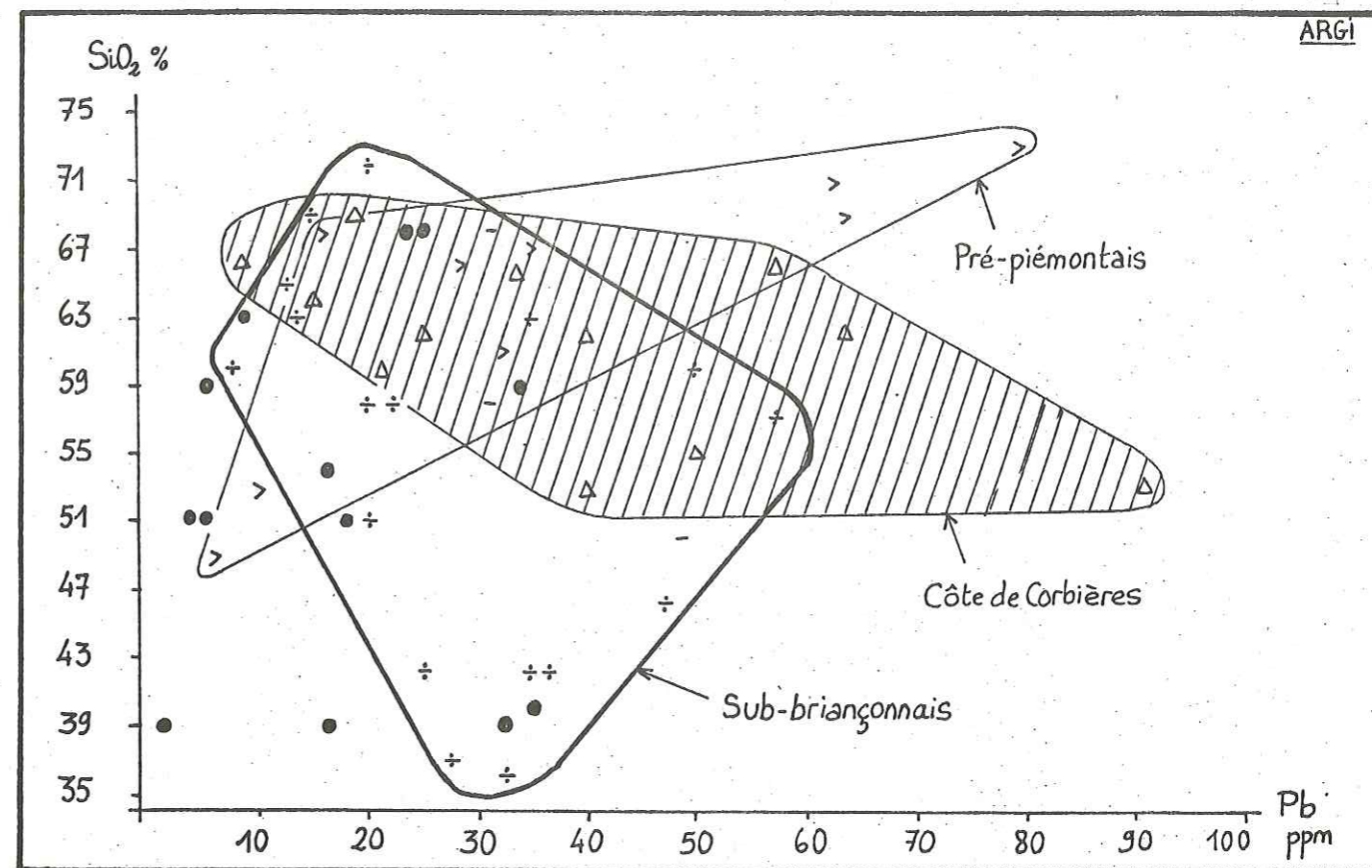


FIGURE 89 : Les teneurs en plomb dans le lot argileux.

- (B, Pb) montre une bonne corrélation positive.

Interprétation.

Le comportement particulier de Pb dans les aires briançonnaises occidentales de Roche Charnière et de Champcella, et la liaison du plomb avec le bore, nous invitent à penser que Pb appartient, comme B, à des minéraux particuliers, ayant une signification locale. Dans cette situation, les corrélations des figures 89 et 90 semblent indiquer : soit que ces minéraux sont en quantité inversement proportionnelle à l'abondance de la fraction argileuse, soit que les minéraux argileux y ont une composition chimique particulière.

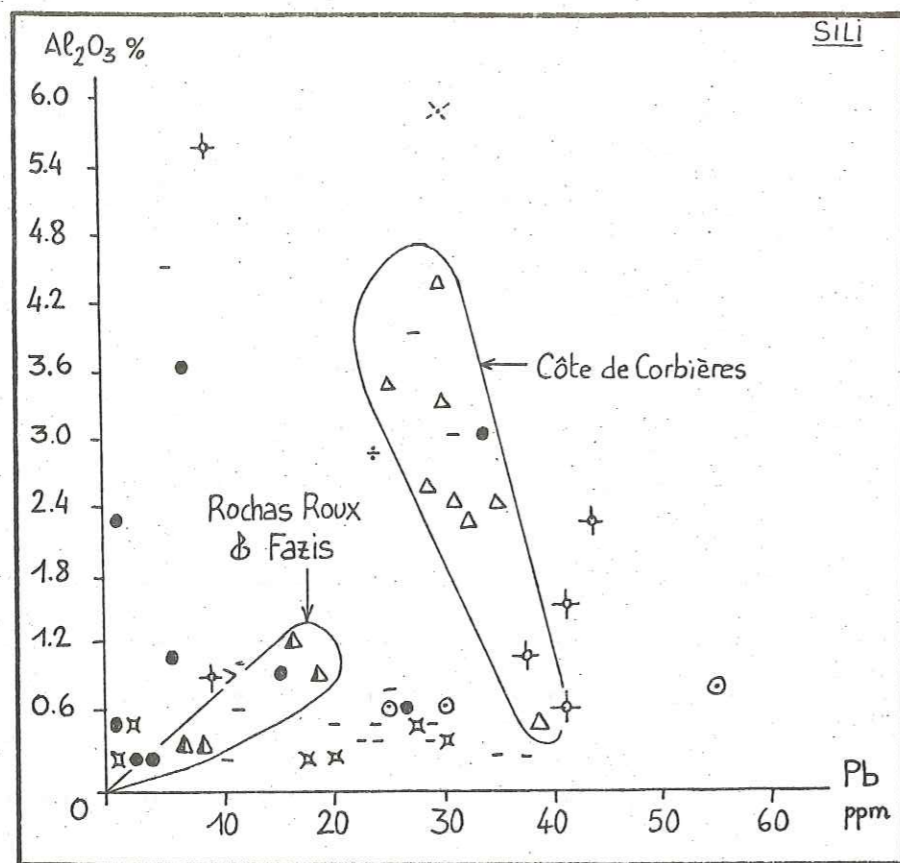


FIGURE 90 : Les teneurs en plomb dans le lot siliceux.

3. CONCLUSION : LE COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE EN FONCTION DE LA LOCALISATION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Alors que les compositions minéralogiques initiales sont effacées par le métamorphisme alpin, l'analyse chimique des éléments majeurs et en traces apporte une contribution spécifique à la compréhension des dépôts du Malm et du Crétacé, dans les domaines penniques.

Tout d'abord, à l'échelle de la marge téthysienne sur la transversale de Briançon, et d'Ouest en Est :

- la sédimentation calcaire perd de son importance, surtout en Piémontais, tandis que la proportion de silice "libre" augmente ;
 - une "influence métallisante" se manifeste de plus en plus (Ni, Co, Cr, Cu) ;
- Ce sont deux arguments qui plaident en faveur d'un approfondissement et d'une activité volcanique accrues vers l'Est.

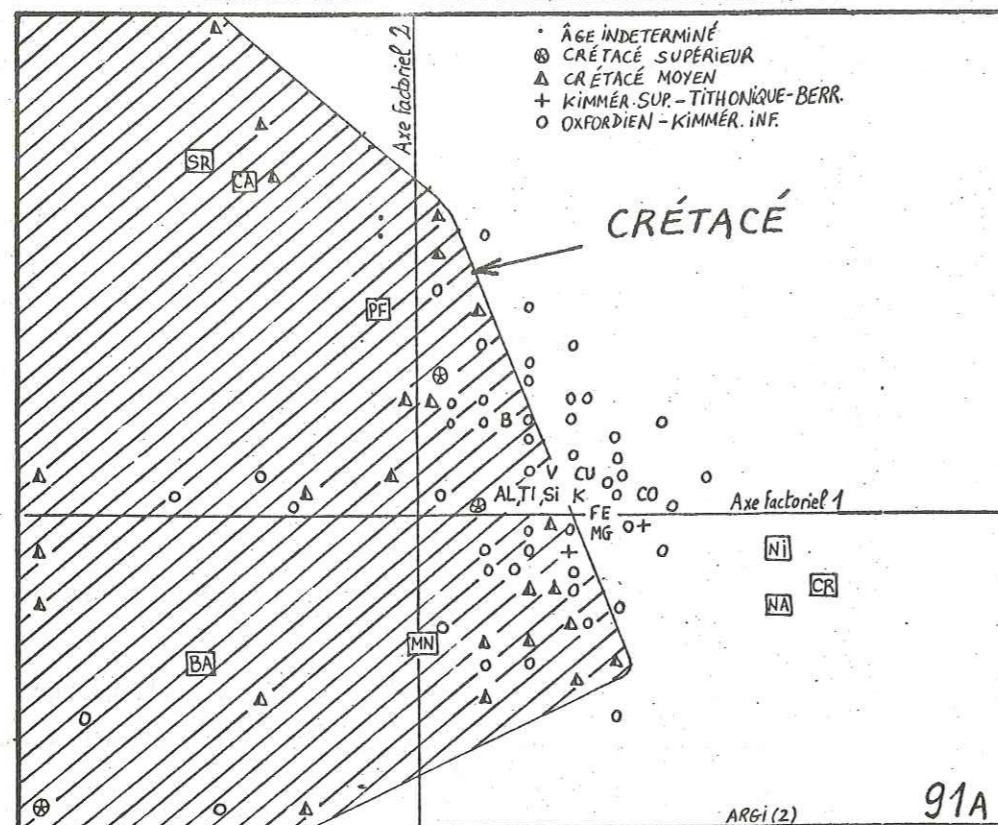
Ensuite, le domaine Briançonnais se singularise de ses voisins par :

- le caractère plus potassique des assemblages argileux, qui peut indiquer un détritisme primaire plus abondant, d'origine au moins en partie locale (érosions sous-marines) ;
- sa pauvreté en manganèse, à quelques exceptions près qui correspondent à des fonds durcis ;
- des valeurs plus diversifiées en éléments-traces, qui reflètent la complexité plus grande de la morphologie.

A l'intérieur même du Briançonnais, des contrastes de composition chimique permettent de distinguer :

- entre les aires relativement exposées à l'action oxydante des courants sous-marins (richesse en Ba, Cu) et les aires plus confinées (richesse en V, Cr) ;
- des comportements spécifiques à certains sites : richesse en B de la Côte de Corbières, richesse en Ni, Co du Grand Aréa, par exemple. Ces comportements sont probablement dûs à des alimentations détritiques d'origine locale.

Enfin, le taux de sédimentation se traduit sur le plan géochimique : les séries relativement condensées (Briançonnais, Piémontais) diffèrent des séries plus continues (Subbriançonnais, Prépiémontais) par un enrichissement en métaux, notamment en Ni.



ARGI (2) - PLAN (1.2) et PLAN (2.3)

Données brutes
 81 échantillons du lot argileux
 18 variables : Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Na, K, PF, Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Cu

Axe 1 : inertie = 44.1 % (valeur propre = 0.147)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Ba	32021	0.241	-0.41	-35.1	-68.5	68.5
Sr	12728	0.519	-0.37	-11.6	-26.4	26.4
Cr	9562	0.615	0.65	26.7	68.5	68.5
Na	57	1.173	0.55	0.1	25.6	25.6
Ni	8742	0.403	0.53	16.5	70.5	70.5

Axe 2 : inertie = 21.5 % (valeur propre = 0.072)

Ba	32021	0.241	-0.27	-32.4	-30.9	99.4
Mn	8	1.355	-0.23	0.0	-3.9	3.9
Na	57	1.173	-0.17	0.0	-2.4	27.9
Cr	9562	0.615	-0.13	-2.1	-2.6	71.1
Sr	12728	0.519	0.58	57.3	63.8	90.2
Ca	607	0.808	0.55	2.5	37.2	49.6
PF	765	0.369	0.34	1.2	30.7	35.0

Plan (1.2) : inertie = 65.6 %

Axe 3 : inertie = 14.4 % (valeur propre = 0.048)

Na	57	1.173	-0.37	-0.2	-11.4	39.4
Cr	9562	0.615	-0.36	-25.2	-21.1	92.2
B	12307	0.232	0.38	36.4	62.5	78.3
K	268	0.372	0.35	0.7	32.4	39.7

Plan (2.3) : inertie = 35.9 %

III. LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS, ETUDIEE EN FONCTION DE LEUR AGE.

1. VARIATIONS DES TENEURS EN NA ET K DANS LA FRACTION ARGILEUSE : PHYLLITES DONT LA COMPOSITION CHIMIQUE A EVOLUE DANS L'OCEAN ET PHYLLITES DETRITIQUES PRIMAIRES.

a) Le lot argileux.

Pour le lot des échantillons argileux du Briançonnais, Na et K s'opposent globalement (figure 91, axe 3).

A l'Oxfordien-Kimméridgien, l'épisode argilo-radiolaritique est marqué,

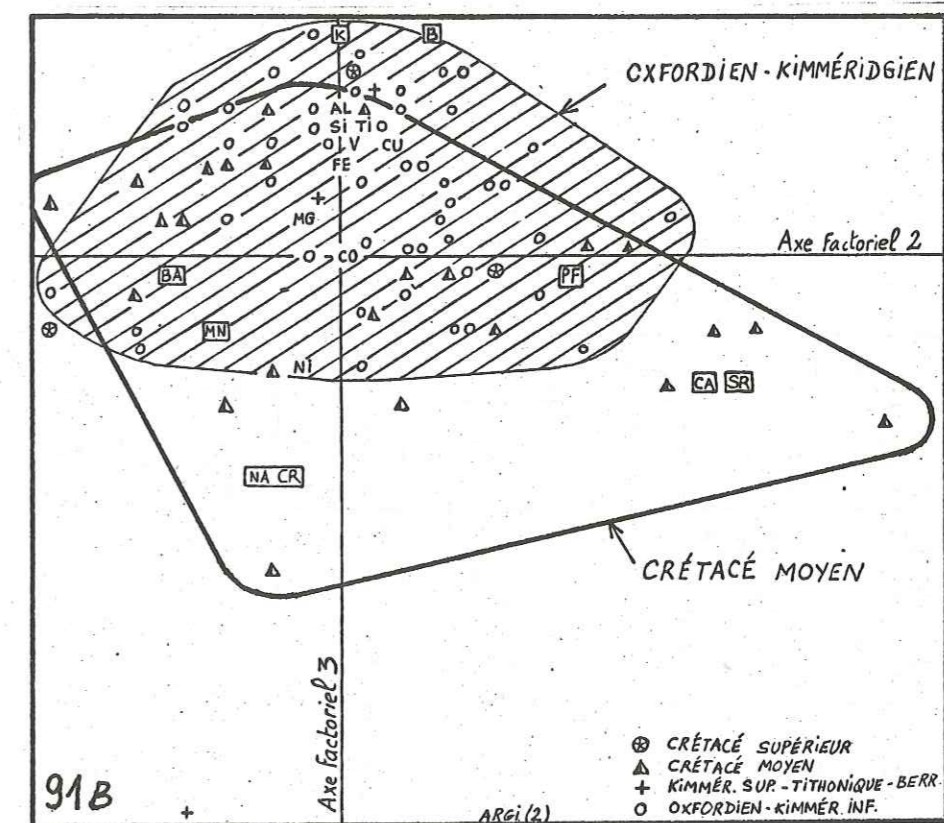


FIGURE 91 : Na et K : espèces argileuses évoluées dans l'océan et espèces argileuses détritiques primaires.

91 A . L'axe 1 oppose Na (expliqué à 25 %), Ni, Cr (échantillons de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur) à Ba, Ca, Sr (échantillons du Crétacé moyen).

91 B . L'axe 3 oppose Na (expliqué à 11 %), Cr (échantillons du Crétacé moyen) à K, B (échantillons de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur).

Dans la perspective de l'axe 1 (figure 91 A), qui oppose le calcaire (Ca, Sr) aux argiles, Na s'avère le plus nettement antagoniste de Ca. Le pôle Na, témoin peut-être d'un certain confinement, "attire" les éléments-traces Ni, Cr, et les échantillons de l'Oxfordien. Au contraire les échantillons du Crétacé moyen sont dans l'ensemble plus carbonatés et plus riches en Ba.

Dans la perspective de l'axe 3 (figure 91 B), qui oppose Na et K (phyllites néoformées dans le milieu océanique contre phyllites détritiques primaires ?), l'Oxfordien est projeté du côté de K et le Crétacé moyen du côté de Na.

surtout au début, par des valeurs faibles de Na (figure 92 C, Na/Al) et une corrélation négative entre Na et K (figure 93). En revanche, au Crétacé moyen, les échantillons de l'épisode argilo-radiolaritique sont relativement sodiques et donnent lieu à une corrélation (Na, K) positive (figure 93).

Quelques analyses minéralogiques (tableau 23) permettent de compléter ces données. L'illite, prépondérante en Briançonnais, est plus abondante dans les sédiments du Malm que dans ceux du Crétacé moyen (dans leur état actuel).

âge	domaine	source	effectif	illite	chlorite	smectite	interstratifiés smectitiques
MALM	Briançonnais	I	2	7.5	1.5		
		2	II	7.8	2.0	0.2	
	Piémontais	I	I	8.0	2.0		
	Subbriançonnais	I	I	3.0	5.0		2.0
CRÉTACÉ MOYEN	Briançonnais	I	3	7.0	3.0		
		2	5	6.8	2.6	0.6	
	Piémontais	I	2	5.5	4.5		
	Subbriançonnais	I	I	5.0	3.0		2.0

TABLEAU 23 : Quelques moyennes d'analyses minéralogiques effectuées sur des échantillons du Briançonnais et des domaines voisins.

En Briançonnais (et peut-être aussi en Piémontais mais nous ne disposons ici que de 2 échantillons, et nous accorderons une plus grande confiance aux données géochimiques, plus nombreuses), le Crétacé moyen est plus riche en chlorite et moins riche en illite que l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur. Ce dernier a donc dans ce domaine un cachet détritique primaire. (Nature des données et sources : voir tableau 20 page 255).

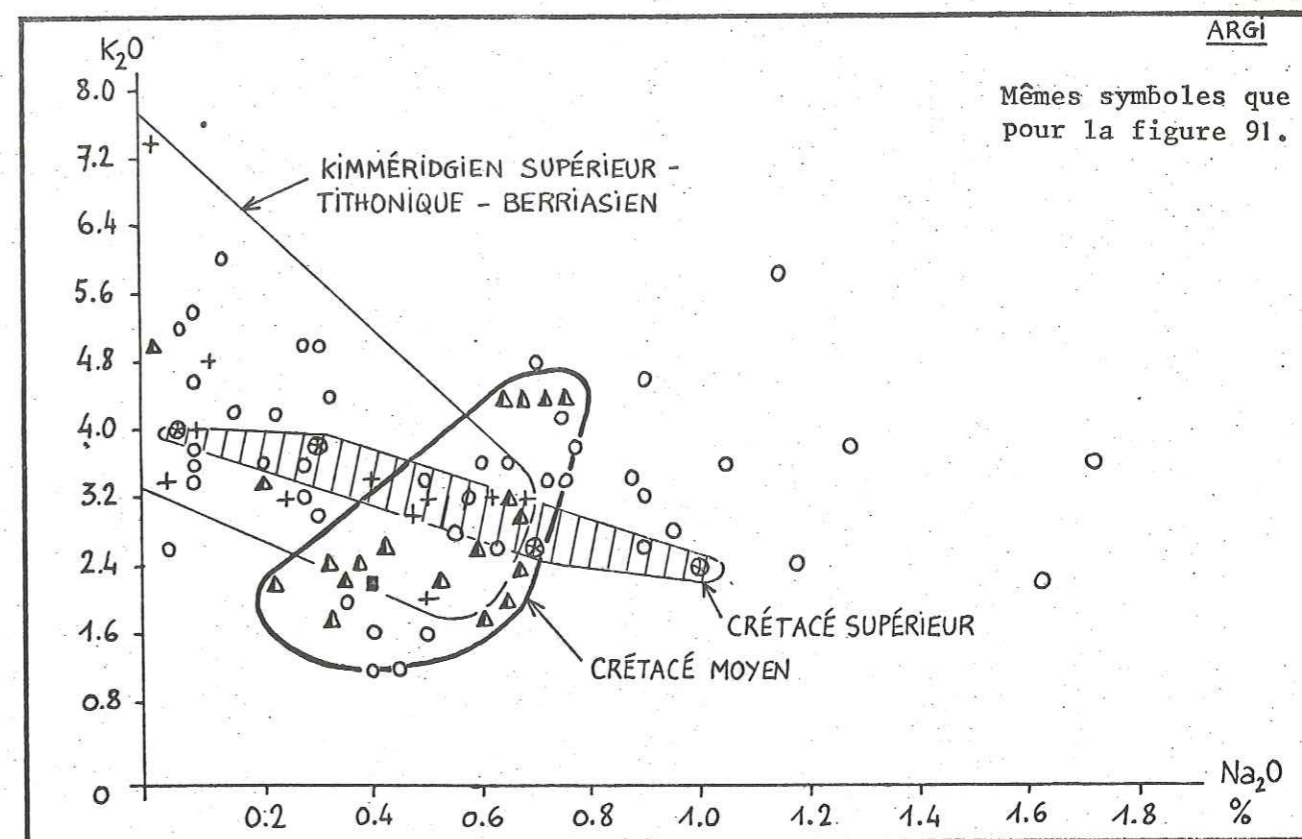


FIGURE 93 : La composition en Na et K des sédiments argileux, en fonction de l'âge.

Dans le domaine briançonnais, la plupart des échantillons pauvres en Na sont datés du Malm. La corrélation est alors négative entre Na et K. En revanche les échantillons du Crétacé moyen sont pour l'essentiel un peu plus sodiques, et montrent une corrélation positive (Na, K). Au Crétacé supérieur, il semble que l'on retrouve, avec des valeurs de Na plus erratiques, une corrélation négative entre les deux éléments, mais 4 points sont insuffisants pour l'assurer. Le groupe des échantillons riches en sodium, datés de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur, est originaire des domaines voisins du Briançonnais (voir chapitre F-II), de même qu'un lot hors diagramme, encore plus sodique, constitué en majorité de "black-shales" (voir chapitre F-I).

Remarque : Les teneurs en Na sont faibles, et les considérations précédentes doivent être prises avec prudence.

b) Le lot siliceux.

Avec le lot des échantillons siliceux, on ne retrouve pas nettement la relative richesse du Malm en potassium et celle du Crétacé en sodium (figure 92 A). Les sédiments du Crétacé sont, dans l'ensemble, assez pauvres en Na et K, tandis que ceux du Malm sont partagés en deux groupes qui correspondent chacun à un rapport Na/K bien différent (figure 65). Rappelons que cette distribution peut être interprétée comme une conséquence du métamorphisme.

c) Interprétations.

A l'Oxfordien et au début du Kimméridgien, en Briançonnais, existe une opposition entre Na et K. Que le métamorphisme ait joué un rôle ou non (voir chapitre précédent), cette opposition signifie selon nous qu'à cette époque et dans ce domaine, les argiles sont composées de familles bien distinctes : espèces détritiques primaires, potassiques, probablement illitiques ; et espèces néoformées, sodiques, peut-être smectitiques. Ces dernières, au même moment, sont prépondérantes dans les domaines voisins. Enfin, la kaolinite pouvait être présente, distribuée de manière irrégulière dans l'espace.

Dès la fin du Malm, mais plus nettement au Crétacé inférieur et moyen, Na et K cessent de s'opposer, ainsi que les domaines paléogéographiques. Il s'établirait une sédimentation argileuse plus uniforme, composée d'espèces "intermédiaires" (interstratifiés par exemple), dont la composition chimique a évolué dans l'océan, même si elles ne sont pas complètement authigènes.

Nous proposons deux explications possibles, pour interpréter cette différence fondamentale entre les deux époques où la sédimentation argilo-siliceuse est dominante (la première époque consécutive à l'effondrement de la marge téthysienne, la seconde consécutive au début de la fermeture du domaine océanique piémontais) :

- ou bien les minéraux hérités, terrigènes ou produits d'érosions sous-marines, changent de nature pour des raisons liées aux sources (autres types de roche, évolution des climats sur le continent, etc.) ;
- ou bien les conditions de dépôt et/ou du milieu marin, au Crétacé moyen, permettent des transformations *in situ*. Dans cette perspective, le taux de sédimentation pourrait avoir joué un grand rôle.

FIGURE 92 : Coupes artificielles réalisées pour les échantillons du Briançonnais, afin de montrer l'évolution dans le temps de quelques rapports géochimiques significatifs.

A & B : lot siliceux ; C & D : lot argileux ; dans les deux cas, les échantillons pointés sont des calcaires nettoyés de leur phase carbonatée. Les profils du seul lot ARG1 sont notés en traits pointillés.

Rapport Na/Al : il est plus élevé au Crétacé qu'au Malm. Il est surtout fort au Crétacé inférieur. Dans les échantillons argileux du Malm, il croît assez régulièrement au cours de l'épisode des Terres Noires.

Rapport Fe/K : il est plus élevé au Crétacé qu'au Malm, surtout dans le lot siliceux.

Rapport Sr/(Al + 1.5 Ca) : dans les échantillons argileux, il est plus élevé au Crétacé moyen et supérieur qu'au Malm et au Crétacé inférieur.

Rapport Ba/Al : il est beaucoup plus élevé au Crétacé qu'au Malm.

Rapport Co/Al : dans le lot siliceux, il est particulièrement élevé dans les calcaires massifs du Tithonique (en liaison, nous le verrons, avec une catégorie de cherts rouge vif). Dans le lot argileux, il est plus élevé au Crétacé qu'au Malm.

Rapport Cr/Al : dans le lot siliceux, il est plus faible à partir du Crétacé moyen qu'auparavant. Dans le lot ARG1 (fig. 92 D, profil en pointillés), il en va de même ; mais c'est l'inverse dans les calcaires argileux. Les interprétations sont proposées dans le texte, élément par élément.

Remarque importante : la coupe lithologique représentée est fictive, conçue pour intégrer le plus grand nombre d'échantillons (on pourra comparer avec les divers types de coupes réelles fournis dans la figure 53).

(Voir pages suivantes).

FIGURE 92 A

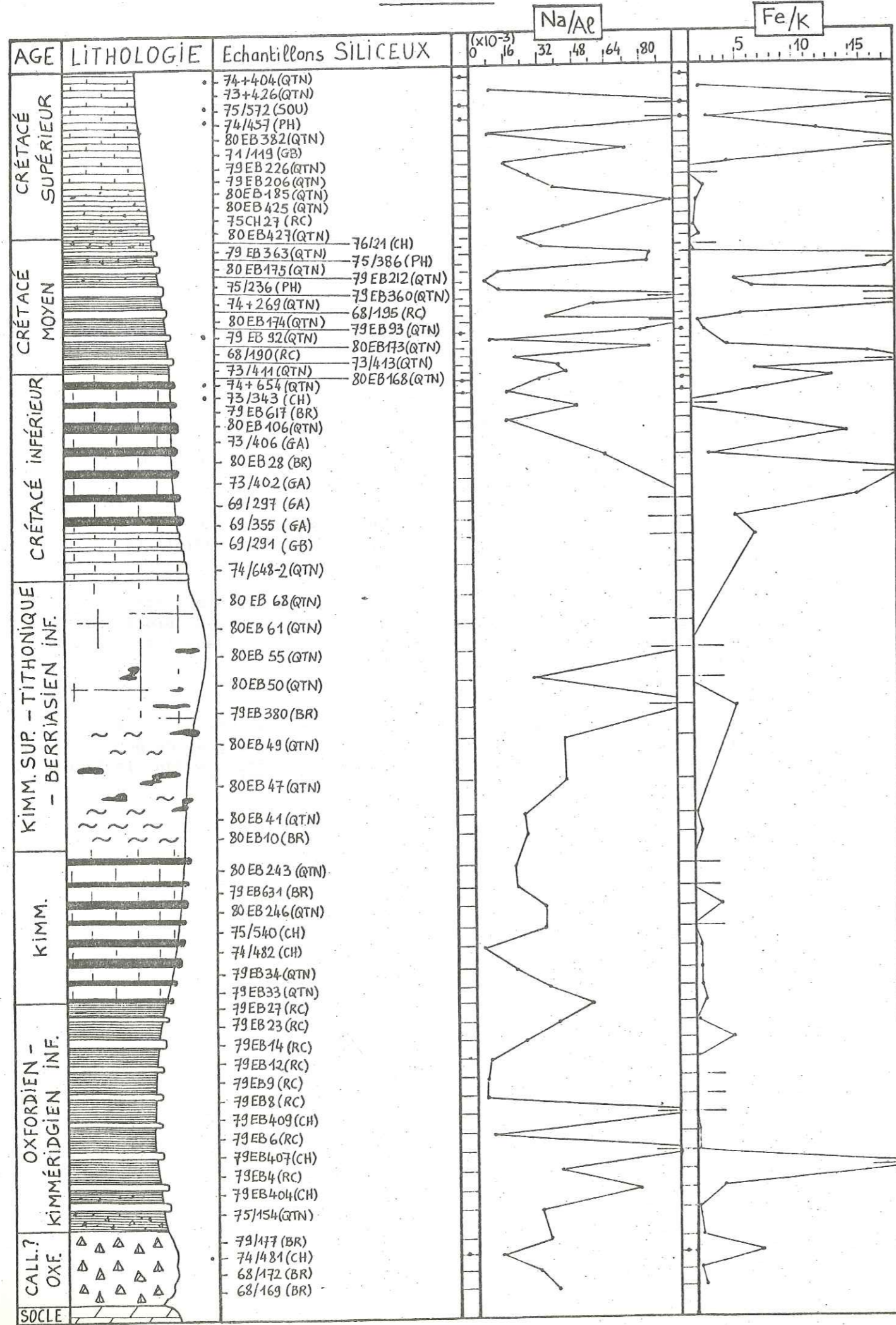


FIGURE 92 B

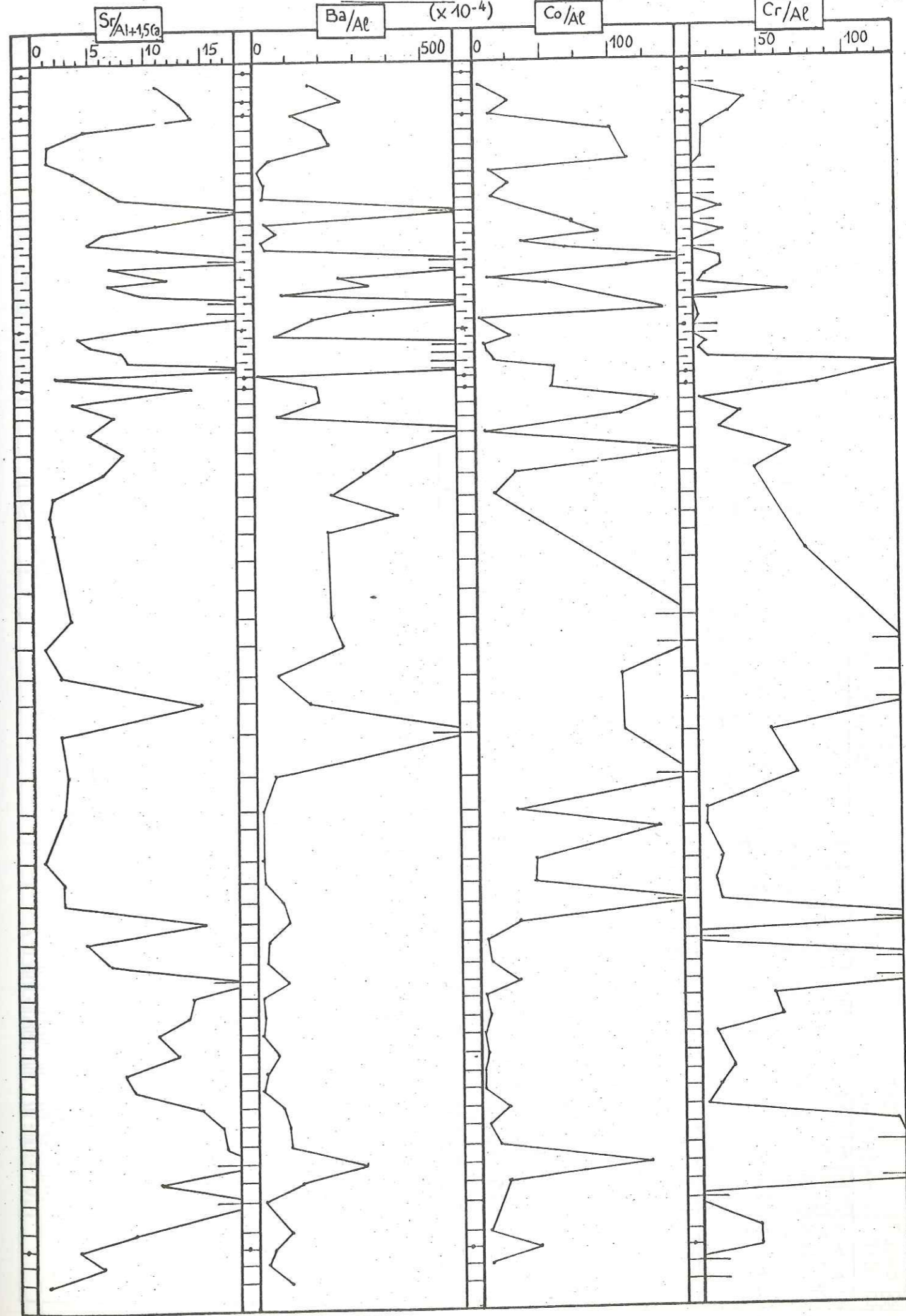


FIGURE 92 C

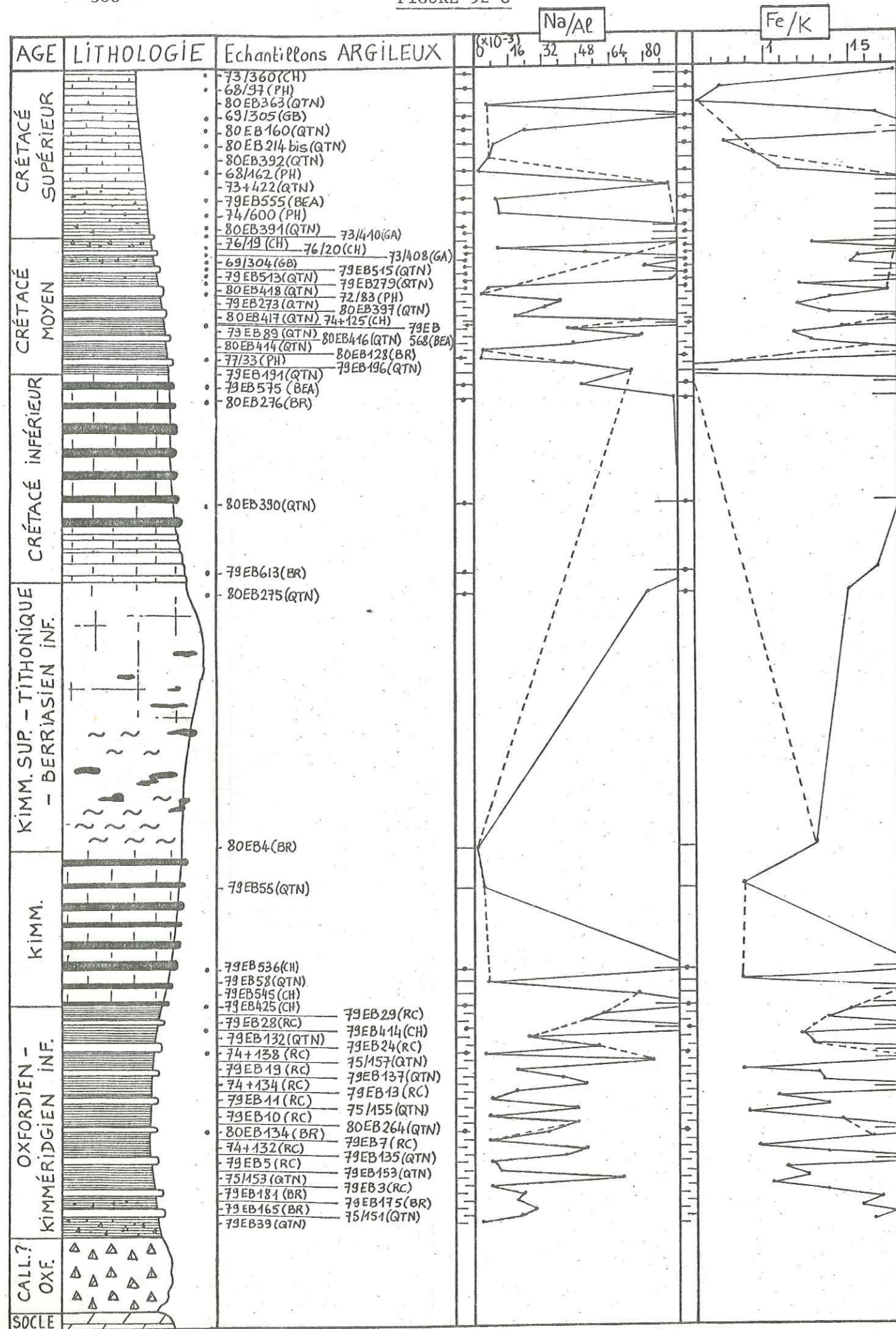
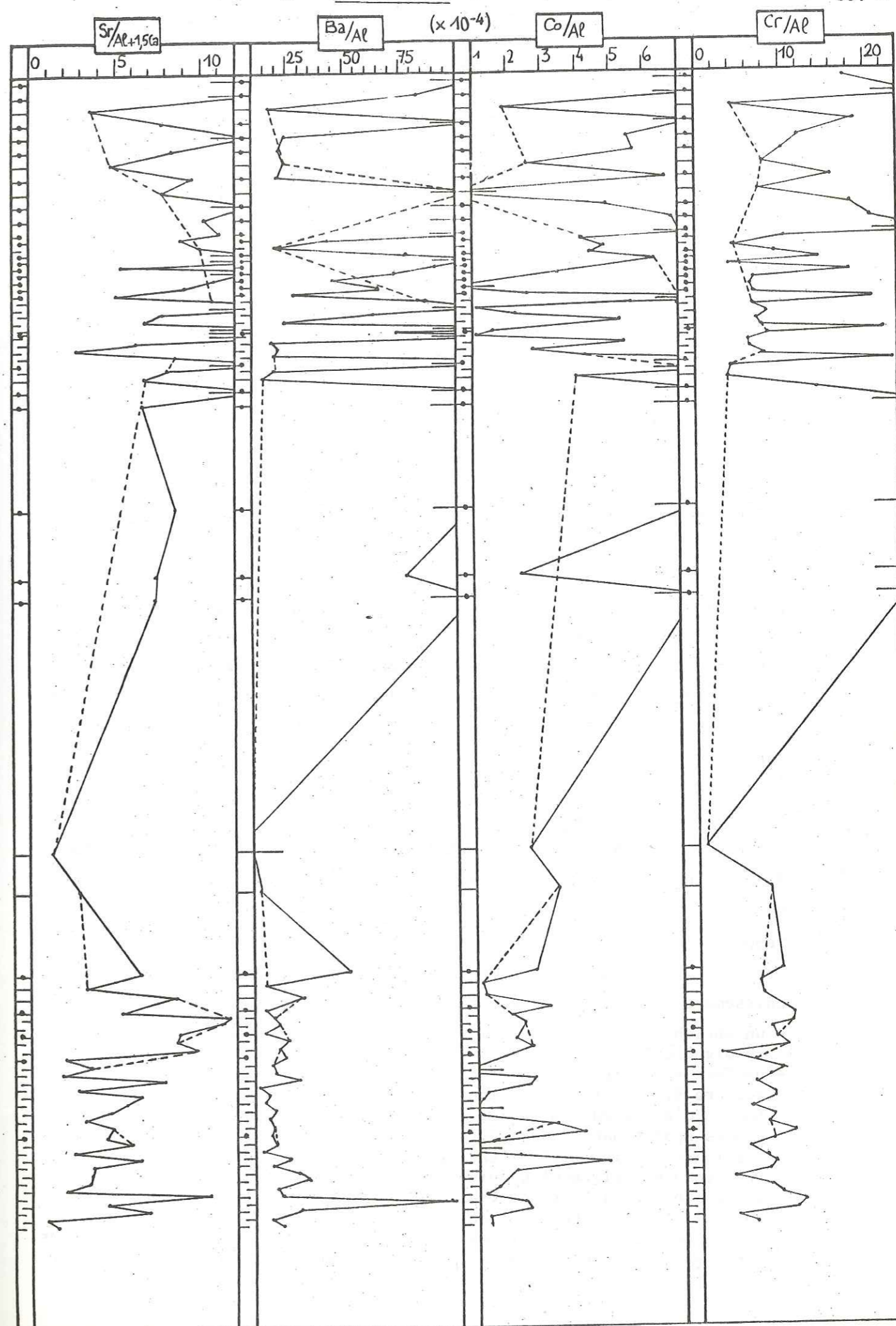


FIGURE 92 D



2. RICHESSE DES SEDIMENTS DU CRETACE, ET SURTOUT DU CRETACE MOYEN, EN Fe, Mn, Ba.

a) Fe et Mg : corrélés pendant le Malm mais non pendant le Crétacé.

Dans le lot des échantillons les plus argileux, Fe et Mg sont associés aux phyllites, et Mg/Fe varie entre deux limites assez floues, comme le montrent respectivement les diagrammes (Fe, Al), (Mg, Al) et (Fe, Mg), non présentés ici.

Dans le lot des échantillons les plus siliceux, il existe une bonne corrélation entre Fe et Mg au Malm, et donc ces deux éléments sont liés à une même phase (figure 94). En revanche, au Crétacé, il y a un enrichissement global en fer (voir aussi figure 92, Fe/K) et la précédente corrélation n'est plus guère observée.

b) Le comportement des teneurs en Mn, en fonction de l'âge des sédiments.

La figure 95 montre que Mn, dans les sédiments argileux, est pour une bonne part (43 %) lié aux niveaux riches en Na, Ba, Cu et pauvres en K, B, Ni, Co. Il est plus abondant, selon cette perspective, dans les échantillons du Crétacé moyen, ce que confirme le diagramme (Si, Mn) pour le lot siliceux (non présenté ici). Enfin, rappelons que le calcaire apporte aux sédiments qui en contiennent une certaine proportion de manganèse (figure 71).

c) Richesse en Ba des dépôts crétacés du Briançonnais.

Les figures 91 et 92 (Ba/Al), ainsi que le diagramme (Al, Ba) de la figure 96, montrent que Ba est plus abondant au Crétacé qu'au Malm, tout au moins dans le domaine briançonnais, enrichi en baryum par rapport à ses voisins.

Plus précisément, on peut distinguer deux degrés dans l'enrichissement en baryum, au Crétacé :

- un enrichissement général, mais de faible amplitude, comme en témoignent les figures 91 et 96 ;
- un fort enrichissement pour un petit nombre d'échantillons siliceux (figure 97). La figure 98 montre qu'ils sont également riches en Fe. Nombre d'entre eux ont aussi une teneur élevée en Cu. Il s'agit de dépôts appartenant à des séries très condensées, et assimilables à des fonds durcis. Difficiles à dater, ils pourraient correspondre à un niveau stratigraphique bien déterminé, comme semblent l'indiquer les coupes de la Crête du Diable et du Queyrellin (79 EB 93 et 80 EB 175), où un tel sédiment, bien que non daté, a pu être recueilli entre deux séquences argileuses. Si ce fait était confirmé par d'autres preuves, et surtout étendu aux Schistes Lustrés, il pourrait présenter un certain intérêt stratigraphique.

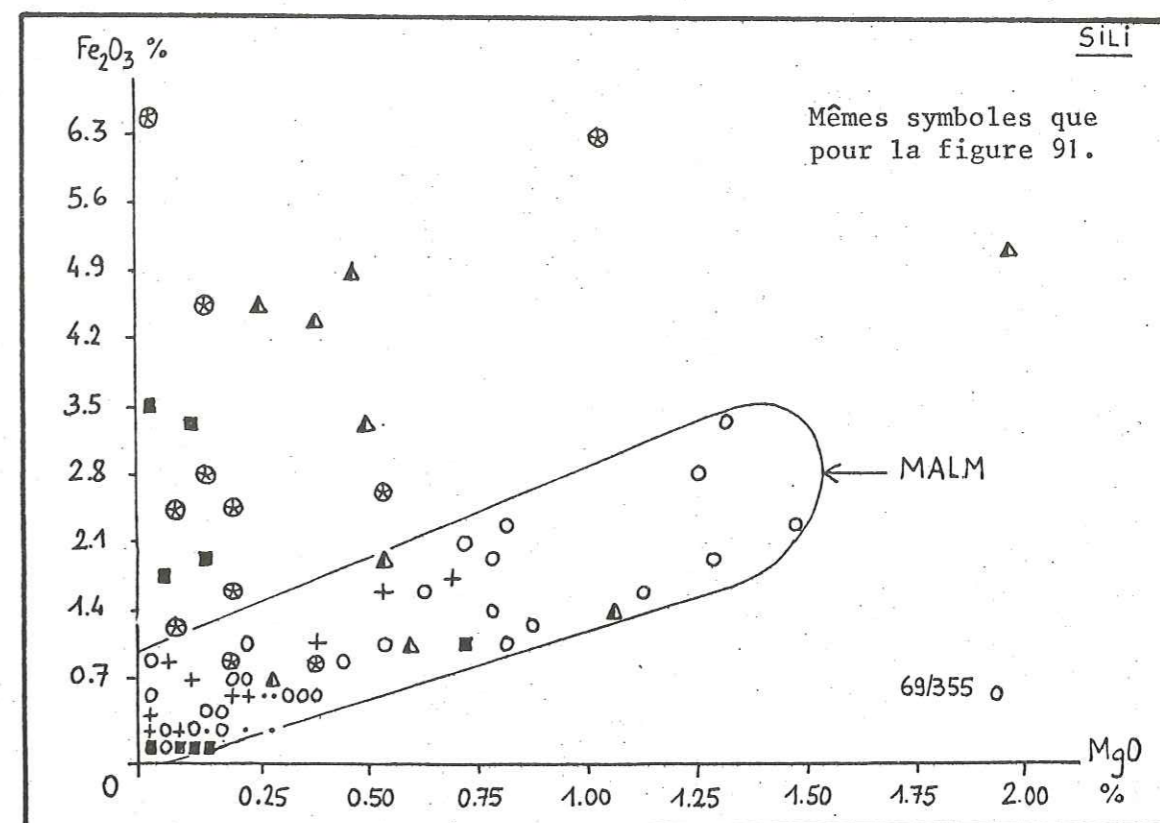
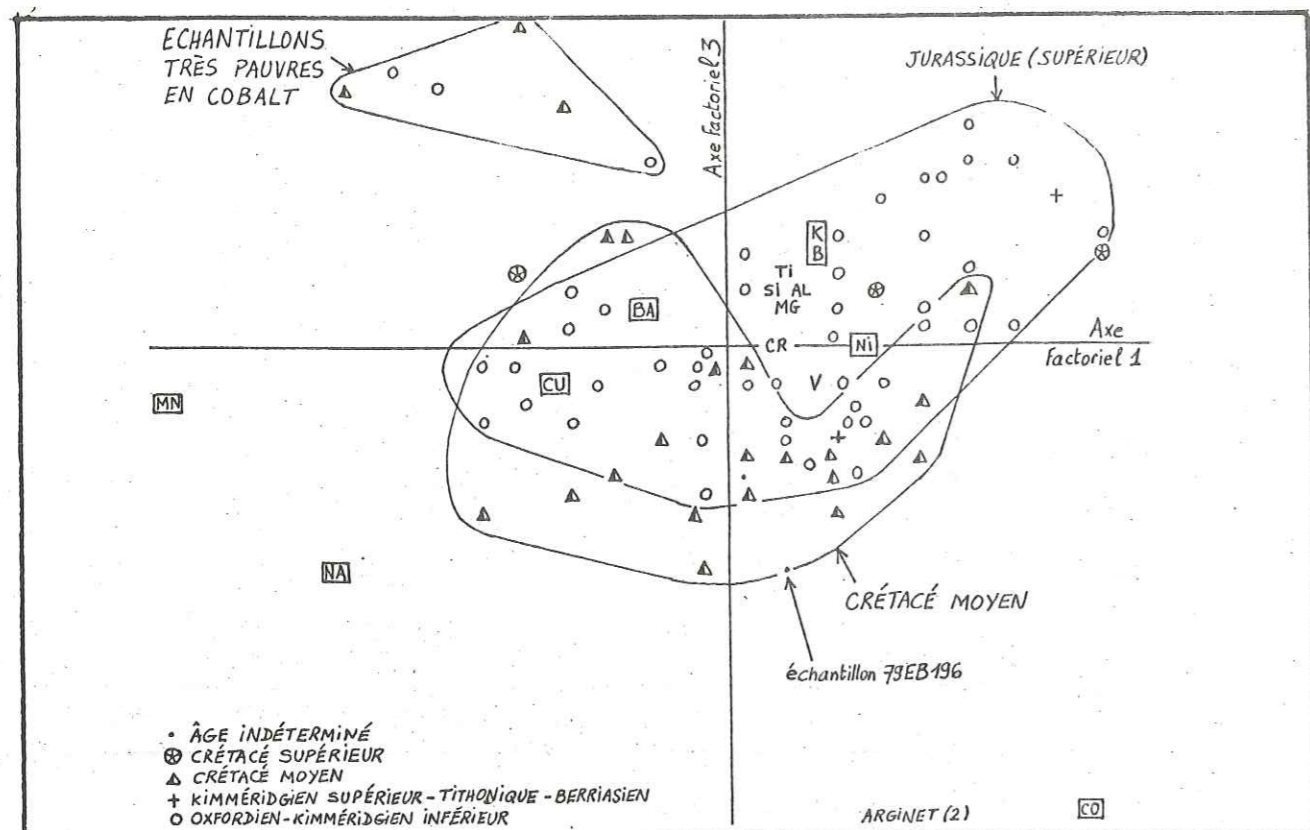


FIGURE 94 : Une corrélation positive, au Malm, entre Fe et Mg.

Au Malm, Fe et Mg, bien corrélés, sont liés à la même phase géochimique, et peut-être minéralogique. Au Crétacé, il n'en va pas de même : il y a un enrichissement des sédiments en Fe par l'intermédiaire d'une autre phase. (Voir interprétation dans le texte).

Remarque : les chlorites sont des minéraux ferro-magnésiens dont la composition peut avoir évolué au cours du temps. L'explication commune donnée aux enrichissements des dépôts du Crétacé moyen en Fe, Mn, Ba est discutable si l'on prouve que les chlorites ont joué un rôle. Seules des analyses fines de chlorites auraient pu préciser ce point, mais ce travail n'a pas été fait.

Rappel : voir AVERTISSEMENT de la page 244 .



ARGINET (2) - PLAN (1.3)

Données nettoyées de la phase carbonatée, et logarithmiques
 79 échantillons du lot argileux
 15 variables : Si, Al, Mg, Fe, Mn, Ti, Na, K, Ba, V, Ni, Co, Cr, B, Cu

Axe 1 : inertie = 30.8 % (valeur propre = 0.004)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Mn	71	0.129	-0.24	-34.8	-43.3	43.3
Na	133	0.053	-0.16	-28.8	-46.3	46.3
Cu	133	0.038	-0.06	-4.8	-10.9	10.9
Ba	198	0.008	-0.04	-3.0	-20.5	20.5
Co	105	0.063	0.14	18.2	31.5	31.5
Ni	155	0.008	0.05	2.9	28.6	28.6

Axe 2 : inertie = 26.0 % (valeur propre = 0.004)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Cu	133	0.038	-0.12	-20.4	-39.2	50.1
Na	133	0.053	-0.12	-18.6	-25.2	71.4
Mn	71	0.129	0.26	51.2	53.6	96.9
Co	105	0.063	0.07	5.7	8.3	39.8

Axe 3 : inertie = 16.2 % (valeur propre = 0.002)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Co	105	0.063	-0.19	-64.7	-58.9	98.7
Na	133	0.053	-0.09	-17.9	-15.1	86.6
K	203	0.005	0.04	5.2	29.1	57.9
B	170	0.008	0.03	2.8	12.5	31.7

Plan (1.3) : inertie = 47 %

FIGURE 95 : Richesse relative des dépôts argileux du Crétacé moyen en Na et en Mn.

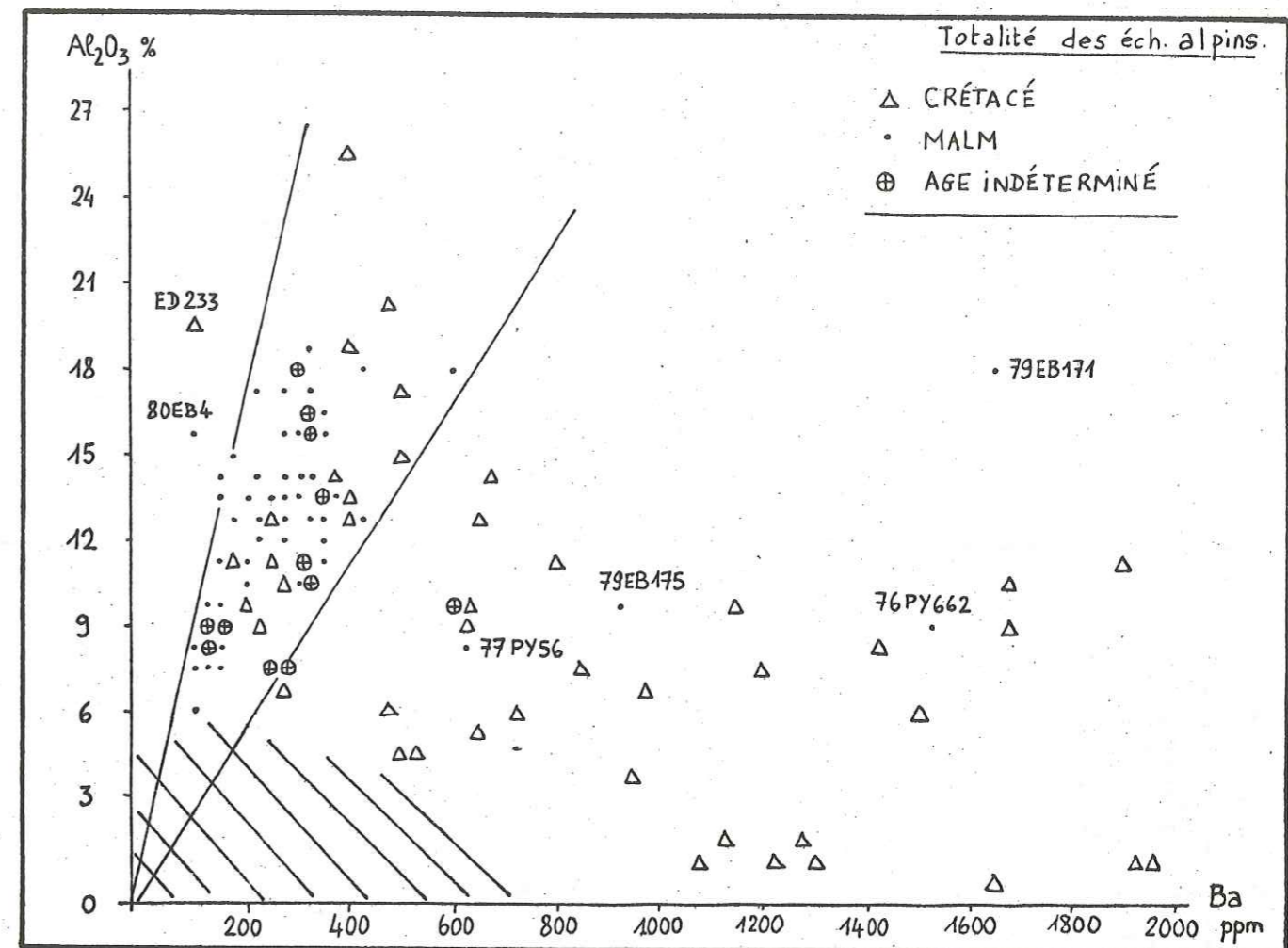


FIGURE 96 : Richesse des sédiments crétacés en baryum.

Les échantillons datés du Malm, relativement pauvres en Ba, sont localisés dans un secteur du diagramme assez étroit. Le baryum est alors lié aux argiles, comme le précise le diagramme (K, Ba) non présenté ici. En revanche, les dépôts du Crétacé sont beaucoup plus riches en Ba et aucune corrélation avec l'alumine n'est observable. On retrouve pour le baryum, ici, le même mode d'enrichissement que pour le fer.

d) Interprétations.

L'abondance du fer, du manganèse, du baryum (et, moins nettement, du cuivre) dans les sédiments du Crétacé, et surtout du Crétacé moyen, témoigne selon nous de leur enrichissement en oxydes précipités dans le milieu océanique. A cette époque, les conditions sur le fond seraient assez oxydantes, les circulations sous-marines assez vives, pour permettre ce genre de précipitations. Il faut souligner, d'ailleurs, que les niveaux les plus affectés sont aussi les plus condensés : c'est notamment le cas des dépôts très riches en Ba.

Pour ces derniers toutefois, franchement anormaux, une explication supplémentaire est peut-être requise. Nous avons vu, dans

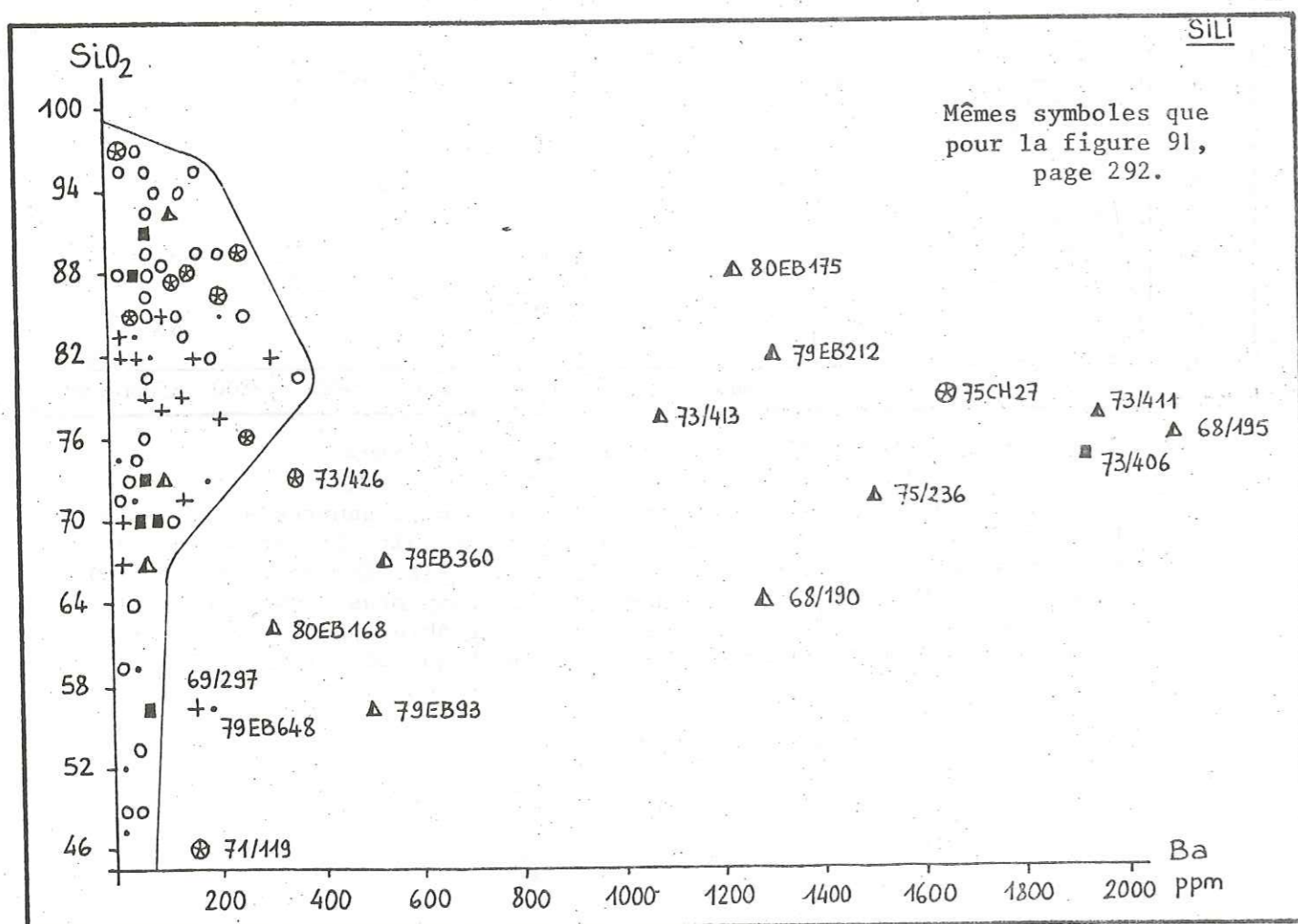


FIGURE 97 : Echantillons très riches en baryum dans le lot siliceux.

Datés du Crétacé, ils pourraient correspondre à un niveau unique du début du Crétacé moyen, comme semblent l'indiquer 79 EB 93 et 80 EB 175 (voir texte).

les "black-shales" de l'Atlantique, la richesse en Ba de certains niveaux condensés, à radiolaires, zéolites, probablement phosphates, etc. (avec, dans certains cas, le développement de barytine). Les dépôts alpins dont il est question ici sont peut-être analogues. Toutefois le métamorphisme aura fait disparaître des minéraux comme les zéolites, instables dans l'épizone.

Un rapprochement peut être fait aussi avec l'anomalie de l'Albien moyen sur le site 44-391 (chapitre C), pour laquelle nous avons évoqué la possibilité d'une cause continentale.

3. VARIATIONS DES TENEURS EN Cr, V, Ni, Co EN FONCTION DE L'AGE.

Les figures 99 A & B montrent que les trois pôles déjà distingués dans le chapitre précédent discriminent aussi les échantillons selon leur âge :

- Ba "attire" le Crétacé moyen (voir ci-dessus) ;
- Cr et V "attirent" l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur ;
- Ni et Co "attirent" le Kimméridgien supérieur-Tithonique et le Crétacé inférieur.

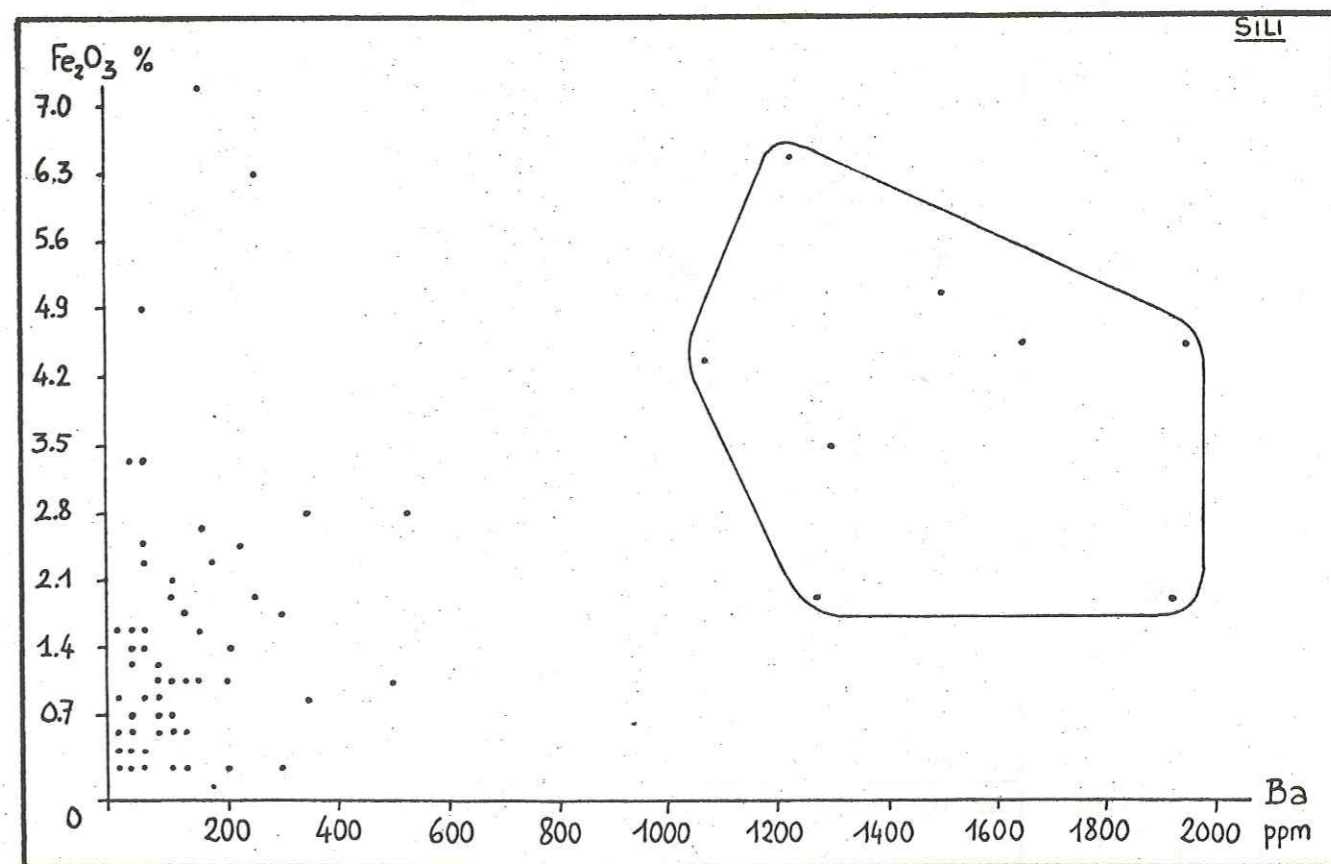
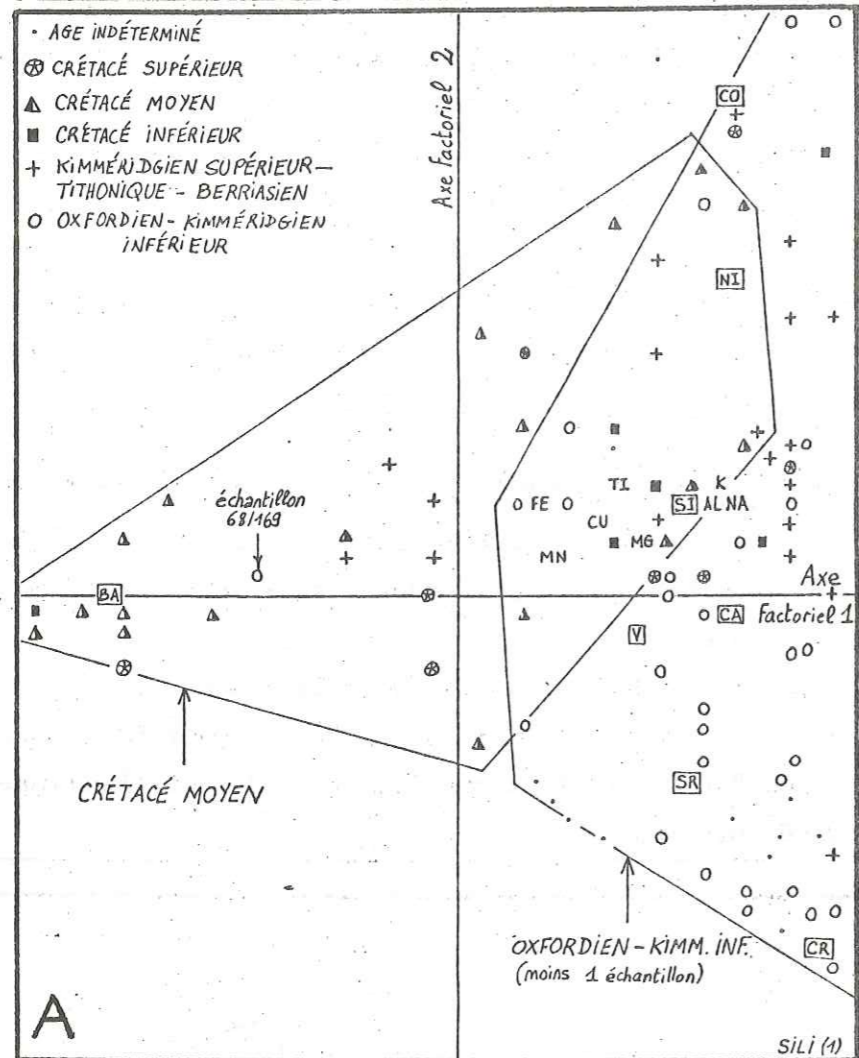


FIGURE 98 : Les niveaux les plus riches en Ba sont aussi riches en Fe.

Toutefois il n'y a pas de corrélation positive entre Ba et Fe.



SILI (1) - PLAN (1.2)
Données brutes
94 échantillons du lot siliceux
16 variables : Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Na, K, Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Cu

Axe 1 : inertie = 44 % (valeur propre = 0.39)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Ba	25201	0.58	-0.76	-58.8	-99.6	99.6
Cr	4775	1.93	0.75	10.7	29.0	29.0
Co	4009	1.74	0.56	5.0	17.8	17.8
Ni	3435	1.12	0.55	4.2	27.3	27.3
Ca	935	1.32	0.55	1.1	22.5	22.5
Si	7113	0.50	0.51	7.5	52.6	52.6
Sr	11024	0.76	0.45	8.9	26.4	26.4
V	4103	0.63	0.41	2.8	27.0	27.0

Axe 2 : inertie = 20 % (valeur propre = 0.18)

Cr	4775	1.93	-0.77	-25.1	-30.9	60.0
Sr	11024	0.76	-0.39	-14.9	-20.0	46.4
Co	4009	1.74	1.09	41.7	67.7	85.5
Ni	3435	1.12	0.69	14.6	42.9	70.2

Plan (1.2) : inertie = 64 %

SILI (1) - PLAN (2.3)
(idem ci-dessus)

Axe 3 : inertie = 15.1 % (valeur propre = 0.14)

Sr	11024	0.76	-0.63	-51.7	-52.5	98.9
Ca	935	1.32	-0.52	-2.9	-20.2	42.8
Cr	4775	1.93	0.80	36.1	33.6	93.6
Cu	1758	3.00	0.39	3.1	5.1	9.5
V	4103	0.63	0.31	4.6	15.2	43.1

Plan (2.3) : inertie = 35.1 %

Nous allons examiner successivement ces deux derniers pôles.

a) Richesse en Cr et V des sédiments du Malm.

Déjà notée sur les figures 91 et 99, la richesse relative du Malm en Cr et V est précisée sur les figures 100 à 102, et sur les profils des figures 92 B et D (Cr/Al). Seuls quelques "black-shales" du Crétacé moyen sont également riches en Cr, le chrome étant alors lié aux argiles (figure 100).

La figure 100 montre qu'il faut distinguer, au Malm, entre le chrome lié aux argiles, et le chrome lié à des cherts ou à des carbonates. Rappelons qu'il n'y a pas d'effet de pollution dû au broyage. En ce qui concerne le chrome lié aux argiles, la figure 101 nous apprend qu'il existe une différence entre l'Oxfordien (rapport K/Cr fort) et le Crétacé moyen (rapport K/Cr faible).

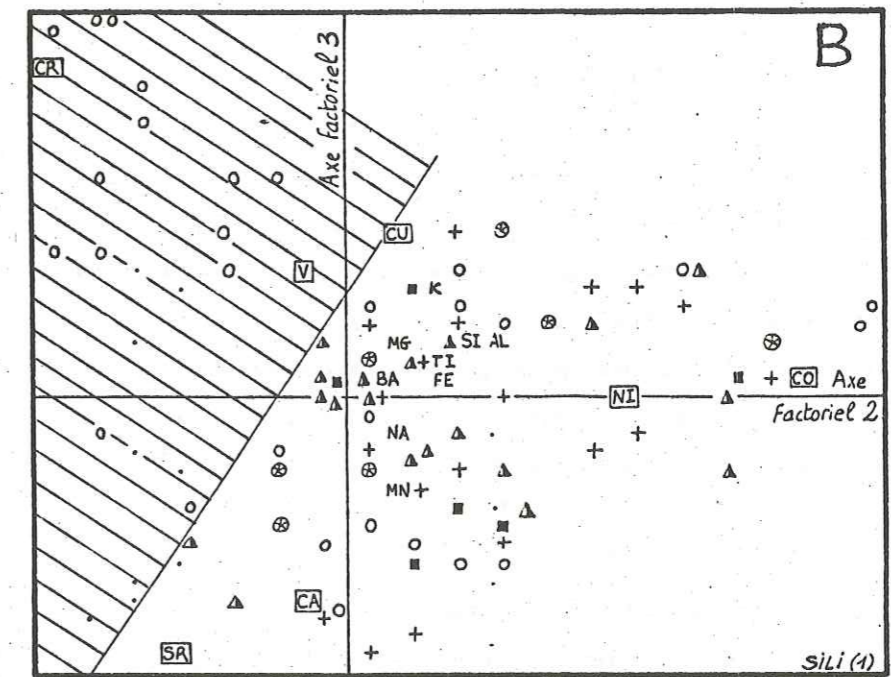


FIGURE 99 (A et B) : Trois pôles géochimiques définis au moyen des éléments traces. Distribution des échantillons vis à vis de ces trois pôles, en fonction de leur âge.

Le pôle (Ba) est celui du Crétacé moyen (99A). Le pôle (Cr, V) est celui de l'Oxfordien-Kimméridgien (99 A & B). Le pôle (Ni, Co) est celui du Tithonique-Crétacé inférieur (99B).

Interprétation.

- A l'Oxfordien et au Kimméridgien, il y a peu de chrome et de vanadium dans les séries détritiques argileuses, beaucoup plus en revanche dans les séries calco-siliceuses. Nous proposons pour V et Cr une origine organique. Ils témoigneraient d'un confinement suffisant du milieu pour que de la matière organique ait pu être conservée, au moins pendant les premières étapes de la diagenèse. Ces traces de confinement disparaissent à la fin du Malm.
- Au Crétacé moyen en revanche, les argiles sont dans l'ensemble plus riches en Cr, mais les teneurs relatives atteintes, en Cr et V, sont moindres. Le milieu était plus oxydant et la matière organique s'est moins bien conservée, sauf lorsqu'elle était apportée en très grande quantité (cas des "black-shales").

b) Richesse relative en Ni et Co des échantillons du Kimméridgien supérieur-Tithonique-Crétacé inférieur.

Sur la figure 103, les niveaux siliceux représentatifs des calcaires à cherts du Kimméridgien supérieur-Tithonique-Crétacé inférieur sont projetés du côté de Ni et Co. Les figures 92 B & D (Co/Al) montrent que seul l'Oxfordien est vraiment pauvre en Co, tandis que la liste des échantillons les plus riches en cobalt (légende de la figure 103) montre le rôle privilégié que jouent les cherts de couleur rouge brique. Il est possible que cette pigmentation particulière soit l'indice d'une teneur élevée en oxydes cobaltifères.

Interprétation.

L'examen des principaux diagrammes inter-éléments relatifs à Ni et Co nous a amenés, dans le paragraphe II.2.a., à relier ces deux métaux plutôt aux silicates qu'aux oxydes, et à proposer selon les localisations une origine volcanique ou un héritage détritique local.

S'il devait se confirmer, dans d'autres études, que le Malm supérieur et le Crétacé inférieur sont relativement riches en Ni et Co, sur des sites très divers de la marge téthysienne, il conviendrait d'invoquer une source globale, liée par exemple au volcanisme sous-marin, ou au détritisme terrigène. Nous n'avons pas ici assez d'arguments pour conclure.

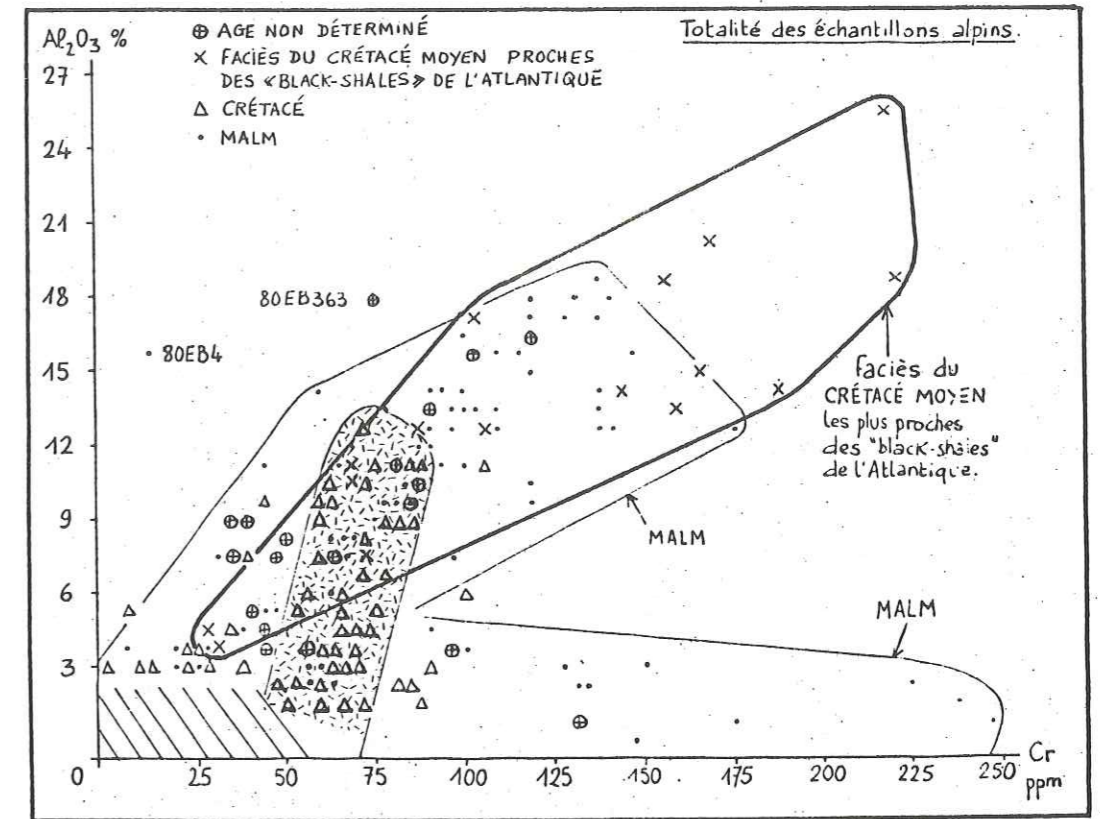


FIGURE 100 : Plusieurs types de richesse en chrome.

Au Malm, il y a des échantillons très riches en Cr et non argileux, d'autres assez riches en Cr et argileux. Au Crétacé moyen, le groupe des "black-shales" est riche en Cr, le chrome étant lié aux argiles. Les autres faciès sont pauvres en Cr, mais il y a encore une corrélation positive (Al, Cr).

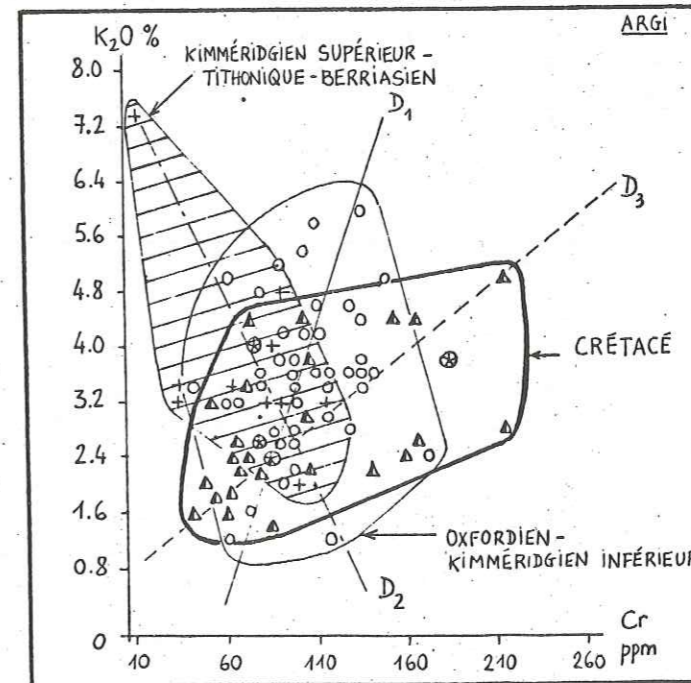
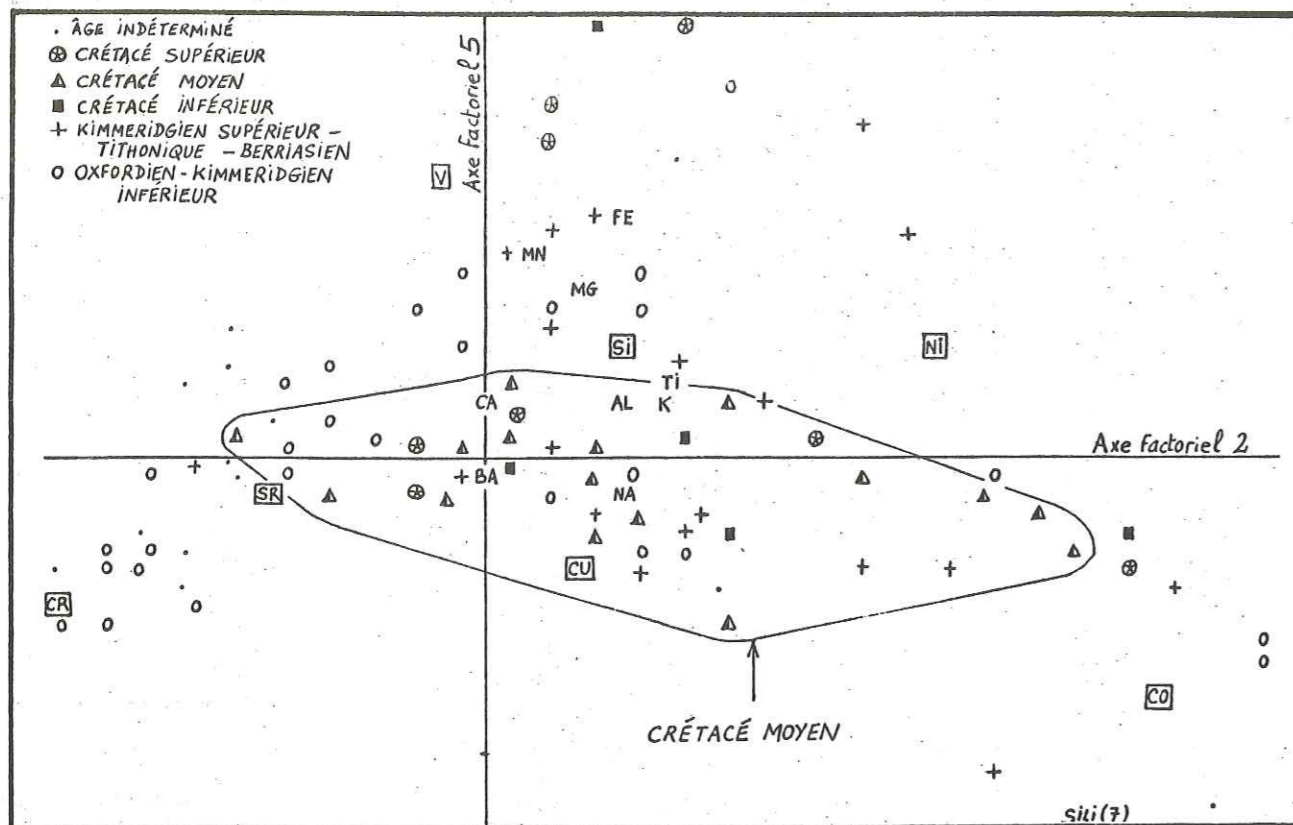


FIGURE 101 : Des corrélations K/Cr différentes au Crétacé et au début du Malm.

Les corrélations sont très floues. Cependant, en moyenne, à K donné, il y a plus de Cr au Crétacé qu'au Malm, dans les argiles.

(Mêmes symboles que pour la figure 99, page 308).



SILI (7) - PLAN (2.5)
(idem SILI (1) pour les axes 1, 2 et 3)

. Axe 4 : inertie = 9.5 % (valeur propre = 0.085)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Cr	4775	1.93	-0.23	-4.9	-2.9	96.5
Co	4009	1.74	-0.22	-3.7	-2.9	88.4
Ni	3435	1.12	-0.17	-1.8	-2.5	72.8
Cu	1758	3.0	1.63	87.5	88.7	98.2

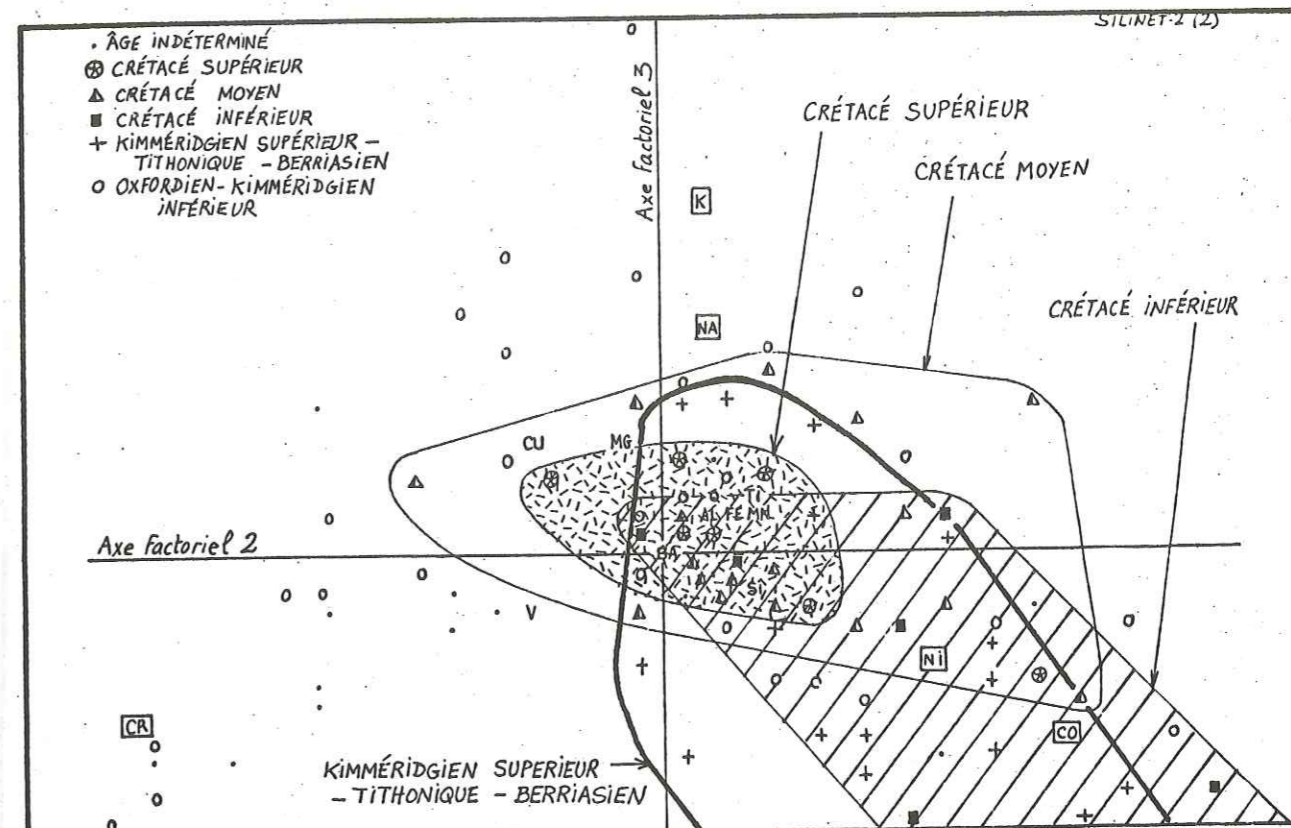
. Axe 5 : inertie = 4.1 % (valeur propre = 0.037)

Co	4009	1.74	-0.40	-27.1	-9.0	97.4
Cr	4775	1.93	-0.25	-12.5	-3.0	99.6
V	4103	0.63	0.47	38.7	34.6	78.7
Si	7113	0.50	0.19	10.8	7.1	72.0

. Plan (2.5) : inertie = 24.1 %

FIGURE 102 : Pauvreté en vanadium du Crétacé moyen.

Nous prenons ici l'exemple du lot siliceux. L'axe 5 est celui du vanadium, et les échantillons du Crétacé moyen sont projetés à l'opposé de V.



SILINET-2 (2) - PLAN (2.3)

. Données nettoyées par le calcul de leur phase calcaire, et logarithmiques
. 92 échantillons du lot siliceux
. 14 variables : Si, Al, Mg, Fe, Mn, Ti, Na, K
Ba, V, Ni, Co, Cr, Cu

. Axe 1 : inertie = 46.7 % (valeur propre = 0.42)

V	P	d	x	C.A.	C.R.	C.R.C.
Ba	22626	0.41	-0.63	-48.8	-99.9	99.9
Cr	3961	1.98	0.76	12.2	29.4	29.4
Co	3812	1.56	0.70	10.0	31.4	31.4
K	4588	1.10	0.70	12.0	44.6	44.6

. Axe 2 : inertie = 22.9 % (valeur propre = 0.21)

Cr	3961	1.98	-1.09	-51.4	-60.5	89.9
Co	3812	1.56	0.89	32.8	50.7	82.1
Ni	3104	1.11	0.60	12.0	32.2	73.9

. Axe 3 : inertie = 9.9 % (valeur propre = 0.09)

Co	3812	1.56	-0.39	-14.2	-9.5	91.6
Cr	3961	1.99	-0.35	-12.3	-6.2	96.1
K	4588	1.10	0.74	62.6	49.5	94.3
Na	673	2.03	0.46	3.6	10.6	26.9

. Plan (2.3) : inertie = 32.8 %

FIGURE 103 : Richesse en Co et Ni du Tithonique-Crétacé inférieur.

Liste des échantillons riches en cobalt.

N°	faciès
79EB363	niveau siliceux vert
80EB289	calcschistes verts
80EB173	schistes bruns
79EB212	silix rouge
79EB360	schistes rouges

N°	faciès
80EB282	schistes rouges
80EB174	silix rouge
80EB10	silix rouge
80EB175	silix rouge
79EB226	silix rouge

N°	faciès
80EB427	marnes noires
80EB246	silix rouge
80EB382	silix rouge
75/386	radiolarite pyriteuse.

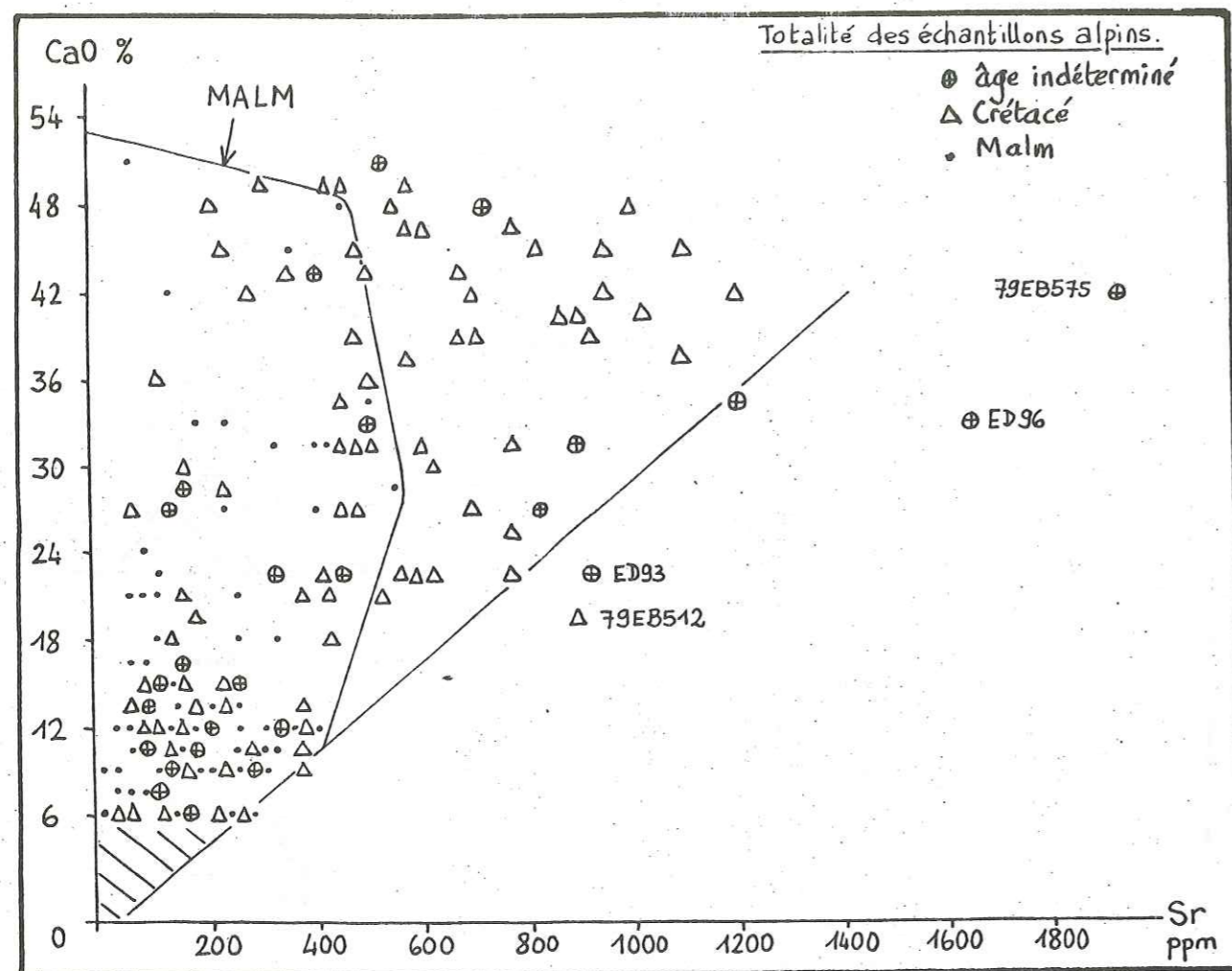


FIGURE 104 : Richesse du Crétacé en Sr et existence de deux phases calcaires.

La fraction carbonatée des sédiments, qui apporte la partie la plus importante du strontium, est le mélange d'une phase à Sr (droite D) et d'une phase pratiquement sans Sr (à peu près confondue avec l'axe des ordonnées). Par ailleurs, les teneurs élevées en strontium appartiennent à des dépôts du Crétacé. (Voir interprétations dans le texte).

Rappel : voir AVERTISSEMENT de la page 244 .

4. EVOLUTION DES TENEURS EN Sr EN FONCTION DE L'AGE.

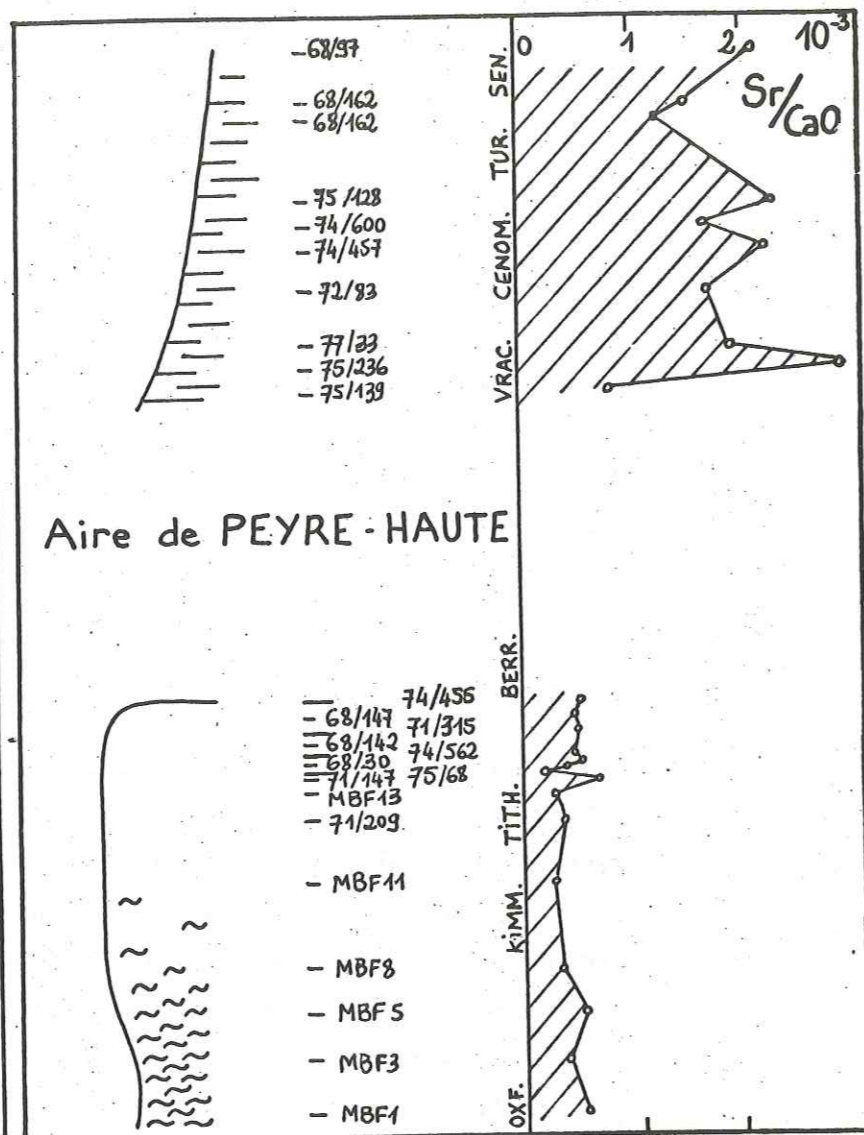
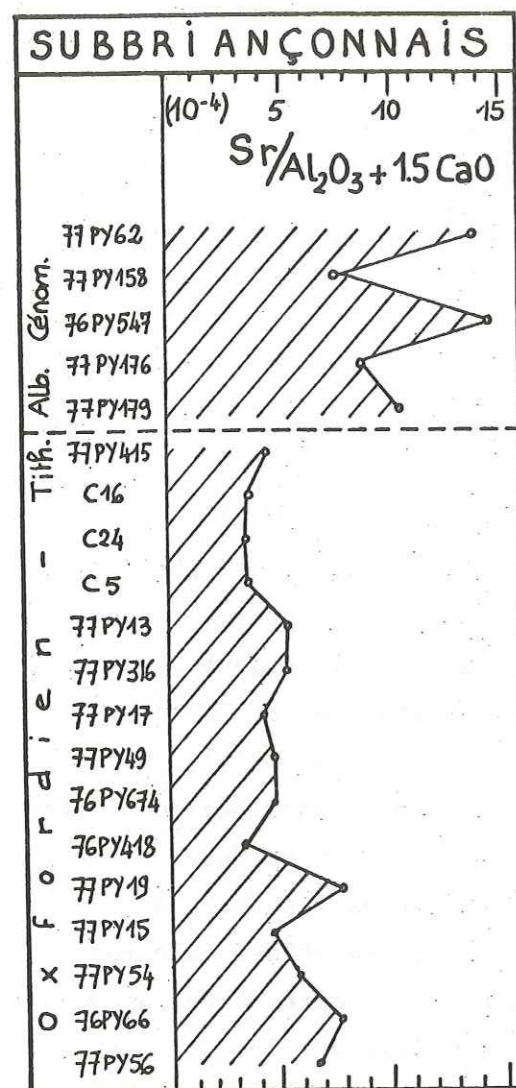
La figure 104 montre qu'une teneur donnée de strontium suppose une certaine proportion de calcaire dans le sédiment. Mais il peut aussi y avoir du calcaire sans qu'il y ait de strontium. Le calcaire des échantillons analysés est donc le mélange d'une phase à strontium et d'une phase sans strontium. A pourcentage de CaO donné (et > 20 % environ), les dépôts du Crétacé sont globalement plus riches en la première qu'en la seconde, vis à vis des dépôts du Malm. Cet écart est visible sur la figure 104 et plus encore sur des coupes-temps réalisées à l'aide d'échantillons calcaires ou marneux, dans l'aire de Peyre-Haute et en Subbriançonnais (figures 105 et 106). D'autre part, rappelons que les argiles peuvent contenir une certaine proportion de Sr.

Interprétations.

Le cas du strontium illustre avec beaucoup d'acuité l'intrication des empreintes laissées dans un sédiment par divers phénomènes, océaniques puis diagénétiques (TUREKIAN, 1964) : les tests et coquilles d'organismes ont des teneurs variables en Sr, qui dépendent notamment, pour un type de carbonate donné, de la température et de la salinité (RENARD & al., 1978). D'après J. VEIZER & R. DEMOVIC (1974), l'aragonite est plus riche en Sr que les calcites, mais parmi ces dernières le strontium est relativement plus abondant chez les variétés magnésiennes. Cependant, au cours de la diagenèse, tous les carbonates perdent du strontium et les teneurs de l'aragonite et des calcites peu magnésiennes se rejoignent, tandis que les calcites très magnésiennes sont sensiblement appauvries. Ce point se vérifie sur les données dont nous disposons : le diagramme (Mg, Sr) construit pour le lot calcaire, non présenté ici, montre que les échantillons les plus riches en Mg sont aussi les plus pauvres en Sr.

Deux hypothèses peuvent être formulées :

- le Malm a subi une diagenèse plus accentuée que le Crétacé. Certes cela est vrai, mais il ne nous semble pas, étant donné le caractère condensé de la série Briançonnaise, que cette différence ait pu être suivie d'un effet aussi accentué.
- Les calcaires du Malm seraient constitués d'une plus grande proportion de calcite magnésienne que les calcaires du Crétacé.



FIGURES 105 et 106 : Richesse du Crétacé supérieur en Sr.

Sur ces coupes artificielles schématiques, nous avons reporté les teneurs relatives en strontium.

Fig. 105 : calcaires de l'aire briançonnaise de Peyre Haute (données de M. BOURBON, 1980).

Fig. 106 : calcaires argileux et marnes du domaine subbriançonnais (données de P.Y. CHENET, 1978).

Or les calcites magnésiennes sont connues pour précipiter dans des bassins relativement confinés, où la salinité et la température sont assez élevées, au moins vers le fond (MILLIMAN & MULLER, 1973 ; MULLER & FABRICIUS, 1974).

5. CONCLUSION : COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS EN FONCTION DE L'AGE.

L'analyse chimique des éléments majeurs et traces apporte une contribution spécifique, lorsqu'on cherche à reconstituer l'histoire de la marge téthysienne, au Malm et au Crétacé, dans les domaines péniques.

a) Le Malm et le Crétacé inférieur.

L'effondrement de la marge téthysienne, qui intervient au début du Malm, est suivi à l'Oxfordien-Kimméridgien par une période de confinement relatif (richesse des dépôts en V, Cr ; pauvreté en Sr et richesse en Mg de la fraction calcaire) surtout sensible dans les sillons. La composition de la fraction argileuse est contrastée, entre des espèces détritiques primaires (illite, K) issues au moins en partie d'érosions locales, et des espèces néoformées au fond de la mer (smectite ? Na). Au Tithonique et au Crétacé inférieur, avec un retour généralisé de la sédimentation calcaire et une oxygénation progressive du milieu, se manifestent des enrichissements relatifs en Ni et Co, dont une explication satisfaisante ne peut pour le moment rendre compte.

b) Le Crétacé moyen et supérieur.

Les renouvellements morphologiques qui surviennent du Vraconien au Turonien coïncident, sur le plan de la géochimie des sédiments, avec un enrichissement en Fe, Mn, Ba, Cu, probablement lié à une abondance accrue des oxydes. Ceux-ci, nés dans l'océan, témoignent de conditions nettement plus oxydantes et d'un milieu plus ouvert aux circulations sous-marines. La composition de la phase argileuse est moins contrastée

qu'à l'Oxfordien-Kimméridgien, ce qui pourrait correspondre à la pré-éminence des espèces intermédiaires, transformées dans l'océan (interstratifiées par exemple). Les différences entre le Briançonnais et les domaines voisins tendent à s'estomper.

Elles s'amortissent davantage au Crétacé supérieur, dans les calcaires argileux, qui dépendent de plus en plus des héritages continentaux (BOURBON, 1980). Tout indice de confinement a disparu ($Sr/Al + 1.5 Ca$ élevé, notamment).

2100

2000

1900

1800

1700

1600

1500

1400

1300

1200

1100

1000

IV. ETUDE DES ISOTOPES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE SUR TROIS COUPES ALPINES.

Depuis quelques années, les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène se multiplient, et les données sur les séries pélagiques carbonatées deviennent assez nombreuses. Leur interprétation a toujours posé moins de problèmes pour l'oxygène que pour le carbone. Dans le premier cas, l'objectif de la méthode est clairement énoncé depuis ses origines : c'est l'étude des *paléotempératures*. En revanche, dans le second, les explications cohérentes commencent seulement à voir le jour : elles montrent que l'analyse isotopique du carbone constitue une approche très intéressante des questions liées à la *productivité organique*.

L'interprétation se heurte à une série d'*obstacles*, plus ou moins bien levés à l'heure actuelle, dûs aux transformations des sédiments après leur dépôt : diagenèse, métamorphisme, altération météorique (annexe 4). Supposant ces difficultés résolues, on peut retenir que, le long d'une série :

- $\delta^{18}O$ varie en sens contraire de la température de l'eau de mer, en surface, au moment du dépôt (mais la salinité et la composition isotopique de celle-ci peuvent aussi intervenir) ;
- $\delta^{13}C$ varie comme la productivité organique, les oscillations de grande amplitude étant provoquées par la réponse qu'oppose le système à une sollicitation extérieure capable de modifier le niveau de cette productivité organique.

(Voir annexe 4).

En règle générale, on a toujours intérêt à *multiplier le nombre des coupes* : car c'est de leur comparaison que naissent les hypothèses les plus fructueuses et les moins téméraires. Dans les paragraphes qui suivent, nous nous efforçons précisément de mener une étude de ce type, avec une double orientation :

- 1) utilisation de la géochimie isotopique comme un argument parmi d'autres dans la construction d'un *schéma paléogéographique* ;
- 2) existence éventuelle de signaux isotopiques bien localisés dans le temps, et qui acquièrent ainsi une *valeur stratigraphique*. A la limite, un *morceau de courbe* ($\delta^{13}C$ ou $\delta^{18}O$), dont la configuration se répète d'une coupe à l'autre, peut avoir aussi une telle valeur.

Nous présenterons tout d'abord les résultats obtenus sur trois séries alpines, avec une première esquisse interprétative. Nous tenterons ensuite de les comparer à des données publiées, relatives pour la plupart à des forages en mer. Ceci nous permettra, enfin, de proposer une explication possible des courbes établies.

Quelques précisions d'ordre technique : seuls les niveaux les plus carbonatés ont été retenus pour la mesure des écarts isotopiques de O et de C. Les analyses ont été réalisées dans le laboratoire du Professeur R. LETOLLE (voir dans l'annexe 4 un résumé de la technique employée).

1. PRESENTATION DES RESULTATS OBTENUS SUR TROIS SERIES ALPINES.

- a) Quelques rappels sur les séries de Soureliou (Briançonnais), de l'Arche (Subbriançonnais) et du Praz-de-Lys (Nappe de la Brèche).
 - La série de Soureliou (Briançonnais, Sillon de Champcella, figure 56, M. BOURBON, 1980). Dans certains de ses termes, notamment à la fin du Malm et au Crétacé inférieur, les turbidites calcaires ont joué un rôle relativement important.
 - La série de l'Arche (Subbriançonnais, unité de Piolit-Rouanne Basse, P.Y. CHENET, 1978) a été rééchantillonnée pour le présent travail. La part des apports mécaniques est très variable, suivant les faciès. La profondeur de dépôt est assez grande du Malm au Crétacé moyen, sous la F.C.D. en général, et parfois sous la C.C.D. (entre Kimméridgien et Tithonique notamment).
 - La série du Praz-de-Lys⁽¹⁾ (Préalpes du Châblais, Nappe de la Brèche ; W.J. SCHRODER, 1939 ; R. CHESSEX 1959 ; M. WEIDMANN 1972) a été échantillonnée, pour des raisons de commodité matérielle, en trois tronçons, distants d'environ 1 kilomètre. La série de la Brèche est d'affinité briançonnaise *sensu lato*, peut-être prépiémontaise. Elle est nettement septentrionale par rapport aux deux autres (figure 107). Elle a l'avantage d'avoir échappé en grande partie au métamorphisme alpin.

(1) que nous appellerons aussi série de la Brèche.

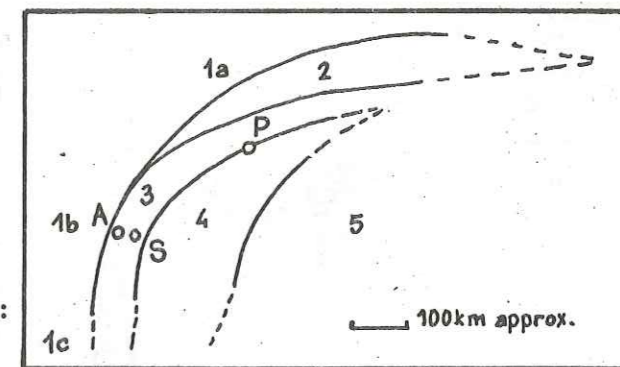
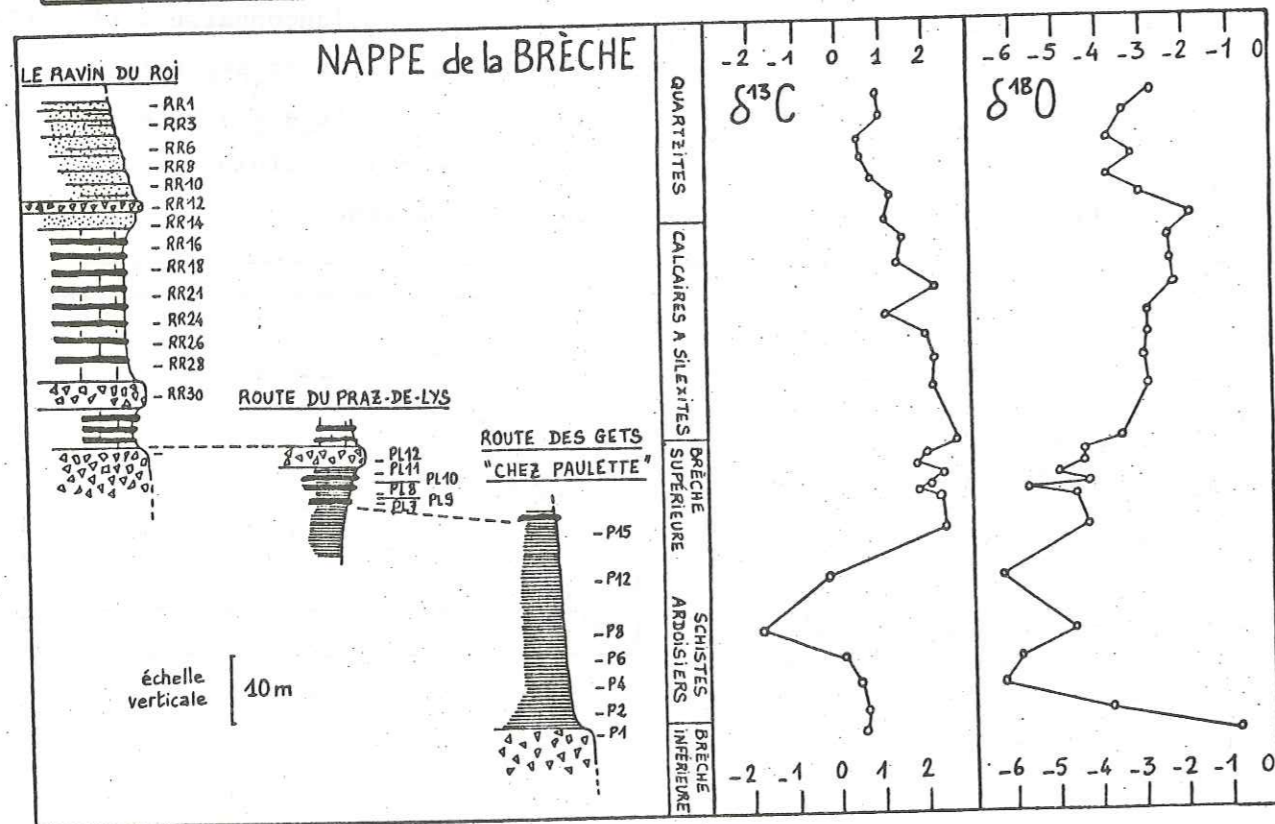
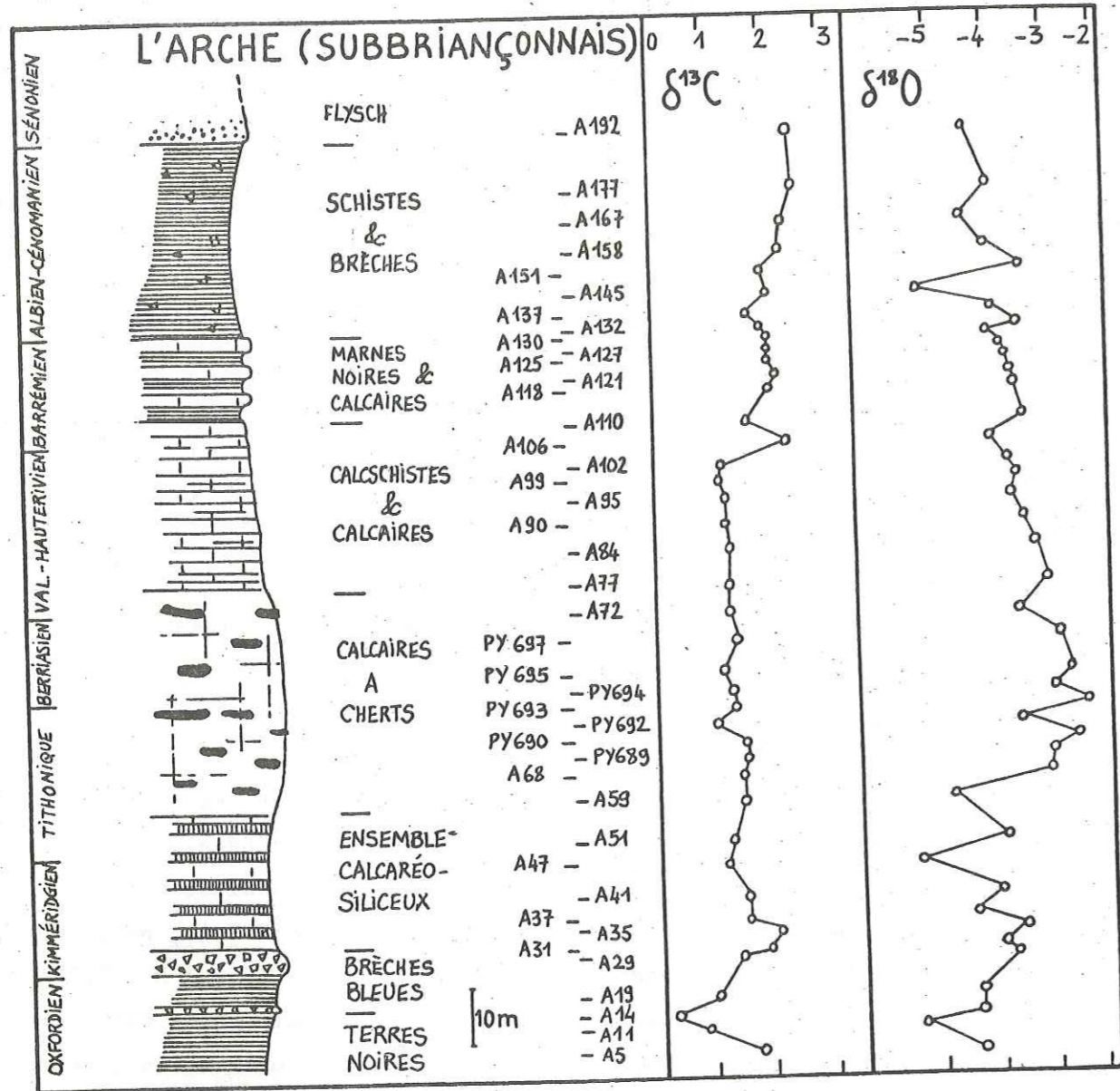


FIGURE 107 : Positions respectives des sites de Soureliou, de l'Arche et du Praz-de-Lys, dans un schéma palinspastique de la marge téthysienne pour le Malm et le Crétacé.

Domaines (comme pour la figure 52) :
1a. Helvétique - 1b. Dauphinois -
1c. Est-Provençal - 2. Valaisan -
3. Subbriançonnais et Briançonnais - 4. Piémontais - 5. Austro-Alpin

Coupes étudiées : A. L'Arche - S. Soureliou - P. Praz-de-Lys (schéma d'après BOURBON & al., 1976).

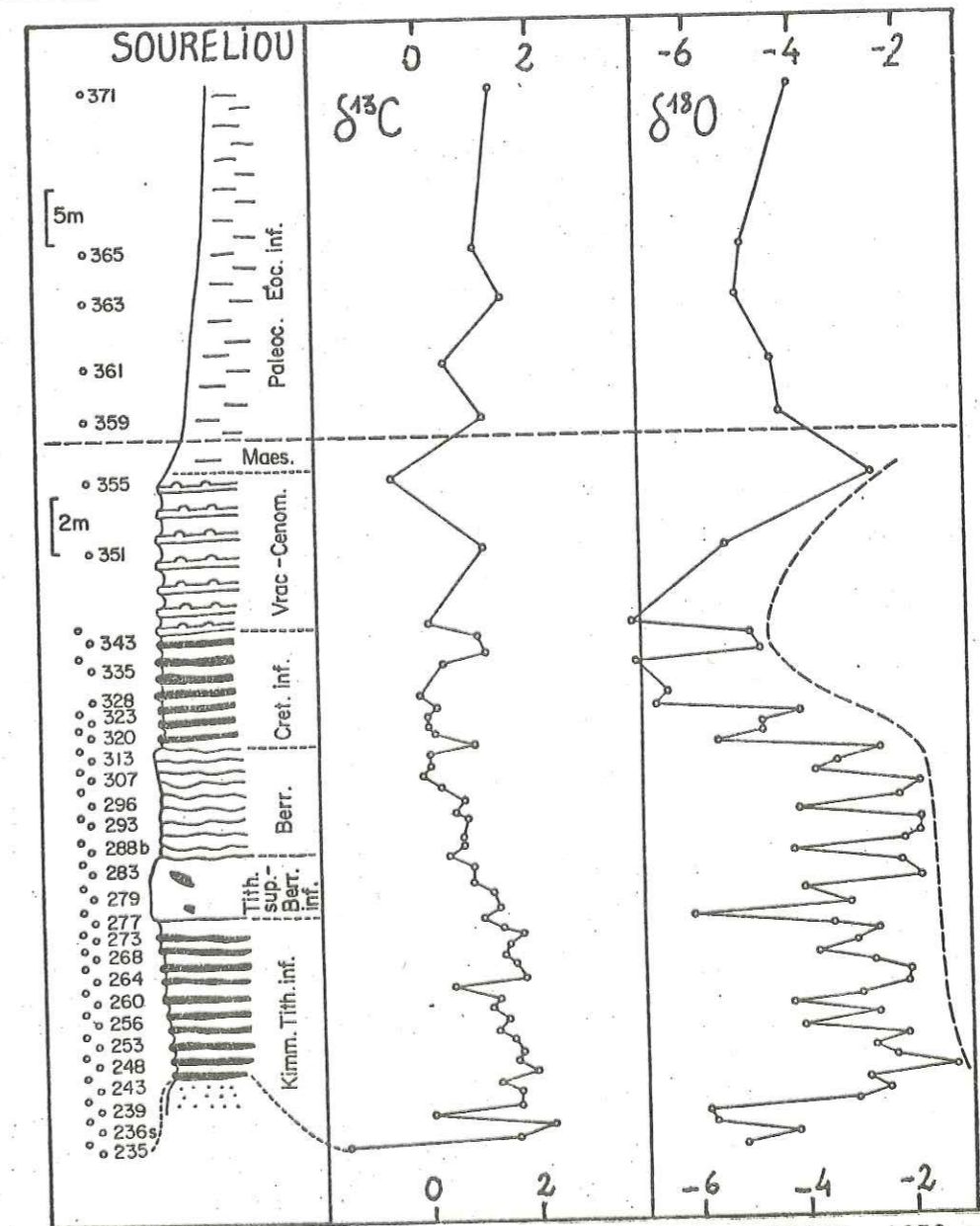


b) Etude isotopique du carbone (figures 108, 109 et 110).

b.1. Oxfordien-Kimméridgien inférieur ; $\delta^{13}C$ passe par un minimum.

$\delta^{13}C$ passe par un minimum bien marqué dans les Terres Noires à l'Arche, dans les Schistes Ardoisiens au Praz-de-Lys. Ce minimum est seulement amorcé à Soureliou, mais l'Oxfordien n'est pas représenté sur ce site.

Interprétation : un minimum de $\delta^{13}C$ traduit qu'au moment de la formation du calcaire, les eaux à la surface de la mer étaient très riches en ^{12}C , et donc en CO_2 "organique" (provenant de l'altération de la matière organique). C'est le cas notamment dans un milieu confiné, où les eaux sont bien stratifiées, et où la productivité est réduite.



(repris de M. BOURBON, 1978 et 1980).

FIGURES 108, 109 et 110. Profils des écarts isotopiques de C et de O sur les séries alpines de l'Arche, du Praz-de-Lys et de Soureliou.

b.2. Kimméridgien supérieur à Crétacé inférieur : des valeurs moyennes et régulières.

Depuis le Kimméridgien supérieur jusqu'à la fin du Crétacé inférieur, $\delta^{13}C$ est assez régulier. Au Praz-de-Lys et à Soureliou, il décroît progressivement, mais en revanche reste stationnaire à l'Arche.

Interprétation : les eaux sont renouvelées au Kimméridgien supérieur et le caractère confiné disparaît. Il réapparaît peu à peu, au cours du Tithonique et du Crétacé inférieur, mais seulement en Briançonnais (Soureliou, Praz-de-Lys), et de manière atténuée.

b.3. Barrémien-Aptien : $\delta^{13}C$ augmente, à l'Arche.

Au Barrémien et à l'Aptien, dans les alternances marno-calcaires de l'Arche, $\delta^{13}C$ augmente assez brusquement.

Interprétation : l'augmentation des valeurs du $\delta^{13}C$ dans les calcaires associés à des dépôts périodiquement carbonés est un phénomène connu (WEISSERT & al., 1979 ; MCKENZIE, 1980 ; voir annexé 4). Trois paramètres commandent la teneur en carbone organique d'un sédiment : le taux de conservation, le taux de sédimentation et le taux de production primaire ; une haute productivité n'est pas une condition nécessaire pour avoir une teneur élevée de carbone organique dans un sédiment (BRUMSACK, 1980). L'intérêt de $\delta^{13}C$ serait alors de montrer qu'une haute productivité a effectivement existé.

b.4. Crétacé moyen et supérieur : $\delta^{13}C$ augmente, sauf dans la Brèche.

A partir du Vraconien-Cénomaniens et jusque dans le Crétacé supérieur, $\delta^{13}C$ augmente régulièrement, à l'Arche et à Soureliou. En revanche, dans les Quartzites du Praz-de-Lys, $\delta^{13}C$ continue de diminuer.

Interprétation : l'augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$, au Sud, peut s'interpréter comme la conséquence d'un accroissement progressif de la productivité organique ; celle-ci n'aurait pas lieu au Nord, au contraire même.

L'augmentation des taux de productivité organique, parallèlement à une augmentation des taux de sédimentation, après le Vraconien, en Briançonnais, est connue (BOURBON, 1980).

c) Etude isotopique de l'oxygène (figures 108, 109 et 110).

c.1. Au début du Malm : des valeurs de $\delta^{18}O$ faibles.

$\delta^{18}O$ est relativement faible à l'Oxfordien et au Kimméridgien inférieur sur les trois sites. Il augmente assez brutalement au Kimméridgien-Tithonique, un peu plus tôt semble-t-il en Briançonnais qu'en Subbriançonnais.

Interprétation : les températures seraient assez élevées dans les eaux de surface, après l'effondrement de la marge téthysienne. Il se peut aussi que la salinité soit forte, ce qui coïnciderait mieux avec les indications fournies par $\delta^{13}C$: productivité organique réduite, eaux stratifiées.

c.2. Au Malm et au Crétacé inférieur : des valeurs de $\delta^{18}O$ relativement élevées ; des évolutions différentes au Nord et au Sud.

$\delta^{18}O$ est relativement élevé à la fin du Malm et au début du Crétacé inférieur. Au cours du Crétacé inférieur, elles décroissent faiblement à l'Arche, plus fortement à Soureliou, mais continuent d'augmenter au Praz-de-Lys.

Interprétation : la température, et peut-être aussi la salinité, de la mer en surface diminuerait franchement à la fin du Malm, éventuellement à la suite d'un brassage ou d'un renouvellement des eaux (par injection ?). Cette explication, d'ailleurs, s'accorde bien avec les indications fournies par $\delta^{13}C$ sur la productivité organique.

Au Crétacé inférieur, la température aurait tendance à augmenter au Sud, à décroître en revanche plus au Nord (la Brèche).

c.3. Au Crétacé moyen : un minimum du $\delta^{18}O$.

Le Crétacé moyen est marqué par un minimum du $\delta^{18}O$, ressenti sur les trois sites. C'est à Soureliou qu'il est le plus fort, et semble-t-il, le plus précoce : fin du Crétacé inférieur. A l'Arche et dans la Brèche, le minimum, plus ténu, a lieu à l'intérieur des dépôts du Crétacé moyen.

Interprétation : il y aurait, au début du Crétacé moyen (caractérisé, rappelons-le, par une crise tectonique) en Briançonnais à la latitude de Briançon, et au cours du Crétacé moyen seulement en Briançonnais septentrional et en Subbriançonnais, un maximum de la température des eaux en surface.

c.4. A la fin du Crétacé moyen : un maximum du $\delta^{18}O$.

Vers la fin du Crétacé moyen, $\delta^{18}O$ passe par un maximum, dont on voit seulement l'amorce dans la série de la Brèche.

Interprétation : il y aurait au cours du Crétacé moyen un refroidissement assez brutal des eaux, peut-être une conséquence de la réjuvenation tectonique et morphologique de la marge téthysienne à cette époque, ayant pu donner naissance à des courants ascendants. Les dépôts argileux de type "black-shales" ont tendance à se manifester plus tard en Briançonnais que dans les domaines voisins. Il est donc probable que le signal (minimum puis maximum du $\delta^{18}O$) soit relativement synchrone et témoigne d'un évènement assez brutal.

c.5. Au Crétacé supérieur : retour à des valeurs moyennes.

Nous avons peu d'analyses sur le Crétacé supérieur. Il semble, à l'Arche et à Soureliou, que $\delta^{18}O$ revienne à des valeurs moyennes.

Interprétation : le Crétacé supérieur voit le retour de conditions océaniques "normales", tant sur le plan de la température que sur celui de la salinité.

2. COMPARAISON DES TROIS SÉRIES ENTRE ELLES, DANS UN DIAGRAMME ($\delta^{13}C, \delta^{18}O$) (FIGURE 111).

a) Sans distinction d'âge.

Lorsqu'on ne tient pas compte de l'âge des sédiments, les trois séries se séparent en fonction de leur $\delta^{13}C$, mais pas en fonction de $\delta^{18}O$. A $\delta^{13}C$ croissant, on trouve : Soureliou, l'Arche et la Brèche. Toutefois, la différence entre les deux dernières séries est peu marquée. Deux interprétations sont possibles *a priori* :

- la *productivité* serait dans l'ensemble plus forte, dans l'eau de mer en surface, à l'aplomb du Subbriançonnais et du Prépiémontais (sauf au Crétacé moyen) qu'à l'aplomb du Briançonnais. L'existence de *courants ascendants* sur les bordures du haut-fond briançonnais pourrait expliquer ce phénomène.
- le *métamorphisme* aurait globalement diminué les valeurs de $\delta^{13}C$. Mais alors le métamorphisme n'aurait pas modifié $\delta^{18}O$, ce qui constitue un paradoxe (voir annexe 4). De ce fait, la première interprétation nous semble plus convaincante.

b) En distinguant les âges.

Du *Kiméridgien supérieur* au *Berriasien*, la différence mise en évidence précédemment se trouve parfaitement vérifiée. Au *Crétacé inférieur* apparaît un classement des trois séries selon $\delta^{18}O$; à $\delta^{18}O$

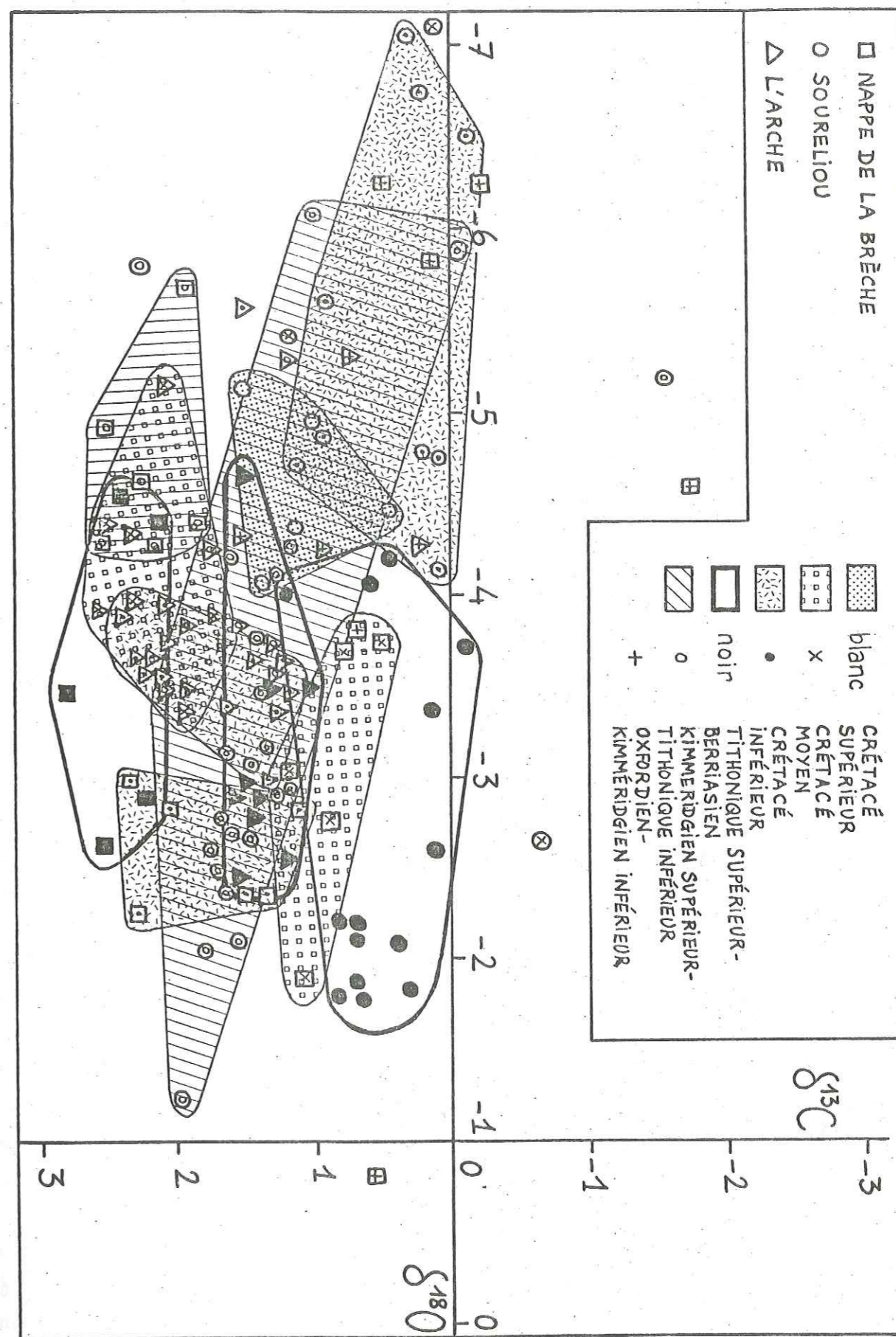


FIGURE 111 : Comparaison entre elles des trois coupes alpines dans un diagramme ($\delta^{13}C, \delta^{18}O$).

Chaque échantillon est représenté par un double signe : position géographique et, à l'intérieur, âge (voir cartouche).

croissant, on trouve : Soureliou, l'Arche, la Brèche. Ce classement ne peut pas être dû au métamorphisme (il se manifesterait à tout âge). Il correspond à un écart initial : au Crétacé inférieur, la température de l'eau de mer en surface décroît dans le sens :

Soureliou → l'Arche → Praz-de-Lys

Au Crétacé moyen, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont plus fortes à l'Arche qu'au Praz-de-Lys, ce qui indiquerait une productivité plus élevée.

3. COMPARAISON AVEC D'AUTRES SERIES.

Il sera le plus souvent impossible de comparer terme à terme les trois séries alpines à d'autres séries, car les données bibliographiques dont nous disposons concernent l'Océan Atlantique, où le Malm ne peut être étudié que rarement. Seul, un parallèle a été proposé entre Soureliou et le site 44-391, du Tithonique au Barrémien inférieur (LETOLLE & al., 1978). Ce parallèle, combiné à d'autres ressemblances (pétrologique, lithologique, etc.), est considéré comme l'indice d'une situation géologique et paléogéographique comparable.

Nous retiendrons aussi l'existence, à la limite Aptien/Albien et à la limite Cénomaniens/Turonien, de maxima du $\delta^{13}\text{C}$, visibles en plusieurs sites disséminés dans l'Atlantique Nord et Central, et relativement profonds à l'époque. Ils sont interprétés comme le signe de crises anoxiques provoquées par une haute productivité organique (SCHOLLE & ARTHUR, 1980). Remarquons la contemporanéité de ces maxima et des dépôts carbonés proches des lacunes E₁ et E₂. Dans les craies du Bassin de Paris, déposées à faible profondeur, il y a au contraire, à la limite Cénomaniens/Turonien, un signal négatif du $\delta^{13}\text{C}$ (LETOLLE & POMEROL, 1980) : c'est aussi la marque d'un événement, au plus fort de la transgression cénomaniens, enregistré d'une autre manière en milieu épicontinental. Dans ce milieu en effet, une transgression peut entraîner des apports massifs de matière organique terrestre qui, en s'altérant, enrichit l'eau de mer en $^{12}\text{CO}_2$. $\delta^{18}\text{O}$ n'est pas modifié à la limite Aptien/Albien ; en revanche, il chute brusquement à la limite Cénomaniens/Turonien, ce qui témoigne d'une augmentation de la température (et/ou de la salinité) à la surface de la mer (SCHOLLE & ARTHUR, 1980). Il pourrait s'agir d'une injection d'eaux chaudes en provenance de l'Atlantique Sud, ou plus probablement du Pacifique (cf. chapitre B de la 1^{ère} partie). Il est impossible de repérer des événements à cette échelle sur les coupes alpines réalisées. Cependant, malgré des caractères régionaux spécifiques, il semble qu'à la fois dans la Téthys et dans l'Atlantique, au Crétacé moyen, le dépôt des "black-shales" carbonés ait correspondu à une productivité organique élevée.

4. APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE. CONCLUSION.

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène dans la fraction la plus calcaire des trois séries d'origine pennique choisies nous ont montré que :

- à l'Oxfordien, après l'effondrement de la marge téthysienne, les eaux dans le bassin seraient bien stratifiées, la productivité organique plutôt faible, la température et/ou la salinité élevées, au moins en surface ;
- au Crétacé moyen au contraire, les eaux seraient mieux brassées, leur température changerait brusquement (chaude puis froide), et la productivité organique serait forte, déterminant, dans les sédiments, l'apparition de niveaux très carbonés, comme dans l'Atlantique Central Nord à la même époque.

Il ne semble pas, par ailleurs, que le métamorphisme ait eu un effet très sensible sur la composition isotopique des dépôts analysés.

L'apport spécifique de la chimie isotopique est important : elle permet de porter une appréciation sur le degré de confinement d'un bassin océanique, sur la stratification ou au contraire le brassage des eaux, sur la salinité et/ou la température en surface.

V. CONCLUSION : APPORTS SPECIFIQUES DE LA GEOCHIMIE A LA COMPREHENSION DES DEPOTS PELAGIQUES DANS LES ALPES PENNIQUES.

Le double objectif fixé au début de cette étude (chapitre D) est atteint :

1. EXAMINER L'EFFET D'UNE MORPHOLOGIE CONTRASTEE DE MARGE CONTINENTALE SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES DEPOTS.

Nous avons mis en évidence :

- des évolutions chimiques globales sur une transversale de la marge téthysienne (appauvrissement en calcaire et enrichissement en Si, Ni, Co, Cr, Cu à mesure que l'on gagne les domaines plus océaniques) ;
- l'importance et l'influence des érosions sous-marines locales (caractère potassique du Briançonnais, richesse en B sur certains sites, en Ni et Co sur d'autres) ;
- les conséquences géochimiques des courants océaniques et du degré d'oxygénation d'un bassin :
 - . V et Cr comme marques de confinement, Ba et Cu au contraire comme témoins d'une exposition du fond aux circulations sous-marines ;
 - . le niveau de la productivité organique en surface, à l'aplomb du lieu de dépôt, fixé par le degré de renouvellement des eaux, et se traduisant sur $\delta^{13}C$;
 - . la salinité et la température des eaux en surface, se traduisant sur $\delta^{18}O$;
- le rôle du taux de sédimentation enfin : les séries condensées peuvent être enrichies en métaux, notamment en Ni.

2. TENTER DE REPERER DES EVOLUTIONS CHIMIQUES EN FONCTION DU TEMPS.

Notre effort a porté avant tout sur les sédiments argilo-siliceux de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur et du Crétacé moyen. Or, du point de vue lithologique, les Terres Noires déposées au début du Malm, et les argilites déposées au Crétacé moyen, présentent une forte ressemblance. L'étude sédimentologique démontre l'existence, à ces deux époques, d'une crise tectonique ayant pu remodeler complètement la morphologie du fond de la mer. Par ailleurs, les recristallisations dues au métamorphisme

empêchent d'accorder un crédit suffisant aux assemblages minéralogiques actuels. C'est alors que la géochimie "classique" (des éléments majeurs et traces), et que la géochimie isotopique (de O et de C) peuvent entrer en lice. Elles permettent une distinction fondamentale entre les deux épisodes, grâce à des faisceaux d'indices convergents :

- à l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur, après l'effondrement de la marge, le bassin océanique est relativement confiné ; les eaux, stratifiées, sont chaudes et salées (richesse relative en V, Cr ; $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ faibles ; Mg/Sr élevé dans la fraction calcaire) ; le milieu est assez favorable aux néoformations d'argiles (Na, smectites ?), mais reçoit aussi un détritisme primaire (K, illite ?) qui contraste nettement avec ces néoformations ;
- au Crétacé moyen, alors que le bassin océanique commence à se refermer, les milieux de dépôt sont au contraire assez bien oxydés et les circulations sont actives (Fe, Mn, Ba, Cu ; événements sur $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) ; les phyllites sont beaucoup plus uniformes, peut-être marquées par des évolutions chimiques dans la mer.

Nous proposons aussi, comme objectif plus lointain, une extension des méthodes géochimiques aux Schistes Lustrés, pour aider à leur étude stratigraphique. Dans cette perspective, rappelons l'existence d'anomalies peut-être fructueuses : en Ba au Vraconien-Turonien, en Ni et Co à la fin du Malm/début du Crétacé. En réalité, tous les profils géochimiques qui nous ont été utiles (Na/Al, Fe/K, Sr/Al + 1.5 Ca, Ba/Al, Cr/Al, Co/Al, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) mériteraient d'être mis à l'épreuve sur quelques sites piémontais (nous avons vu que le métamorphisme n'a pas un effet très sensible, au moins sur l'allure de ces profils). Travail d'avenir, prometteur, mais qui dépasse le cadre de ce mémoire.

Chapitre G

Conclusion générale.

Les dépôts pélagiques profonds sont caractérisés par leur grande finesse et par la rareté des figures sédimentaires. Les descriptions à l'oeil nu et en lames minces, sur un matériel aussi uniforme, ont une portée relativement limitée. Il est donc utile, pour reconstituer l'évolution dans le temps et dans l'espace des milieux de dépôt ou de diagenèse, de faire appel à d'autres moyens d'investigation. Parmi ceux-ci :

- l'analyse minéralogique semi-quantitative, aux rayons X, de la roche totale et des assemblages argileux ;
 - l'analyse de la teneur et de la nature du carbone organique ;
 - l'analyse géochimique des éléments majeurs et traces dans la roche totale ;
 - l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans les calcaires.
- (tableau 24).

METHODE		USAGE DE LA METHODE
MINÉRALOGIE	Minéralogie de la roche totale	Apporte, en plus de l'étude micrographique, des indications sur un certain nombre de <i>minéraux spéciaux</i> , utiles pour reconstituer certains aspects des milieux de dépôt et de diagenèse.
	Minéralogie des argiles	présente une évolution indépendante de la lithologie et permet de définir une <i>succession d'épisodes caractéristiques</i> du point de vue de l'origine des apports ou des milieux de dépôt et de diagenèse.
GÉOCHIMIE	Géochimie organique	<ul style="list-style-type: none"> la nature du carbone organique permet d'atteindre l'origine des apports (marine et/ou continentale) ; la teneur en carbone organique dépend de trois paramètres : taux de productivité initiale, taux d'accumulation (ou de dilution par des constituants non organiques) et taux de conservation dans le sédiment.
	Géochimie isotopique (O et C)	$\delta^{18}O$ permet de porter une appréciation sur la salinité et la température, en surface, dans l'océan ; $\delta^{13}C$ sur le niveau de la productivité organique et sur d'éventuels confinements.
	Géochimie des majeurs et des traces	permet de retrouver certaines influences subies par un sédiment : celles d'un <i>détritisme</i> issu d'érosions continentales ou sous-marines ; celles d'un <i>volcanisme</i> ou d'un <i>hydrothermalisme</i> ; celles des <i>circulations océaniques</i> ; celles des <i>taux d'accumulation</i> ; celles de <i>phénomènes diagénétiques</i> .

TABLEAU 24 . Méthodes d'analyses minéralogique et géochimiques utilisées dans ce mémoire. Usages spécifiques.

Ces moyens d'investigation livrent un grand nombre de mesures. Leur traitement nécessite, dans un premier temps, la mise en oeuvre de méthodes très synthétiques, comme l'analyse factorielle des correspondances ou la méthode des intercorrélations positives, de façon à dégager un ensemble de traits essentiels. Cependant ces méthodes perdent de l'information, et la réponse à des questions précises, dans un deuxième temps, requiert l'usage de représentations plus exhaustives : par exemple des diagrammes de corrélation, des coupes en fonction du temps ou de la profondeur, des "profils d'échantillons" (définition dans le paragraphe C-II-3-b), etc. (tableau 25).

Soulignons combien l'analyse factorielle des correspondances est une méthode intéressante : elle seule permet de combiner des données très variées, à la fois quantitatives et qualitatives. C'est l'outil par excellence des approches interdisciplinaires (sédimentologie, stratigraphie, minéralogie, géochimie, etc.).

Soit à étudier une série pélagique profonde. L'acquisition des données minéralogiques et géochimiques est coûteuse, et leur valorisation suppose la connaissance préalable, sédimentologique et si possible stratigraphique, des séries envisagées.

Cette connaissance :

METHODE	AVANTAGES	INCONVENIENTS
Analyse factorielle des correspondances	<ol style="list-style-type: none"> méthode synthétique ; les meilleures projections visualisent un très grand nombre d'informations méthode permettant de combiner des types de données très divers : âge, position paléogéographique, caractères sédimentologiques, composition chimique, composition minéralogique, etc. 	<ol style="list-style-type: none"> perte assez élevée d'information : il est rare qu'une projection explique beaucoup plus de 50 % du "nuage" initial c'est une méthode non quantitative s'il y a des effets mathématiques pervers, ils sont difficiles à repérer : pour les éviter, la distribution des données doit être examinée avec soin (moyennes, écarts-types, histogrammes)
Méthode des intercorrélations positives	<ol style="list-style-type: none"> rapide à mettre en oeuvre, et ne nécessite pas l'emploi d'un ordinateur si la matrice des corrélations est connue souvent interprétable directement en termes de phases 	<ol style="list-style-type: none"> exclusivement réservée à la géochimie les échantillons sont "perdus"
Diagrammes de corrélation inter-éléments ou minéraux/éléments	<ol style="list-style-type: none"> toute l'information est conservée très utile pour examiner un problème précis soulevé par des méthodes de traitement plus synthétiques permet de combiner divers types de données quantifiables 	méthode peu synthétique : l'utilisation de cette seule méthode nécessiterait de multiplier outre mesure les figures
Coupes (coupes-temps ou coupes profondeurs)	<ol style="list-style-type: none"> toute l'information est conservée très utile pour examiner des évolutions d'ensemble sur un paramètre intéressant permet de mettre en regard des évolutions parallèles ou divergentes 	méthode peu synthétique : l'utilisation de cette seule méthode nécessiterait de multiplier outre mesure les figures
Profils d'échantillons (ou diagrammes de normalisation généralisés)	<ol style="list-style-type: none"> toute l'information est conservée sans que le nombre de figures soit grand : c'est un dessin proche du tableau de chiffres bruts, mais plus "visuel" peut être utilisé intégralement ou par morceaux 	<ol style="list-style-type: none"> oblige à mettre en oeuvre, auparavant, la méthode des intercorrélations positives assez difficile à exploiter, notamment pour mettre en évidence des lots d'échantillons possédant des caractéristiques communes

TABLEAU 25 . Méthodes de traitement des données employées dans ce mémoire. Avantages et inconvénients.

- d'une part sert de guide durant toutes les études ultérieures ;
- d'autre part permet de formuler un certain nombre de problèmes, que nous proposons maintenant de passer en revue.

Nous les illustrerons par des exemples empruntés aux deux ensembles de sédiments examinés dans ce mémoire :

- l'un d'âge crétacé moyen, issu de 9 forages réalisés dans l'Atlantique Central Nord au cours du programme D.S.D.P.-I.P.O.D. (11-105, 14-137, 41-367, 41-369, 41-370, 43-386, 43-387, 44-391 et 51-417).
- l'autre d'âge jurassique supérieur et crétacé, issu des domaines penniques alpins (Alpes françaises).

Les sédiments de ces deux ensembles ont en commun leur origine marine profonde, leur âge (pro parte) ainsi que leur richesse en argiles et en silice. Mais ils diffèrent par leur état de conservation : en effet les roches alpines sont métamorphisées⁽¹⁾.

+

+ +

1° TYPE DE PROBLEME : COMPARER DES FACIES DIFFERENTS.

L'expérience a montré que, dans une série donnée, les assemblages argileux varient peu en fonction du faciès ; la géochimie des éléments majeurs et traces est alors un moyen de choix pour interpréter les variations lithologiques.

1. Différences de couleur entre des niveaux de même type pétrographique. Composition chimique et degré d'oxydation.

Exemple : les argilites rouges, vertes et noires dans les "black-shales" d'un même site.

Une différence de couleur entre deux sédiments analogues traduit généralement un écart de leur degré d'oxydation, les pigmentations distinctives étant liées à l'abondance relative des oxydes. L'étude des compositions chimiques permet de le vérifier ; elle est aussi plus systématique. Une augmentation de Eh se manifeste par un accroissement des teneurs relatives en Fe, Mn, et une diminution des teneurs en Zn, V et en carbone organique. Eh et Fe/Al

(1) Il convient de distinguer, pour le choix d'une démarche adéquate, entre :

- les séries non métamorphisées, comme celles de l'Atlantique, où la minéralogie et la géochimie organique, éventuellement la géochimie isotopique, seront utilisées en priorité, puisque les sédiments n'ont été que peu transformés depuis le dépôt ; la géochimie des majeurs et des traces, plus onéreuse, ne sera mise à contribution que pour répondre à des préoccupations spécifiques précises ;
- les séries métamorphisées, comme celles des Alpes penniques, où les recristallisations ont détruit la matière organique et homogénéisé les paragenèses argileuses ; la géochimie reste le seul moyen pour séparer des faciès d'apparence uniforme.

sont assez bien corrélés, tandis que Fe/Ti et Fe/Mn (ou leurs logarithmes) permettent de distinguer entre les oxydes nés dans l'océan et les oxydes détritiques continentaux, respectivement riches en Mn et en Ti.

Une différence de potentiel redox entre deux horizons successifs peut avoir des conséquences au cours de la diagenèse, en produisant des migrations et des reconcentrations de certains éléments. Lorsque ce phénomène est très développé, il est visible sur la composition minéralogique de la roche totale, par la présence de minéraux spéciaux (hématite, rhodochrosite, barytine, etc.). L'analyse géochimique, plus précise que l'analyse minéralogique de routine, permet d'observer des enrichissements beaucoup plus ténus : par exemple, les argilites rouges intercalées dans des argilites vertes, sur le site 386 au Cénomanién inférieur, donnent lieu à un maximum de Sr/(Al + 1.5 Ca) et à un minimum de Cu/Al, qui sont interprétés comme le résultat de processus diagenétiques.

2. Différence d'origine entre des niveaux de types pétrographiques distincts mais voisins, appartenant à une même formation lithologique.

La géochimie des éléments majeurs et traces, et la géochimie organique, peuvent fournir des arguments pour penser qu'un faciès donné est plus allochtone qu'un autre, malgré des ressemblances pétrographiques et minéralogiques marquées.

Citons l'exemple des marnes laminées aptiennes du forage 391 (formation de Blake-Bahama), plus riches en Mn, Ca, Zn, Cu, V et C organique marin, que les marnes associées, de couleur gris-vert, et sans laminations ; les marnes laminées seraient plus allochtones que les autres.

3. Ressemblances et dissemblances entre des niveaux de types pétrographiques différents, appartenant par exemple à deux formations lithologiques distinctes.

Un changement de faciès peut ne correspondre qu'à une modification partielle, quelquefois même ténue, des conditions de la sédimentation.

Par exemple, la transition des alternances marno-calcaires aux "black-shales", sur le site 391 à l'Aptien, est due au passage du fond de la mer sous la CCD. La composition minéralogique des argiles est inchangée, et la continuité chimique est bonne entre

les marnes non laminées et les argilites, pour la plupart des éléments. Quelques indices cependant (teneurs en Si et Ga) font penser que l'origine de certains apports argileux a pu alors changer ; notamment, les smectites seraient devenues plus terrigènes.

+

+

+

2° TYPE DE PROBLEME : SUIVRE DES EVOLUTIONS AU SEIN D'UN MEME FACIES.

Les quatre méthodes d'investigation envisagées (analyses minéralogique, géochimique, du carbone organique, et isotopique) sont utiles, chacune à sa manière (tableau 25).

Exemple 1 : la minéralogie des argiles permet de définir des épisodes-types, et ainsi de suivre une évolution des milieux et/ou des sources d'alimentation, généralisable à tout ou partie de l'Atlantique Central Nord.

Exemple 2 : la présence de matière organique marine, conservée en quantité significative, permet de repérer divers épisodes anoxiques (cas des marnes aptiennes du site 391).

Exemple 3 : dans les argilites vertes du site 386, la composition chimique évolue, de bas en haut, entre un pôle Ba et un pôle Ni, Co.

Exemple 4 : les variations de $\delta^{18}O$ dans les calcaires à cherts du Crétacé inférieur, en Briançonnais, traduisent des évolutions de la température des eaux de surface, dans le bassin téthysien.

Exemple 5 : la teneur en certains métaux, comme Ni et Co, dans les niveaux hyper-siliceux, augmente à mesure que l'on approche des domaines où un volcanisme sous-marin est actif (dorsale médio-atlantique crétacée, ou encore ophiolites liguro-piémontaises).

+

+

+

3° TYPE DE PROBLEME : FOURNIR LA PREUVE QU'UN SEDIMENT A SUBI TELLE OU TELLE INFLUENCE DE MANIERE DOMINANTE.

1. Le détritisme.

D'une façon générale, nous opposons le détritisme argileux primaire, particulièrement potassique (corrélation K/illite)⁽¹⁾, aux assemblages de phyllites nés ou chimiquement évolués dans l'océan, et sodiques (corrélation Na/smectite).

a) Influence d'un détritisme hérité du continent.

C'est l'étude des assemblages minéralogiques qui permet de définir le mieux des périodes marquées par l'héritage continental.

Exemples : les épisodes où la fraction argileuse est très diversifiée ; ou encore les épisodes faisant intervenir la triade (kaolinite, illite, chlorite).

L'indice géochimique $D = Al / (Al + Fe + Mn)$ est une bonne mesure, dans les argilites, de l'influence terrigène.

b) Influence d'un détritisme sous-marin, éventuellement très localisé.

En étudiant les teneurs de la composition chimique en fonction de la paléogéographie, il est possible de mettre en évidence des enrichissements locaux qui ne s'expliquent a priori que par un caractère chimique local particulier de la sédimentation.

La raison la plus naturelle de telles singularités chimiques est la présence de minéraux provenant d'une érosion sous-marine.

Exemple : l'importance des érosions sous-marines atteignant le socle cristallophyllien a pu être mise en évidence à plusieurs reprises en Briançonnais par des observations de terrain (haut-fond relatif de la paléo-marge téthysienne, isolé de toutes parts semble-t-il) : grâce aux variations des teneurs en K sur un plan régional, à celles de B ou Ni, Co dans des situations beaucoup plus étroitement localisées, ce type de phénomène peut être retrouvé.

(1) A cet égard, l'étude des teneurs en lithium, qui n'a pas été entreprise, aurait pu avoir son utilité.

Un autre cas de détritisme sous-marin est celui du détritisme volcanique : la présence de pyroclastes, parfois visibles en lames minces, entraîne une augmentation des rapports Fe/Al, Ti/Al, Cr/Al.

Exemple : les premiers dépôts supra-basaltiques du forage 386, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

2. Le volcanisme.

Le volcanisme peut se manifester par la présence de pyroclastes (voir ci-dessus), mais aussi par une imprégnation du sédiment sous forme ionique par les solutions interstitielles circulantes. Dans ce cas, Ti/Al n'est pas anormalement élevé, mais Fe/Al l'est, ainsi éventuellement que d'autres indices relatifs à Ba, Ni, Co, Cu.

Exemple : les "black-shales" crétacés du site 386 ont été influencés, dans leur ensemble, par la proximité de la dorsale médio-atlantique à cette époque.

3. Les milieux de diagenèse favorables aux néoformations, notamment argileuses.

L'étude des assemblages argileux conduit à considérer comme néoformées (authigènes ou évoluées chimiquement) certaines associations de phyllites.

Exemple : le développement de la smectite, accompagné d'attapulgite à ses débuts, à l'Est de l'Atlantique Central Nord à l'Albien, est interprété comme une conséquence de la diagenèse.

4. Les milieux anoxiques, propres à la conservation de la matière organique.

La géochimie organique pour les séries non métamorphisées, et la géochimie des éléments traces pour les séries métamorphisées, sont susceptibles d'indiquer l'existence de niveaux particuliers, très riches à l'origine en carbone organique marin, et, sans doute par voie de conséquence, en Zn, V, Ni, Cu. $\delta^{13}\text{C}$ fournit également des indications sur le niveau de la productivité organique dans les eaux de surface du bassin, et sur d'éventuels confinements. Enfin, le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), \text{Al}/\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$, d'utilisation plus délicate, confirme pour les faciès non calcaires l'existence de confinements.

Exemples : le forage 386 montre au Cénomanién moyen des niveaux d'argilites noires pyriteuses, riches en zéolites, probablement en phosphates, riches aussi en matière organique marine et en la plupart des éléments traces, surtout Zn, V, Ni et Cu.

Les argilites des Terres Noires oxfordiennes des Alpes ont été déposées dans un milieu relativement confiné, comme l'indiquent $\delta^{13}\text{C}$, les teneurs en V, Cr et la position dans le diagramme $(\log(\text{Fe}/\text{Mn}), \text{D})$; ces caractéristiques géochimiques ne se retrouvent pas dans les dépôts de faciès comparables, mais d'âge cénomanién, qui rappellent les "black-shales" de l'Atlantique : la composition géochimique de ces dépôts suggère au contraire des circulations océaniques assez actives, et une productivité organique élevée.

5. Le taux d'accumulation.

La réduction du taux d'accumulation se traduit par un enrichissement en certains éléments chimiques.

a) Cas d'une lacune : enrichissement en Mn et Cr.

Exemples : les sédiments proches de la lacune E₁ (site 391, Aptien supérieur), ou de la lacune du Crétacé inférieur dans la coupe du Torrent du Grand Bois (zone briançonnaise), sont enrichis en Mn. Dans les marnes précédant l'évènement E₁, que l'on peut penser être restées assez longtemps exposées au fond, un enrichissement en Cr a également été observé.

b) Cas d'une condensation : enrichissement des dépôts en divers éléments-traces.

Exemples : les éléments traces les plus sensibles au taux d'accumulation semblent être Cr dans l'Atlantique et Ni dans les Alpes.

6. Les courants sous-marins.

Les circulations océaniques profondes agissent de deux manières :
- sur la productivité organique en surface, par brassage des eaux et apport de principes nutritifs : cet effet se traduit par une augmentation relative de $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates, à cause de la fixation sélective du ^{12}C par la matière organique ;

- par le développement d'oxydes riches en Fe, Mn, Ba, et Cu.
Exemple : les deux effets précédents peuvent être observés au Crétacé moyen, dans les domaines alpins étudiés, et tout particulièrement en Briançonnais.

+
+ +

4° TYPE DE PROBLEME : REPERER DES ANOMALIES, MEME INEXPLICABLES, POUVANT SERVIR DE MARQUEUR STRATIGRAPHIQUE.

Un certain nombre d'anomalies géochimiques temporaires ont été mises en évidence, par exemple un maximum de Ba/Al à l'Albien moyen sur le site 391 et peut-être à la même époque en Briançonnais ; ou encore un minimum de $\delta^{13}C$ à l'Oxfordien dans les domaines penniques alpins. Néanmoins, les données ne sont pas encore assez abondantes pour conclure formellement à la valeur stratigraphique de ces singularités. Il semble, pour de futures recherches dans cette voie, que les profils isotopiques soient plus prometteurs que ceux des éléments majeurs ou traces.

Remarque importante : l'analyse statistique d'un lot d'échantillons comme moyen de datation pour certains niveaux d'âge inconnu.

Nous prendrons l'exemple des Alpes. Il est très fréquent, en Briançonnais, que le métamorphisme ait fait disparaître tout moyen de datation. Plus à l'Est, c'est le cas général. La projection d'un échantillon d'âge indéterminé au sein d'un groupement bien caractérisé sur le plan stratigraphique, dans une analyse factorielle ou sur un diagramme inter-éléments, est un séduisant moyen de datation par la statistique.

Ainsi, les séquences marno-gréseuses du sommet de Tête Noire (79 EB 196 notamment), ont une composition chimique qui les apparente aux dépôts d'âge vraconien à turonien. Et donc l'interprétation qu'en donnait M. BOURBON (1980) se trouve confirmée.

+
+ +

Succédant à la description sédimentologique, qui reste bien sûr essentielle et irremplaçable, les analyses minéralogiques et géochimiques affinent la reconstitution des milieux de dépôt et de diagenèse des sédiments pélagiques profonds. En particulier, appliquées aux argiles et aux éléments-traces que celles-ci ont adsorbés, et à condition d'être mises en valeur par des méthodes statistiques, elles s'avèrent spécialement adaptées à la détermination des influences diverses, complexes parce que superposées et quelquefois antagonistes, qui se sont exercées sur un sédiment. Ces deux moyens d'investigation sont d'autant plus efficaces qu'ils sont menés de front : une bonne connaissance des relations entre compositions minéralogique et chimique, acquise dans certains cas favorables, permet, dans d'autres cas où seule la seconde est connue, d'estimer la première. C'est une des voies par lesquelles, dans le travail qui s'achève ici, l'étude des séries atlantiques a servi à la compréhension des séries alpines.

Annexes

Annexe 1

*Données analytiques
minéralogie
géochimie*

SOMMAIRE

DONNEES MINERALOGIQUES pour les sites 11-105, 14-137, 41-367, 41-369, 41-370, 43-386, 43-387, 44-391 et 51-417 (M. THIRY, Ecole des Mines, 1979-1981).....	349
DONNEES GEOCHIMIQUES	
Généralités sur les techniques d'analyse chimique.....	377
Données géochimiques pour les sites 43-386 & 44-391.....	380

Croisière 11 Site 105 suite			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Fagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
12	1	90-110	5	30	55	5	5										5
12	2	43-45	15	70		15		ε									7
12	2	52-54	15	70		15									+		3
12	3	7-9	ε	20	55	5	20									H.ε?	5
12	3	103-105	10	70	10	10		ε?									7
12	4	65-67	10	70	ε	15	5									H.	7
12	4	92-94	10	50	25	15										H.	5
15	3	56-58	10	85		5		ε?								G.	3
15	4	59-61	10	80		10	ε									G.	3
15	4	106	15	70		10	5									G.	3
15	5	107	15	70		10	5								+	G.	3
15	6	144-146	10	70		15	5										3
16	1	137-138	10	60		20	10										4
16	2	11-12	15	55		20	10	?								G.+	4
16	2	60	10	45		20	25										4
16	2	106	10	65		15	10									G.	4
16	2	121	10	60		20	10									H.	4
18	2	71	ε	10	75	ε	15									G.	1
19	1	91-93	10	75	tr.	10	5?									H.	1
19	4	20-22	10	75	ε	10	5									H.	1

Types lithologiques :

- 1 : argilites noires (Valanginien/Hauterivien)
- 2 : non représenté ici
- 3 : argilites noires (Albien moyen et niveaux plus récents)
- 4 : niveaux à radiolaires
- 5 : argilites calcaires sombres
- 6 : non représenté ici
- 7 : argilite verdâtre bioturbée
- 8 : argilites marron, brunâtres ou ocre.

N° ECHANTILLON	Fraction < 2 μ							TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	ZEOLITES	
11-105								
7-5-65-67	0,5		0,5	9,0				7
7-5-97-99	1		1	5	3			8
7-5-133-135	2		1	4		3		8
8-1-7-9	1,5		0,5	8				8
8-1-60	1,5		1	7,5	ε			8
8-2-124-126	1,5		ε+	8,5				8
8-4-19-21	1,5		ε+	8,5				8
8-5-65-67	1		ε+	9				8
9-1-49-51	2		1	6	1			8
9-2-74-76	1,5		1	6,5	1			8
9-3-11-13	ε+		0,5	9,5				7
9-3-44-46			ε+	10				8
9-3-57-59	ε+		0,5	9,5			x	7
9-3-112-114	ε+		0,5	9,5			x	3
9-4-74-76			x	x	x		x	8
9-4-120-122	0,5		0,5	9			x	7
9-5-93-95	1		1	8	ε+		x	3
9-6-71-73	0,5		0,5	9				7
9-6-145-147	1		1	8				3
10-1-48-50	0,5		0,5	9				8
10-1-126-128	ε		0,5	9,5				7
10-2-72-74	0,5		0,5	9				3
11-1-100-102	ε?		ε+	10			x	7
11-1-133-135	ε		ε+	10			x	3
11-1-142-144			1	9			x	5
11-3-72-73			0,5	9,5			x	3
11-3-148-150	ε		0,5	9,5			x	3
11-5-91-93	ε?		0,5	9,5			x	5
12-2-43-45	ε?		0,5	9,5			x	7
12-2-52-54	ε		0,5	9,5			x	3
12-3-7-9			1	9			x	5
12-3-103-105	ε?	ε?	0,5	9,5	ε			7
12-4-65-67	ε?		1	9			x	7
15-4-106-108			1	9			x	3
15-5-107-108			1	9			x	3
16-1-137-138			1	9			x	4
16-2-60-62			2	8			x	4
16-2-106-108			1	9			x	4
16-2-121-122			0,5	9,5				4

Croisière 14 Site 137			Roche totale												Types Lithologiques			
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite		Carbonate apatite	G., H., N.	
6	1	26-28	5	70		15	10										H.	Argilite verte
6	1	82-84	5	90		5											H.	Argilite rouge
6	1	86-88	5	90		5				ε								Argilite rouge
7	1	82-105	5	5	90				?	ε	ε				ε	G+	Calcaire sombre	
7	1	142-143	35	60	5													Argilite verte
8	1	3-4	35	45	20						?						H.	Argilite calc. ^{re} verte
8	2	16-18	5	5	90												H./G	Calcaire noire
8	2	36-38	25	25	50					ε	?						H./G	Marne verdâtre
8	2	48-50	10	20	70												H.	Calc. verdâtre claire
8	2	73-77	45	65							?						H.	Argilite verdâtre
8	2	142-144	10	5	85												H./G	Calcaire noir
9	5	35-37	35	65													H.	Argilite rouge
9	5	43-49	10	25	65												H.	Calcaire blanc
9	5	43-49	20	50	30												H.	d°
9	5	43-49	10	30	60												H.	d°
9	5	71-73	30	65	5									ε?				Argilite rouge
9	5	138	15	35	50				?									Marne rouge
9	6	86-88	25	70	ε									5			H.	Argilite rouge
9	6	114-116	40	50	10												H.	Argilite rouge
10	2	59-61	10	20	70												H.	Calcaire rouge
10	2	112-114	10	15	75												H.	Calcaire blanc
10	2	144-147	25	40	35												H.	Marne verdâtre
10	3	48-50	10	15	75												H.	Calcaire verdâtre
10	3	88-90	10	15	75												H.	Calc. ^{re} verdâtre clair
11	6	24-26	5	20	75												H.	Calc. brique clair
12	4	129-131	10	25	65												H.	Calc. mx. beige clair
12	6	118-120	25	55	20												H.	Argilite calc. verte
13	3	110-112	5	15	80												H.	Calc. gris clair
13	4	0-2	10	10	80												H.	Calcaire blanc
13	4	123-125	10	20	70						?						H.	Calcaire rouge
13	4	123-125	10	15	75												H.	Calcaire rouge
14	3	54-56	15	15	70												H.	Calcaire beige
14	3	148-149	tr.	85	5				10								G./H	Argilite verte
14	5	73-75	10	15	75												H.	Calc. vert clair
14	5	126-128	10	15	75												H.	Calc. vert clair
14	6	42-43	10	15	75												H.	Calc. beige clair
14	6	114-116	15	20	65												H.	Calc. beige clair
16	4	4-5	45	55	tr.												H.	Argilite brique
16	4	87-89	15	20	65										ε		H.	Calc. arcil. ^t gris vert

N° ECHANTILLON	Fraction < 2 μ							Types Lithologiques
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	ZEOLITES	
14-137								
6-1-26-28	ε?		0,5	8,5		1	x	Argilite verte
6-1-82-84	0,5		0,5	8		1	x	Argilite rouge
6-1-86-88	ε		ε	10		ε		Argilite rouge
7-1-105-107			ε	10				Calcaire noir
7-1-142-144			ε	10				Argilite verte
8-1-3-4		?	1,5	7		1,5		Argilite calcaire verte
8-2-73-77			1	7	2	ε+		Argilite verdâtre
9-5-35-37			ε	8		2		Argilite rouge
9-5-138			1	9				Marne rouge
9-6-86-88			0,5	9,5		?		Argilite rouge
10-2-59-61			0,5	9,5		?		Calcaire rouge
11-6-24-26			0,5	9	0,5			Calcaire brique clair
12-6-118-120	ε	?	0,5	9,5		?		Argilite calc. ^{re} verdâtre
13-4-123-125		?	2	8				Calcaire rouge
14-3-148-149	2	?		8				Argilite verdâtre
16-4-4-5			x	x	x			Argilite verdâtre

Site 367			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
17	2	50	20	75				ε?	ε?	5							G?/N? 7
17	2	76	15	80				ε	ε?	5							Gε/N? 8
18	5	79-81	5	15	80												1
19	2	26-28	5	50	35					10							G-
19	2	105-107	25	75						ε+							G
19	3	64-66	5	50	40					5							G-
19	3	93-95	20	45	35					ε+							G
19	3	104-105	20	55	25					ε							
19	4	145-147	5	15	80					ε							
20	1	129-130	20	75						5							G
20	1	133-135	20	50	30					ε		ε?					G
20	1	148-150	5	10	85												H
20	2	24-26	25	75				ε	ε	ε+							G.ε
21	2	123-124	20	70	10					ε+							H./G
21	2	127-129	10	50	40					tr.							G.
21	2	133-135	10	35	55					ε							G.
21	2	142-143	5	20	75					ε							
21	4	81	15	80						ε+							G.5
22	5	121-123	25	70						5							G
22	5	146-148	20	55	25			ε?		ε							G
23	1	29-31	20	75				ε	ε	5							Gε/N
23	1	78-80	35	65		x?		ε+		ε							Gε/Nε? 7
23	2	86-88	10	25						ε		65		diagenétique			6
24	2	4-6	15	70				ε				15					Gε/N
24	2	113-115	20	75										5			5
24	3	128-130	25	75										ε?			5
25	4	75-77	5	10	85												1

N° ECHANTILLON	KAOLINITE	Fraction < 2 μ					TYPES LITHOLOGIQUES
		CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
41-367							
17-2-50	2		1	6	3		7
17-2-76	1		1,5	8,5	ε		8
17-3-77-78	1		1	7	1	ε+	7
19-3-104-105			ε(mica)	10			1
19-4-115			ε?	10			1
20-1-129-130	1		1(mica)	4	4		7
20-2-24-26	2		2		6		6
21-2-123-124	1		1(mica)		8		7
21-4-81-83	1,5		2	2	4,5		7
21-6-15-17	1,5		3		5,5		3
23-1-29-31	ε?		0,5	8	1,5		7
24-2-4-6	0,5		0,5	9			4
24-3-128-130	0,5		0,5	9	ε		5

Types lithologiques :

- 1 : marne silteuse grisâtre
- 2 : calcaire blanc bioturbé à radiolaires
- 3 : marne noire ou argilite calcaire noire
- 4 : argilite verdâtre (Aptien inférieur)
- 5 : argilite rouge (Aptien inférieur)
- 6 : argilite silteuse gris-olive
- 7 : argilite noire

Croisière 41 Site 369A			Roche Totale											Types lithologiques			
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Baryte	Rhodochrosite		Hématite	Carbonate apatite	G., H., N.
39	1	148-150	5	10	80		5				ε						Chert
39	2	5-7	10	15	5		65			5	5						Craie blanche
40	4	13-15	ε	10	90					ε?							1
41	1	144-146	5	10	85						ε						1
41	4	41-43	5	75	20			ε		ε						G-	2
41	4	86-88	15	65	10					10						G+	1
41	4	127-129	15	50	35			ε		ε	ε						1
41	4	137-138	ε		100							ε					diag. que
42	1	20-22	ε	15	85												diag. que
42	2	73-75	10	45	40			ε		5							1
42	2	92-93	15	10	65					10						G-	1
42	2	109-111	10	60	10					10	10					?	G+
42	2	121-123	15	50	30					5	ε					?	G+
43	4	45-47	10	10	60			ε		ε	ε				20	G-	2
43	4	77-79	10	35	50					5	ε						G-
43	4	130-132	10	40	40					ε					10	G-	1
44	2	103-105	ε	10	90												1
44	3	33-35	10	35	50					5	ε					?	1
44	3	89-91	15	30	55			ε		ε	?					G-	1
44	3	130-135	ε	15	85					ε	ε						1
45	2	15-17	ε	10	90					ε	ε				5	G-	diag. que
45	2	15-17	10	50	30			ε		ε	ε						diag. que
45	2	15-17	ε	5	95					ε	ε						diag. que
45	2	29-31	ε	ε	100						?						diag. que
45	2	39-41	10	60	20			5		5						G+	1
45	2	50-52	10	55	30			ε		5					ε		2
45	2	66-68	10	55	30					5	ε					G+	1
45	3	97-98	ε	ε	100			ε?									diag. que
46	1	122	ε	20	20												Filon apatite x
46	2	36-38	5	60	35					ε	?					G+	2
46	2	50-52	5	45	45					5	ε					G-	1
46	2	89-91	5	40	50			ε		5	ε					G-	1
46	2	130-132	10	50	40					ε						G+	1
46	3	9-11	10	65	25					?						G-	2
46	3	19-21	5	35	55					5						G-	1

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
41-369A							
39-1-148			2		5	3	x
39-2-5							10
40-4-13			ε	8		2	1
41-1-144-146			1	6		3	1
41-4-41-43			0,5	9		0,5	2
41-4-86-88			1	8		1	1
41-4-127-129			1	6		3	1
41-4-137-138			1	4	4	1	diag. que
42-1-20	ε		ε+	4	3	3	diag. que
42-2-73-75	0,5		1	4,5	1	3	1
42-2-92	ε	ε?	3	3	4	4	1
42-2-109			1	3	2	4	1
42-2-121-123	ε+		2	6		2	1
43-2-42			1		5	4	
43-4-45-47			2	6		2	2
43-4-77-79			2	4	2	2	1
43-4-130			1	5	1	3	1
44-2-103			1		4	5	1
44-3-33-35			3	3,5	2	1,5	1
44-3-89-91			2	3	2	3	1
44-3-130			2		4	4	1
44-3-130			0,5	3	2,5	4	1
45-2-15-17			1	2	3	4	diag. que
45-2-29-31	ε		1	2	3	4	diag. que
45-2-39-41	ε		2	2	2	4	1
45-2-50-52	ε		2	6		2	2
45-2-66-68	ε		?	2	3	5	1
45-3-97-98	ε		0,5	2	1,5	6	diag. que
46-1-122	ε?		1	ε	3	6	1
46-2-36-38	ε+		3	2	1,5	3,5	2
46-2-50-52	ε			1	2	7	1
46-2-89-91	1		2	2	3	2	1
46-2-130-132	0,5		2,5	1	2,5	3,5	1
46-3-9-11	0,5		2,5	1	3	3	2
46-3-19-21	ε			2	2	6	1
46-3-27-34			1	8	1	?	1
46-4-31-32	ε+		ε+	2	2	6	2
47-3-116	1	ε	2	2	2	3	1
47-4-59-61	0,5		2	1,5	3	3	1
47-5-97		ε+	0,5		4,5	5	2
47-5-130-132	0,5		2		3,5	4	1

Types lithologiques :

- 1 : Marnes gris sombre (plus ou moins silteuses)
- 2 : Marne noire.

Croisière 41 Site 370			Roche totale													Types lithologiques		
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.	Baryte
20	1	65-70	5	80	10			?		5								7
20	2	102		ε	x												x	7
20	2	109-112	ε	10	90													7
20	3	43-45	5	70	20					5								7
20	3	110-112	10	65	20			?		5								7
21	2	110-112	15	70	15					ε								7
22	3	88-90	x	ε	ε?(Mg)												100	7
22	4	76-78	5	75	20					ε								7
23	3	19-21	5	95	ε													5
23	4	84-86	15	60				ε		10	15							6
23	4	109-111	10	20	45						25							7
23	4	139-141	15	60	5						20							3
24	3	27-28	10	10	55			ε?			25							3
24	3	28-30	10	55	15			ε			20							7
24	3	113-115	10	80							10							6
24	5	11-13	10	65	20					5	ε							7
24	5	62-64	20	60	15						5							7
25	1	101-103	x	ε	?(Mg)					x								Pyr.
25	1	139-141	20	75				?		5	ε							5
25	2	114-116	15	80				ε			5							6
25	2	135-137	25	70				ε		ε	5							3*
25	2	145-147	20	65	5			ε			10							7
26	2	30-32	10	80						5	5							6
26	2	54-56	10	80	5					ε	5							4
26	3	110-111	30	5	40			?		20	5							Pyr.
26	4	9-11	25	40	15			ε		10	10							3
26	4	112-114	20	60	10			ε		10	ε							4
27	1	124-126	45	50	ε						5							5
27	1	127-129	50	40				ε			10							6
27	2	121-122	x							x	?							Pyr.
27	3	6-8	40	50				ε			10							6
27	3	10-12	25	60	ε			ε		5	10							5
27	3	23-25	20	60	15			ε		ε	5							4
28	2	70-72	50	50				ε										3
28	2	77-79	50	50				ε			ε							6
28	3	1-3	40	25	30			ε		5								3
28	3	95-97	ε	ε	100													
28	3	95-98	5	95														

niveaux diagenétiques

Croisière 41 Site 370 suite et fin			Roche totale													Types lithologiques		
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.	
28	4	116-118	30	70				ε		ε								5
28	4	142-144	40	55				5		?								5
28	4	150	25	75	?			ε?		ε								5
30	1	139-141	50	50				ε			ε							6
30	2	64-66	40	60	ε			ε		ε								5
30	2	66-68	20	80				ε		ε								5
30	2	68-70	40	45	10			ε		5								3
30	3	115-117	25	75				ε		ε								6
30	3	123-124	10		?(Mg)					85								6
30	3	126-128	30	70				ε		ε								6
31	1	109-111	30	60	10			ε		ε								5
31	1	114-116	50	50				ε										6
31	2	24-26	45	15	40			ε		ε	?					?		3
31	3	26-28	40	60	ε			ε										5
31	3	47-49	50	45				ε		5								6
31	4	146-148	25	65	10					ε								4
32	3	38-40	15	50	30			ε		5								4
32	4	19-21	30	70				ε										6
32	4	70-72	25	75				ε										5
32	4	99-100	20	60	20			ε	ε		ε							4
32	4	132-134	40	20	35			ε			5							3
34	1	70-74	15	ε	85					ε	ε							2
34	2	63-65	25	10	60			ε		5	ε							G- 2
34	2	81-83	25	40	35			ε		ε	5							G- 3
34	2	116-118	35	30	30			ε		5	ε							HE 3
34	4	113-114	10	5	80					5	ε							G- 2
34	5	99-100	10	5	75					10								3
35	3	22-24	40	50	10			ε		ε	ε							3
35	4	38-40	15	50	30			ε		5	ε							G- 4
35	4	55-59	40	25	25				5		5							3
35	4	127-130	10	15	70						5	ε+				?		G+ 2
35	5	10-12	20	5	40						35	ε						G- 3
35	5	40-42	20	65	15			ε			ε							4
35	5	52-54	30	70				ε			5							5
35	5	62-66	10	10	80						ε							3

N° ECHANTILLON	Fraction < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
41-370							
20-1-65-70	ε+		ε	10		ε	7
20-2-102-104	1		0,5	8	?	0,5	7
20-2-109	ε+		ε+	10			7
20-3-43-45	ε			10			7
20-3-110-112	ε		ε	10		ε	7
21-2-110-112	ε+		ε	10		ε	7
22-4-76-78	ε		ε	10			7
23-3-19-21	ε			10			5
23-4-84-86	ε		ε	10		ε	6
23-4-109-111	0,5		ε+	9,5		ε+	7
23-4-139-141	ε+		0,5	7,5		2	3
24-3-27-28	ε+		0,5	9		0,5	3
24-3-28-30	ε+		ε+	10		ε+	7
24-3-113-115	ε+		ε	10			6
24-5-11-13	ε			10			7
24-5-62-64	ε		ε	10		ε	7
25-1-101-103	1		ε	9			Pyr.
25-1-139-141	ε			10			5
25-2-114-116	ε			10			6
25-2-135-137	ε		ε	10		ε	3*
25-2-145-147	ε		ε	10		ε	7
26-2-30-32	ε		0,5	8		1,5	6
26-2-54-56	ε+		ε	10		ε	4
26-3-110-111	ε+		ε+	10			Pyr.
26-4-9-11	ε		ε	10		ε	3
26-4-112-114	ε		ε	10		ε	4
27-1-124-126	ε	ε?	1	2	3	4	5
27-1-127-129	ε?	ε?	2	2	3	3	6
27-3-6-8	ε		2	2	3	3	6
27-3-10-12		1	3		3	3	5
27-3-23-25		1	2,5		3	3,5	4
28-2-70-72		1,5	3		2,5	3	3
28-2-77-79		1,5	3		2,5	3	6
28-3-1-3		1,5	3		2,5	3	3
28-3-95-97		1	1,5		4,5	3	3
28-4-116-118		2	4		3,5	0,5	6
28-4-142-144	0,5	0,5	6		3		5

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
41-370 suite							
30-1-139-141	1	ε+	5		4		6
30-2-64-66	1	ε+	5		4		5
30-2-66-68	1	ε	6		3		5
30-2-68-70	1	ε	5		4	ε?	3
30-3-53-55			1	8	1		
30-3-115-117	2	ε	3		5		6
30-3-126-128	1	ε	3		6		6
31-1-109-111	1,5	ε+	3,5		5		5
31-1-114-116	1,5	ε+	3,5		5		6
31-2-24-26	1	ε+	3		6		3
31-3-26-28	1,5	ε	3		5,5		5
31-3-47-48	1	ε	4	0,5	4,5		6
31-4-146	1,5	ε	3,5		5		4
32-3-36-40	1,5	ε	3,5		5		4
32-4-19-21	1,5	ε+	3,5		5		6
32-4-70-72	1	ε+	5		4		5
32-4-99-100	1	ε+	5		4	ε+	4
32-4-132-134	0,5	ε+	4		3,5	2	3
34-1-70-74		1,5	2,5		6	ε?	2
34-2-63-65	0,5	0,5	3	2	2	2	2
34-2-81-83	0,5	0,5	3		4	2	3
34-2-116-118	1	0,5	3	1	3,5	1	3
34-4-113-117		2	2		6		2
34-5-99-100		2	2,5		5,5		3
35-3-22-24	0,5	0,5	3	2	3	1	3
35-4-38-40	0,5	0,5	3	1	4	1	4
35-4-55-59		1,5	3,5		5		3
35-4-127-130	1	1	3	2	3		2
35-5-10-12	0,5	1	3	1,5	3	1	3
35-5-40-42	0,5	1	3	1	3,5	1	4
35-5-52-54	0,5	1	3		5	0,5	5
35-5-62-66	1	1	3		5		3

Types lithologiques : 1 : microconglomérat ; 2 : sable calcaire granuloclassé ;
 3 : sable quartzeux ; 3 : silt laminé ; 4 : marne ; 5 : argilite noire ;
 6 : argilite verdâtre ; 7 : argilite calcaire verdâtre.

Croisière 43 Site 386 suite			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
47	5	25-27	50	50													2 ^b
47	5	92-94	45	55	ε												4
47	5	119-121	30	40	30												2 ^b
48	1	127-129	45	55	ε												3
48	1	139-141	35	45	20												2 ^b
48	1	150	15	25	60											H	2 ^b
48	2	67-69	40	60	ε												4
48	2	79-80	45	55													3
48	2	106-108	30	35	35					ε					+		2 ^b
48	3	21-22	40	60							ε?		?				3
49	1	116-118	50	50	ε												3
49	1	129-131	45	50	5												3
49	1	132-134	20	25	55												2
49	2	41-43	45	50	5												2 ^b
49	4	34-35	35	40	20						5						1
49	4	42-44	50	50	ε												3
49	4	123-124	45	55	tr.												4
50	1	127-129	45	55													3
50	1	138-140	15	20	65					ε						HG	2 ^b
50	2 _γ	1-2 _γ	40 _γ	60 _γ												G ₁	4 ₁
50	2 _f	1-2 _f	40 _f	60 _f	ε _f											HG _f	4 _f
50	2	57-59	40	60	tr.												3
50	2	75-77	35		65					?							2
50	2 _{>}	84-86 _{>}	25 _{>}	20 _{>}	55 _{>}						ε? _{>}					H _{>}	2 _{>}
50	2 _{>}	84-86 _{>}	45 _{>}	55 _{>}	ε _{>}											G _{>}	3 _{>}
50	5 _{>}	16-18 _{>}	45 _{>}	55 _{>}												G	4 _{>}
50	5 _{>}	16-18 _{>}	40 _{>}	60 _{>}													4 _{>}
50	5	24-25	40	60	ε						ε?						3
50	5	59-61	30	35	35												2 ^b
51	1	44-46	30	35	35												2 ^b
51	2	78-81	40	60													3
51	3	46-48	20	10	50						15		5				2
51	4	13-14	50	50													3
51	4	78-80	25	25	20						30	ε?	ε?				2
52	5	25-27	45	55						ε							4
52	5	37-40	10	15	75					tr.						G	2

Croisière 43 Site 386 suite			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
52	6 _{>}	19-22 _{>}	20 _{>}	20 _{>}	60 _{>}						ε? _{>}	ε? _{>}	ε? _{>}				3
52	6 _{>}	19-22 _{>}	20 _{>}	30 _{>}	50 _{>}						ε? _{>}	ε? _{>}	ε? _{>}				3
53	3	88-90	35	60	5								?				3
53	3	88-90	45	55													3
54	1	67-69	40	60													3-4
54	1	75-77	45	55						tr.							4
54	1	84-86	25	15	45						15					G?	2
54	2	94-96	40	60												εG	4
54	2	99-101	30	35	35											εNat	2
54	2	105-106	25	25	20						30	ε?	ε?				1
55	3	58-60	50	50													3
55	3	69-71	15	15	70					?						H	2
55	3	75-76	10	5	5						15	60 % ?					1
56	2	93-95	45	55						ε							4
56	3	48-50	40	60	ε					tr.							4
56	3	52-54	40	45	15												2
56	5	72-74	20	30	50					?							3
56	5	87-90	20	30	50					?							1
56	5	90,5	30	30	40					?	?					Gε?	1
57	4	46-47	50	50												G	3
57	4	67-68	40	60													4
57	4	89-90	50	50													4
57	4	98-99	50	45	5												2-4
57	4	117-121	50	50	tr.												1
57	5	49-51	50	50													4
58	3	100-102	35	60	5			?					?				2
58	3	143-145	35	50	10					5			?				2
58	5	45-47	35	60	5			?		ε+							2-4
58	5	103-105	30	70					?	ε						G?	5
59	3	36-38	40	55	5								?		+		2-4
59	5	68-71	40	60												G	1-4
59	5	94-97	60	40													1-4
60	3	119-121	5	10							85		?				
60	6	106-108	50	45	5											εG	4
60	6	132-134	60	40													3
62	2	36-38	55	45						?						Na?	3

Croisière 43 Site 386 fin			Roche totale													Types lithologiques		
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.	Barytine
62	5	113-115	50	50					?	ε+						G		4
64	3	4-6	25	75					ε									4
64	3	11-13	30	65						5				5				3
64	3	33-35	65	30														6
64	3	85-87	45	55														4
64	3	145-147	40	55							ε			5				1
64	3	145-147	40	50							ε?				10			1
64	5	82-84	45	45										10				5
64	5	110-112	ε	ε									?				400	1
64	5	111-112	10	40								80						1
64	6	12-13	30	70											ε?	G		4
64	6	18-19	35	65												G		3
64	6	30-32	50	50										ε				4
64	6	78-80	35	65												Na?		5
65	1	12-14	40	60					?									3
65	1	69-71	30	60					?	10								4
65	1	96-98	ε	65	30					5						G		1
65	1	134-136	10	10	60					ε				?		H?G		2
65	3	144-146	30	70								ε?			ε?			4

Types lithologiques :

- 1 : Silt sableux granuloclassé
- 2 : argilite calcaire sombre plus ou moins laminée
- 2^b : marne verdâtre
- 3 : argilite verte bioturbée
- 4 : argilite noire
- 5 : sable à radiolaire

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ							TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	CRISTOBALITE	
43-386								
35-3-73-75			0,5	9		0,5		6
36-1-68-70	ε		ε	10				6
36-3-4-5	ε+		ε+	10				3
36-4-113	ε+		ε+	10				6
38-3-70	ε		ε	10				6
38-3-136	ε		ε	10				6
39-3-5-7	ε		ε	10				3
39-3-120	ε		ε	10				6
39-5-93	ε		ε+	10				6
40-2-20-22	ε		ε+	10			×	6
40-2-26-27			0,5	9,5			x	3
41-1-49-51	ε		ε	10			x	6
41-1-124-126	ε		ε	10				3
41-3-3-4			ε	10				4
41-3-6-8			ε	10				3
41-3-50-52			0,5	9,5				6
41-5-51-53			1	9				6
42-1-79-80			0,5	9,5	ε			4
42-1-83-84				8	2			4
42-1-88-90			0,5	9	0,5	ε?		3
42-1-95-96			1	9				5
43-2-39-41		ε	1	9	+			4
43-2-95-97			1	8	1			4
43-3-57-59			ε	9	1			4
43-3-97-99			1	8	1			5
44-1-71-73			ε+	10				4
44-1-129-132			ε	10	+			1
44-2-145-147		ε?	1	9				4
44-4-76-78	ε		0,5	9,5				1
44-4-117-118			?	7	3	?		4
44-4-126-127,5			0,5	8,5	1			5
44-4-127-128		0,5	0,5	8	1			4

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
43-386 suite							
45-3-67-69				x			2
45-3-139-141		ε?	1	8	1		4
45-4-39-41		ε	1	9			4
45-4-60	0,5		ε	9,5			5
45-4-60-61		ε	1	8	1		5
45-5-17-19		ε	4	ε	6		2
45-5-49-50			ε	10			2
45-5-138-140		ε+	1	8	+	1	6
45-6-139-142		ε+	0,5	9,5			6
46-1-150-151		0,5	1,5	8	+	?	6
47-1-116-118		ε	1	9	ε		3
47-2-67-68		ε	1	9	ε		3
47-5-5-7			1	9	ε		2 ^b
47-5-25-27		0,5	1	8,5			2 ^b
47-5-92-94		0,5	0,5	9			4
48-1-150			1	7	2		2 ^b
48-2-79-80		ε	0,5	9,5			3
48-2-106-108		ε?	1	9			2 ^b
49-4-123-124		ε	1	9	+		4
50-2-1-2		ε	1,5	8,5	+		4
50-2-57-59		ε	1	9	+	ε?	3
50-2-75-77							2
50-2-84-86		ε	1	7	2		3
50-5-24-25		0,5	1,5	8	+	?	3
51-1-44-46			1	7	2		2 ^b
51-3-46-48		?	1	9			2
51-4-13-14		0,5	2	6	+	1,5	3
52-5-25-27		ε	1	8,5	+	0,5	4
53-3-88-90		0,5	1	8	0,5	?	3
54-1-67-69		2	2	6	+	?	3-4
54-1-84-86			1,5	7	1,5		2

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
43-386 fin							
54-2-94-96		0,5	1,5	7	+	1	4
55-3-58-60		2	1	7	+		3
55-3-69-71		x	x	x	x		2
56-2-93-95		1	1,5	6		1,5	4
56-3-48-50		1	3	4	+	2	4
56-5-72-74	ε?		3	2	5		3
56-5-87-90			2	3	5	ε?	1
56-5-90,5			2	2	6	ε?	1
57-4-46-47	1	3	2	2	2		3
57-4-89-90	1	2	3		4		4
57-5-49-51	1	2	2	2	3		4
58-3-100-102	?	2,5	2,5	2	3		2
58-3-143-145		2	3	2	3		2
58-5-45-47			3	3	4		2-4
58-5-103-105		2	4	1	3		5
59-3-36		2	3	2	3		2-4
59-5-68-71		3	2	3	2		1-4
60-6-106-108		2	3	3	2	?	4
62-2-36-38		2	3	1	4		3
62-5-113-115			x	x			4
64-3-4		ε	5	1	4		4
64-3-11-13	0,5		2		7,5		3
64-3-33-35		3	4		3		6
64-3-85-87		2	3		5		4
64-3-145-147		2	5		3		1
64-5-82-84		4	4	ε?	2		5
64-5-110-112		2	5	ε	3		1
64-5-111-112		2	5	ε	3		1
64-6-12-13		ε+	5		5		4
64-6-78	?	2	5		3		5
65-1-12-14		ε	10	ε			3
65-1-69			8		2		4
65-1-96		9	ε	1			1
65-3-144-146		1	3		6	?	4

Croisière 43 Site 387			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
29	2	37-39	10	70	20												8
29	4	130-132	25	70	5				ε								8
30	1	104-106	30	70													6
30	1	110-111	55	10	35												1
30	1	130-150	30	10		10	20			30							7
31	1	83-85	20	80		ε		ε								H.?	8
31	1	115-117	30	65		5											6
32	1	69-71	30	70				ε?									6
32	1	123-125	35	65				ε?									7
32	3	57-59	35	65													8
32	4	25-27	40	60													8
32	4	61-63	40	60													7
33	1	114-117	40	60													6
33	1	119-122	40	60				ε?	ε?								5
33	2	27-29	45	55													6
34	3	99-103	50	50				ε									5
34	3	129-131	50	50				ε									6
34	4	15-16	50	50				ε								H.	7
35	3	41-43	60	40						ε						G-	6
35	3	47-49	60	5													1*
35	4	99-101	50	50													5
35	4	120-121	50	50													6
35	5	20-22	50	50								ε?			+		5
35	5	120-122	50	50													6
36	4	13-15	50	50				ε									6
37	2	33-35	50	50				ε		ε					ε?	G	6
37	4	44-46	50	50				ε									5
37	4	44-46	60	40				ε									5
38	1	57-58	5	10	80					5							2
39	1	118	5	5	90												2
39	2	10	5	5	90												1

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES	
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SNECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE		ZEOLITES
43-387								
29-2-37-39	2		0,5	7,5			8	
29-4-130-132	1,5		1	6,5	1		8	
30-1-104-106			ε+	9	1	ε?	6	
30-1-110-111			x	x	x		1	
30-1-130-132				x	x		x	7
31-1-83-85			1	9			x	8
31-1-115-117			0,5	9,5				6
32-1-69-71			1	9				6
32-3-57-59			1	9		?		8
32-4-25-27			0,5	9,5				8
32-4-61-63			ε+	10				7
33-1-114-117			1	9		?		6
33-1-119-122			1,5	8,5	ε			5
33-2-27-29			1	9				6
34-3-129-131	ε?		2	8		ε?		6
35-3-41-43			1	9				6
35-3-47-49			1	9				1*
35-4-99-101		ε?	2,5	7,5		ε?		5
35-4-120-121		ε?	2	6	2			6
35-5-20-22			0,5	9	ε	0,5		5
35-5-120-122			0,5	9,5		ε		6
37-2-33-35		ε	2	8				6
37-4-44-46		ε?	2	8				5
38-1-57-58			2		8			2

Types lithologiques :

1 : silt calcaire granulo-classé ; 2 : calcaire laminé sombre ;
 3 : calcaire sombre ; 4 : calcaire blanc bioturbé ; 5 : argilites noires laminées
 6 : argilites vertes bioturbées ; 7 : argilites noires ; 8 : argilites
 brunâtres ou beige.

Croisière 44 Site 391C			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Aragonite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
4	1	127-129	50	50				ε									5
5	1	125-127	55	40				5									7
5	1	133-134	80	5	5			10									5
6	2	21-23	45	50				5	ε?								5
6	2	51-53	15	85				ε	ε?								6
6	2	75-77	40	60				ε	ε								7
6	2	75-77 ^{bis}	20	80				ε									7
6	2	102-103	15	85				ε									6
6	2	139-141	40	60				ε									5
6	4	12-14	25	70				5									5
6	6	40-42	45	55				ε ⁺	ε?								5
6	6	58-60	35	65				ε	ε								6
7	2	37-39	40	55				5	ε								6
8	2	39-41	15	75				10									6
9	1	43-44	5	25								50 manganifère					diag.
9	1	88-90	15	85				ε									6
9	1	108-110	15	85				ε									6
9	1	131-133	10	85				ε		5							6
9	2	10-12	5	15	20			ε				60 manganifère					diag.
9	2	41-42	15	60	25			ε									diag.
9	2	56-58	25	70				5									6
9	2	86-88	30	65				5									6
9	2	108-110	20	80				ε									6
9	2	126-128	25	75				ε									5
10	1	130-131	20	70													5
10	1	131-133	20	70	5			5									5
10	2	90-91	15	85				ε									5
10	2	128-129	20	75				ε		5						G ⁺	7
10	3	17-19	20	80				ε ⁺									7
10	3	66-68	10	60	20			ε		10						G ⁻	6
11	1	10-14	10	55	35			ε ⁺		tr.							4
11	1	18-20	15	55	30			ε ⁺		ε							3
11	1	97-99	10	50	35			?		ε	?						3
11	1	97-99	10	55	30					5						G ⁺	3
11	1	97-99	10	45	40			ε		5	ε						3

Croisière 44 Site 391C fin			Roche totale													Types lithologiques	
Carottes	Section	cm	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Aragonite	Hématite	Carbonate apatite		G., H., N.
11	1	108-110	ε	15	85					ε							3
11	1	149-151	20	75				5		ε?							6
11	2	22-24	5	40				ε		5							3
11	2	22-24	5	30	60			ε		5							3
11	2	82-84	10	40	40			ε		10						G ⁺	3
11	3	39-40	10	50	40			ε		ε			ε				3
11	3	58-61	5	10	85												4
11	3	58-61	5	20	75												4
11	3	146-148	tr.	5	95					tr.							3
12	1	51-53	25	20	25			ε		tr.							3
12	2	98-103	15	15	70						?						4
12	6	120-122	5	10	85												3
14	1	127-129	10	40	50						?						4
14	1	127-129	15	50	35												4
14	2	137-139	ε	5	90					5						G ⁻	3
15	1	55-57	30	40	20			5	ε	5						H	4
15	1	70-72	5	20				ε									3
15	1	145-147	5	30	65			?			ε		ε				3
15	2	37-39	5	55	40			ε					ε			G	4
15	3	69-71	5	50				ε			ε		5				4
16	2	87-89	ε	10	90												3
16	3	84-86	15	55	30			ε									4
16	4	115-117	30	30	30			5	5	ε	?						1
25	3	83-85	15	35	30			ε		ε							3

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ					TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	
44-391C						
4-1-127	0,5		0,5	9		5
5-1-125	1		0,5	7,5	1	7
5-1-133	1		0,5	7,5	1	5
6-2-21-23	1	1	1	6	1	5
6-2-51-53	1,5	1,5	1	5	1	6
6-2-75 A	1		0,5	5,5	3	7
6-2-75-77	1,5	1,5	1	6		7
6-2-102 B	1,5		1	4,5	3	6
6-2-139 C	1,5		1	2,5	5	5
6-4-12-14	1	2	1	5	1	5
6-6-40-42	0,5	1	1,5	6	1	5
6-6-58-60	ε+	0,5	1	8	0,5	6
7-2-37-39	0,5	0,5	2	7		6
8-2-39-41	1	0,5	1	7,5	ε	6
9-1-43	ε+		0,5	9,5		diag.
9-1-88-90	0,5	0,5	1	6	2	6
9-1-108	ε+	?	ε+	10		6
9-1-131		0,5	1,5	7,5	0,5	6
9-2-10-12		ε+	0,5	9,5		diag.
9-2-41		0,5	1,5	7,5	0,5	diag.
9-2-56		1	2	6,5	0,5	6
9-2-86	ε?	ε+	0,5	9,5		6
9-2-108	ε?	ε+	0,5	9,5		6
9-2-126		ε	0,5	9,5		5
10-1-102		ε	0,5	9,5		6
10-1-131	1	ε	1	6	2	5
10-2-90-91	ε+	ε+	0,5	9,5		5
10-2-128-130	ε	0,5	0,5	8	1	7
10-3-17-19		ε	1	9		7
10-3-66-68	ε?	ε+	1	9		6
11-1-10-14		1	2	5	2	4
11-1-10-14		ε+	0,5	7,5	2	4

Types lithologiques : 1 : grès calcaires granoclassés ; 2 : banc calcaire avec base calcarénitique granoclassée ; 3 : calcaire argileux laminés ; 4 : marnes gris verdâtre laminés ; 5 : argilites verdâtres ; 6 : argilites grises ou noires ; 7 : argilites rouges ou brique.

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ					TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	
44-391C suite						
11-1-18-20		0,5	1	5,5	3	3
11-1-97		ε	2	4	4	3
11-1-97-99		ε?	2	5	3 sm	3
11-1-108-110			x	x		3
11-1-149-150			2	8	ε sm	6
11-2-22		ε	1	8	1	3
11-2-22			ε+	10		3
11-2-82			ε+	10		3
11-3-39-40			ε+	10		3
11-3-58-61		ε+	1	7	2	4
12-1-51-53			2	8	ε	3
12-2-98-100			2	7	1	4
12-6-120-122		1	1	6	2	3
14-1-127-129		ε	1,5	7	1,5	4
14-2-137			0,5	9	0,5	3
15-1-55-57		ε	ε+	10		4
15-1-70			ε+	9	1	3
15-1-145		ε	0,5	9,5		3
15-2-37		ε	ε+	10		4
15-3-69		ε	ε+	10		4
16-2-87-89		?	2	7	1	3
16-3-84-86			0,5	7,5	2	4
16-4-115-117			1,5	7	1,5	1
25-3-83-85		0,5	1	8	0,5	3

Croisière 51B Site 417D		Roche totale													Types lithologiques		
Carottes	Section	CE	Quartz	Phyllites	Calcite	Zéolites	Opale C.T.	Plagioclase	Felds. K.	Pyrite	Dolomie	Sidérite	Rhodochrosite	Hématite		Carbonate apatite	G., H., N.
13	1	35-37	10	85		5	ε?										3
14	3	102-104	5	70		15	10										4
14	4	38-40	5	85		10	ε										3
15	1	143-145	5	65		15	15										3
16	1	96-98	5	95		ε		?		ε	ε				?	G.-	3
17	1	9-10	15	85			ε?									G	4
17	1	80-82	ε	20	80											G/H	7
17	2	9-11	15	85	ε		ε?									G	5
17	2	15-17	15	85			ε?			ε						H	4
17	3	10-12	10	50	35		ε?									H/G	7
17	3	79-81	10	45	45		ε?									H	7
17	3	109-111	25	75	ε		ε?									H	5
18	2	42-44	20	80			ε?									H	4
18	2	62-63	35	65													5
19	1	10-12	45	55													4
19	1	84-86	40	60													5
19	1	99-100	45	55												H	5
19	2	59-61	40	60													4
19	2	122-123	35	45	20												5
20	1	30-32	10	20	70												3 ^b
20	1	56-58	35	65													3
20	1	56-58	25	75	ε			ε?	ε?								3
20	2	9-11	25	50	25			ε?	ε?								3 ^b
20	2	108-111	60	35	5											H	4
21	1	70-73	25	75													4
21	2	31-33	30	70	tr.												3
21	2	42-44	30	45	25												4
21	2	65-67	90	10	ε												5
21	2	143-145	15	85													5
21	3	23-25	10	15	75												4
21	3	53-55	35	65	?												4
21	3	83-85	15	60	?						15					G10	2
21	3	88-89	20	50	5						25					G	5
21	4	28-30	ε	10	85						5					H:ε	2 ^b

N° ECHANTILLON	FRACTION < 2 μ						TYPES LITHOLOGIQUES
	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE	SMECTITE	(10-14 sm)	ATTAPULGITE	
51-417D							
13-1-35-37	1	1	1	7			3
14-3-102-104	0,5		0,5	9			4
14-4-38-40	0,5		0,5	9			3
15-1-143-145			ε	10			3
16-1-96-98			0,5	9		0,5	3
17-1-9-10		ε+	1	9		ε	4
17-1-80-82			x		x		7
17-2-9-11	ε		1	9		ε	5
17-2-15-17		x	1,5	8		0,5	4
17-3-10-12			x	x			7
17-3-79-81			x	x	x	x	7
18-2-42-44		ε	1	1	3	5	4
19-1-10-12			3	3	4		4
19-1-84-86			3	2	5		5
19-1-99-100			3	5	2		5
19-2-59-61			3	5	2		4
20-1-56-58		ε?	2	4	4	ε?	3
20-2-9-11			2	2	4	2	3 ^b
20-2-108-111			5		5		4
21-1-70-73			7		3		4
21-2-31-33			7		3		3
21-2-143			9		1		5
21-3-23-25			9		1		4
21-3-53-55			8		2		4
21-3-83-85			8		2		2
21-3-88-90		1	2	4		3	5
21-4-28-30			5		5		2 ^b

Types lithologiques : 1 : sables et silts (non représenté) ; 2 : argilites brunâtres ; 2b : marne brun-olive finement laminé ; 3 : argilites rouges ; 4 : argilites noir-verdâtre ; 5 : argilite noire ; 6 : non représenté ; 7 : marne brune ; 8 : non représenté ; 9 : marnes claires.

GENERALITES SUR LES ANALYSES GÉOCHIMIQUES REALISEES, RAPPELS SUR LES TECHNIQUES UTILISEES.

La composition chimique de 389 échantillons (tous ceux de l'Atlantique et 135 des Alpes) a été analysée à l'Institut de Géologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg par l'équipe de Y. BESNUS. Les autres échantillons (100 des Alpes) ont été analysés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par l'équipe de M. MARCHAL. Les techniques employées dans ces deux laboratoires sont analogues (BESNUS & LUCAS, 1970 ; BESNUS & ROUAULT, 1973 ; de la ROCHE, 1973 ; GOVINDARAJU & al., 1976 ; BESNUS & al., 1978 ; GOVINDARAJU, 1979).

Les éléments majeurs.

Ce sont, par définition, les éléments chimiques dont la teneur pondérale d'oxyde varie entre 0.01 % et 100 % de la roche séchée à 110°C (c'est-à-dire déduction faite de l'"humidité" H₂O-). Pour les échantillons qui nous occupent, ce sont : SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Fe₂O₃ (fer total sous forme Fe₂O₃), Mn₂O₃, TiO₂, Na₂O, K₂O, auxquels il convient d'ajouter la perte au feu (PF) qui correspond pour l'essentiel à l'eau de constitution H₂O⁺ et au CO₂ récupérés par grillage de l'échantillon à 1000°C. Leur teneur est fournie avec une erreur relative de l'ordre de 2 à 5 %, erreur qui augmente de façon incontrôlée lorsqu'on approche des limites inférieures de détection (tableau I).

Les éléments traces.

Leur teneur est exprimée en grammes de métal par tonne de roche ou ppm ("partie par million") dans une gamme variant de 2 à 10000 ppm (les champs des majeurs et des traces, par conséquent, se recoupent). La précision est de l'ordre de 20 % (même remarque que pour les éléments majeurs).

Techniques d'analyse.

Les éléments majeurs par la méthode des solutions, et les éléments traces par la méthode des pastilles, sont dosés au quantomètre (c'est-à-dire au spectromètre photoélectrique d'émission), à l'exception des alcalins Na et K, dosés par spectrométrie de flamme.

Institut de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
de Strasbourg . Laboratoire de spectrométrie .

Eléments	Limite de détection en %	Teneur maximum mesurable en %
SiO ₂	0.1	100
Al ₂ O ₃	0.2	100
MgO	0.02	100
CaO	0.2	100
Fe ₂ O ₃	0.1	100
Mn ₃ O ₄	0.010	100
TiO ₂	0.02	30
Na ₂ O	0.01	100
K ₂ O	0.01	100

Eléments	Gamme de dosage en ppm	Eléments	Gamme de dosage en ppm
Sr	10-5000	Mn	10-2500
Ba	5-9000	Ti	20-3000
V	5-4000	Zn	5-2000
Ni	2-1000	Ga	2-1000
Co	2-1000	Cu	2-2000
Cr	5-2000	Pb	2-1000
B	5-2000	Sn	5-1000

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy .

Limites inférieures de détection :

0.05 % pour les éléments majeurs, à l'exception de Mn

0.01 % pour le manganèse

10 ppm pour tous les éléments traces analysés ici

TABEAU I

Page

LOTS

Echantillons du Site 43-386.....	380
Echantillons du Site 44-391.....	384
Echantillons du lot SILI.....	386
Echantillons du lot ARG1.....	392
Echantillons du lot Calcaire.....	396
Echantillons de l'Atlantique nettoyés par le calcul de leur teneur en calcaire	400

Une liste des coupes alpines est fournie entre
les pages 407 et 408 .

ECHANTILLONS DU 43-386

N°échantillon	N°âge	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Somme
41/4/18-20	1R	65.52	12.45	2.26	.83	7.64	.07	.48	1.21	1.99	5.01	97.51
41/4/114-116	2R	66.89	11.11	2.06	.63	8.05	.06	.46	1.15	1.99	4.67	97.11
41/5/1-2	3N	68.63	10.41	1.90	.44	2.93	.07	.43	1.05	1.80	10.21	97.91
41/5/51-53	4R	64.55	13.43	2.45	.73	9.84	.07	.53	1.24	2.40	4.99	100.26
41/5/100-101	5V	64.59	8.84	1.81	.76	4.39	7.00	.35	.87	1.55	8.23	98.42
42/1/79-80	6N	52.49	13.12	2.39	.47	4.07	.05	.52	1.33	1.91	22.87	99.35
42/1/83-84	7N	70.50	4.32	.90	.10	5.34	.03	.16	.68	.68	16.64	99.42
42/1/88-90	8V	70.16	13.59	2.49	.61	4.29	.33	.52	1.29	2.14	5.47	100.93
42/1/95-96	9S	16.63	2.80	2.19	2.73	3.84	39.80	.10	.39	.47	28.32	97.27
43/2/39-41	10N	74.88	7.88	1.76	.35	4.81	1.06	.30	.81	1.67	5.17	98.73
43/2/95-97	11N	64.44	3.66	.83	.10	4.58	.03	.16	.74	.79	24.53	99.91
43/3/57-59	12N	66.11	3.54	.77	.10	4.28	.06	.14	.68	.76	24.14	100.59
43/3/97	13S	82.87	2.25	.39	.10	.65	.02	.09	.54	.49	12.33	99.81
44/1/129-132	14V	78.14	7.61	1.70	.36	4.39	.09	.25	.95	1.46	4.32	99.27
44/2/145-147	15N	81.13	7.13	1.63	.46	2.92	.05	.25	.99	1.49	4.57	100.61
44/4/117-118	16S	57.61	3.28	1.47	11.76	4.15	3.74	.20	.57	1.05	15.09	99.05
44/4/126-127,5	17N	70.08	7.56	1.92	2.99	5.01	1.75	.29	.94	1.67	7.56	99.66
44/4/127-128	18S	83.10	1.47	.64	4.79	1.71	.38	.10	.44	.53	6.34	99.66
45/3/67-69	19C	46.64	1.26	.61	23.14	2.91	.33	.09	.26	.12	22.27	97.69
45/3/139-140	20N	81.06	6.34	1.48	.89	3.82	.05	.31	.83	1.29	4.09	100.24
45/5/17-19	21C	71.49	.52	.28	11.97	.69	.19	.05	.36	.19	13.20	98.97
45/5/24-26	22V	76.90	7.92	1.77	.42	4.10	.04	.33	.84	1.67	3.65	97.66
45/5/35-36	23V	73.71	9.26	2.01	.39	4.90	.08	.38	.97	1.79	4.14	97.69
45/5/44-45	24C	69.76	.96	.40	12.60	1.21	.36	.07	.40	.26	13.96	100.05
45/5/49-50	25N	74.51	8.71	1.85	2.16	4.12	.13	.36	1.03	1.42	5.91	100.20
45/5/138-140	26V	75.12	8.84	1.88	.37	4.36	.04	.37	.88	1.72	3.78	97.37
45/5/150	27	27.23	1.96	.73	32.74	2.79	.99	.12	.43	.14	29.02	96.15
45/6/106-108	28R	71.18	9.53	2.08	.79	7.61	.14	.44	1.10	1.77	4.16	98.84
45/6/139-142	29R	70.00	9.37	2.00	.77	7.93	.46	.42	1.08	1.82	4.47	98.34
46/1/150-151	30R	74.03	8.15	1.96	.55	6.80	.08	.43	1.03	1.44	3.90	98.40
46/2/6-8	31R	74.66	8.46	1.91	.51	6.48	.04	.42	1.02	1.39	3.68	98.59
46/2/73-75	32V	61.49	1.65	2.14	2.95	4.50	7.45	.36	.87	1.29	10.24	98.98
46/4/31-32	33R	72.66	10.07	2.16	.10	7.39	.31	.43	1.10	1.70	4.24	100.79
46/5/33-35	34R	75.27	8.83	1.80	.48	6.06	.04	.33	1.00	1.47	3.51	98.82
46/6/43-45	35C	56.00	8.61	1.82	11.59	3.30	.50	.37	.93	1.42	13.37	97.95
46/6/107-108	36C	55.54	6.73	1.77	11.73	4.50	2.14	.27	.74	1.29	13.93	98.69
47/1/117-118	37V	67.13	10.18	2.36	1.47	6.32	2.91	.39	1.07	1.79	6.99	100.60
47/2/88-89	38R	74.76	8.58	1.70	.49	5.82	.08	.34	.98	1.44	4.13	98.91
47/5/25/27	39V	74.73	9.66	1.81	.56	4.53	.05	.39	1.02	1.48	4.38	98.65
47/5/78-80	40N	73.51	10.01	1.92	1.14	4.63	.05	.41	1.05	1.54	5.16	99.47
48/1/127-129	41V	72.81	10.05	1.97	1.61	5.10	.04	.42	1.00	1.76	5.07	99.87
48/2/67-69	42N	70.71	11.89	2.46	.78	5.24	.06	.49	1.05	2.10	5.20	100.06
48/3/21-22	43V	66.68	11.55	2.50	.89	6.48	.58	.49	1.07	2.24	5.33	97.87
49/1/116-118	44V	75.03	9.37	1.80	1.04	4.43	.06	.37	.91	1.59	4.33	98.98
49/4/42-44	45V	76.91	8.58	1.66	.45	4.46	.03	.33	.86	1.57	4.28	99.16
49/4/123-124	46N	72.75	9.75	2.00	1.26	5.07	.04	.37	1.09	1.77	4.95	99.05
50/2/1-2	47N	71.26	10.00	2.09	1.89	5.44	.04	.39	1.08	1.92	6.03	100.19
50/2/57-59	48V	74.78	9.93	1.84	.44	5.00	.06	.39	.95	1.67	4.20	99.30
50/2/84-86	49V	72.80	10.80	2.36	.81	5.42	.06	.49	1.07	1.90	4.95	100.74
51/2/78-81	50V	73.19	11.38	2.31	.62	5.21	.09	.45	.98	2.02	4.78	101.08
51/2/92-93	51N	71.21	11.03	2.30	.67	6.32	.04	.41	1.05	2.08	6.02	101.19
51/4/13-14	52V	66.78	11.52	2.89	1.50	5.67	.10	.49	.93	2.54	6.05	98.51
52/5/25-27	53N	69.76	10.38	2.48	.36	6.27	.03	.42	.87	2.07	6.77	99.64
52/6/116-118	54V	64.40	12.49	3.07	1.53	6.32	.06	.51	.96	2.59	6.78	98.78

ECHANTILLONS DU 43-386

N°âge	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	% COrg.	Nature M.O.
1R	150	204	105	115	47	95	174	84	23	55	58	<	0.1	altérée
2R	112	162	91	87	36	87	130	124	23	35	52	<	0.1	altérée
3N	97	133	>	172	154	212	88	164	23	>	87	15	8.0	marine
4R	185	227	122	91	44	98	186	94	26	24	58	<	0.1	altérée
5V	57	104	70	200	600	73	126	43	17	16	24	<	0.1	altérée
6N	201	1089	>	600	533	377	176	615	25	432	171	<	13.0	marine
7N	19	718	859	750	564	173	80	237	22	288	25	<	7.5	marine
8V	147	204	211	193	83	115	155	96	28	114	40	<	0.3	altérée
9S	18	64	101	45	20	29	2	721	<	16	<	<	0.14	altérée
10N	73	314	182	116	70	67	57	106	15	192	42	<	12.0	marine
11N	96	1127	1900	650	33	190	73	1300	19	346	35	23	7.5	marine
12N	50	421	1178	594	32	151	63	1350	16	232	19	<	11.43	marine
13S	60	316	868	247	17	98	67	1800	10	182	41	12	7.7	marine
14V	110	160	129	52	29	84	85	54	11	85	49	<	0.2	altérée
15N	160	557	202	42	12	99	92	117	13	313	99	<	1.0	marine
16S	585	1799	278	144	66	95	99	306	11	132	65	23	0.5	altérée
17N	210	1009	243	216	86	142	133	179	13	214	31	<	1.3	continentale
18S	202	1764	125	44	23	50	60	251	5	104	39	<	0.5	altérée
19C	740	168	514	329	101	46	26	168	3	85	39	<	2.0	marine
20N	82	519	145	53	34	78	87	93	10	115	86	<	0.5	altérée
21C	356	121	83	41	40	38	36	74	<	46	26	<	2.0	marine
22V	86	190	140	164	106	69	72	147	10	58	69	<	0.2	altérée
23V	78	270	144	103	50	73	70	97	12	151	67	<	0.2	altérée
24C	388	175	73	68	47	73	41	54	3	42	29	<	2.0	marine
25N	181	390	191	65	33	102	80	60	14	121	41	<	0.6	altérée
26V	106	159	178	100	31	82	67	87	14	123	52	<	0.2	altérée
27	537	204	532	393	123	43	<	288	<	81	<	<		
28R	145	191	69	32	8	72	113	44	20	50	42	<	0.1	altérée
29R	131	169	75	39	12	82	116	36	21	39	35	<	0.1	altérée
30R	105	162	63	51	29	63	50	49	9	33	51	<	0.1	altérée
31R	120	152	76	50	32	62	49	56	11	31	45	<	0.1	altérée
32V	78	289	61	77	72	59	90	50	22	188	78	<	0.2	altérée
33R	159	210	71	64	25	77	120	59	20	45	47	<	0.1	altérée
34R	129	186	85	40	23	52	37	114	14	26	49	<	0.1	altérée
35C	400	327	211	800	613	75	89	297	23	101	126	19	0.4	altérée
36C	414	150	128	66	42	61	70	86	11	43	50	17	0.2	altérée
37V	104	156	88	54	15	81	102	75	15	89	<	<	0.2	altérée
38R	348	>	78	60	14	57	51	50	11	13	41	<	0.1	altérée
39V	94	144	80	55	20	60	59	44	13	34	65	<	0.2	altérée
40N	123	387	107	207	120	67	61	91	15	142	48	<	0.75	altérée
41V	108	170	102	50	19	60	64	58	14	52	48	<	0.2	altérée
42N	149	424	106	126	53	95	166	75	23	83	58	<	0.5	altérée
43V	126	226	95	98	24	91	139	45	25	90	55	<	0.2	altérée
44V	119	306	90	85	27	69	61	58	12	47	49	<	0.3	altérée
45V	105	239	99	65	19	63	55	55	12	50	69	<	0.3	altérée

ECHANTILLONS DU 43-386 (suite)

N°échantillon	N°âge	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Somme
53/2/88-90	55V	71.38	11.26	2.55	.89	5.14	.04	.45	.94	2.15	4.89	99.77
53/2/96-97	56N	65.65	9.10	2.33	5.61	5.23	.08	.36	.79	1.86	8.64	99.74
54/1/67-69	57V	68.04	11.82	3.20	.47	7.43	.08	.46	.88	2.38	5.09	99.96
54/1/75-77	58N	71.59	11.50	2.64	.68	5.65	.05	.44	.98	2.26	5.17	101.04
54/2/94-96	59N	71.43	11.51	2.74	1.03	5.35	.05	.47	.93	2.26	5.38	101.27
54/5/95-99	60N	69.54	9.88	2.61	.98	5.99	.05	.38	.91	2.20	6.23	98.86
54/6/17-19	61V	73.68	8.19	2.30	.55	6.09	.50	.30	.77	1.90	4.30	98.67
55/3/58-60	62V	74.11	8.29	2.56	.25	5.43	.05	.30	.76	1.71	4.35	98.81
55/3/69-71	63C	27.89	2.17	.69	34.70	1.88	.82	.10	.41	.28	30.13	99.05
55/3/75-76	64	9.75	.79	3.81	19.35	16.11	14.90	.04	.15	.09	33.61	98.60
56/2/93-95	65N	67.37	9.77	2.67	.10	7.77	.20	.37	.75	2.26	7.07	98.28
56/3/48-50	66N	66.69	11.51	3.00	.71	6.27	.16	.47	.87	2.89	6.04	98.60
56/5/72-74	67	41.45	5.44	1.80	22.05	4.08	1.20	.25	.62	1.37	20.87	99.13
56/5/87-90	68C	34.57	6.08	1.98	22.50	4.90	1.36	.27	.63	1.45	23.08	97.03
56/5/90,5	69C	38.08	5.97	2.17	21.17	5.36	3.50	.27	.62	1.54	20.14	99.19
57/4/46-48	70V	73.62	7.44	3.05	.10	9.18	.06	.24	.61	1.54	3.97	99.85
57/4/67-68	71N	70.68	10.61	2.89	.50	6.71	.12	.42	.78	2.67	5.44	100.80
57/5/49-51	72N	72.39	7.38	2.71	.61	7.43	.06	.29	.65	1.88	4.60	98.01
58/4/51-54	73N	64.10	10.64	3.66	.64	8.08	1.23	.43	.79	2.81	6.71	99.09
58/5/72-74	74N	60.32	6.82	2.08	6.32	6.80	.70	.32	.72	2.04	13.02	99.28
58/6/113-115	75V	75.34	6.20	3.10	.39	7.72	.05	.21	.58	1.53	4.24	99.37
59/2/36-38	76N	74.51	6.97	2.67	.36	6.73	.10	.26	.67	1.77	5.18	99.23
59/3/36-38	77V	70.23	7.72	2.38	3.61	5.71	.29	.32	.66	2.19	7.81	100.93
60/1/118-120	78V	69.75	6.86	2.49	.93	6.15	3.70	.31	.62	2.00	7.64	99.45
60/6/106-108	79N	70.76	7.81	2.17	3.21	4.15	.09	.34	.67	2.07	8.39	99.66
61/3/74-78	80V	71.13	9.72	2.89	.38	6.41	.05	.42	.73	2.92	4.86	99.51
62/2/36-38	81V	77.76	5.94	2.13	.28	5.44	.04	.26	.67	1.98	3.91	98.40
62/5/113-115	82N	70.26	6.02	1.81	.69	6.14	.90	.29	.77	1.93	10.76	99.88
63/3/39-41	83V	74.73	6.41	2.41	.24	8.54	.10	.25	.64	2.41	4.41	100.14
63/3/93-94	84N	74.77	6.03	2.47	.28	7.89	.07	.25	.59	2.39	4.47	99.21
64/2/23-25	85R	74.89	6.21	2.33	.10	10.41	.09	.25	.68	2.39	3.65	101.08
64/3/4-6	86N	58.63	11.39	3.06	.96	8.81	1.16	.53	1.12	3.89	9.24	98.96
64/3/33-35	87R	78.68	4.28	1.54	.10	8.08	.05	.21	.61	2.08	2.90	98.59
64/3/85-87	88N	73.67	7.46	2.39	.31	7.83	.08	.36	.73	2.59	4.32	99.91
64/3/145-147	89S	61.65	7.65	2.59	1.78	8.86	5.99	.37	.72	2.85	8.25	100.85
64/5/82-84	90S	74.22	6.14	2.13	.26	9.44	.05	.28	.59	2.31	3.53	99.22
64/5/105-107	91N	63.85	9.45	4.09	.40	13.78	.09	.40	.63	2.75	5.26	100.95
64/5/110-111	92	7.90	1.00	3.18	5.50	21.60	19.00	.06	.21	.43	25.91	84.79
64/5/111-112	93	31.20	4.00	4.41	2.70	25.90	8.00	.24	.42	1.47	21.55	99.89
64/6/12-13	94N	63.77	10.46	2.96	.28	10.64	.12	.46	.86	4.14	6.65	100.61
64/6/18-19	95V	71.75	7.43	2.26	.25	8.53	.04	.31	.67	3.11	4.63	99.23
64/6/30-32	96N	74.19	6.26	2.33	.39	9.01	.06	.27	.65	2.53	3.98	99.93
64/6/78-80	97S	68.09	7.57	3.29	.42	12.03	.10	.34	.58	2.69	5.34	100.73
65/1/12-14	98V	75.09	4.47	2.05	.36	9.93	.38	.20	.58	2.74	4.72	100.88
65/1/69-71	99	69.19	6.12	2.48	.10	11.41	.09	.25	.64	4.04	6.17	100.49
65/1/93-95	100	13.20	2.50	2.19	19.40	16.90	6.80	.19	.37	.95	22.31	84.80
65/1/96-98	101	17.98	7.06	6.09	14.83	19.28	1.24	1.11	.52	.51	12.55	81.68
65/3/144-146	102N	53.68	8.39	3.93	.67	10.96	.09	.44	.65	3.68	17.07	99.74

ECHANTILLONS DU 43-386 (suite)

N°âge	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	% C Org.	Nature M.O.
55V	174	690	129	109	36	90	101	91	21	111	54	<	0.2	altérée
56N	263	847	79	101	31	83	146	48	19	85	42	<		
57V	171	1100	152	137	30	106	120	111	24	96	54	<	0.2	altérée
58N	202	941	220	313	109	109	120	99	23	111	53	<	0.8	altérée
59N	205	1215	144	129	34	89	109	133	20	117	60	<	0.8	altérée
60N	161	862	162	197	47	93	91	152	22	157	43	<	0.8	altérée
61V	97	982	91	78	11	70	60	74	14	36	24	<	0.3	altérée
62V	102	1980	143	190	51	69	55	121	11	110	45	<	0.3	altérée
63C	504	1321	45	100	31	12	<	55	<	46	<	<		
64														
65N	87	1266	239	254	33	100	89	140	19	111	39	<	0.7	altérée
66N	120	1146	244	312	104	105	123	129	23	215	39	<	0.7	altérée
67	546	1351	145	159	14	54	69	56	<	91	4	<	<0.5	altérée
68	985	1959	302	228	57	92	62	158	11	99	23	5	<0.5	altérée
69	586	2819	146	171	34	70	76	89	<	120	19	<	<0.5	altérée
70V	85	1399	94	274	25	52	54	78	11	69	44	2	0.2	altérée
71N	173	1520	173	140	29	111	132	150	19	77	45	<	1.0	mixte
72N	229	1526	171	138	22	94	77	124	22	70	46	<	1.0	mixte
73N	112	848	300	174	42	108	117	107	24	104	12	<	1.0	mixte
74N	212	1009	318	240	62	146	120	188	17	169	34	5	2.9	mixte
75V	54	1319	93	88	11	55	33	61	11	67	28	<	1.0	mixte
76N	67	974	141	210	75	87	63	209	10	175	52	<	1.0	continentale
77V	163	1560	155	90	48	103	79	176	11	128	55	<	0.9	altérée
78V	90	743	71	88	16	72	68	65	11	73	9	<	0.2	altérée
79N	109	496	179	129	64	104	73	243	14	348	36	27	1.0	continentale
80V	118	1174	159	75	23	141	109	116	20	140	52	5	0.5	altérée
81V	143	3125	100	44	16	78	57	53	11	61	34	6	0.5	continentale
82N	162	3329	395	267	129	236	119	451	14	215	44	<	4.5	mixte
83V	129	2314	257	144	78	91	81	132	10	216	83	<	0.4	altérée
84N	93	1352	229	95	64	104	64	292	9	208	47	<	1.7	altérée
85R	81	341	157	76	8	61	91	65	13	49	29	<	0.2	altérée
86N	104	1409	452	310	780	161	171	483	36	494	51	19	3.2	mixte
87R	58	702	70	35	9	45	69	31	10	42	2	<	0.12	altérée
88N	87	1711	180	104	57	105	85	330	14	>	106	<	0.6	altérée
89S	53	854	128	140	47	84	105	129	21	113	<	<	0.3	altérée
90S	58	2444	146	52	14	79	86	65	9	60	26	<	0.3	altérée
91N	108	2122	201	106	17	97	48	87	18	117	25	<	1.3	mixte
92	1039	>	<	14	<	<	<	21	<	19	<	<		
93	33	847	42	32	<	24	24	84	<	78	<	<		
94N	129	2345	392	89	53	159	144	133	20	164	29	<	1.5	mixte
95V	133	2047	214	114	34	159	44	95	16	159	40	<	0.4	altérée
96N	115	2637	166	56	23	143	87	116	13	59	53	<	1.9	mixte
97S	107	2496	182	126	21	132	131	241	19	106	44	<	0.4	altérée
98V	149	4409	240	77	30	148	85	93	11	183	52	<	0.8	altérée
99														
100														
101														
102N	93	1594	736	293	99	776	171	539	19	482	78	<	2.3	mixte

ECHANTILLONS DU 44-391C

Après l'évènement E ₁		Echantillon												Somme		Nature M.O.
N°échantillon	N°âge	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Somme		% COrg.		
6/1/37-39	103R	57.88	18.85	1.85	.52	8.32	.06	.92	1.82	3.09	6.41	99.80		0.3	altérée	
6/1/120-122	104N	55.52	21.44	1.98	.38	6.54	.05	1.07	1.43	3.02	8.39	99.94		0.4	altérée	
6/5/44-46	105V	64.26	17.21	1.83	.60	5.64	.04	.88	1.98	2.72	5.72	100.97		0.2	altérée	
6/5/97-99	106N	56.74	19.59	2.31	.41	6.71	.04	.91	1.76	2.75	7.93	99.26		0.9	altérée	
6/6/40-42	107V	62.33	16.76	2.19	.95	5.85	.04	.85	2.17	2.66	6.27	100.16		0.5	altérée	
6/6/58-60	108N	61.73	16.88	2.25	.66	6.09	.04	.85	2.03	2.73	6.95	100.28		0.8	altérée	
6/6/84-86	109V	60.06	17.83	2.48	.70	7.13	.04	.84	1.81	2.92	6.49	100.40		0.5	altérée	
6/6/119-121	110N	56.37	19.33	2.60	.58	7.14	.05	.86	1.73	2.84	8.00	99.60		0.8	altérée	
6/6/144-146	111N	60.33	17.68	2.36	.59	6.95	.05	.86	2.01	2.80	6.30	100.05		0.8	altérée	
7/2/4-6	112V	59.02	15.25	2.62	.72	6.30	.05	.78	2.04	2.76	10.36	99.99		1.1	continentale	
7/2/18-20	113N	56.94	19.05	2.65	.48	7.41	.05	.82	1.85	2.91	8.04	100.33		1.1	continentale	
7/2/37-39	114N	63.62	15.50	2.32	.65	5.79	.04	.81	2.40	2.65	5.70	99.54		1.25	continentale	
7/2/86-88	115N	58.88	18.34	2.55	.61	6.63	.04	.82	2.01	2.78	7.35	100.03		1.5	continentale	
8/1/98-96	116N	58.57	18.09	2.82	.28	7.72	.03	.76	1.91	2.78	7.43	100.39		1.22	continentale	
8/2/33-35	117N	57.59	17.31	2.48	.41	7.02	.04	.78	1.97	2.70	8.14	98.43		1.22	continentale	
8/2/39-41	118N	56.80	16.29	2.44	.38	7.91	.03	.78	2.07	2.61	10.87	100.24		1.0	continentale	
9/1/108-110	119N	57.40	18.60	2.75	.51	8.09	.06	.84	1.72	3.45	6.53	100.05		1.0	continentale	
9/1/131-133	120N	56.90	18.51	2.92	.63	8.77	.07	.84	1.84	3.50	6.57	100.68		1.1	altérée	
10/1/100-102	121N	61.35	17.54	2.76	.57	6.69	.03	.83	2.00	2.75	6.33	100.86		1.1	continentale	
10/1/102-103	122N	59.26	18.43	2.85	.64	6.81	.04	.81	1.92	2.71	7.37	100.92		0.3	altérée	
10/1/131-133	123V	58.39	16.02	2.76	2.25	7.13	.06	.78	1.88	3.00	6.82	99.16		0.2	altérée	
10/2/117-119	124R	58.13	16.56	2.69	.61	10.79	.05	.81	1.74	3.44	5.50	100.32		0.2	altérée	
10/2/126-128	125R	58.72	16.34	2.43	.57	9.16	.07	.82	1.76	3.07	5.54	98.48		0.2	altérée	
10/3/17-19	126R	60.18	14.85	2.71	.62	8.66	.11	.78	1.96	3.16	5.24	98.25		0.2	altérée	
10/3/42-44	127R	61.98	14.00	2.64	.76	8.63	.07	.72	2.03	2.92	5.24	99.00		1.0	continentale	
10/3/66-68	128N	65.59	15.01	2.68	.48	5.43	.04	.76	1.99	2.45	5.67	100.11		0.3	altérée	
10/3/70-72	129V	65.76	14.80	2.69	.49	5.68	.03	.73	1.81	2.47	5.00	99.48				
Avant l'évènement E ₁		Echantillon												Somme		Nature M.O.
N°échantillon	N°âge	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Somme		% COrg.		
11/1/10-14	130G	43.35	13.41	2.98	12.71	5.98	.07	.63	1.45	2.81	16.47	99.98		1.5	altérée	
11/1/18-20	131V	30.36	8.86	1.87	22.71	5.06	.09	.44	1.14	1.64	26.27	98.44		1.5	altérée	
11/1/97-99	132V	38.99	11.14	2.74	18.17	5.70	.06	.52	1.20	2.58	18.76	99.98		0.53	mixte	
11/1/149-151	133G	56.53	15.89	3.23	.63	6.69	.03	.76	1.90	2.87	11.19	99.72		4.1	mixte	
11/2/22-24	134V	33.31	9.38	2.01	22.43	4.19	.06	.45	1.14	1.60	24.66	99.31		4.2	mixte	
11/2/40-42	135V	17.19	4.02	1.03	38.75	2.08	.12	.23	.60	.33	34.39	98.76		2.3	mixte	
11/2/56-58	136V	44.54	13.15	3.00	12.64	5.58	.04	.62	1.49	2.67	15.65	99.51		1.5	continentale	
11/2/82-83	137V	38.59	10.51	2.37	17.31	5.25	.05	.52	1.39	1.99	20.42	98.51		2.3	mixte	
11/3/4-6	138V	19.33	5.36	1.29	35.74	2.30	.07	.25	.70	.46	33.59	99.05		2.0	mixte	
11/3/49-53	139G	37.24	10.84	2.56	19.63	5.00	.04	.53	1.34	1.85	20.64	99.66		1.0	altérée	
11/3/58-61	140V	12.99	3.29	1.18	42.95	2.22	.13	.15	.44	.31	35.29	99.05		2.3	mixte	
11/3/146-148	141V	4.89	1.45	.69	49.37	1.39	.16	.07	.18	.02	40.73	98.96		0.53	mixte	
12/1/51-53	142G	49.00	9.72	2.08	13.42	4.54	.02	.47	1.17	1.55	17.86	99.83		0.9	altérée	
12/2/1-9	143V	18.24	3.33	.92	41.53	1.38	.03	.15	.38	.10	33.13	99.18		2	mixte	
12/2/32-37	144G	20.89	4.09	1.80	35.12	2.86	.02	.16	.51	.43	29.70	95.60				
12/2/98-103	145G	26.15	4.43	1.36	32.96	2.29	.03	.21	.60	.37	27.05	95.46		1.0	altérée	
12/3/37-47	146V	34.49	5.70	1.59	27.92	2.62	.02	.27	.81	.81	24.43	98.67				
12/6/120-122	147V	11.58	1.82	.70	46.77	1.41	.03	.08	.23	.07	37.54	100.24		0.4	continentale	
14/1/123-125	148G	46.76	12.82	3.21	12.53	5.60	.04	.61	1.21	2.71	14.34	99.93		0.5	continentale	
14/3/124-126	149V	39.24	12.05	3.23	16.52	5.77	.04	.52	1.02	2.61	18.42	99.80		0.6	continentale	
15/1/145-147	150V	33.37	9.39	2.66	22.89	4.23	.04	.47	1.01	1.84	22.58	98.60		0.5	altérée ?	
15/3/148-150	151V	5.16	1.24	.83	50.85	1.21	.03	.08	.13	.07	38.90	98.51		0.5	altérée ?	
16/2/22-24	152G	21.55	5.83	1.81	34.89	2.52	.04	.32	.67	.58	29.83	98.03		0.5	altérée ?	
16/2/59-62	153G	24.35	6.47	2.18	31.59	3.19	.04	.35	.83	.90	28.04	97.94		0.5?	altérée ?	
16/3/84-86	154G	40.94	11.68	3.19	17.10	5.09	.04	.53	1.41	2.23	17.29	99.50				

ECHANTILLONS DU 44-391C

Après l'évènement E ₁		Echantillon												Somme		Nature M.O.
N°échantillon	N°âge	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	% COrg.		
103R	349	340	181	81	23	130	182	96	35	42	19	<	<	0.3	altérée	
104N	560	521	245	106	92	161	203	221	46	99	33	<	<	0.4	altérée	
105V	444	389	155	56	16	120	190	83	30	31	24	2	2	0.2	altérée	
106N	478	749	185	104	34	142	197	114	39	99	26	6	6	0.9	altérée	
107V	414	392	147	64	19	121	199	155	27	55	30	<	<	0.5	altérée	
108N	531	446	164	61	17	125	181	140	32	56	23	<	<	0.8	altérée	
109V	451	445	156	93	28	148	206	96	33	49	28	<	<	0.5	altérée	
110N	512	517	178	121	41	145	209	112	37	88	22	<	<	0.8	altérée	
111N	555	491	165	63	22	125	180	89	36	47	21	<	<	0.8	altérée	
112V	465	421	147	86	22	115	195	74	28	57	22	<	<			
113N	472	664	181	131	38	140	200	149	37	171	30	<	<	1.1	continentale	
114N	346	369	96	51	9	108	144	69	20	37	14	<	<	1.1	continentale	
115N	508	837	188	125	25	144	207	111	35	80	24	<	<	1.25	continentale	
116N	549	1009	180	116	24	145	190	86	35	69	36	5	5	1.5	continentale	
117N	499	362	180	97	18	148	196	102	31	94	28	<	<	1.22	continentale	
118N	418	303	272	106	19	190	200	156	26	102	17	<	<	1.22	continentale	
119N	438	392	171	79	30	151	159	97	31	87	26	<	<	1.0	continentale	
120N	525	747	180	93	30	152	179	94	35	109	38	<	<	1.0	continentale	
121N	393	365	168	66	6	137	207	153	41	73	45	25	25	1.1	altérée	
122N	484	258	148	66	<	125	202	106	31	66	43	<	<	1.1	continentale	
123V	441	271	151	79	27	123	160	69	29	46	33	<	<	0.3	altérée	
124R	489	274	146	90	5	164	207	97	27	60	23	<	<	0.2	altérée	
125R	494	291	151	88	23	144	188	85	31	71	26	<	<	0.2	altérée	
126R	550	266	134	96	25	144	176	103	30	66	23	<	<	0.2	altérée	
127R	588	263	135	98	23	165	166	90	27	45	35	<	<	0.2	altérée	
128N	482	287	169	111	48	144	165	148	30	107	32	<	<	1.0	continentale	
129V	758	281	156	86	24	123	151	120	32	146	31	5	5	0.3	altérée	
Avant l'évènement E ₁		Echantillon												Somme		Nature M.O.
N°échantillon	N°âge	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	% COrg.		
130G	869	298	250	64	21	163	167	117	19	49	23	<	<	1.5	altérée	
131V	697	205	146	98	11	143	128	119	5	75	<	<	<	1.5	altérée	
132V	883	236	136	67	24	123	183	48	18	54	17	10	10	0.53	mixte	
133G	504	321	288	82	20	193	191									

N°échantillon 1 ^{er}	N° 2 ^e Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme	
1. Domaine Briançonnais : aire de Champcella (symbole CH) : 1 = Tête du Grand Pré ; 2 = Pont du Villars ; 4 = Aiguillas													
79EB404	7	1	93.29	1.04	0.23	2.51	1.07	0.02	0.06	0.08	0.31	2.09	100.72
79EB407	6	1	94.56	1.53	0.19	0.98	0.70	0.01	0.08	0.18	0.40	0.89	99.53
79EB409	4	1	94.91	2.20	0.40	0.57	0.52	0.02	0.12	0.23	0.58	0.94	100.49
74/482(+)	34	2	82.61	5.51	1.49	2.33	2.22	0.01	0.29	0.03	1.45	3.61	99.64
79EB540	5	1	94.86	0.60	0.11	2.85	0.13	0.01	0.03	0.02	0.23	2.38	101.24
76/021(+)	59	4	72.87	0.86	0.30	12.71	0.75	0.56	0.09	0.02	0.40	11.36	99.90
2. Domaine Briançonnais : aire du Galibier (symbole GA) : 1 = Sommet du Galibier et Gisement des ammonites ; 2 = Rochers Plats du Lac Blanc et Col Termier ; 3 = Grand Lac ; 4 = Clot des Vaches.													
69/355(+)	1	1	77.40	0.50	4.10	6.90	0.50	0.20	0.03	0.10	0.10		100.21
73+402(+)	10	4	90.60	0.20	0.11	2.70	3.40	0.02	<	<	0.06	1.88	98.98
73+406(+)	55	4	74.60	0.40	0.13	12.30	1.90	0.07	<	<	0.13	9.95	99.41
74LD42(+)	1	3	96.60	<	0.20	0.50	1.60	0.02	<	<	<	0.66	99.73
74LD161(+)	18	2	88.40	<	0.08	5.60	1.20	0.19	<	<	<	4.19	99.91
74LD166(+)	30	1	84.30	0.30	2.56	4.90	0.50	0.62	0.02	0.07	0.12	6.82	100.27
3. Domaine Briançonnais : aire du Grand Bois (symbole GB) : 1 = Rocher Blanc ; 2 = Condamine.													
69/291(+)	46	1	78.30	0.64	0.40	9.65	1.0	0.02	0.06	0.10	0.15		98.26
69/297(+)	82	1	57.00	0.66	0.54	21.40	1.57	0.19	0.05	0.15	0.10		99.07
71/119(+)	93	2	46.0	0.68	0.55	27.60	2.70	0.09	0.05	0.05	0.05		99.69
4. Domaine Briançonnais : aire de Peyre-Haute (symbole PH) : 1 = Chagne ; 2 = Rasis.													
75/236(+)	63	1	71.48	5.86	1.99	6.27	5.01	0.01	0.43	0.04	1.02	5.09	99.12
75/386(+)	9	2	91.96	3.23	0.60	<	1.12	<	0.11	0.27	0.85	0.97	99.18
5. Domaine Briançonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT) : 1 = Queyrellin ; 2 = Grande Manche ; 3 = Tête Noire et Rochers de Privé ; 4 = Grand Aréa.													
75/154(+)	51	4	76.30	3.60	0.63	8.80	1.60	0.02	0.18	0.11	1.42	7.84	100.59
79EB33	8	4	93.19	0.57	0.18	3.32	0.33	0.01	0.05	0.02	0.21	2.34	100.25
79EB34	65	4	70.79	0.91	0.29	14.66	0.51	0.04	0.04	0.02	0.32	11.16	98.77
80EB246	38	4	81.82	0.60	0.02	8.24	0.81	0.05	0.06	0.02	0.24	6.74	98.61
80EB243	40	4	81.55	1.01	0.02	8.92	0.36	0.04	0.07	0.02	0.50	7.68	100.17
80EB41	80	4	58.85	2.06	0.23	16.30	0.72	0.09	0.11	0.05	0.61	16.04	95.28
80EB47	91	4	49.10	0.47	0.02	22.78	0.12	0.10	0.04	0.02	0.12	21.39	94.23
80EB49	36	4	82.38	0.46	0.02	8.17	0.18	0.03	0.03	0.02	0.18	7.04	98.52
80EB50	87	4	52.77	0.36	0.02	21.09	0.02	0.07	0.09	0.01	0.12	19.84	94.36
80EB55	32	4	83.66	0.05	0.02	8.96	0.02	0.03	0.08	0.04	0.09	8.02	99.97
80EB61	43	4	79.58	0.29	0.02	9.17	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	7.70	96.78
80EB68	44	4	79.48	0.17	0.02	10.81	0.09	0.02	0.02	0.02	0.07	8.92	99.60
74/648-1(+)	71	1	67.60	<	0.23	16.80	0.60	0.01	<	<	<	13.59	98.97
74/648-2(+)	69	1	69.20	<	0.23	15.80	0.60	0.02	<	<	<	13.91	99.99
80EB106	67	3	70.20	0.58	0.02	14.67	0.02	0.05	0.06	0.01	0.02	12.65	98.22
79EB212	35	4	82.47	0.77	0.02	6.31	3.47	0.03	0.05	0.01	0.19	5.56	98.83
80EB168	77	3	61.90	0.45	0.06	1.29	1.67	1.38	0.13	0.02	0.25	32.19	99.36
80EB173	24	3	86.63	3.27	1.09	1.60	1.48	0.42	0.16	0.03	1.28	2.81	98.79
80EB174	11	3	99.88	0.84	0.21	1.47	2.49	0.69	0.07	0.03	0.45	2.85	98.98
80EB175	19	3	88.07	0.96	0.02	0.03	6.44	0.13	0.05	0.08	0.32	2.54	98.62
80EB185	17	3	88.43	4.58	0.93	0.22	2.32	0.07	0.22	0.18	1.10	1.52	99.62
79EB206	81	3	57.23	4.03	5.76	12.03	1.33	0.06	0.16	0.11	1.69	16.21	98.65
74+269(+)	72	3	66.33	0.68	0.48	12.78	4.92	1.45	0.05	0.07	0.20	11.25	98.26
80EB427	29	3	84.41	2.06	0.12	5.74	0.76	0.09	0.10	0.09	0.59	4.69	98.65
80EB425	64	3	70.80	4.37	0.71	10.25	1.83	0.17	0.22	0.42	1.07	9.31	99.15

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980).

N°	age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Faciès
1. Domaine Briançonnais : aire de Champcella (symbole CH)															
7	O	52	129	67	22	20	306	52	16	7	18	38	24		radiolarite chertifiée
6	O	41	93	68	14	15	240	60	8	5	8	42	<		" "
4	O	44	156	79	15	51	28	65	24	9	18	44	25		" "
34	O	40	195	86	72	33	45		74		26	9			calcsch. à zones sil.
5	K	72	56	80	12	18	249	63	16	6	17	42	18		radiolarite chertifiée
59	V/Cé	125	59	57	63	75	23		28		<	10			micrite chertifiée
2. Domaine Briançonnais : aire du Galibier (symbole GA)															
	T/B	15	211	18	9	<	<		20		195	29			chert
10	Ci	26	65	74	14	6	9	<	<		19	<			encroûtement siliceux
55	Ci	95	1941	61	11	3	10	15	<		14	<			encroûtement siliceux
1	C	10	13	13	15	7	11		<		12	21			chert
18	C	32	44	25	<	<	7		<		14	18			chert
30	C	40	35	56	<	6	<		12		29	30			chert
3. Domaine Briançonnais : aire du Grand Bois (symbole GB)															
46	B	25	139	<	<	<	<		30		7	30			chert
82	B	55	152	<	12	9	<		34		40	27			chert
93	Cs?	60	157	<	16	<	<		53		33	36			
4. Domaine Briançonnais : aire de Peyre-Haute (symbole PH)															
63	V	183	1503	221	68	71	101		69		23	31			micrite chertifiée
9	?	<	120	22	36	215	15				11				radiolarite
5. Domaine Briançonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT)															
51	C/O	101	58	32	16	<	22		12		23	7			micrite chertifiée
8	K	233	53	65	17	17	271	51	15	7	<	27	19		chert
65	K	149	27	44	26	10	178	35	11	3	15	16	<		chert
38	K/T	35	44	24	82	135	14	<			<		<		chert
40	K/T	12	18	41	57	42	23	<			<		<		chert
80	K/Ti	70	38	51	36	62	29	<			<		14		chert
91	K/Ti	101	25	40	30	71	32	<			<		<		chert
36	K/Ti	29	312	61	61	50	25	<			14		<		chert
87	K/Ti	76	26	90	71	38	47	<			<		<		chert
32	T	16	13	61	69	40	23	<			<		<		chert
43	T/B	46	65	<	35	74	<	<			<		<		chert
44	T/B	60	83	<	35	70	12	<			<		<		chert
71	Js	80	<	<	26	<	<		22		<	<			calcaire chertifiée
69	T/B	82	11	<	38	<	<		26		<	<			calcaire chertifiée
67	Ci	165	40	44	45	62	22	<			<		12		chert
35	Cm	70	1320	51	54	87	21	<			<		<		chert
77	Cm	167	315	94	79	27	61	<			60		47		fond durci sil.
24	Cm	23	204	33	51	89	21	<			<		30		chert (radiolaires)
11	Cm	152	243	<	41	117	<	<			<		20		chert et argilite sil.
19	Cm	43	1248	78	46	150	25	<			10		13		chert (radiolaires ?)
17	Cm	<	149	41	107	119	30	<			34		30		chert (radiolaires ?)
81	Cm	83	64	33	36	51	24	<			<		41		grès
72	V?	198	62	36	<	<	45	<	20		31	40			chert
29	"	120	76	28	180	150	17	<			<		15		marne sil.
64	"	156	131	58	56	70	38	<			13		32		marne sil.

ECHANTILLONS DU LOT SILI (92 ECHANTILLONS) (suite)

N°échantillon 1 ^{er}	N° 2 ^e	N° Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
5. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT) : 1 = Queyrellin ; 2 = Grande Manche ; 3 = Tête Noire et Rochers de Privé ; 4 = Grand Aréa. (suite)													
79EB360	73	3	66.25	1.60	0.13	15.08	2.79	0.18	0.10	0.02	0.45	13.00	99.69
79EB363	16	3	88.46	2.45	0.19	2.63	0.80	0.03	0.17	0.08	0.89	3.09	98.79
73+411(+)	50	1	76.90	0.50	0.27	9.50	4.50	1.10	0.17	0.02	0.11	7.65	100.58
73+413(+)	49	1	77.0	1.10	0.38	8.90	4.40	0.85	0.20	0.02	0.26	7.33	100.45
79EB93	83	1	56.89	2.97	0.73	20.46	1.13	0.04	0.16	0.39	0.67	16.64	100.18
79EB226	23	4	87.19	1.32	0.08	3.57	2.52	0.03	0.10	0.02	0.59	3.33	98.76
79EB382	52	4	75.93	1.22	1.06	6.40	6.23	0.08	0.10	0.01	0.51	7.10	98.69
73+426(+)	61	1	72.50	2.20	0.40	12.80	0.90	0.04	0.21	0.02	0.47	9.93	99.44
6. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC) : 1 = Rochas Roux ; 2 = Fazis ; 3 = Côte de Corbières.													
79EB4	12	3	89.62	0.50	0.17	0.86	8.08	0.06	0.03	0.02	0.17	0.80	100.33
79EB6	14	3	88.83	2.42	0.84	2.55	1.11	0.03	0.12	0.02	1.00	2.76	99.72
79EB8	42	3	80.98	4.28	1.14	5.48	1.52	0.05	0.19	0.02	1.67	5.27	100.62
79EB9	28	3	84.57	3.44	0.90	3.46	1.24	0.03	0.15	0.02	1.37	3.50	98.68
79EB12	31	3	83.76	2.47	0.55	5.21	1.03	0.02	0.11	0.02	0.92	4.64	98.79
79EB14	76	3	63.90	3.30	1.32	13.77	3.24	0.04	0.17	0.08	0.77	12.01	98.62
79EB23	21	3	87.42	2.31	0.45	4.62	0.80	0.01	0.12	0.09	0.75	3.55	100.13
79EB27	57	3	73.64	2.50	0.80	11.05	1.35	0.02	0.13	0.14	0.67	9.23	99.56
75CC13(+)	20	1	87.60	0.30	0.29	6.30	0.50	0.01	0.14	<	0.06	4.95	100.06
68/190(+)	75	2	64.0	1.20	0.55	17.50	1.90	0.06	0.09	0.10	0.45		98.89
68/195(+)	53	2	75.60	0.86	0.50	10.50	3.26	0.08	0.06	0.05	0.08		99.33
75CH27(+)	45	2	79.10	0.30	0.14	9.00	4.50	0.05	<	<	<	6.54	99.70
7. Domaine briannonnais : aire du Sillon de Briançon (symbole BR) : 1 = Névache ; 2 = Roche Gautier ; 3 = Fort du Randouillet ; 4 = Rocher Gaffouille ; 5 = Notre Dame des Neiges.													
68/169(+)	41	5	81.20	3.90	1.25	4.20	2.85	0.19	0.18	0.15	1.50	4.80	100.22
68/172(+)	68	5	69.47	4.44	0.74	10.63	2.12	0.18	0.21	0.13	1.72	9.70	99.46
79EB177	27	5	84.87	2.96	1.30	4.08	2.01	0.20	0.11	0.10	1.24	4.34	101.22
79EB631	90	5	49.11	0.97	0.15	23.46	0.27	0.08	0.06	0.02	0.47	21.62	96.23
79EB380	3	1	95.45	0.10	0.04	2.92	0.10	0.02	0.03	0.02	0.02	1.95	100.73
80EB10	15	4	88.65	0.81	0.02	4.58	0.53	0.02	0.08	0.02	0.32	3.80	98.79
80EB141	74	3	64.48	0.63	0.03	15.96	0.23	0.02	0.06	0.02	0.11	14.74	96.29
80EB28	79	4	59.77	0.32	0.04	18.11	0.21	0.02	0.08	0.02	0.08	16.22	94.85
79EB617	66	5	70.70	0.40	0.02	14.78	0.04	0.02	0.07	0.02	0.31	12.41	98.74
79EB644	60	2	72.87	0.44	0.13	14.49	0.05	0.02	0.02	0.02	0.14	11.43	99.58
79EB648	84	2	56.40	0.73	0.22	22.75	0.57	0.02	0.03	0.02	0.20	17.92	98.93
79EB650	39	2	81.56	0.36	0.09	9.55	0.05	0.02	0.02	0.02	0.13	7.55	99.31
79EB654	25	2	85.64	0.47	0.08	7.01	0.14	0.02	0.02	0.02	0.14	5.69	99.25
79EB657	37	2	82.29	0.10	0.08	9.83	0.05	0.02	0.02	0.02	0.07	7.71	100.18
79EB661	62	2	72.05	0.39	0.15	15.48	0.05	0.02	0.02	0.02	0.15	12.38	100.63
79EB664	33	2	83.54	0.26	0.10	8.86	0.05	0.02	0.02	0.02	0.09	7.12	100.04
79EB670	54	2	75.20	0.27	0.09	12.96	0.05	0.02	0.02	0.02	0.09	10.63	99.39
79EB677	89	2	52.07	0.61	0.29	26.39	0.18	0.04	0.03	0.02	0.19	20.99	100.80
79EB680	92	2	47.84	0.21	0.23	28.40	0.20	0.05	0.02	0.02	0.06	22.78	99.83

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980).

ECHANTILLONS DU LOT SILI (92 ECHANTILLONS) (suite)

N°	age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Faciès
5. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT) (suite)															
73	Cm?	164	547	25	51	88	21	<			<			25	marne chertifiée
16	Cm?	33	53	<	51	85	<	<			<			23	radiolarite chertifiée
50	V	127	1959	36	53	8	9		16		77	<			chert et encroûtement
49	V	112	1090	36	52	11	13		29		27	5	38		chert et encroûtement
83	V	530	522	62	39	13	38	77	12	4	38	34	<		micrite argileux
23	Cs?	30	66	34	104	150	20	<	<		13		<		argilite sil. à radiolaires
52	Cs?	53	250	97	75	125	20	<			64		<	16	fond durci silicifié
61	Cs	239	370	29	29	11	15		26		45	<	28		radiolarite
6. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC)															
12	O	49	156	147	53	61	5	51	22	3	<	39	<		radiolarite
14	O	102	220	87	21	17	306	69	36	9	98	36	28		radiolarite
42	O	107	74	79	25	14	92	91	37	7	42	31	<		radiolarite
28	O	67	76	66	23	12	103	69	39	8	77	26	7		radiolarite
31	O	129	131	72	20	15	225	71	27	5	12	32	8		radiolarite
76	O	253	36	78	34	10	62	56	57	5	43	31	<		radiolarite
21	O	124	48	64	31	19	137	77	16	5	23	33	<		radiolarite
57	O	261	42	68	20	9	136	53	28	6	9	29	<		radiolarite
20	C/K	105	<	11	12	<	<		5		14	8			chert
75	V?	145	1292	50	20	8	20		<		<	17			chert/fond durci
53	V?	315	4300	25	11	<	8		<		<	19			chert/fond durci
45	Cs	381	1660	27	11	<	8		3		18	8			chert/fond durci
7. Domaine briannonnais : aire du Sillon de Briançon (symbole BR)															
41	C/O	10	359	41	15	<	20		60		15	28			chert
68	O	116	101	63	57	34	39		55		13	6			marne siliceuse
27	C/O	77	272	78	22	17	131	64	141	23	39	32	<		chert
90	K	89	25	5	28	42	19	<			<		38		chert
3	K/T	66	16	60	10	15	148	64	8	4	<	38	11		chert
15	K?	<	<	10	41	105	11	<			<		<		chert
74	K?Ci?	136	96	23	56	58	38	<			<		<		chert
79	Ci?	137	131	22	44	94	21	<			<		10		chert
66	Ci?	80	77	5	24	54	5	<			<		31		chert
60		266	176	43	<	7	54	24	<	3	<	24	<		chert
84		342	179	21	22	6	78	59	<	<	<	25	12		chert
39	entre	166	150	42	<	6	58	32	<	2	<	24	<		chert
25		116	202	54	7	8	134	33	5	3	<	29	5		chert
37	K et	93	40	35	136	6	30	36	<	3	<	36	<		chert
62		120	40	40	<	4	51	21	<	3	<	20	6		chert
33	Ci	79	30	52	4	9	74	31		3		29	6		chert
54		88	13	36	<	5	70	26	43	<	<	24	<		chert
89		134	15	<	5	<	43	19	<	<		12	<		chert
92		168	19	<	18	6	60	8	<	<	15	11	7		chert

ECHANTILLONS DU LOT SILI (92 ECHANTILLONS) (suite)

N°échantillon 1 ^{er}	N° 2 ^e Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
8. Domaine subbriançonnais : Tours du Cuchon (symbole SB3)												
77PY104(.)	26	85.15	2.82	0.81	3.71	1.93	0.04	0.12	0.20	0.66	3.63	99.09
C1	88	52.53	3.38	0.69	17.68	1.31	0.09	0.17	0.28	0.70	17.61	94.54
C8	85	55.37	3.99	1.20	14.07	6.78	1.10	0.10	0.02	0.25	12.92	96.82
C23	86	54.26	3.08	1.00	16.55	4.23	0.32	0.16	0.07	0.16	15.35	96.03
C32	94	43.82	1.06	0.35	25.40	1.00	0.12	0.09	0.01	0.12	23.14	95.17
C44	70	69.15	0.76	0.02	13.92	0.31	0.09	0.11	0.02	0.34	12.72	97.42
C51	58	73.27	0.16	0.02	13.39	0.02	0.03	0.02	0.02	0.15	11.45	98.45
C59	22	87.26	0.22	0.02	5.66	0.02	0.02	0.03	0.03	0.11	6.35	99.68
9. Domaines prépiémontais : Roche des Clots (symbole PP)												
80EB238	56	73.85	1.15	1.95	9.17	0.44	0.06	0.10	0.06	0.30	11.37	98.45
79ED93(-)	78	60.23	0.91	0.22	21.79	0.61	0.03	0.05	0.25	0.23	16.55	100.93
10. Domaine piémontais : La Perdrix (symbole PI)												
80EB282	2	96.30	1.46	0.02	0.02	0.84	0.05	0.05	0.24	0.34	0.78	100.18
80EB289	13	88.88	4.18	0.82	0.02	2.25	0.06	0.17	0.01	1.37	1.24	99.02

(.) Echantillons repris de la thèse de P.Y. CHENET (1978).

(-) Echantillonnés par E.DELOULE.

ECHANTILLONS DU LOT SILI (92 ECHANTILLONS) (suite)

N°	age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Faciès
8. Domaine subbriançonnais : Tours du Cuchon (symbole SB3)															
26	O	80	114	62	35	20	152	40	25	7	22	24	18		radiolarite
88	O	166	96	32	53	53	34	<			<			20	radiolarite
85	O	233	72	79	67	42	32	<			21			13	radiolarite
86	O/K	184	66	45	56	67	32	<			<			10	radiolarite
94	K	200	33	37	36	44	29	<			<			11	radiolarite
70	T	110	28	13	33	60	15	<			<			<	chert(radiolaires ?)
58	Ci	83	68	17	25	41	10	<			<			<	
22	Ci	20	<	<	25	64	<	<			<			<	radiolarite chertifiée
9. Domaine prépiémontais : Roche des Clots (symbole PP)															
56	C/O?	144	28	22	36	76	15	<			<			<	fond durci sil. ?
78	?	931	36	22	10	8	18	30	<	<	<	10	<		
10. Domaine piémontais : La Perdrix (symbole PI)															
2	O	<	21	<	47	110	<	<			19			<	chert (radiolaires ?)
13	O	<	74	32	87	100	38	<			<			<	argilite siliceuse

ECHANTILLONS DU LOT ARG1 (80 ECHANTILLONS)

N°échantillon 1 ^{er}	N° 2 ^e Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
1. Domaine briannonnais : aire de Champcella (symbole CH) : 1 = Tête du Grand Pré ; 3 = Soureliou ; 4 = Aiguillas.												
76/19(+)	4	68.31	10.0	1.31	6.26	2.99	0.08	0.36	2.55	1.53	6.48	99.93
79EB545	10	67.81	11.69	2.21	3.60	4.81	0.05	0.48	0.90	2.65	4.74	99.00
74+125(+)	29	58.84	7.67	1.15	13.16	3.09	0.12	0.35	0.60	1.70	12.58	99.42
2. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT) : 1 = Queyrellin ; 2 = Grande Manche ; 3 = Tête Noire et Rochers de Privé ; 4 = Grand Aréa.												
75/151(+)	63	50.70	14.30	5.71	5.10	8.80	0.06	0.57	0.31	5.00	9.48	100.18
75/153(+)	79	38.90	11.10	3.30	18.50	4.20	0.05	0.47	0.77	3.36	18.23	99.08
75/155(+)	53	51.10	12.20	2.50	11.70	4.50	0.04	0.55	0.58	3.26	12.57	99.15
75/157(+)	60	50.50	11.0	2.26	12.90	6.30	0.10	0.47	0.91	3.11	12.25	99.81
79EB39	64	49.07	14.60	5.27	5.16	8.60	0.07	0.53	0.06	5.24	11.69	100.37
80EB264	61	48.60	12.54	2.41	11.84	5.23	0.04	0.55	0.60	3.58	13.40	98.92
79EB153	49	53.98	13.80	2.82	7.83	4.72	0.04	0.55	0.16	4.14	11.37	99.49
79EB135	52	51.30	11.77	2.19	11.98	4.42	0.05	0.52	0.51	3.20	13.93	99.98
79EB137	62	48.35	12.39	2.19	12.79	4.56	0.05	0.62	0.51	3.49	14.37	99.91
79EB132	45	53.48	11.15	1.76	11.37	3.91	0.04	0.49	0.28	3.24	13.03	98.79
79EB58	70	46.81	13.84	2.40	11.55	4.68	0.06	0.58	0.09	5.40	13.33	98.81
79EB55	32	59.90	8.46	1.31	11.53	2.95	0.07	0.43	0.04	3.37	11.73	99.82
79EB191	19	61.01	8.65	1.92	11.46	1.52	0.05	0.50	0.64	3.23	10.52	99.50
79EB196	44	55.12	8.85	2.30	12.62	2.76	0.10	0.37	0.42	3.38	12.73	98.67
80EB414	40	55.85	16.08	3.92	3.56	5.66	0.03	0.71	0.76	4.43	7.53	98.55
79EB89	75	40.26	9.17	2.37	22.48	3.34	0.06	0.50	0.41	2.27	19.46	100.55
79EB273	76	39.16	10.39	2.33	22.22	3.63	0.06	0.47	0.43	2.60	18.88	100.37
80EB397	68	47.82	9.82	1.75	15.33	3.51	0.05	0.52	0.32	2.90	16.40	99.51
80EB416	31	60.38	8.29	1.53	11.44	2.48	0.04	0.39	0.66	2.08	11.22	98.51
80EB417	47	54.44	11.33	2.37	10.58	4.65	0.04	0.51	0.22	3.32	11.60	99.08
80EB418	69	48.18	13.37	1.85	12.70	5.84	0.05	0.56	0.10	4.81	12.50	100.06
80EB169	67	45.92	9.26	8.24	10.17	3.26	0.83	0.39	0.69	3.12	17.80	99.79
80EB180	5	68.84	12.73	1.83	0.99	5.64	0.19	0.57	0.65	4.46	3.24	99.17
80EB184	18	64.63	16.94	2.69	0.10	5.25	0.04	0.70	2.03	3.85	3.62	99.77
73+422(+)	46	53.89	11.03	2.46	11.84	4.82	0.07	0.48	1.01	2.44	11.30	99.54
80EB392	78	40.11	10.89	1.71	19.08	3.74	0.07	0.63	0.08	3.93	18.25	98.61
80EB363	58	52.13	18.01	4.19	3.83	4.59	0.03	0.70	0.11	7.55	8.16	99.39
3. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC)												
74+132(+)	12	65.92	13.82	2.47	3.23	4.72	0.03	0.51	0.72	4.85	4.46	100.76
74+134(+)	23	61.58	14.41	2.85	4.56	5.57	0.03	0.57	0.75	4.14	6.29	100.78
79EB3	34	59.76	17.24	3.63	1.18	6.26	0.03	0.67	0.14	6.02	5.13	100.08
79EB5	21	61.87	9.62	3.28	3.90	8.30	0.10	0.38	0.08	3.57	7.15	98.28
79EB7	9	65.84	11.03	2.47	4.46	6.19	0.04	0.42	0.08	3.77	6.33	100.66
79EB10	16	64.29	12.81	2.79	3.30	4.13	0.04	0.50	0.09	4.52	5.75	98.26
79EB11	4	68.68	9.57	1.81	4.18	3.59	0.03	0.38	0.08	3.32	5.75	97.41
79EB13	22	62.48	12.41	2.51	4.70	8.05	0.03	0.54	0.23	4.10	6.11	101.17
79EB19	15	66.20	15.63	2.50	0.45	4.37	0.02	0.69	0.29	5.01	3.24	98.46
79EB24	56	53.15	13.68	2.65	9.16	4.85	0.03	0.61	0.78	3.76	9.77	98.48
79EB28	48	55.10	12.58	2.61	9.82	4.89	0.04	0.58	0.66	3.57	9.77	99.65
79EB29	54	53.20	12.68	2.67	11.21	4.98	0.03	0.59	0.77	3.33	10.91	100.40

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980).

ECHANTILLONS DU LOT ARG1 (80 ECHANTILLONS)

N°	age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Faciès
1. Domaine briannonnais : aire de Champcella (symbole CH)															
	CÉ	193	202	96	58	48	46		73		10	25			grès calco-argileux
10	K	146	368	113	70	15	91	171	108	24	71	25	<		argilite siliceuse
29	CÉ	379	1206	45	65	<	61	69	71	4	90	6			argilite avec chert
2. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT)															
63	C/O	19	238	78	147	19	61	142	80	14	28	21			brèche
79	C/O	130	370	33	58	<	44	45	93	<	122	<			brèche
53	C/O	140	232	93	76	5	71	107	98	11	83	6			marne
60	C/O	103	155	55	59	<	69	53	83	10	36	6			marne à radiolaires
64	C/O	34	319	138	154	19	96	127			20			262	argilite
61	O	142	223	145	133	42	100	149			186			143	marne siliceuse (radiol.)
49	O/K	118	387	162	128	29	111	117			72			185	marne siliceuse
52	O/K	187	297	144	128	26	92	122			68			133	marne (radiolaires ?)
62	O/K	248	362	167	301	33	100	146			76			151	marne à radiolaires
45	O/K	240	272	156	128	23	102	134			72			137	argilite siliceuse
70	O/K	99	212	138	114	17	105	190			47			247	argilite siliceuse
32	O/K	71	106	130	101	29	71	84			30			116	argilite calcaire (rad.)
19	A?	177	126	96	41	34	36	58			20			94	grès
44	A?	225	159	58	61	83	38	71			20			103	grès
40	A?	59	342	142	117	45	104	141			150			172	marne
75	V?	633	1683	142	52	10	79	202	70	12	55	35	<		argilite calcaire
76	V?	780	1675	123	25	11	72	187	60	15	28	33	<		argilite calcaire
68	V	260	629	139	101	23	83	91			154			110	grès
31	Cm?	161	152	76	88	45	53	115			20			69	calcsch.nod.àradiolaires
47	Cm?	184	275	124	71	60	83	97			62			165	calcschiste siliceux
69	Cm?	165	376	129	76	35	93	128			20			274	calcschiste siliceux
67	Cm?	101	644	88	77	46	62	84			20			123	microconglomérat
5	Cm?	16	665	133	74	36	74	98			19			186	argilite sil. à radiolaires
18	Cm?	23	524	181	147	36	104	124			104			150	schiste siliceux
46	Cs	226	1924	101	82	8	85	92	136	10	115	17			marne
78	Cs	189	266	153	90	28	89	125			34			140	micrite siliceuse
58	Cs?	85	315	130	56	34	78	224			10			379	brèche à matrice sch.
3. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC)															
12	C/O	46	172	102	82	10	79	116	74	13	91	58			argilite à radiolaires
23	C/O	58	162	112	159	36	95	194	104	14	143	64			argilite à radiolaires
34	C/O	38	341	192	124	27	139	298	115	34	<	22	<		argilite à radiolaires
21	C/O	54	166	155	89	46	84	176	75	21	4	40	<		argilite à radiolaires
9	C/O	105	206	155	136	15	94	178	98	25	28	34	6		argilite à radiolaires
16	C/O	55	201	126	175	14	111	207	89	27	90	16	<		argilite à radiolaires
4	C/O	88	139	89	62	11	82	167	48	20	34	19	<		argilite à radiolaires
22	C/O	125	207	170	75	16	106	248	98	24	45	25	<		argilite à radiolaires
15	C/O	30	287	191	163	10	149	336	86	31	81	9	<		argilite à radiolaires
56	C/O	267	284	247	146	36	140	305	148	22	165	92	24		argilite à radiolaires
48	C/O	303	270	227	171	30	141	272	139	23	27	51	35		argilite à radiolaires
54	C/O	346	225	176	89	25	141	2							

ECHANTILLONS DU LOT ARG1 (80 ECHANTILLONS) (suite).

N°échantillon 1 ^{er}	N° 2 ^e	N° coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme	
4. Domaine briannonnais : aire du sillon de Briançon (symbole BR) : 3 = Fort du Randouillet ; 4 = Rocher Gaffouille ; 5 = Notre-Dame des Neiges.														
79EB165	59	5	50.21	10.44	6.99	8.33	5.73	0.04	0.41	0.29	3.65	12.98	99.61	
79EB175	8	5	67.61	9.86	3.19	3.13	6.23	0.48	0.39	0.20	3.68	4.94	99.78	
79EB181	39	5	58.10	14.32	3.25	5.59	6.09	0.05	0.56	0.33	4.46	7.15	99.95	
80EB4	71	4	47.81	15.62	3.26	6.04	9.66	0.09	0.63	0.02	7.43	8.31	98.98	
80EB128	77	3	39.74	10.86	2.45	17.95	4.36	0.08	0.52	0.04	2.69	19.88	98.65	
5. Domaine subbriannonnais (symbole SB) 1 = Galibier ; 2 = l'Argentière ; 3 = Cuchon et Tours du Cuchon ; 4 = l'Arche ; 5 = Plan Paradis ; 6 = Avarsines ; 7 = Jas Cerisier ; 8 = Clot des Hourmes.														
76PY418(.)	36	1	60.26	18.87	2.67	0.20	6.68	0.14	0.74	1.05	3.68	4.17	98.35	
77PY13(.)	2	2	72.53	13.53	2.15	0.23	5.95	0.08	0.55	0.69	2.35	2.90	100.98	
77PY15(.)	42	2	58.12	18.31	2.63	1.80	5.86	0.26	0.72	1.73	3.50	7.33	100.32	
77PY17(.)	25	2	62.99	16.05	2.68	1.08	7.48	0.03	0.59	0.88	3.31	4.02	99.15	
77PY19(.)	38	2	57.70	13.71	2.29	6.63	5.92	0.11	0.58	1.63	2.27	8.17	99.06	
77PY49(.)	27	3	63.02	17.07	2.38	0.38	8.08	0.13	0.69	0.57	2.80	4.67	99.83	
77PY54(.)	57	3	51.47	14.68	3.52	4.36	14.82	0.13	0.69	0.40	1.24	8.49	99.85	
77PY56(.)	72	3	42.26	8.60	1.91	21.63	5.41	0.23	0.34	0.46	1.23	18.62	100.78	
77PY62(.)	37	3	57.47	11.51	1.95	10.72	4.65	0.16	0.54	0.53	2.27	10.59	100.49	
C5	55	3	52.95	13.09	1.99	8.28	7.0	0.07	0.56	0.37	2.09	12.16	98.62	
C16	41	3	56.34	17.01	1.43	2.89	5.60	0.09	0.79	0.68	3.24	10.45	98.66	
C24	50	3	54.53	16.62	2.07	4.92	6.47	0.08	0.72	0.48	3.05	10.14	99.19	
76PY662(.)	66	4	45.83	9.28	1.80	17.65	4.82	0.19	0.38	0.50	1.55	16.45	98.64	
76PY674(.)	30	4	60.33	8.06	1.87	11.88	3.50	0.11	0.34	0.40	1.64	11.58	99.74	
76PY316(.)	17	6	64.59	12.85	1.95	4.28	5.91	0.04	0.51	0.28	3.19	5.75	99.38	
77PY415(.)	7	5	68.63	13.05	2.65	0.74	8.03	0.05	0.50	0.50	2.01	3.68	99.87	
77PY176(.)	74	4	41.71	10.89	1.69	21.01	3.46	0.07	0.46	0.38	2.30	18.27	100.32	
77PY179(.)	73	4	41.96	10.46	1.78	20.82	3.75	0.07	0.46	0.35	2.15	18.16	100.04	
76PY547(.)	80	7	35.92	10.46	1.58	22.78	5.12	0.23	0.43	0.33	1.76	20.41	99.13	
77PY158(.)	81	8	36.50	11.05	4.46	15.67	8.96	0.07	0.46	0.33	2.38	18.03	97.94	
6. Domaine prépiémontais (symbole PP) : Coupe de Roche des Clots														
80EB239	26		61.44	16.82	3.19	0.06	7.37	0.05	0.85	1.29	3.83	4.47	99.48	
ED1(-)	13		67.55	13.99	3.49	0.20	7.69	0.06	0.53	0.95	2.82	3.23	100.54	
ED94(-)	11		66.68	13.00	2.71	2.13	5.70	0.21	0.49	0.68	3.03	4.69	99.35	
ED170(-)	6		69.11	13.10	3.17	1.25	7.23	0.05	0.47	2.35	1.31	3.26	101.32	
ED173(-)	51		53.26	25.77	2.33	0.20	6.60	0.14	0.99	2.71	2.81	4.36	99.17	
ED179(-)	3		72.53	13.58	2.15	0.23	5.95	0.08	0.55	0.69	2.35	2.90	100.98	
ED222(-)	14		65.97	15.09	3.54	0.28	7.70	0.02	0.62	0.63	2.61	3.59	100.09	
ED226(-)	1		70.99	12.47	2.06	0.60	7.65	0.06	0.44	1.19	2.45	2.79	100.71	
ED238(-)	28		61.16	18.10	3.49	0.21	6.55	0.03	0.67	0.91	4.61	3.96	99.74	
7. Domaine piémontais (symbole PI) : Coupe de La Perdrix														
80EB285	24		62.07	15.77	2.76	0.10	8.23	0.16	0.64	1.15	5.72	3.09	99.75	
80EB334	43		55.78	20.40	3.04	0.97	6.53	0.08	0.83	0.69	4.43	5.73	98.58	
80EB350	33		58.58	14.00	3.06	1.95	11.33	0.18	0.55	0.23	2.11	7.06	99.18	
80EB352	35		60.45	18.69	2.90	0.02	6.70	0.04	0.76	0.75	4.31	4.70	99.33	

(.) Echantillons repris de la thèse de M. P.Y. CHENET (1978).

(-) Echantillonnés par E. DELOULE.

ECHANTILLONS DU LOT ARG1 (80 ECHANTILLONS) (suite)

N°	age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Facies
4. Domaine briannonnais : aire du sillon de Briançon (symbole BR)															
59	C/O	156	309	179	188	26	119	172	109	26	30	49	52		microbrèche
8	C/O	64	943	101	72	23	120	113	141	23	39	32	11		microbrèche à matr.hémat.
39	C/O	236	315	172	82	17	138	158	106	25	332	32			microbrèche à matr.hémat.
71	K/T	32	112	56	100	41	15	93			20			263	marne ?
77	Cm?	326	214	131	115	47	89	109			30			105	marne
5. Domaine subbriannonnais (symbole SB)															
36	O	65	328	182	86	10	139	214	85	36	60	8	<		marne à radiolaires
2	O	72	315	127	78	15	99	186	73	29	90	20	<		argilite
42	O	97	439	185	83	13	141	222	113	30	86	23	<		argilite siliceuse
25	O	75	300	177	74	16	117	215	100	29	18	14	<		argilite à radiolaires
38	O	188	294	157	107	18	106	163	111	27	84	20	<		argilite calco-siliceuse
27	O	84	245	174	110	21	131	197	144	30	86	35	<		argilite siliceuse ?
57	O	123	193	157	109	13	119	80	142	26	112	20	<		argilite siliceuse ?
72	O	265	627	93	64	24	65	71	94	12	43	37	<		argilite calcaire
37	O	384	816	158	89	21	107	199	113	23	118	58	9		marne siliceuse ?
55	O	93	208	164	124	48	92	87			27			86	argilite calcaire
41	O	79	276	203	83	18	121	153			93			158	argilite siliceuse ?
50	O/K	85	373	229	91	26	120	131			70			154	argilite siliceuse
66	O	273	1544	123	76	25	76	142	38	11	32	48	<		marne à radiolaires
30	O	123	157	125	72	29	66	123	81	18	30	50	24		brèche ?
17	O	101	220	110	56	13	100	223	82	25	27	13	<		marne à radiolaires
7	K/T	65	246	116	100	39	103	117	109	25	56	15	<		argilite siliceuse
74	As	376	251	73	37	<	69	179	55	12	20	26	<		marne
73	As	430	343	90	59	<	69	206	33	12	19	36	<		marne à radiolaires
80	A/Cé	643	285	71	62	18	64	199	92	11	48	33	<		marne
81	A/Cé	259	211	199	54	25	75	117	142	15	42	28	10		argilite
6. Domaine prépiémontais (symbole PP) : Coupe de Roche des Clots															
26	O?	23	370	166	67	34	103	144			16			74	chloritoschiste
13	O?	14	329	127	58	22	101	140	124	28	54	17	<		sch.sil.(fond durci)
11	Cm?	54	345	165	62	39	105	174	106	28	99	36	<		schiste siliceux
6	Cm?	194	247	117	64	40	89	58	140	23	48	64	<		schiste siliceux
51	Cm?	137	420	221	91	32	219	380	108	42	117	11	<		schiste
3	Cm?	48	410	178	103	36	160	136	110	27	58	80	<		schiste siliceux
14	Cm?	53	504	198	81	35	167	217	121	29	57	29	<		schiste siliceux
1	O?	392	310	209	71	33	176	100	114	29	166	63	<		schiste siliceux
28	O?	74	614	211	71	40	134	258	112	37	122	33	<		schiste siliceux
7. Domaine piémontais (symbole PI) : Coupe de La Perdrix															
24	O?	21	336	113	195	45	110	33			20			302	argilite (radiolaires ?)
43	Cm?	47	486	234	171	49	170	204			150			253	argilite siliceuse
33	A/Cé?	30	381	169	128	64	144	79			28			118	argilite siliceuse
35	A/Cé?	26	423	199	179	44	159	147			49			216	argilite siliceuse

ECHANTILLONS DU LOT CALCAIRE (63 ECHANTILLONS)

N° échantillon	N° Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
1. Domaine briannonnais : aire de Champcella (symbole CH) : 1 = Tête du Grand Pré ; 2 = Pont du Villars ; 3 = Soureliou ; 4 = Aiguillas												
74/481(+)	2	37.25	0.76	0.69	32.45	0.48	0.04	0.05	0.01	0.07	26.64	98.44
79EB414	1	28.42	5.55	1.54	32.06	5.27	0.15	0.23	0.74	0.63	25.89	100.48
79EB425	1	14.28	2.25	0.83	44.67	1.41	0.24	0.09	0.64	0.16	35.72	100.29
79EB536	1	10.32	2.14	0.78	47.61	0.96	0.24	0.10	0.38	0.41	37.26	100.20
73/343(+)	3	24.43	0.58	0.31	40.15	0.69	0.09	0.09	0.01	0.10	32.55	99.0
76/20(+)	4	29.77	6.11	0.89	31.03	2.18	0.11	0.30	0.07	1.69	26.21	98.36
73/360(+)	3	20.13	3.58	0.54	38.13	1.21	0.13	0.21	0.73	0.68	32.81	98.15
2. Domaine briannonnais : aire du Galibier (symbole GA) : 4 = Clot des Vaches ; 5 = Coupe des Brèches												
73+375(+)	4	16.70	7.20	16.10	21.70	3.20	0.06	0.44	0.21	1.78	33.29	100.68
74LD196(+)	5	9.57	3.14	15.18	27.51	5.34	0.09	0.12	0.16	0.40	37.12	98.63
73/408(+)	4	20.41	5.12	0.81	37.84	2.63	0.06	0.29	0.27	1.12	30.91	99.46
73/410(+)	4	27.44	6.86	0.96	31.97	2.07	0.14	0.36	1.06	1.09	25.97	97.92
3. Domaine briannonnais : aire du Grand Bois (symbole GB) : 1 = Rocher Blanc ; 4 = Grand Bois												
69/304(+)	1	12.50	2.94	1.30	44.10	1.25	0.11	0.15	0.30	0.80		
64/52(+)	4				49.0	1.00	0.09					
69/305(+)	1	7.95	1.52	0.80	48.80	0.50	0.08	0.09	0.30	0.30		
4. Domaine briannonnais : aire de l'Olive, coupe de Pignée (symbole OLI)												
71/083(+)		2.40	1.0	1.40	50.45	2.55	0.04	0.08	0.15	0.30		
5. Domaine briannonnais : aire de Peyre-Haute (symbole PH) : 3 = Eygliers ; 4 = Saint Crépin ; 5 = Colonel Bonnet ; 6 = Balart ; 7 = Béal Traversier ; 8 = Clot la Cime ; 9 = Rocher Roux.												
77/33(+)	8	12.16	2.39	0.64	44.76	1.99	0.07	0.14	0.01	0.53	36.09	98.78
72/83(+)	5	13.83	3.01	0.48	42.56	1.80	0.03	0.20	0.01	1.04	35.96	98.92
68/162(+)	4	21.18	4.22	0.65	37.71	1.75	0.04	0.27	0.01	1.61	31.86	99.30
68/97(+)	3	12.84	2.35	0.35	45.06	0.45	0.05	0.18	0.48	0.60	37.27	99.63
74/457(+)	6	19.98	1.67	0.44	40.83	0.57	0.04	0.13	0.26	0.24	34.47	98.63
74/600(+)	7	14.07	3.37	0.52	42.89	1.64	0.09	0.22	0.04	0.76	35.17	98.77
75/128(+)	9	18.09	3.93	0.58	41.59	1.55	0.05	0.26	0.93	0.61	32.94	100.53
6. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT) : 1 = Queyrellin ; 2 = Grande Manche ; 4 = Grand Aréa ; 3 = Tête Noire et Rochers de Privé												
79EB71	4	8.55	2.93	0.51	31.84	27.25	0.07	0.19	0.36	0.58	26.66	98.94
80EB272	4	21.42	2.52	0.83	11.58	48.49	2.56	0.20	<	0.77	10.46	98.83
80EB356	2	13.07	4.57	9.92	30.78	1.48	0.55	0.19	0.03	1.0	36.80	98.39
80EB275	4	13.94	3.06	0.56	43.76	0.84	0.06	0.21	0.25	0.56	36.28	99.52
80EB390	4	11.54	1.65	0.22	46.46	0.35	0.11	0.15	0.47	0.17	37.26	98.38
74+654(+)	1	25.56	2.86	2.37	36.41	2.57	0.11	0.09	0.09	0.19	28.80	99.05
79EB92	1	38.07	3.37	1.09	31.0	1.70	0.08	0.18	0.27	0.74	24.40	100.90
79EB279	1	32.63	9.90	2.54	26.64	3.60	0.07	0.41	0.92	1.98	21.93	100.62
80EB150	3	10.08	2.06	0.45	45.69	1.37	0.11	0.11	<	0.74	38.36	98.97
79EB355	3	27.94	8.86	3.18	26.98	2.38	0.11	0.34	0.03	3.31	25.47	99.60
80EB160	3	27.99	5.42	1.55	29.87	2.21	0.15	0.22	0.13	1.14	28.0	96.68
80EB214bis	1	24.63	5.28	1.03	34.11	1.63	0.12	0.21	0.03	2.13	29.33	98.50
80EB211	1	16.80	4.44	1.01	39.50	1.53	0.11	0.23	0.04	1.73	33.45	98.84
74/447(+)	3	30.94	8.47	1.74	26.54	2.62	0.29	0.44	0.99	2.08	24.03	98.14
74+404(+)	3	32.90	1.96	2.26	30.27	4.82	0.08	0.10	0.21	0.53	25.92	99.05
79EB513	3	21.10	4.85	0.91	39.03	1.49	0.08	0.19	0.96	0.79	31.14	100.80
79EB515	3	19.72	2.59	0.74	42.23	1.12	0.13	0.09	0.21	0.74	32.52	100.09
80EB391	4	13.62	1.47	0.24	45.79	0.43	0.09	0.13	0.41	0.19	37.12	99.49
80EB227	4	12.47	3.49	0.84	42.78	0.99	0.11	0.24	0.07	0.94	36.58	98.51

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980).

ECHANTILLONS DU LOT CALCAIRE (63 ECHANTILLONS)

N° échant.	Age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Fe	Rb	Faciès
1. Domaine briannonnais : aire de Champcella (symbole CH)															
74/481(+)	C/O	179	41	35	27	32	34		55		5	16			micrite et chert
79EB414	O	465	81	22	39	<	48	22	43	<	16	8	<		micrite argileuse
79EB425	O/K	364	33	<	20	7	<	<	6	<	18	4	<		micrite à radiolaires
79EB536	O/K	468	112	36	24	6	21	35	6	<	6	30	<		biomicrite
73/343(+)	Ci	878	109	66	46	33	48		48		5	5			micrite à chert
76/20(+)	V	796	475	82	60	27	58		38		10	14			micrite chertifiée
73/360(+)	Cs	1104	398	83	48	26	63		55		5	10			calcschiste
2. Domaine briannonnais : aire du Galibier (symbole GA)															
73+375(+)	C/O?	117	169	<	14	<	32	104	17	<	13	<			(dol-?) micrite
74LD196(+)	C/K	225	35	207	72	<	25	<	20	<	77	<			micrite
73/408(+)	Cs	2252	661	97	54	32	76		75		5	15			micrite argileuse
73/410(+)	Cs	496	295	91	68	29	72		104		14	33			micrite
3. Domaine briannonnais : aire du Grand Bois (symbole GB)															
69/304(+)	T	370	267		10	<	12				16	10			calcaire noduleux
64/52(+)	Sé.i	450	130	10	21	<	<		27		8	<			micrite
69/305(+)	M	580	463	63	41	15	29		<		139	<			calcaire
4. Domaine briannonnais : aire de l'Olive, coupe de Pignée (symbole OLI)															
71/083(+)	Js?	60	81	37	32	16	22		<		20	110			?
5. Domaine briannonnais : aire de Peyre-Haute (symbole PH)															
77/33(+)	V	841	2706	69	46	17	57		81		5	30			microsparite
72/83(+)	V/T	714	259	79	53	26	63		61		5	10			micrite
68/162(+)	Sé.i	583	86	82	57	28	67		66		21	11			micrite argileuse
68/97(+)	Ca	974	196	71	44	30	62		56		21	9			biomicrite
74/457(+)	Cs	907	198	58	37	21	53		60		5	5			biomicrite
74/600(+)	Cs	694	387	80	49	23	70		70		5	9			micrite argileuse
75/128(+)	Cs	961	287	78	43	26	64		104		5	20			micrite argileuse
6. Domaine briannonnais : aire de Queyrellin-Tête Noire (symbole QT)															
79EB71	K	341	139	171	102	24	57	42			150				38 fond durci à hématite
80EB272	K	251	286	434	243	150	65	50			19				45 biomicrite à hématite
80EB356	Js?	412	129	63	34	20	53	34			5				70 brèche
80EB275	B	511	531	112	91	37	92	22			5				44 biomicrite
80EB390	Ci	616	180	99	118	67	88	10			5				28 micrite
74+654(+)	V?	117	29	<	28	<	<	<	51	<	40	<			brèche
79EB92	V?	464	405	8	25	<	16	49	<	<	27	<	<		biomicrite argileuse
79EB279	V?	454	645	59	61	5	63	137	39	8	26	15	<		micrite argileuse
80EB150	Cm?	496	61	94	35	20	84	10			5				69 chert et sparite
79EB355	Cm?	707	237	97	33	15	80	72			5				133 marne
80EB160	Cm?	647	134	83	48	30	66	46			109				61 calcaire argileux
80EB214bis	Sé	466	116	52	25	30	55	56			5				93 brèche
80EB211	Ca/M	707	123	76	25	5	69	29			5				81 galet calcaire
74/447(+)	Cs	475	1445	92	59	23	73		100		17	15			micrite argileuse
74+404(+)	Cs	157	31	<	<	<	<	<	12	<	67	<			grès à hématite
79EB513	Cs?	694	226	18	69	<	35	69	<	<	11	13	<		micrite argileuse
79EB515	Cs?	1209	188	40	26	9	48	33	5	8	19	33	8		micrite
80EB391	Cs?	787	1141	83	83	39	74	10			5				33 micrite
80EB227	Cs	413	105	71	31	34	61	37			150				76 biomicrite

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980).

ECHANTILLONS DU LOT CALCAIRE (63 ECHANTILLONS) (suite)

N° échantillon	N° Coupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
7. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC) : 3 = Côte de Corbières ; 4 = Houdourens ; 5 = Aujards.												
74+138(+)	3	12.95	3.81	0.84	41.74	1.18	0.18	0.14	0.02	0.02	36.02	96.90
75CG19(+)	5	29.49	1.68	0.55	34.82	1.40	0.19	0.05	0.02	0.11	29.21	97.52
74/677(+)	4	6.42	1.31	0.77	46.73	5.07	0.14	0.12	0.01	0.20	38.10	98.87
8. Domaine briannonnais : aire du Sillon de Briannon (symbole BR) : 3 = Fort du Randouillet ; 5 = Notre-Dame des Neiges ; 6 = Château d'Anjou.												
79EB188bis	5	6.67	1.02	18.66	29.05	0.52	0.11	0.04	0.13	0.21	42.83	99.24
80EB134	3	24.54	5.90	1.50	32.96	2.97	0.12	0.21	0.20	1.35	28.95	98.64
79EB613	5	8.24	2.06	0.52	48.54	0.65	0.07	0.11	0.30	0.37	38.92	99.78
80EB276	6	3.41	0.95	0.36	51.55	0.46	1.08	0.05	0.09	0.11	40.96	99.02
9. Domaine briannonnais : aire de Souliers (symbole SOU)												
75/572(+)		35.92	1.11	0.72	30.79	2.85	0.18	0.16	0.17	0.14	25.83	97.87
10. Domaine briannonnais : aire de Beaudouis (symbole BEA)												
79EB575		15.70	4.79	0.66	40.58	1.87	0.09	0.24	0.24	0.60	34.09	98.86
79EB568		11.07	3.17	0.49	45.66	1.01	0.08	0.16	0.63	0.44	36.65	99.36
79EB555		6.88	3.87	0.54	48.18	1.62	0.12	0.20	0.04	0.36	38.68	100.49
11. Domaine subbriannonnais (symbole SB) : 2 = l'Argentière ; 8 = Clot les Hourmes												
77PY159(.)	8	33.31	9.54	3.07	17.25	16.39	0.18	0.39	0.13	1.01	16.35	97.48
77PY32(.)	2	27.52	3.66	0.85	35.36	1.35	0.04	0.20	0.51	0.76	29.40	99.65
12. Domaine prépiémontais (symbole PP) : Coupe de Roche des Clots												
ED7(-)		32.59	1.32	3.12	31.10	1.49	0.07	0.06	0.56	0.11	28.14	98.56
ED52(-)		38.16	1.05	6.14	26.77	0.65	0.05	0.04	0.24	0.25	27.65	100.97
ED78(-)		32.01	7.19	7.11	23.07	2.46	0.07	0.30	0.30	1.83	25.69	100.03
ED89(-)		10.12	1.24	0.72	48.22	0.74	0.08	0.05	0.29	0.15	38.26	99.87
ED91(-)		31.25	3.75	1.25	33.68	2.15	0.10	0.16	0.29	0.66	27.02	100.31
ED95(-)		21.14	1.48	0.46	41.45	0.81	0.03	0.07	0.30	0.28	33.05	99.07
ED96(-)		35.14	3.68	0.70	32.69	1.62	0.09	0.15	0.49	0.65	25.57	100.78
ED100(-)		34.19	1.23	1.95	34.03	0.47		0.06	0.26	0.27	28.10	100.56
13. Domaine piémontais (symbole PI) : Coupe de La Perdrix												
80EB297		8.37	1.18	0.11	49.65	0.20	0.18	0.07	0.34	0.07	39.49	99.66

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980)

(.) Echantillons repris de la thèse de P.Y. CHENET (1978)

(-) Echantillonnés par E. DELOULE.

ECHANTILLONS DU LOT CALCAIRE (63 ECHANTILLONS) (suite)

N° échant.	Age	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn	Rb	Faciès
7. Domaine briannonnais : aire de Roche Charnière (symbole RC)															
74+138(+)	C/O	135	92	<	22	<	9	<	19	<	54	<			micrite
75CG19(+)	Js	518	35	<	<	<	<	<	16	<	99	<			biomicrite
74/677(+)	Cs	618	74	79	56	29	61		77		15	14			micrite
8. Domaine briannonnais : aire du Sillon de Briannon (symbole BR)															
79EB188bis	C/O	245	491	25	10	<	20	5	<	<	6	14	<		brèche
80EB134	O?	243	100	77	72	24	66	67			5		57		calcaire argileux
79EB613	O/K	554	162	73	24	5	86	10			5		32		micrite à radiolaire
80EB276	Cm?	525	143	67	40	24	64	10			11		50		fond durci
9. Domaine briannonnais : aire de Souliers (symbole SOU)															
75/572(+)	Cs	624	289	78	85	30	46		36		5	8			sparite et quartz
10. Domaine briannonnais : aire de Beaudouis (symbole BEA)															
79EB575	V	1046	515	94	35	41	69	40			13				micrite argileuse
79EB568	V/Cé	1119	232	67	20	5	71	26			5				micrite argileuse
79EB555	Cs	1003	410	91	30	19	71	10			5				micrite argileuse
11. Domaine subbriannonnais (symbole SB)															
77PY159(.)	A/Cé	426	1157	401	41	11	60	38	63	10	39	34			marne
77PY32(.)	A/Cé	506	442	20	18	<	26	54	16	<	27	20			marne
12. Domaine prépiémontais (symbole PP) : Coupe de Roche des Clots															
ED7(-)	?	908	8	<	14	<	5	<	<	<	8	<			
ED52(-)	?	843	32	10	14	11	22	39	<	<	<	8			
ED78(-)	?	474	196	47	20	<	36	93	23	<	60	<			
ED89(-)	?	740	9	8	<	12	<	<	<	<	<	<			
ED91(-)	?	519	50	25	30	<	46	61	9	<	9	5			
ED95(-)	?	1948	16	<	<	<	<	<	<	<	<	<			
ED96(-)	?	1663	66	35	15	<	102	92	<	4	7	12			
ED100(-)	?	1201	13	<	24	7	16	38	<	<	<	<			
13. Domaine piémontais (symbole PI) : Coupe de La Perdrix															
80EB297	K/T	448	63	74	36	18	67	10			5		71		sparite

(+) Echantillons repris de la thèse de M. BOURBON (1980)

(.) Echantillons repris de la thèse de P.Y. CHENET (1978)

(-) Echantillonnés par E. DELOULE.

1) Echantillons du site 43-386 nettoyés, par le calcul, de leur phase calcaire

N°	CaCO ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ja	Cu	Pb
I6S	21.0	72.92	4.15	1.86	5.25	4.73	0.25	0.72	1.33	2275	350	180	85	120	125	385	I4	I65	80
I7N	5.34	74.03	8.0	2.03	5.29	1.85	0.31	I.0	I.76	I065	255	230	90	I50	I40	I90	I4	225	33
I8S	8.55	90.87	I.6I	0.7	I.87	0.42	0.11	0.48	0.58	I930	I35	50	25	55	65	275	5	I15	40
I9C	41.3	79.46	2.15	I.04	4.96	0.56	0.15	0.44	0.20	285	875	560	I70	80	45	285	5	I45	65
21C	21.36	90.92	0.66	0.36	0.88	0.24	0.06	0.46	0.24	I55	I05	50	50	50	45	95		60	30
24C	22.49	90.0	I.23	0.52	I.56	0.46	0.09	0.52	0.34	225	95	85	60	95	50	70	4	55	35
25N	3.86	77.5	9.06	I.92	4.29	0.14	0.37	I.07	I.48	405	200	70	35	I05	85	60	I5	I25	45
27	58.44	65.52	4.72	I.77	6.71	2.38	0.29	I.03	0.33	490	I280	945	295	I00		690		I95	
32V	5.27	64.9I	I.74	2.26	4.75	7.86	0.38	0.92	I.36	305	65	80	75	60	95	55	25	200	80
35C	20.69	70.6I	I0.86	2.29	4.16	0.63	0.47	I.17	I.79	410	265	I005	775	95	I10	375	30	I25	25
36C	20.94	70.25	8.5I	2.24	5.69	2.7I	0.34	0.94	I.63	I90	I60	85	55	75	90	I10	I5	55	20
56N	I0.0I	72.96	I0.11	2.59	5.8I	0.09	0.40	0.88	2.07	940	90	I10	35	90	I60	55	20	95	45
63C	6I.94	73.28	5.70	I.8I	4.94	2.15	0.26	I.08	0.74	3470	I20	260	80	30		I5		I20	
64	34.54	I4.89	I.2I	5.82	24.6I	22.76	0.06	0.23	0.14	2230	240	260	25	90	I15	90		I50	5
67	39.36	68.35	8.97	2.97	6.73	I.98	0.4I	I.02	2.26	3275	505	380	95	I55	I05	265	20	I65	40
68C	40.16	57.77	I0.16	3.3I	8.19	2.27	0.45	I.05	2.42	4530	235	275	55	I10	I20	I45		I95	30
69C	37.79	61.2I	9.6	3.49	8.62	5.63	0.43	0.99	2.48	I135	360	270	70	I65	I35	210	20	I90	40
74N	I1.28	67.99	7.69	2.34	7.66	0.79	0.36	0.8I	2.3	I670	I65	95	50	I10	85	I90	I2	I35	60
77V	6.44	75.07	8.25	2.54	6.10	0.3I	0.34	0.7I	2.34	525	I90	I35	70	I10	80	260	I5	370	40
79N	5.73	75.06	8.28	2.30	4.40	0.09	0.36	0.7I	2.20			I5				25		20	
92	9.82	8.76	I.11	3.53	23.95	21.07	0.07	0.23	0.48	890	45	35		25	25	90		80	
93	4.82	32.78	4.2	4.63	27.2I	8.4I	0.25	0.44	I.54										
I00	34.63	20.19	3.82	3.35	25.85	I0.4	0.29	0.57	I.45										
I0I	26.47	24.45	9.60	8.28	26.22	I.69	I.5I	0.7I	0.69										

2) Echantillons du site 44-39I nettoyés, par le calcul, de leur phase calcaire

N°	CaCO ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ja	Cu	Pb
après l'évènement E _I :																			
I23V	4.02	60.83	I6.69	2.88	7.43	0.06	0.8I	I.96	3.13	280	I60	80	30	I30	I70	70	30	50	35
avant l'évènement E _I :																			
I30G	22.69	56.07	I7.35	3.85	7.73	0.09	0.8I	I.88	3.63	385	325	85	30	210	215	I50	25	65	30
I31V	40.54	51.06	I4.90	3.14	8.5I	0.15	0.74	I.92	2.76	345	245	I65	20	240	215	200	8	I25	
I32V	32.43	57.7I	I6.49	4.06	8.44	0.09	0.77	I.80	3.82	350	200	I00	35	I80	270	70	27	80	25
I34V	40.04	55.55	I5.64	3.35	6.99	0.10	0.75	I.90	2.67	285	410	95	I5	260	220	I50	I5	I40	I5
I35V	69.17	55.76	I3.04	3.34	6.75	0.39	0.75	I.95	I.07	360	70	65		I30	85	I15		I55	
I36V	22.56	57.52	I6.98	3.87	7.2I	0.05	0.80	I.92	3.45	315	205	90	25	I70	205	I20	25	75	25
I37V	30.9	55.85	I5.2I	3.43	7.60	0.07	0.75	2.0I	2.88	250	205	I15	26	215	220	90	I5	I25	I5
I38V	63.8	53.4	I4.74	3.56	6.35	0.19	0.69	I.93	I.27	455	390	I30		210	I40	350	I5	I95	
I39G	35.04	57.33	I6.69	3.94	7.7	0.06	0.82	2.06	2.85	430	215	90	20	I90	210	65	I5	60	6
I40V	76.67	55.67	I4.10	5.06	9.5I	0.06	0.64	I.88	I.33	240	55	I05		I30	I05	75		I45	
I41V	88.13	41.18	I2.2I	5.89	I1.7I	I.35	0.59	I.52	0.17	360	385	40		I00				I50	
I42G	23.95	64.44	I2.78	2.74	5.97	0.03	0.62	I.54	2.04	345	540	I05	25	I40	I40	275	I7	95	65
I43V	74.13	70.5I	I2.87	3.56	5.33	0.11	0.58	I.47	0.39	380	I45	60		50		85		I70	25
I44G	62.69	55.99	I0.96	4.82	7.67	0.05	0.43	I.37	I.15	275	I55	I20		90	25			45	8
I45G	58.83	63.52	I0.76	3.30	5.56	0.07	0.5I	I.46	0.9	305	75	75	10	65	65	I5		85	10
I46V	49.84	68.76	I1.36	3.17	5.22	0.04	0.54	I.6I	I.6I	305	210	70		90	I35	I90	4	I15	
I47V	83.48	70.12	I1.02	4.24	8.54	0.18	0.48	I.39	0.42	495	430	I20		I30	210	90		I25	
I48G	22.37	60.23	I6.5I	4.13	7.2I	0.05	0.79	I.56	3.49	275	I65	I20	40	I65	200	I15	20	60	40
I49V	29.49	55.65	I7.09	4.58	8.18	0.06	0.74	I.45	3.70	235	205	I45	45	225	240	I50	20	70	30
I50V	40.86	56.42	I5.88	4.50	7.15	0.07	0.80	I.7I	3.11	275	I60	85	20	I70	I75	85	20	I00	I0
I51V	90.77	55.89	I3.43	8.99	I3.11	0.32	0.87	I.4I	0.76	450	20	215	30	I50				45	
I52G	62.28	57.13	I5.46	4.80	6.68	I.06	0.85	I.78	I.54	400	80	90		I22	55			95	I3
I53G	56.39	55.83	I4.84	5.0	7.31	0.09	0.80	I.90	2.06	340	55	I05		I40	I05	50		60	I0
I54G	30.52	58.93	I6.8I	4.59	7.33	0.06	0.76	2.03	3.2I	460	I60	85	6	I50	I20	70	20	70	30

Données
thermochimiques

DIAGRAMMES (Eh,pH)

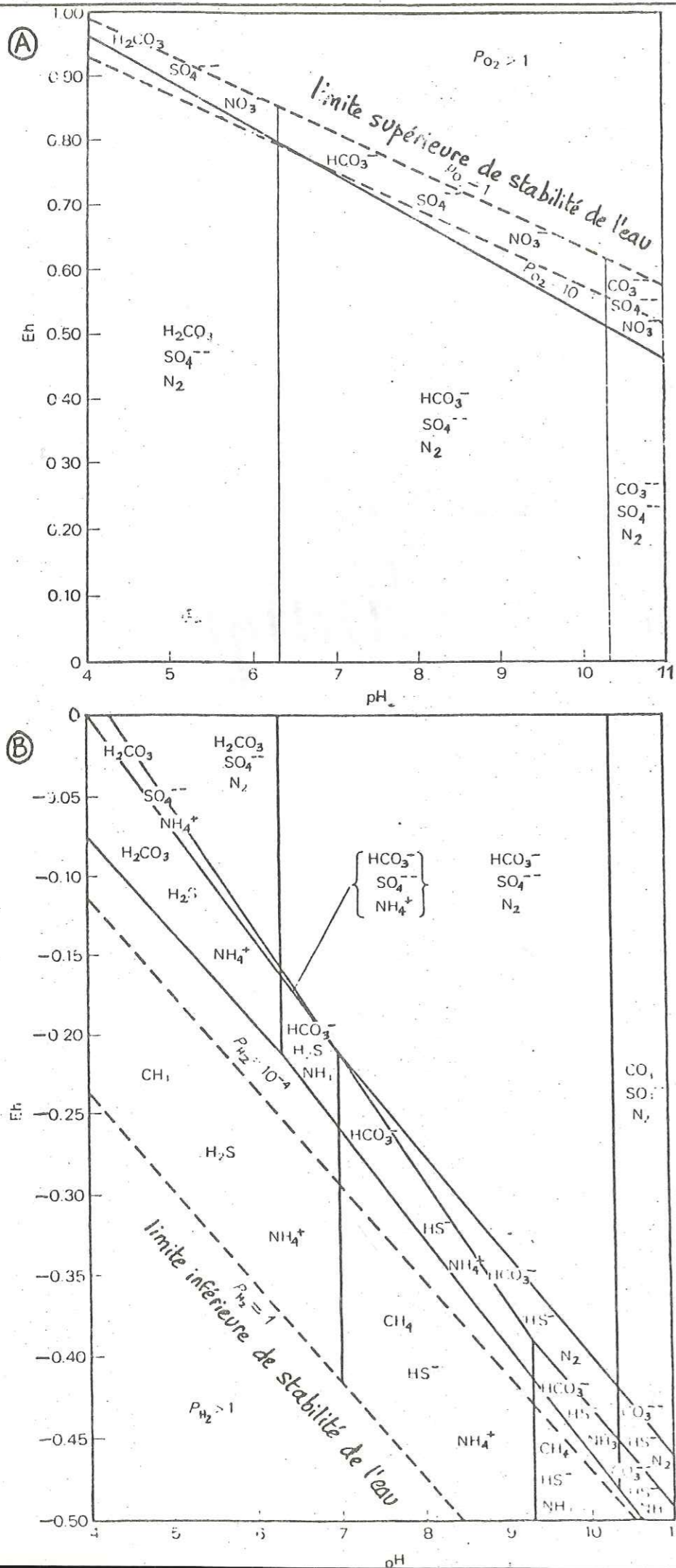


Fig. I. Diagramme Eh, pH où figurent les domaines de stabilité des principales espèces ioniques du système C-N-S-H-O.

T = 25° C, P totale = 1 atm., P_{N2} = 0,8 atm. (BERNER, 1971).

A : Eh > 0 - B : Eh < 0.

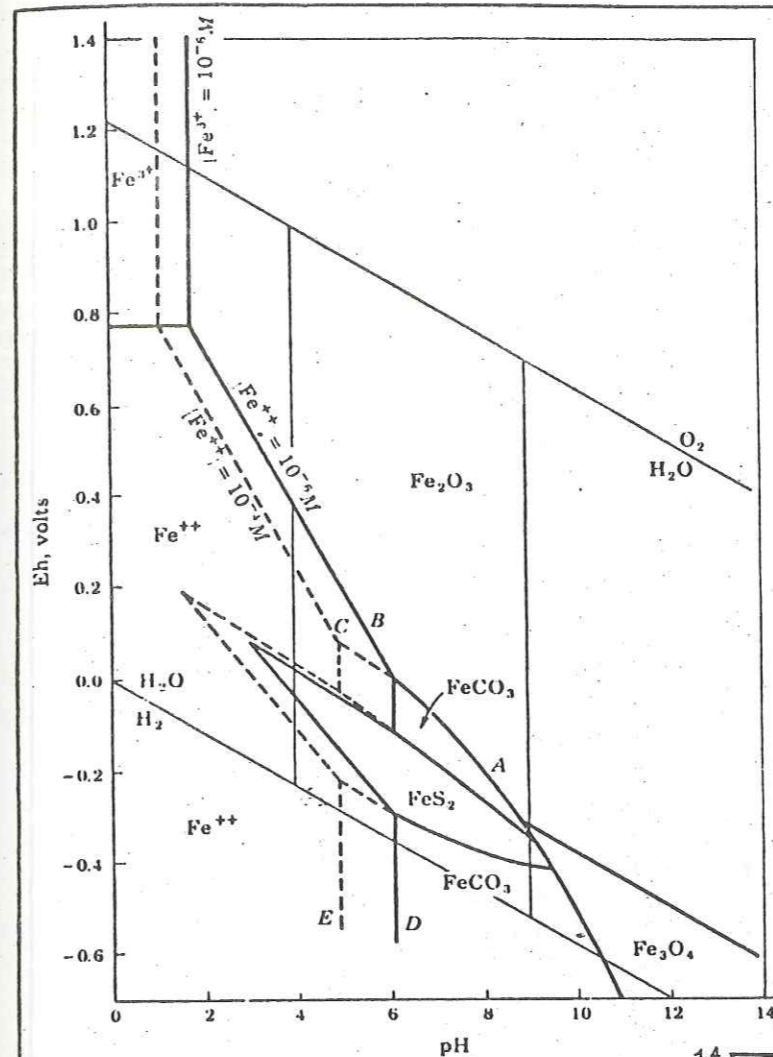
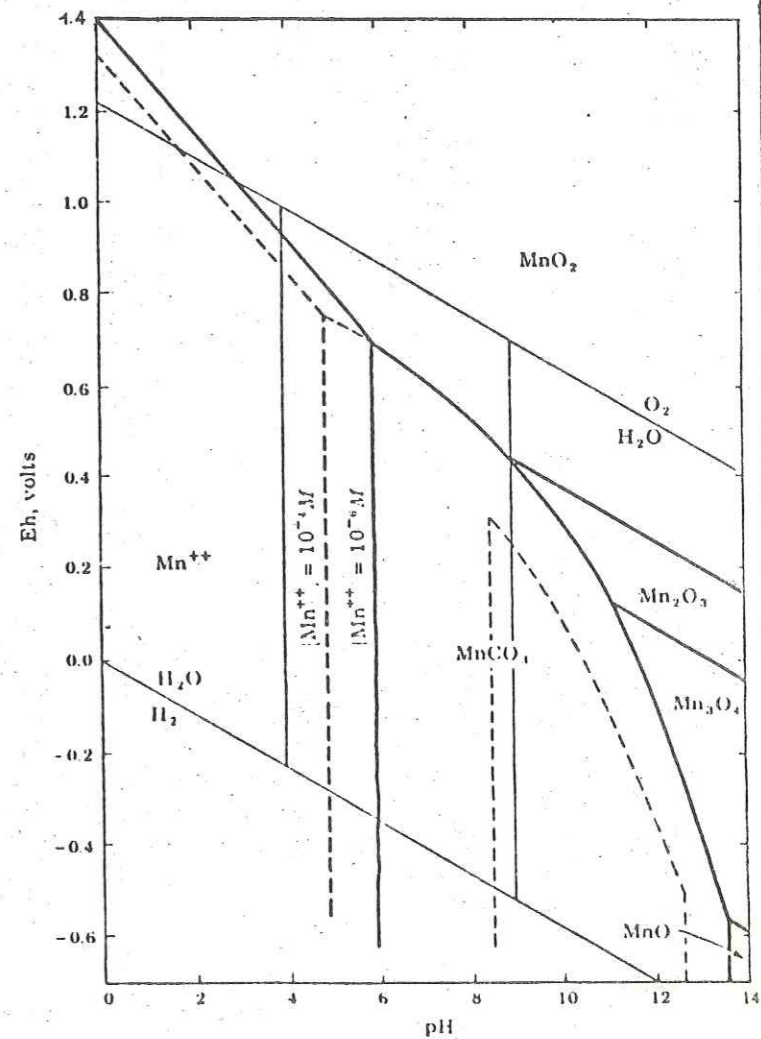


Fig. II. Diagramme Eh, pH où sont représentés les domaines de stabilité des espèces minérales ferrifères les plus communes. La somme des activités pour CO₂ dissous est prise égale à 1, pour S dissous à 10⁻⁶. Les limites du domaine solide sont tracées pour une activité du fer dissous de 10⁻⁶, et de 10⁻⁴ (pointillés). (KRAUSKOPF, 1967).

Fig. III. Diagramme Eh, pH pour les espèces minérales du manganèse. Mêmes conditions que celles de la fig. II.



(KRAUSKOPF, 1967).

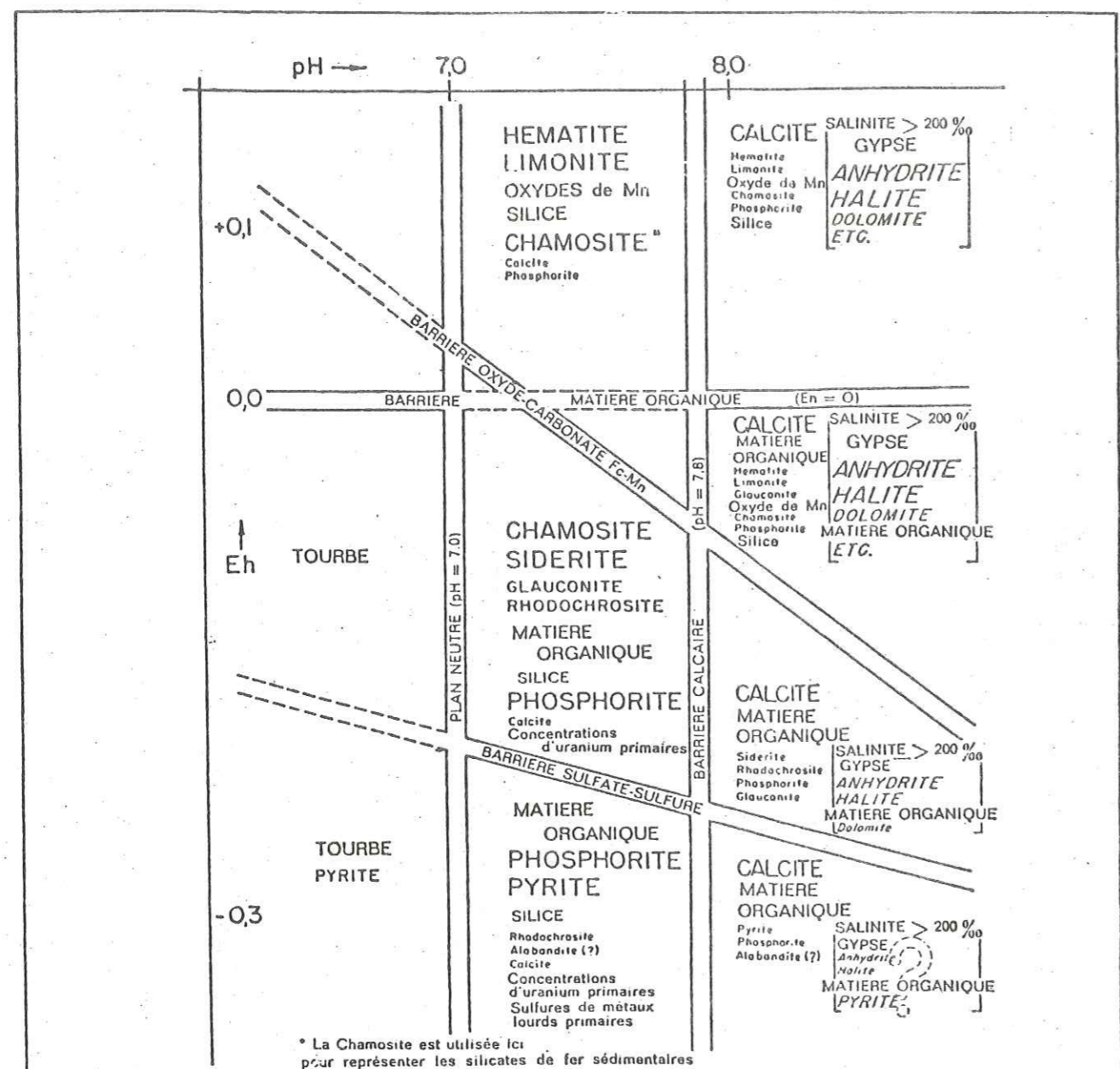


Fig. IV

Diagramme (Eh, pH) où figurent, dans leurs domaines de stabilité, les associations de minéraux diagénétiques les plus communément rencontrées. Les assemblages entre crochets, à droite, concernent les milieux hypersalins. (GARRELS & CHRIST, 1965).

Annexe 3

Coupes lithostratigraphiques et analyses micrographiques (Alpes)

AVERTISSEMENT

Ce volume étant déjà très épais, il ne nous est pas matériellement possible d'y faire figurer l'ensemble des coupes réalisées sur le terrain. La plupart des coupes sont étudiées, dans leur totalité (Jurassique supérieur et Crétacé), dans les thèses de M. BOURBON et de P.-Y. CHENET. Le lecteur voudra bien s'y reporter. Nous avons choisi de consigner ici quelques exemples de coupes partielles, à une échelle plus détaillée.

LEGENDE :

1. Lithologie

- Dolomies
- Calcaires
- Calcaires noduleux
- Brèches (éléments plus ou moins anguleux)
- Grès, quartzites
- Pélites, siltstones
- Argilites, claystones
- Calcaires argileux
- Cherts
- Radiolarites

2. Faune

- * Echinodermes
- Gastéropodes
- Ostracodes
- Spicules de spongiaires
- Nubéculaires
- Bélemnites
- Ammonites
- Aptychus
- Foraminifères benthiques

3. Figures sédimentaires

- Laminations
- Granuloclasement
- Déformations dues à un glissement
- Bioturbations
- Encroûtement
- Galet encroûté
- Perforations
- Galet perforé
- Galet ébauché

4. Minéraux

- Ch Chlorites
- Q Quartz
- M Micas
- F Feldspaths
- T Tourmaline

5. Age des clastes

- C Crétacé
- J_s Jurassique supérieur
- J_m Jurassique moyen
- T Trias
- P Cristallophyllien

6. Diagenèse

- C Calcite en rhomboédres
- Cs Rhomboédres silicifiés
- S Silicification, chertification
- D Dolomite
- P Pyrite
- H Hématite
- PH Pyrite hématisée
- JULP Stylolites
- X Nodularisation

7. Couleur

- Ba Blanc
- Be Bleuté
- R_g Rouge
- R_s Rose
- N Noir
- G Gris
- J Jaune
- V_e Vert
- M Marron
- V_i Violet
- O Orange
- (p) Patine
- (é) Élément

Minéraux sédimentaires et diagenèse : en petite lettre si peu abondant.

% débris organiques, % radiolaires, % foraminifères pélagiques : échelle logarithmique : traces (quelques %), rares (~1 %), communs (quelques %), abondants (quelques 10 %), très abondants (> 50 %).

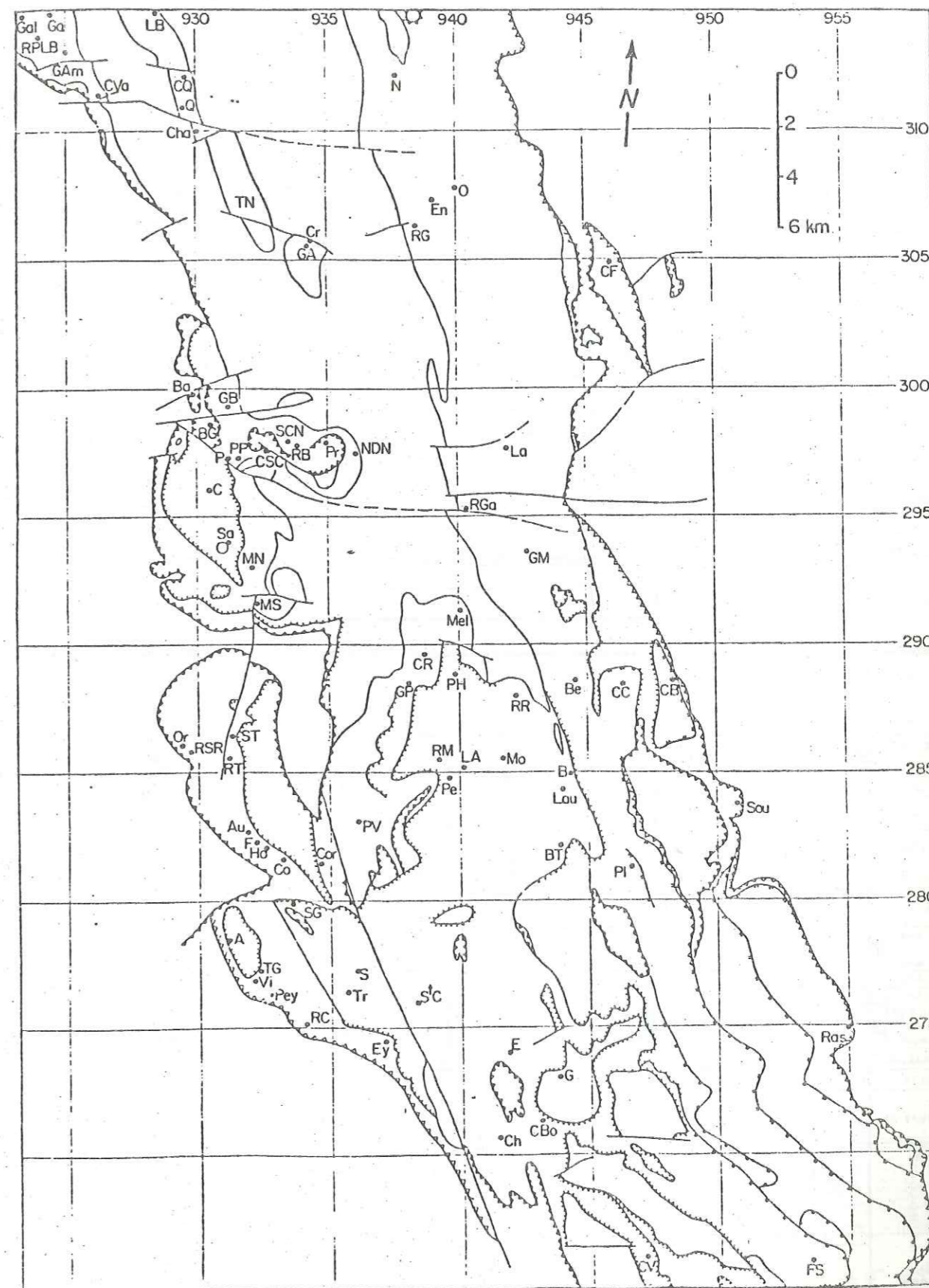
% silice des radiolaires : échelle des valeurs : très faible (< 10 %), faible (~25 %), moyen (~50 %), abondant (~75 %), très abondant (≥ 90 %).

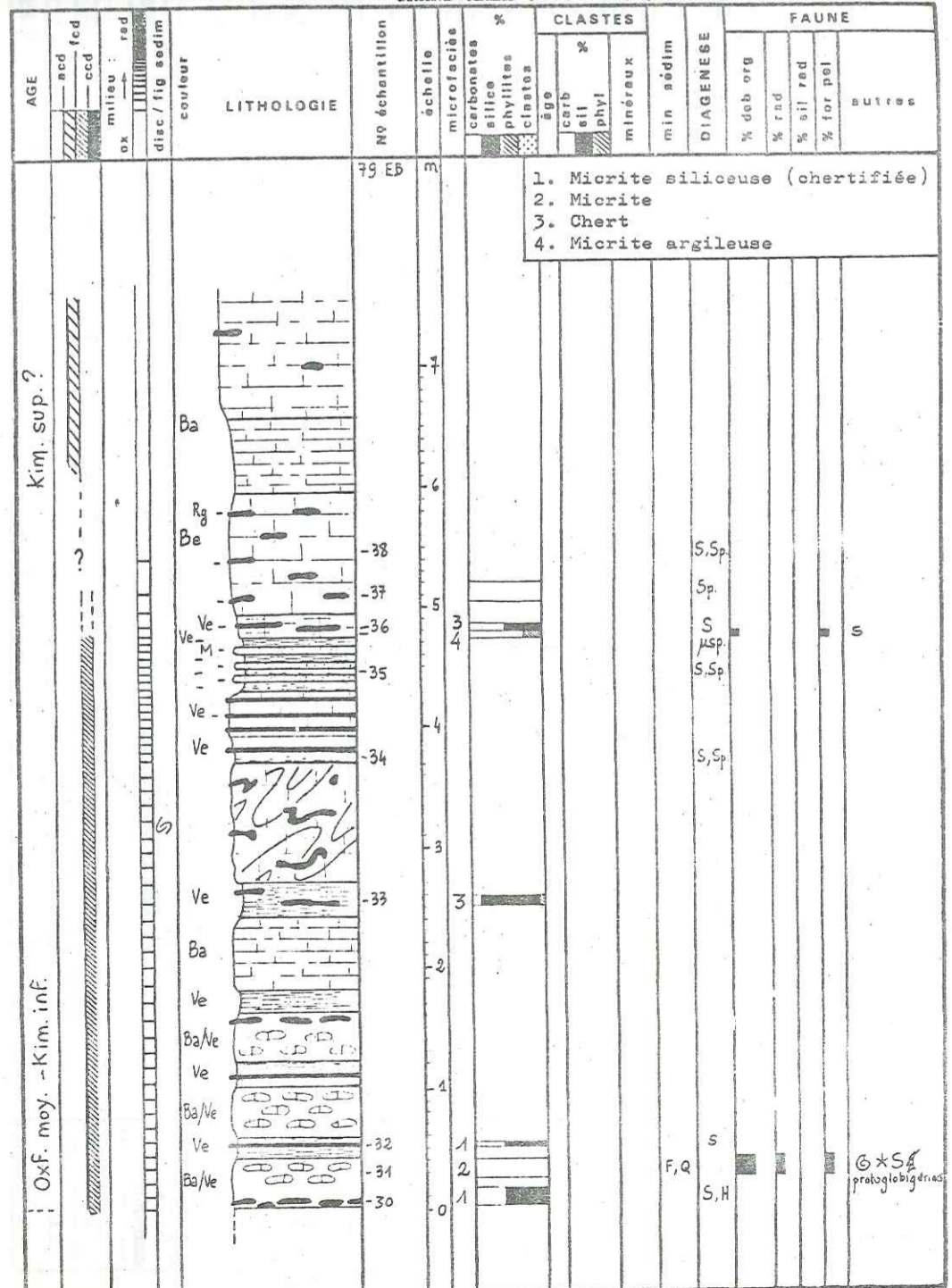
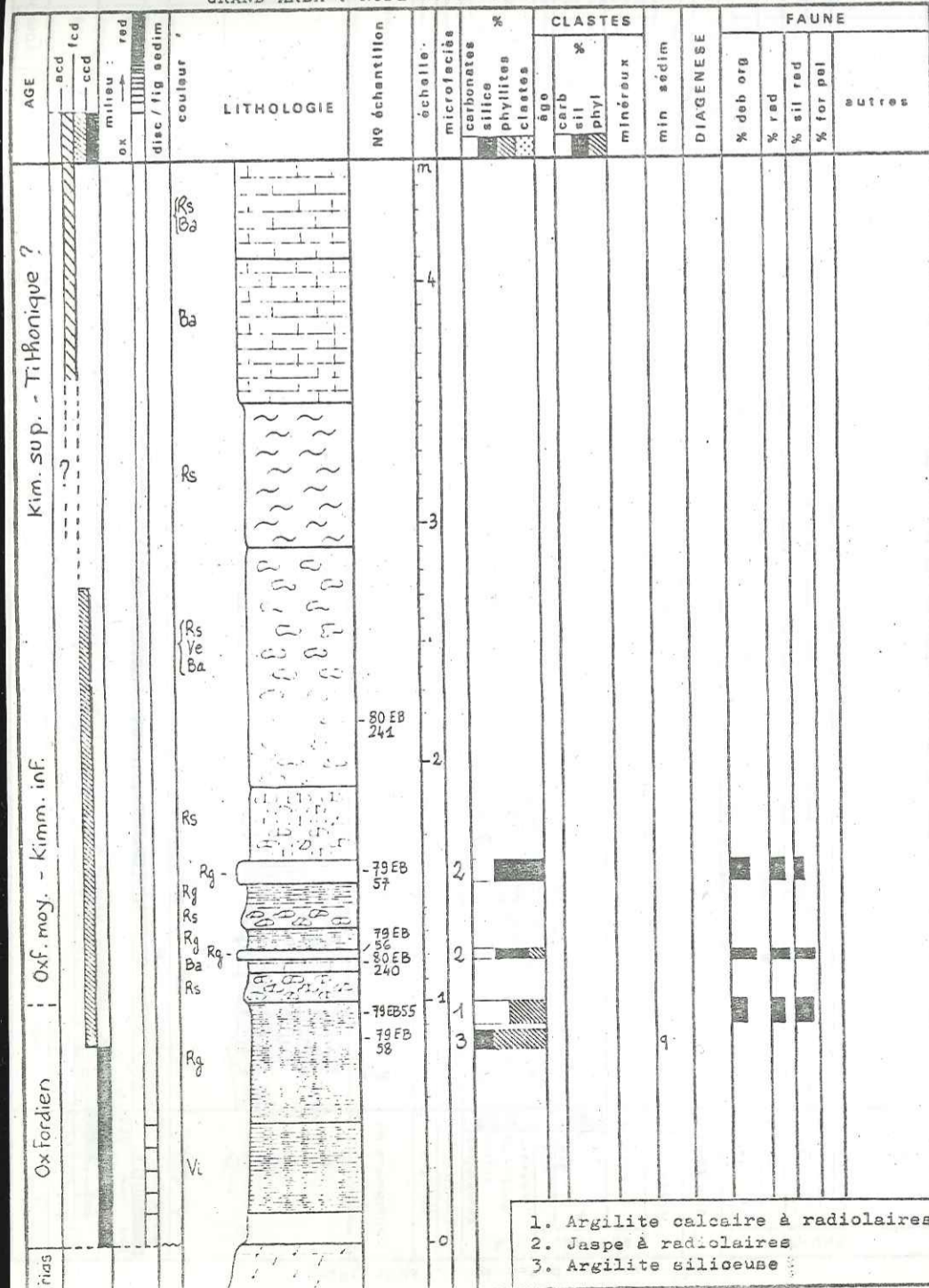
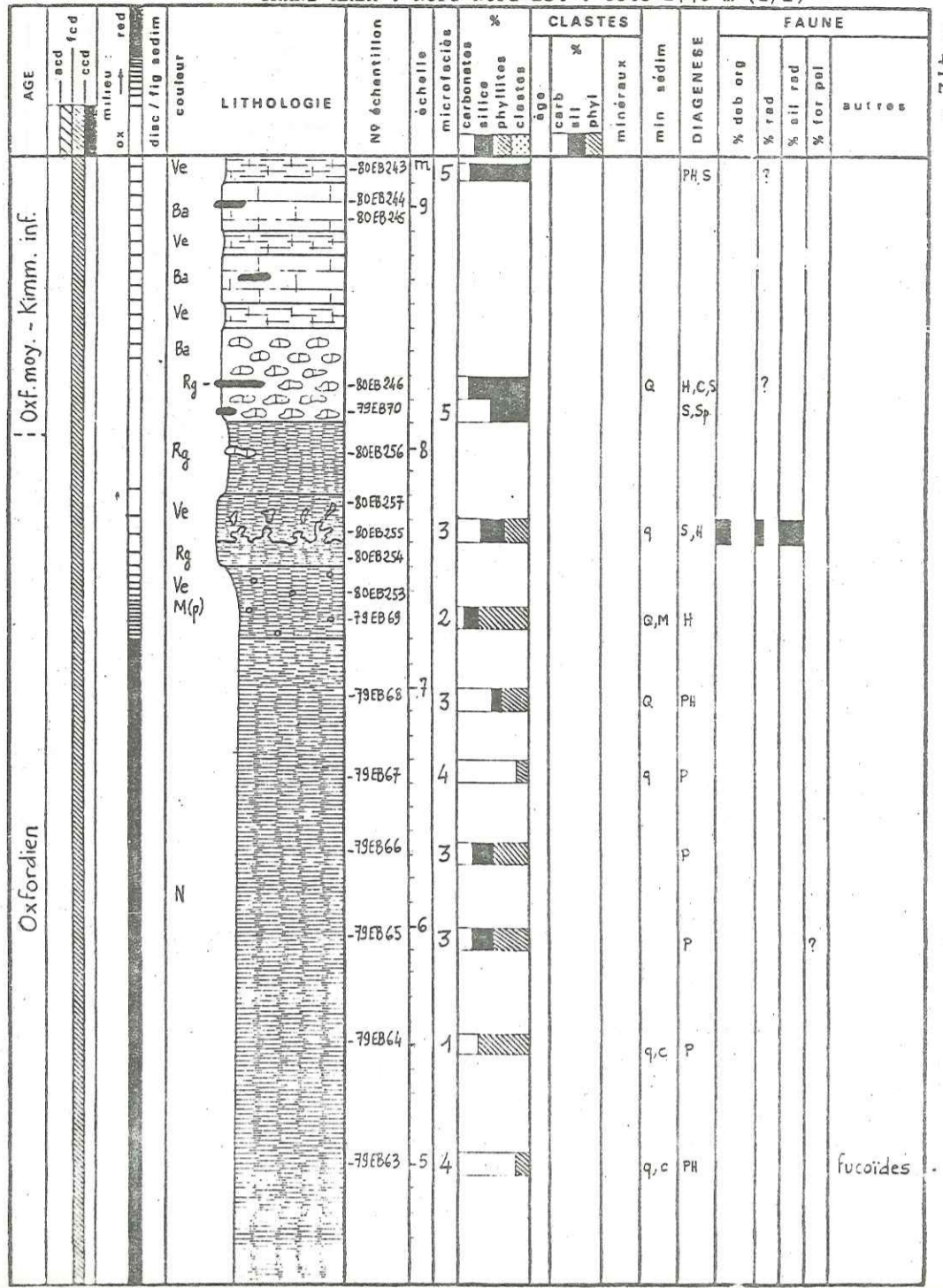
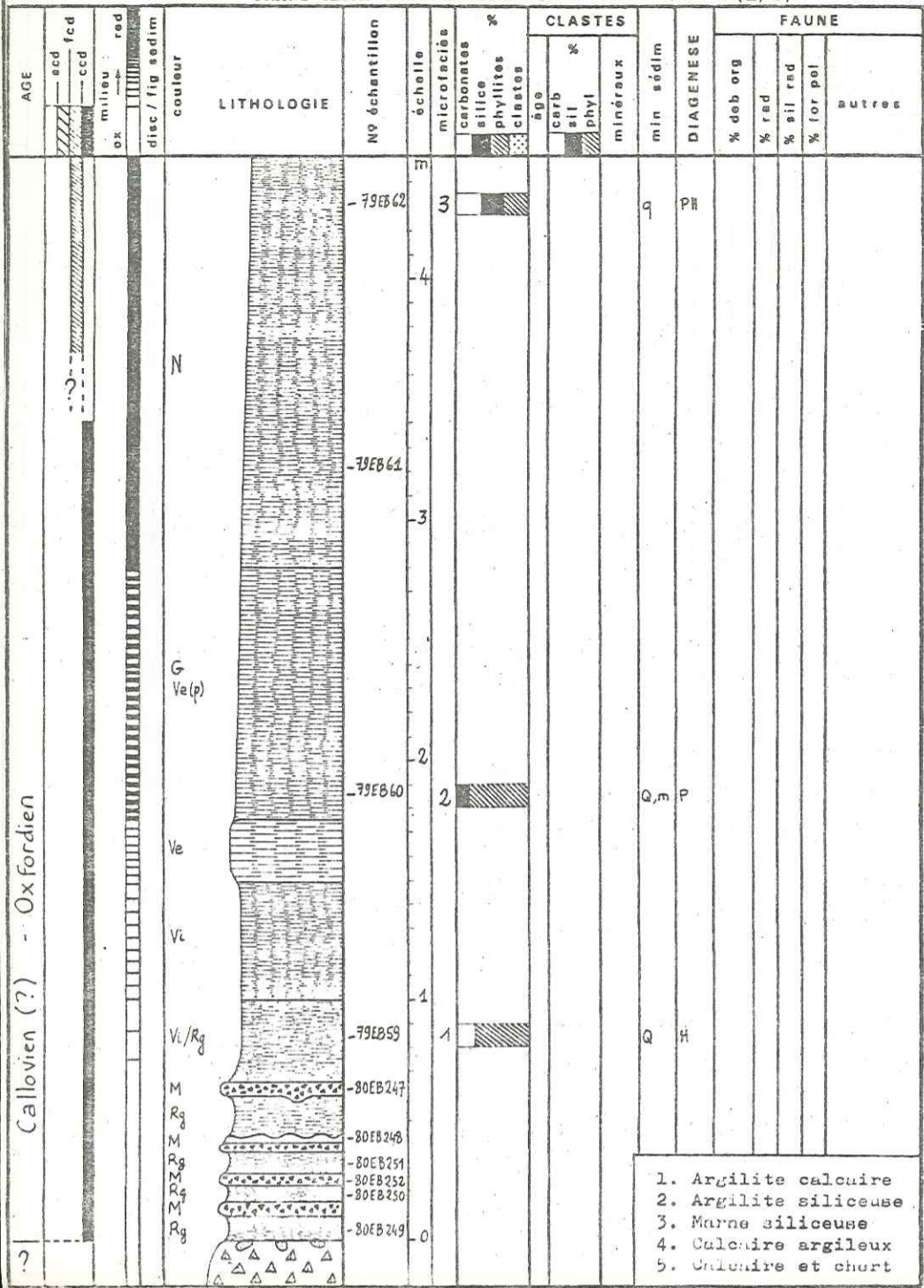
COUPES	Nombre de cadres (2 cadres par page)
Tête du Grand Pré	2
Côte de Corbières	1
Grand Aréa	
Nord-Nord-Ouest (3 coupes)	1
Nord	1
Nord (Cristol)	1
Sommet	2
Nord-Nord-Est (2740 m)	2
Nord-Nord-Est (2700 m)	1
Cote 2785 m	1
Sud-Est sommet	2
Col de la Crête du Diable	1
Couloir du Queyrellin	1
Notre Dame des Neiges	
Chapelle	4
Nord (détail 1)	1
Nord (détail 2)	1
Rocher Gaffouille	2

Une liste des coupes alpines est fournie entre les pages 407 et 408. Elle est reprise de M. BOURBON (1980).

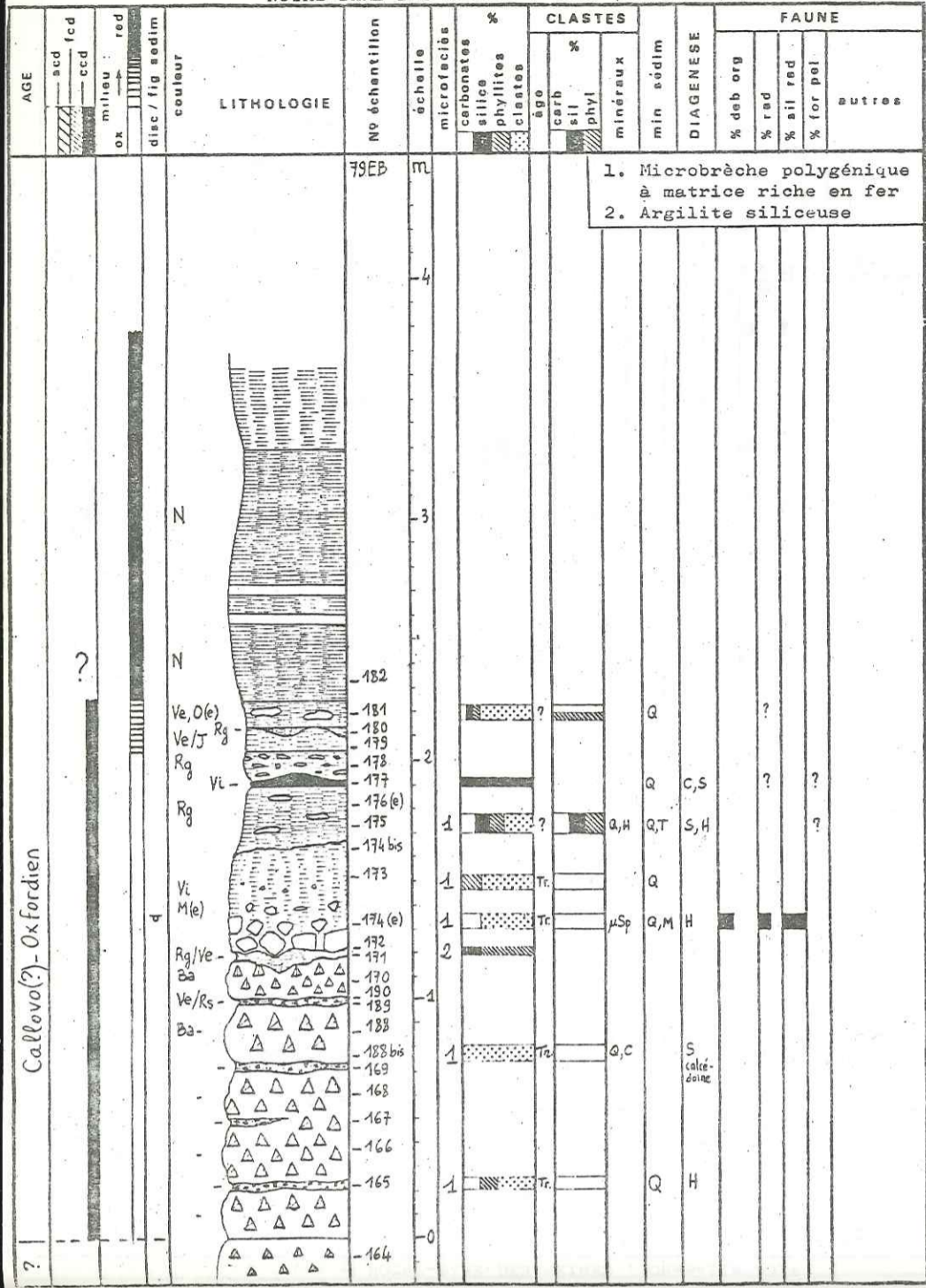
Schéma structural de la zone briannonnaise à la transversale de Briançon et emplacements des principales coupes étudiées.

Coupe	Abrév.	x	y	Coupe	Abrév.	x	y
Aiguillas	A	931	278,4	Mélézain	mel	940,1	292
Aujards	Au	932,2	282,1	Montbrison N	MN	931,9	293,5
Balart (Pic)	B	944,3	284,9	Montbrison S	MS	932	292,3
Balme (Tête de la)	Ba	929,8	300	Moulière	Mo	941,7	285,7
Béal Traversier	BT	944	282,2	Névache	N	937,4	312,5
Beaudouis (Pic de)	Be	944,8	288,8	Notre Dame des Neiges	NDN	936	297,4
Butte aux Galets	EG	930,6	298,8	Oréac (Tête d')	Or	929,1	286,4
Chagne (Tunnel de la)	Ch	941,8	270,7	Peyre-Haute	PH	939,9	289
Châtelard (Lac du)	Cha	930	310	Peyron	Pey	932,4	276,25
Clot des Fonds	CF	946,1	305	Peyron (Tête du)	Pe	939,4	284,6
Clot des Vaches	CVa	926	312	Pisse (Col de la)	P	931,2	297,6
Clot la Cime	CC	947	288,6	Pisse Partias	PP	931,3	297,6
Colonel Bonnet (Monument du)	CBo	942,8	271,5	Platte	Pl	947	281,25
Condamine	C	930,5	290,3	Font du Villars	PV	936,1	283,2
Cornières	Cor	934,5	281,5	Prorol	Pr	935	298,1
Coste kousse	CR	938,4	289,7	Queyrellin (Couloir du)	OQ	929,5	312,9
Costes	Co	933,4	281,4	Queyrellin (Pointe S du)	Q	929,3	311,6
Côte Belle	CB	948,9	288,4	Rasis (Pointe de)	Ras	955	275
Cristol (Col de)	Cr	934	306	Rochas Roux	RaR	929,8	286,1
Enlon	En	939	307,5	Roche Charnière	RC	934	275,1
Eygliers	E	942	274	Roche de la Moutière	RM	934,5	282,6
Eymars	Ey	937,2	274,5	Roche Gautier	RG	938,2	307
Fazis	F	932	282	Rocher Blanc	RB	933,4	298,1
Font Sancte	FS	953,5	266,2	Rocher Gafouille	RGa	940,3	295,6
Fort de l'Olive	O	940	307,8	Rocher Roux	RR	942,5	287,7
Galibier (Sommet du)	Gal	923	315	Rochers Plats du Lac Blanc	RPLH	923,9	314,2
Gâteau	Ga	924	314,9	Sablier	Sa	931,2	294
Gaulent (Versant S de la Tête de)	TG	932	276,9	Saint-Crépin	StC	938,1	276,1
Gisement des Armonites	GAm	925	313	Serre Chevalier (Col de)	CSC	932,5	298,2
Grand Aréa	GA	934,3	306	Serre Chevalier NE	SCN	933,1	298
Grand Bois	GB	931,2	299,5	Serre de la Garde	SG	933,1	280
Grand Maye	GM	942,6	293,75	Souliers	Sou	951	284
Grand Pontet	GP	931,75	288,3	Souraliou	S	935,9	277,4
Guil	G	943,9	273	Tête Noire	TN	932	307
Houjourcngs	Ho	932,6	281,8	Têtes (Ravin des)	RT	931	283,4
Lac de l'Ascension	LA	940,2	285,2	Têtes (Signal des)	ST	931,1	285,9
Lac des Béraudes	LB	928,1	314,9	Tranouillon (Torrent de)	Tr	935,5	276,7
Lane (Carrière de la)	L	942,3	290	Vars (Crête de)	CV	947	266,2
Lauzon (Col ou)	Lau	943,8	284,3	Vipère	Vi	931,8	276,3

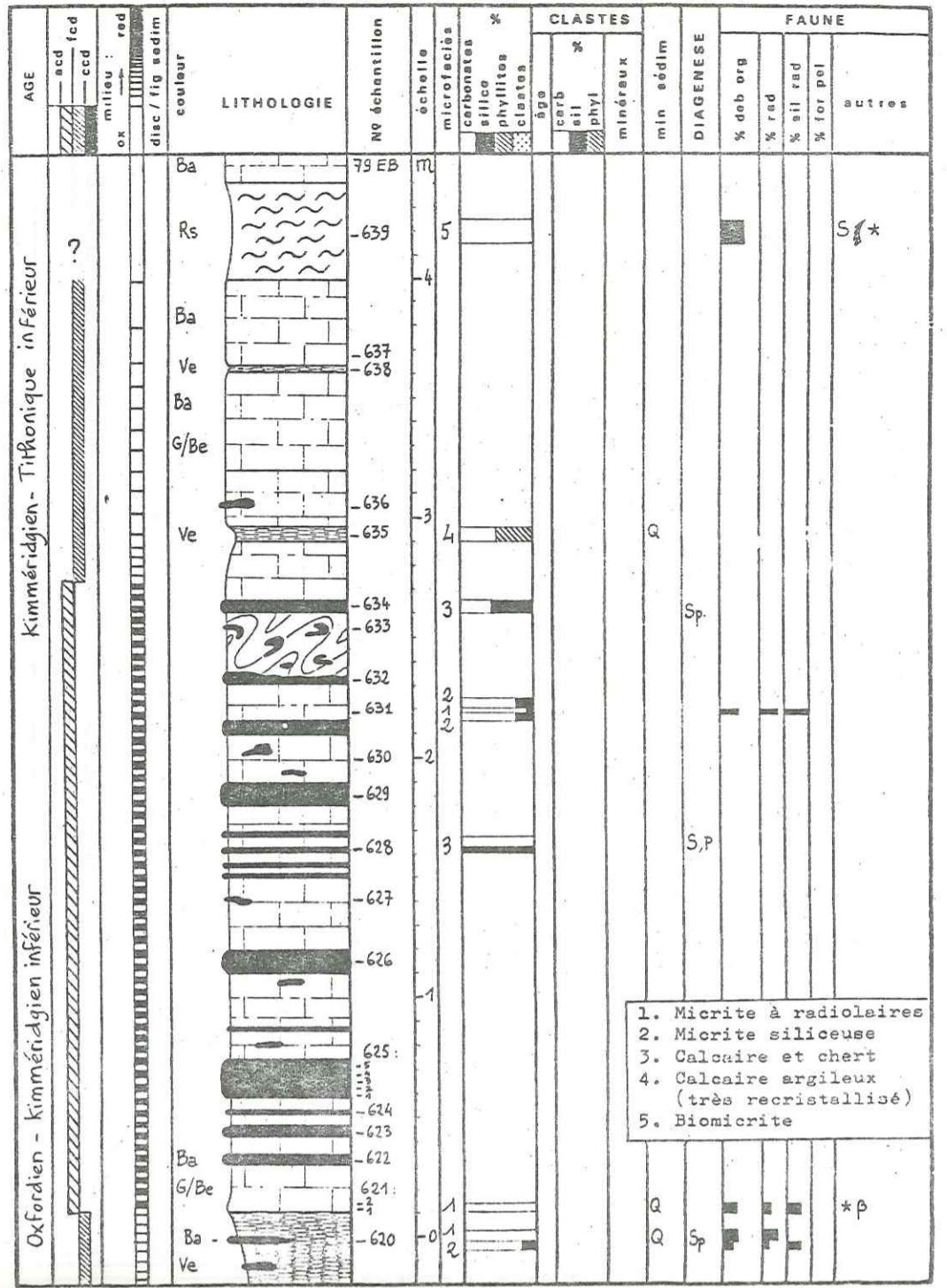




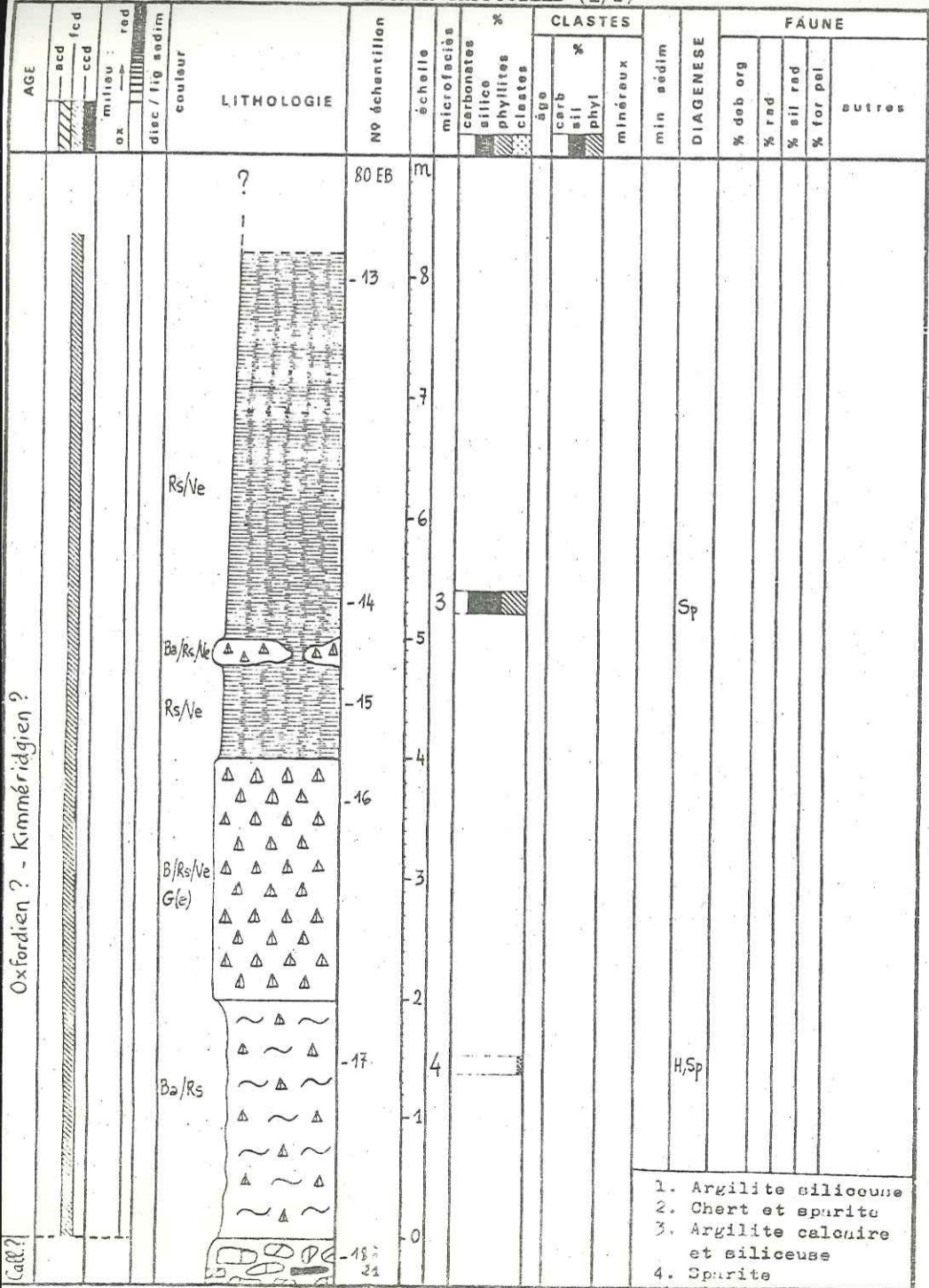
NOTRE-DAME-DES-NEIGES . Nord (détail 1)



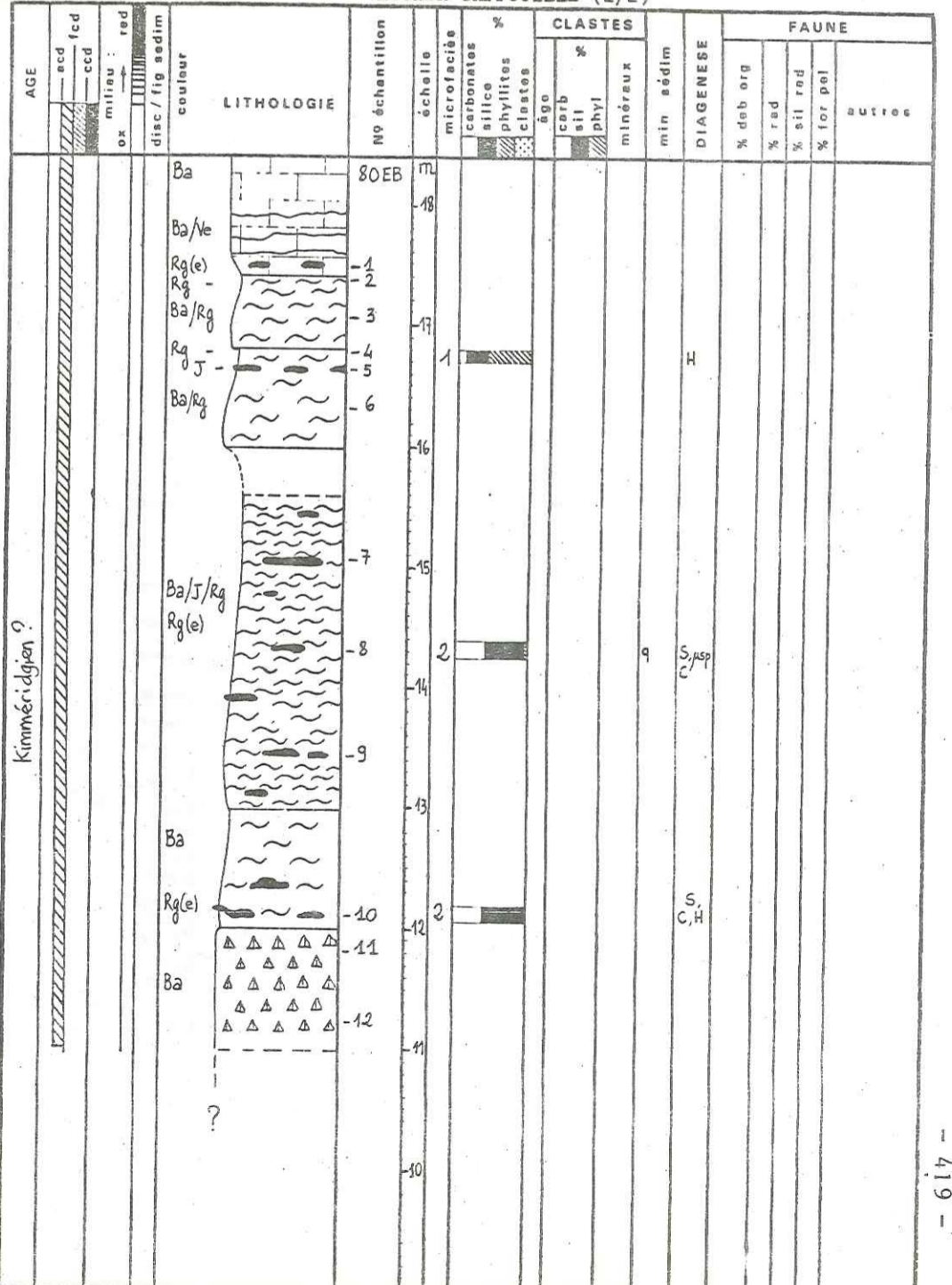
NOTRE-DAME-DES-NEIGES . Nord (détail 2)



ROCHER GAFFOUILLE (1/2)



ROCHER GAFFOUILLE (2/2)



*Géochimie isotopique
étude bibliographique*

SOMMAIRE

I - RAPPELS PRELIMINAIRES SUR LES ISOTOPES STABLES.....	423
II - NOTATIONS. STANDARDS.....	425
III - UN MOT SUR LA TECHNIQUE D'ANALYSE.....	426
IV - L'ETUDE ISOTOPIQUE DES SERIES CARBONATEES PELAGIQUES.....	427
A. L'OXYGENE.....	427
1. Le principe.....	427
2. Le sédiment a une histoire, qui a marqué sa composition isotopique.....	428
a) Précipitation du calcaire et sédimentation.....	429
b) Diagenèse.....	433
c) Métamorphisme.....	434
d) Altération météorique.....	434
e) A tous les stades, le problème de l'équilibre isotopique.....	434

f) Conclusion : rappel des hypothèses faites..... 435

3. La composition isotopique en oxygène de l'eau de mer.. 436

B. LE CARBONE..... 438

1. Quelques principes. Le phénomène primordial..... 438

2. Variations au cours de l'histoire du dépôt..... 440

3. Quelles sont les causes initiales de variation du $\delta^{13}\text{C}$?..... 442

ANNEXE 4

LES ISOTOPES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE DANS LES SERIES PELAGIQUES.
QUELQUES PRINCIPES D'ETUDE ET D'INTERPRETATION.

I. RAPPELS PRELIMINAIRES SUR LES ISOTOPES STABLES.

Les isotopes stables, par opposition aux isotopes radioactifs, ne se désintègrent pas au cours du temps. L'oxygène ^{16}O en compte deux : ^{17}O et ^{18}O , le second nettement plus répandu que le premier. Le carbone ^{12}C n'en comporte qu'un seul : ^{13}C (^{14}C est radioactif).

	Z	A	abondance géochimique dans la croûte (ppm)	abondance relative (%)
O	8	16	470.000	99,759
		17		0,037
		18		0,203
C	6	12	230	98,990
		13		1,108
		14		10 ⁻¹²

TABLEAU 4-1. : Abondances des isotopes de O et C (d'après VINOGRADOV & al., 1965).

Le tableau 4-1 invite à définir la notion d'abondance. Soit un système géochimique. Il est formé de plusieurs composants. Par exemple, le CO_2 dissous et le carbonate biogénique précipité en surface peuvent être considérés comme deux composants du système "océan". L'abondance d'un isotope dans un système, et de façon plus restrictive dans l'un de ses composants, est la teneur moyenne qu'il y présente. On parle d'abondance relative, si l'on rapporte à l'ensemble des formes de l'élément dont on étudie un isotope particulier. Plus fréquemment, on utilise le rapport isotopique R, quotient des quantités de l'isotope considéré et de l'isotope le plus abondant du même élément, dans le système ou le composant envisagé.

Les variations d'abondance d'un isotope stable, dans un système donné, résultent d'effets isotopiques (physiques, chimiques ou biologiques : voir ci-dessous). Ces effets dépendent des paramètres macroscopiques du système (pression et température notamment). Ils s'opposent ainsi aux processus nucléaires.

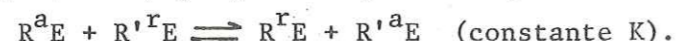
Soit un élément E, qui possède un isotope abondant ^aE et un isotope rare ^rE , et soient deux composants, C_1 et C_2 , d'un système. On peut définir dans C_1 un rapport isotopique $R_1 = (^r\text{E}/^a\text{E})\text{C}_1$, et de même dans C_2 un rapport R_2 . On appelle facteur de fractionnement entre les

deux composants la quantité $\alpha = R_1/R_2$. Pourquoi un tel fractionnement, c'est-à-dire une différence entre les proportions relatives de aE et rE dans C_1 et C_2 ? Parce que les masses atomiques de aE et rE sont distinctes. Cela se manifeste essentiellement sur deux plans :

- au niveau de l'énergie cinétique liée au mouvement de translation des atomes : l'énergie cinétique étant la même pour aE et rE (quantité seulement fonction de la température), c'est la particule la plus légère qui se déplace le plus vite ;
- au niveau de l'énergie atomique de vibration, dont les valeurs, discrètes, sont déterminées par la théorie des quanta : on montre que, "dans une liaison entre atomes, le niveau fondamental d'énergie est plus élevé pour les particules légères que pour les particules lourdes" (FEREY, 1980).

Les échanges isotopiques entre deux composants peuvent avoir lieu au cours de divers processus. Fondamentalement, nous en distinguerons deux, selon qu'il y a ou non équilibre :

a) entre deux corps à l'équilibre, une réaction isotopique qui est, elle-même, conduite jusqu'à l'équilibre. Elle est du type :



. On parle d'effet chimique lorsque les deux corps RE et R'E sont dans un état d'équilibre chimique (soit qu'ils aient réagi ensemble, soit qu'ils puissent naturellement coexister). Le tableau 4-2 en fournit quelques exemples.

réaction (g = gazeux, l = liquide, s = en solution)	constante d'équilibre K	t(°C)
$^{13}CO_2(g) + H^{12}CO_3(s) \rightleftharpoons ^{12}CO_2(g) + H^{13}CO_3(s)$	1,0075	23
$^{12}CO_3(s) + ^{13}CO_2(g) \rightleftharpoons ^{13}CO_3(s) + ^{12}CO_2(g)$	1,017	0
$^{12}CH_4(g) + ^{13}CH_4(l) \rightleftharpoons ^{13}CH_4(g) + ^{12}CH_4(l)$	1,002	77
$\frac{1}{2}C^{16}O_2(g) + H_2^{18}O(l) \rightleftharpoons \frac{1}{2}C^{18}O_2(g) + H_2^{16}O(l)$	1,047	0
	1,0406	25
$\frac{1}{3}C^{16}O_3(s) + H_2^{18}O(l) \rightleftharpoons \frac{1}{3}C^{18}O_3(s) + H_2^{16}O(l)$	1,036	0

TABLEAU 4-2. : Quelques exemples d'effet isotopique chimique (d'après PILOT, 1970).

- . On parle d'effet physico-chimique lorsque les deux corps RE et R'E sont en équilibre vis-à-vis d'une réaction d'évaporation, de fusion, de sublimation, de condensation, de solidification, d'absorption, de désorption, ou encore de mise en solution.
- b) Au cours d'une transformation qui fait passer un système d'un état à un autre, il peut y avoir comportement différent des isotopes lourd et léger. Généralement, ce dernier subit plus vite

la transformation. Tant que l'équilibre isotopique n'est pas atteint, on peut parler d'un fractionnement cinétique ; mais ensuite, on retrouve le précédent cas de figure, celui de l'échange à l'équilibre. Ainsi, "pour que les fractionnements cinétiques se conservent, il faut éliminer le contact (prolongé) entre produits initiaux et finals" (ALLEGRE & MICHARD, 1973).

De façon concrète, que faut-il entendre par "transformation" ? Ce peut être une réaction chimique ou physico-chimique, comme ci-dessus. Ce peut être encore la diffusion d'un corps dans un milieu, car l'isotope léger d'un élément diffuse souvent plus vite que l'isotope lourd. Dans ce cas, on parle d'effet physique. Enfin, il peut s'agir, à un niveau de complexité supérieur, d'un effet biologique. Le meilleur exemple en est la photosynthèse : la transformation enzymatique qui fait passer le CO_2 dissous du cytoplasme à l'état d'acide phosphoglycérique s'accompagne d'un fractionnement isotopique du carbone dont la valeur est comprise entre 1.015 et 1.026 (PARK & EPSTEIN, 1960).

En conclusion, on peut retenir :

- que l'isotope le plus lourd se concentre de préférence dans le composant ou les liaisons en jeu sont les plus fortes ;
- que les effets isotopiques tendent à décroître à mesure que la température qui préside à l'échange augmente ;
- enfin, que les effets isotopiques sont sensibles seulement pour les éléments légers du tableau de MENDELEEV, car pour les éléments lourds les rapports isotopiques sont très faibles.

II. NOTATIONS. STANDARDS.

Soient deux substances (a) et (b) contenant chacune l'élément E, étudié pour l'un de ses isotopes. R_a et R_b étant respectivement le rapport isotopique en (a) et en (b), on définit le fractionnement entre (a) et (b) par le coefficient $\alpha_{ab} = R_a/R_b = 1 + (\epsilon/1000)$.

α_{ab} est encore appelé facteur de fractionnement (voir ci-dessus). On parle pour chacune des deux substances d'écart isotopique par rapport à un standard. Par exemple pour (a) :

$$\delta_a = \left(\frac{R_a}{R_{st}} - 1 \right) \times 1000 \quad \text{où } \delta_a \text{ est exprimé en } \text{‰}.$$

Le coefficient ϵ introduit plus haut, également exprimé en ‰, est tel que : $\delta_a - \delta_b \approx 1000 \ln \alpha_{ab} \approx \epsilon$

L'usage de α et ϵ suppose souvent que l'équilibre isotopique est réalisé entre (a) et (b). Il n'en va pas de même pour δ , simple description de l'écart par rapport à un standard (GARLICK, 1974).

Les standards usuels sont au nombre de deux :

- le S.M.O.W. (Standard Mean Ocean Water) qui, comme son nom l'indique, représente une valeur moyennée de nombreux échantillons aqueux recueillis dans les grands bassins océaniques actuels ;
- le P.D.B. (Pee Dee Belemnite), bélemnite de la formation de Pee Dee en Caroline du Sud (U.S.A.).

Il existe un moyen simple de passer de l'un à l'autre : d'une manière générale, si x est l'échantillon analysé par rapport à un standard B, on passe à la valeur relative au P.D.B. par l'expression :

$$\delta_{x/P.D.B.} = \delta_{x/B} + \delta_{B/P.D.B.} + 10^{-3} \delta_{x/B} \delta_{B/P.D.B.}$$

(CRAIG, 1957). Le troisième terme du deuxième membre est souvent assez petit pour qu'on le néglige. En ce qui concerne le S.M.O.W., on peut ainsi se suffire de la relation suivante :

$$\delta_{x/S.M.O.W.} \approx 1.03086 \delta_{x/P.D.B.} + 30.86 \text{ (FRIEDMAN \& O'NEIL, 1977).}$$

Remarque : les rapports isotopiques du S.M.O.W. et du P.D.B. valent respectivement pour O et C :

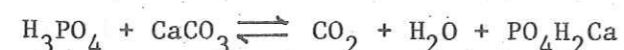
$$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ (S.M.O.W.)} = 2 \times 10^{-3}$$

$$^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ (P.D.B.)} = 11.23 \times 10^{-3} \text{ (CRAIG, 1957 ; 1961).}$$

III. UN MOT SUR LA TECHNIQUE D'ANALYSE.

Nous décrivons rapidement ici la méthode en usage au Laboratoire du Professeur R. LETOLLE, où les analyses consignées dans ce mémoire ont été réalisées.

On extrait du CO_2 des échantillons carbonatés étudiés, en poussant jusqu'à l'équilibre la réaction suivante, à 25°C :



Le dioxyde de carbone est recueilli et traverse un spectromètre de masse à double collecteur : d'abord ionisé, le gaz est accéléré par une série de demi-plaques portées à des potentiels successivement décroissants.

Pour le carbone, le premier collecteur reçoit le faisceau lourd $45 \text{ } (^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2)$, le second le faisceau léger $44 \text{ } (^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)$. Et pour l'oxygène, même chose avec un faisceau lourd $46 \text{ } (^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O})$ et un faisceau léger $(44 + 45)$. A l'entrée, on dispose d'une double ligne d'introduction : grâce à des vannes électromagnétiques ouvertes alternativement vers le spectromètre et vers une pompe à vide, on peut comparer rapidement l'échantillon à un standard.

Cette technique, on le voit, est commune à C et O. Voilà pourquoi, en routine, les isotopes de ces deux éléments sont toujours analysés ensemble.

IV. L'ETUDE ISOTOPIQUE DES SERIES CARBONATEES PELAGIQUES.

En principe, la géochimie isotopique de l'oxygène et du carbone, appliquée aux séries carbonatées, peut adopter deux points de vue :

- le premier consiste, à partir d'un échantillon sur lequel on mesure $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, à remonter aux conditions initiales de précipitation du CaCO_3 . Cette démarche doit être capable d'éliminer sans erreur les effets des transformations qui ont suivi cette précipitation : diagenèse au moins, le cas échéant métamorphisme et exposition aux eaux météoriques ;

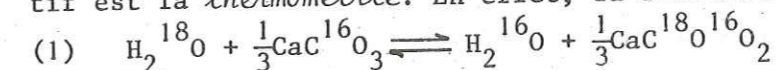
- le second s'intéresse à une évolution diachronique, à des tendances, repérables sur des séries d'échantillons. Elle ne cherche pas à atteindre des chiffres absolus, mais seulement des variations relatives.

En pratique, les deux approches doivent être entreprises ensemble. Il faut chercher, en étudiant plusieurs séries, à comprendre le rôle de la diagenèse (en fonction du faciès), à maîtriser l'influence du métamorphisme éventuel, à isoler les modifications surimposées par l'altération météorique, pour cerner enfin l'évolution de l'environnement de dépôt. Et sans proposer à tout prix des chiffres absolus, on peut néanmoins envisager des fourchettes vraisemblables.

A. L'OXYGENE.

1) Le principe.

Avec les mesures isotopiques de l'oxygène 18, le premier objectif est la *thermométrie*. En effet, la réaction suivante :



a été étudiée de manière expérimentale avec assez de détail pour aboutir à une loi du type :

$$(2) \quad t = 16.5 \text{ (}^\circ\text{C)} - 4.3\delta + 0.14\delta^2 \text{ (EPSTEIN \& LOWENSTAM, 1963)}$$

où t est la température en °C de la réaction (1), et où δ est l'écart isotopique en ‰, c'est-à-dire la différence relative de l'abondance des masses $46 \text{ } (^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O})$ et $44 \text{ } (^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)$ du CO_2 extrait du carbonate, entre l'échantillon étudié et un standard.

En réalité, ce n'est pas la seule réaction qu'il faut considérer lors de la phase de précipitation du carbonate. En effet, les organismes, pour construire leur test calcaire, utilisent le CO₂ dissous dans l'eau (dont la majeure partie se trouve à l'état HCO₃⁻ ou à l'état CO₃⁼). C'est surtout entre l'eau et le CO₂ dissous qu'a lieu le fractionnement isotopique. Citons par exemple :

$$(3) \quad \text{H}_2^{18}\text{O} + \frac{1}{3} \text{C}^{16}\text{O}_3 \rightleftharpoons \text{H}_2^{16}\text{O} + \frac{1}{3} \text{C}^{18}\text{O}_3$$

dont la constante d'équilibre vaut 1.0176 à 26°C (UREY, 1947). Des équations ont pu être calculées pour divers systèmes par de nombreux auteurs (tableau 4-3 et figure 4-1). Néanmoins, nous continuerons à raisonner sur la réaction (1), qui constitue en somme un résumé commode de modèles plus détaillés.

Oxygen	1000 ln α	Reference
Calcite-water 0 to 500°C	2.78 (10 ⁶ /T ²) - 3.39	O'Neil et al. (1969)
Dolomite-water Dolomite-calcite 350 to 400°C	3.20 (10 ⁶ /T ²) - 2.00 0.56 (10 ⁶ /T ²) + 0.45	Northrop and Clayton (1966) O'Neil and Epstein (1966)
CO ₂ -water -2 to 85°C	16.60 (10 ³ /T) - 15.69	O'Neil and Adami (1969)
Protodolomite-water 25 to 80°C	2.62 (10 ⁶ /T ²) + 2.2	Fritz and Smith (1970)
Aragonite-calcite 25°C	0.6	Tarutani et al. (1969)

TABEAU 4-3 : Différence des écarts isotopiques en fonction de la température pour six couples classiques de composants (GARLICK, 1974).

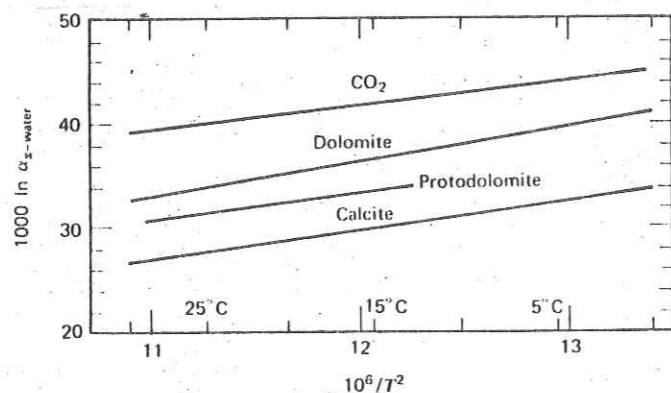


FIGURE 4-1 : Courbes expérimentales du fractionnement isotopique de l'oxygène en fonction de la température pour les couples usuels carbonate/eau de mer (GARLICK, 1974).

Bien entendu, la loi (2) est valable lorsque l'équilibre isotopique en (1) est réalisé. La mesure de δ¹⁸O permet donc d'atteindre la température de la dernière mise en équilibre isotopique du carbonate. De quand date-t-elle ? De quelle(s) phase(s) δ¹⁸O est-il le témoin ? Il peut s'agir : de l'eau météorique ; de l'eau interstitielle qui a entouré le carbonate au cours de la diagenèse ou du métamorphisme ; de l'eau de mer d'origine enfin, celle du milieu de précipitation (le plus souvent biologique). Les problèmes signalés ci-dessus se posent ici d'emblée : comment faire la part de ces différentes influences ?

2) Le sédiment a une histoire, qui a marqué sa composition isotopique.

De façon plus précise, tentons de passer en revue les phénomènes superposés, et d'énoncer les conditions dans lesquelles certaines

hypothèses peuvent être faites.

a. Précipitation du calcaire et sédimentation.

Soit un volume du carbonate étudié : le volume que l'on soumet à l'analyse. Ce carbonate a précipité à une époque donnée, en un lieu donné de l'océan, et à une certaine profondeur h. A ce stade initial, plusieurs paramètres sont déjà capables d'influencer la réaction (1) (ou l'une des réactions de type (3)) :

- la température à la profondeur h, bien entendu : c'est le but poursuivi par la thermométrie ;
- la salinité de l'eau de mer à cette profondeur : une variation de 1 % de la salinité a le même effet qu'une modification de 1° de la température (EPSTEIN, 1959) ;
- la composition isotopique de l'eau de mer à la profondeur h ; en effet l'océan est sujet à des variations de composition isotopique, non seulement dans le temps, mais aussi dans l'espace, latéralement et verticalement ;
- les espèces biologiques au sein desquelles la réaction a lieu, notamment foraminifères et nannoplancton : y a-t-il fractionnement isotopique différentiel, selon les espèces, entre le CO₂ dissous utilisé et le CaCO₃ construit ? C'est ce qu'on pourrait encore appeler l'effet vital (VERGNAUD-GRAZZINI, 1976) : dans leur étude de 1964, KEITH & al. pensent qu'il existe, mais qu'il reste petit devant l'influence du paléoenvironnement. Par ailleurs, RANKAMA (1954) fait remarquer un autre phénomène lié à la vie : un organisme donné ne construit pas son test de manière uniforme au cours du temps, il s'adapte aux variations saisonnières, notamment climatiques. Ainsi, il se peut que les températures enregistrées par les rostrés de bélemnites ne correspondent pas à des moyennes annuelles, mais aux saisons les plus favorables à la croissance. Pour illustrer de manière plus précise encore cet effet vital, citons le travail étonnant de WEBER & RAUP (1966) sur les oursins actuels. Les diverses parties du squelette sont étudiées pour leur composition en ¹³C et en ¹⁸O. Des variations systématiques et assez considérables (de plusieurs ‰ et jusqu'à 13 ‰ pour ¹³C !) sont enregistrées d'une pièce à l'autre : par exemple les plaques sont beaucoup plus riches en ¹²C que les épines. En fait ¹³C et ¹⁸O semblent assez bien corrélés pour que ces auteurs puissent suggérer l'incorporation de différentes quantités de CO₃²⁻, possédant différentes compositions isotopiques, et en provenance de différentes sources ; par exemple un CO₂ issu du métabolisme pour certaines pièces, un CO₂ marin pour d'autres, etc.

En tenant compte de la profondeur h, voilà donc déjà cinq paramètres (dont quatre indépendants) capables de jouer *a priori* un rôle isotopique dans la seule phase de précipitation du carbonate !

Lorsqu'on travaille dans la première optique (voir ci-dessus), sur une catégorie sélectionnée d'organismes par exemple, il faut tenir compte effectivement de la profondeur de formation (qui est celle où les organismes étudiés ont vécu), et d'une éventuelle influence de l'espèce. Ainsi, de fait, on obtiendra des résultats très différents pour les foraminifères benthiques et pélagiques, résultats d'ailleurs qui ont été exploités en parallèle pour étudier les variations de température au cours du temps (voir figure 4-2) En revanche, dans l'optique qui nous intéressera surtout ici, on peut raisonnablement supposer que le volume du carbonate pélagique étudié est *en moyenne* (c'est-à-dire à une distorsion négligeable près) bien représentatif - au départ - de l'eau de mer *en surface*, et au droit du lieu de dépôt si l'on prend le soin d'écartier les niveaux résédimentés. Ce sera notre *1^{ère} hypothèse*.

En même temps, nous supposons qu'il n'y a pas d'effet vital (*2^{ème} hypothèse*). Ceci est plus discutable : on peut en effet se demander si les tests et les coquilles constitutifs du calcaire ne sont pas le reflet spécifique des conditions régionales (climats notamment).

Néanmoins on suivra KEITH & al. (1964) et on considérera cet effet vital comme une variation du second ordre. Par conséquent, les seuls paramètres initiaux à prendre en compte sont *la température, la salinité et la composition isotopique* de l'eau dans la zone photique. Mais nous allons voir qu'il faut encore faire d'autres hypothèses, et de taille. Tout d'abord nous supposons que la réaction d'échange isotopique est menée jusqu'à son terme, c'est-à-dire jusqu'à l'équilibre. C'est une condition essentielle si l'on veut accorder quelque confiance aux lois de température (comme celle d'EPSTEIN vue ci-dessus). C'est la *3^{ème} hypothèse*. La plupart des auteurs s'accordent à penser qu'elle est légitime dans le cas des carbonates.

Remarque : il existe un moyen de savoir si les carbonates *actuels* sont formés en équilibre isotopique avec le CO₂ dissous dans les eaux superficielles : ce serait d'étudier en parallèle ce dernier, dans son cadre naturel, et dans des conditions variables de laboratoire, où l'on parviendrait, en modifiant les temps de réaction, à déterminer les véritables conditions d'équilibre.

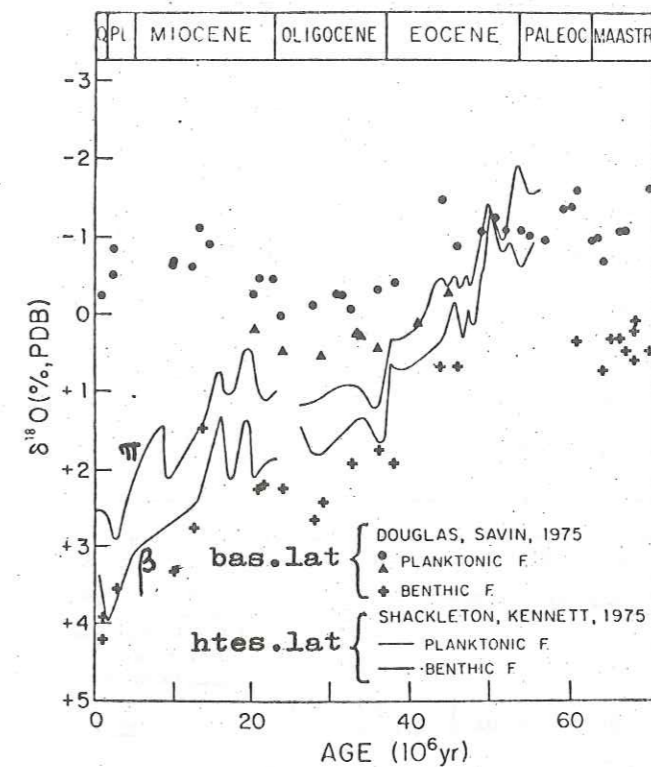


FIGURE 4-2 : Ecarts entre la composition isotopique des foraminifères benthiques et celle des foraminifères planctoniques (BERGER, 1979).

On voit sur cette figure :

- a) l'écart entre foraminifères benthiques et planctoniques. Or ce qui les distingue *a priori* c'est :
 - 1°) de vivre dans des eaux dont la température et probablement la composition isotopique sont bien distinctes ;
 - 2°) éventuellement un fractionnement spécifique, qui n'est sans doute pas sans relation avec la nature du test (plus épais et résistant chez les formes benthiques) ;
- b) la différence entre les hautes et les basses latitudes, les premières accompagnant en gros les valeurs fournies pour le benthos (eaux relativement froides).

Par ailleurs, il est intéressant de constater qu'à certaines époques (Paléocène sur cette figure), l'écart s'affaiblit entre le fond et la surface. Les spécialistes parlent d'une "absence de psychrosphère" (VERGNAUD-GRAZZINI & coll., 1978). Durant ces périodes, l'Océan était sans doute marqué par des gradients horizontaux et verticaux de température bien moindres que ceux de l'Océan Actuel : d'après DOUGLAS & SAVIN, moins de 10°C (= 1,6 ‰). Pour GARLICK (1974), le fait que les évolutions du matériel benthique et du matériel pélagique soient bien parallèles laisse supposer que la température n'est pas seule en cause, et qu'il faudrait considérer aussi des variations de la composition isotopique des eaux. Il faut savoir, en effet, si les tendances générales de température se font sentir de manière similaire en surface et au fond de la mer.

Nous en sommes maintenant à la phase suivante : les particules biogéniques carbonatées, dont l'agrégat composera notre volume rocheux, traversent maintenant la tranche d'eau, se déposent sur le fond, s'incorporent au sédiment. Considérons (4^{ème} hypothèse) que cette chute ne s'accompagne d'aucune modification de la composition isotopique. En réalité, cette hypothèse est double :

- il n'y a pas d'échange isotopique eau de mer/particule pendant la chute ; et raisonnablement en effet on peut admettre que la durée de celle-ci est assez courte vis-à-vis du temps de réponse des réactions ;
- au cas où le dépôt se fait à proximité de la CCD, c'est-à-dire où la dissolution s'est déjà manifestée pour un certain nombre d'espèces, on suppose que les thanatocoenoses sont représentatives des biocoenoses sur le plan de la composition isotopique. Autrement dit, que les formes les plus résistantes n'ont pas une composition isotopique privilégiée. Ce problème n'est pas vain : des études ont montré qu'une distorsion pouvait effectivement se manifester (VERGNAUD-GRAZZINI & al., 1978).

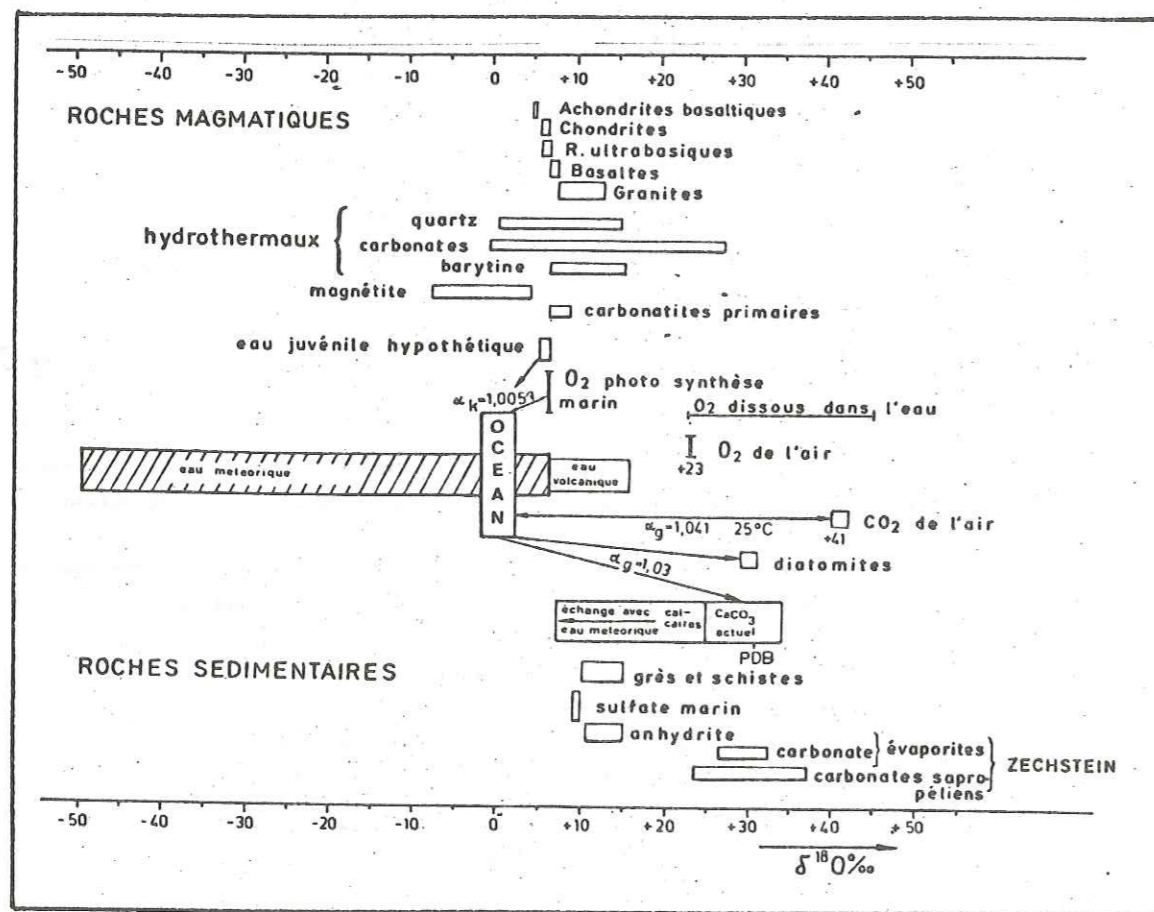


FIGURE 4 -3 : Composition isotopique des principaux réservoirs naturels. Les principaux types de roches sont ici classés à $\delta^{18}O$ croissant (par rapport au S.M.O.W.) (in PILOT, 1970).

b. Diagenèse.

Le sédiment subit maintenant la diagenèse. Le système qui nous intéresse désormais n'est plus (hydrosphère, carbonate) mais (eaux interstitielles, carbonate). Y a-t-il échange isotopique entre ces deux composants ? Si oui, de quelle nature ? A quelle échelle volumétrique les déplacements ont-ils lieu ? Jusqu'où peut-on parler de système ouvert ? Comment joue le faciès encaissant de notre petit volume carbonaté : nature pétrographique, porosité, perméabilité, composition chimique ? Quelle est l'influence du gradient thermique ? D'où viennent les eaux interstitielles et quelle est leur composition isotopiques ?

Remarque préliminaire en ce qui concerne les transformations postérieures au dépôt.

Le calcaire étudié appartient à un massif carbonaté délimité. Ou bien ce massif est livré à lui-même dans des conditions physiques (T, P, etc.) qui peuvent varier (système fermé), ou bien il est traversé par des eaux circulantes chargées de CO_2 (système ouvert). Ces eaux circulantes ont une histoire : elles sont passées à travers des réservoirs plus ou moins bien caractérisés du point de vue de leur composition isotopique (figure 4-3). Le CO_2 qu'elles contiennent en est le reflet. Il faut chercher à savoir jusqu'où d'éventuelles remises en équilibre ont pu être poussées :

- au sein des réservoirs successifs franchis par les solutions, à différentes températures T_1 ;
- au sein du massif considéré, à une température T_2 .

D'après SCHOLLE & ARTHUR (1980), une diagenèse en système fermé n'entraîne que de faibles modifications de l'enregistrement isotopique. En effet les migrations de fluides ont lieu sur de courtes distances. Au contraire, en système ouvert, l'effet est beaucoup plus imprévisible, et dans certains cas la composition isotopique de toute une formation peut être révisée.

Pour J. PILOT (1970), on observe très généralement, dans les carbonates marins, une baisse des teneurs en ^{18}O au cours de la diagenèse, parce qu'ils sont assujettis à des échanges avec des eaux moins riches qu'eux. Et il affirme : "un massif carbonaté soumis à recristallisation montrera une distribution des valeurs comprise entre la valeur initiale et une valeur correspondant à l'équilibre isotopique, à condition que les compositions isotopiques du "flux recristallisant" et que sa température soient restés constants" ; ou tout au moins : à condition qu'ils n'oscillent pas trop autour de valeurs fixées. Ce sera notre 5^{ème} hypothèse. On peut donner un exemple : si la phase fluide a traversé des formations silicatées, la pression de CO_2 augmente, l'échange est facilité, et $\delta^{18}O$ diminue (DONTSOVA & al., 1975, rapporté par FERREY, 1980). En réalité, la porosité du massif et, à une échelle plus restreinte, la porosité banc par banc, doit jouer un rôle éminent : dans un sédiment constitué de calcaire et d'argiles, les circulations diagénétiques seront d'autant plus aisées que le pourcentage d'argiles sera moins fort (cf. BRENNECKE, 1977, qui met en corrélation $\delta^{18}O$ et % $CaCO_3$ pour traduire ce fait).

c. Métamorphisme.

Un peu plus tard, au cours de phénomènes orogéniques, on pourra éventuellement entrer dans le domaine du métamorphisme. A nouveau, quels échanges ? Quelle influence du faciès, de la position dans la série ? On supposera pour simplifier que le métamorphisme est *isochimique* : c'est-à-dire que seuls des dépôts de CO_2 et de H_2O peuvent se manifester. Les mêmes questions se posent donc à propos du métamorphisme qu'à propos de la diagenèse.

d. Altération météorique.

Enfin, à un stade ultime, on retrouve notre volume rocheux incorporé au milieu continental, soumis à l'altération des eaux météoriques, très généralement pauvres en ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à -50 ‰). Jusqu'à quel point y a-t-il échange isotopique ? Cette question est discutée dans la légende de la figure 4-4. Nous supposons (6^{ème} hypothèse) qu'au coeur d'un banc suffisamment massif, les échanges avec les eaux météoriques sont limités, et du second ordre.

e. A tous les stades, le problème de l'équilibre isotopique.

Pour chacune des étapes envisagées ci-dessus, il faut aussi se demander si les éventuels échanges isotopiques sont menés ou non jusqu'à leur terme. Car, dans le cas où l'équilibre n'est pas atteint, le fractionnement isotopique (connu à l'équilibre) ne représentera qu'une limite. Les études réalisées jusqu'ici semblent montrer que cet équilibre, dans bien des cas, et notamment lors du métamorphisme des carbonates, n'est pas réalisé. Elles montrent aussi l'importance de la lithologie : plus un banc est puissant et imperméable, plus les échanges isotopiques sont limités. D'où la nécessité d'un échantillonnage resserré (FEREY, 1980).

Remarque : soulignons enfin l'intérêt considérable que présentent les études isotopiques sur carottages en mer : on échappe au métamorphisme et à l'altération météorique : on saisit la diagenèse de manière plus directe... Elles constituent par conséquent des objets de comparaison irremplaçables avec les séries étudiées à terre.

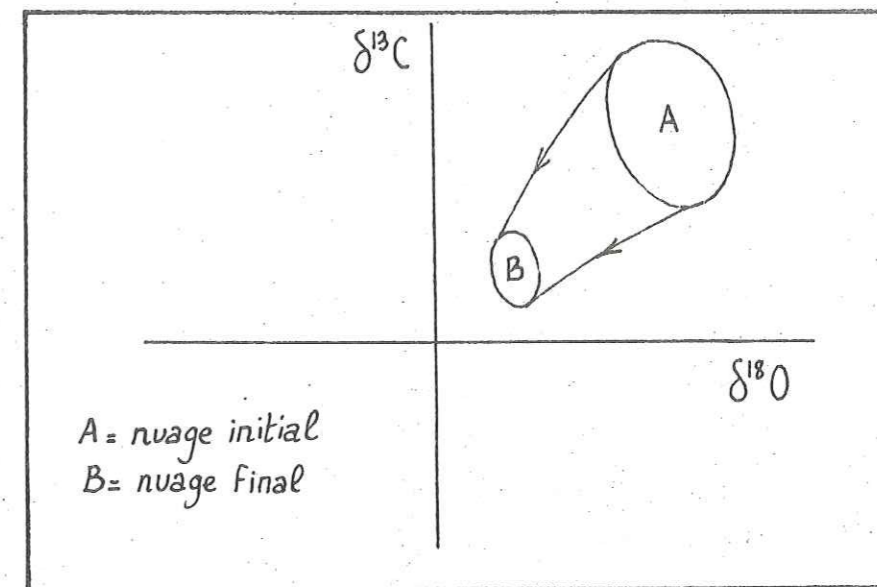


FIGURE 4-4. : Effet de l'altération météorique sur la composition isotopique d'une série carbonatée.

Lorsqu'un massif calcaire (système I) est placé au contact d'eaux continentales percolantes (système II), il tend à se mettre en équilibre avec celles-ci. En effet, elles constituent un système ouvert, en équilibre dynamique, à composition chimique constante (dont les fluctuations ne sont que du second ordre par rapport aux caractéristiques moyennes). Pour un constituant quelconque de (I), la concentration évolue depuis une concentration initiale C_i , jusqu'à une concentration finale C_f , selon un chemin que traduit la formule $C = C_f + (C_i - C_f)e^{-kt}$, où k est une constante qui mesure la vitesse d'échange entre (I) et (II), et C est la composition au temps t . La combinaison de telles évolutions, pour deux constituants donnés (ici ^{18}O et ^{13}C) fournit dans le diagramme ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) un déplacement global du nuage représentatif de la série, illustré par la figure. (D'après R. LETOLLE, 1971).

f. Conclusion : rappel des hypothèses faites.

Nous avons fait 6 hypothèses :

- l'écart $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur un échantillon de calcaire pélagique dépend de la paléotempérature de l'eau de mer en surface (zone photique) ;
- les effets vitaux sont du second ordre ;
- les échanges isotopiques, au cours de la précipitation des particules constitutives du calcaire, ont été menés jusqu'à leur terme ;
- la sédimentation n'a pas modifié sensiblement la composition isotopique de ces particules ;
- la diagenèse et le métamorphisme ont peut-être amorti et/ou décalé le profil dessiné par $\delta^{18}\text{O}$ le long de la série, mais ne l'ont pas radicalement transformé ;
- enfin, l'altération météorique a un effet isotopique du second ordre, au coeur des bancs tout au moins.

Ces 6 hypothèses permettent, lorsqu'on s'intéresse à des tendances et à des variations relatives le long d'une série, d'affirmer que la composition isotopique mesurée reflète le milieu de formation du calcaire analysé : température, mais aussi salinité et composition isotopique de l'eau de mer.

3) La composition isotopique en oxygène de l'eau de mer.

Nous avons dit que la composition isotopique de l'eau de mer peut varier. D'une manière générale (d'après PILOT, 1970), *les eaux continentales sont appauvries en ^{18}O* , et ont par conséquent un $\delta < 0$ par rapport au S.M.O.W.. Ainsi la Baltique, alimentée de manière abondante par des eaux continentales, a des δ qui varient autour de -5. A l'opposé *les mers à évaporation active ont un $\delta > 0$* . Par exemple : la Méditerranée ($\delta \approx + 1$). Les variations de ce type ne sont sensibles que régionalement, dans des bassins suffisamment limités pour présenter des caractéristiques particulières, qui les distinguent du grand océan. D'après RANKAMA (1954) elles ne dépassent pas 1,7 ‰, mais c'est déjà un chiffre appréciable puisqu'il pourrait correspondre à une variation de 10°C de la température. Selon ce même auteur, la variabilité maximale dans les vastes bassins océaniques serait environ deux fois moindre.

Pour GARLICK (1974), l'eau condensée à partir de la vapeur atmosphérique est enrichie, à l'équilibre, de 9.2 ‰ en ^{18}O , à 25°C, par rapport à la vapeur dont elle provient. Il s'agit là, de manière caractérisée, d'un effet physico-chimique. Ce phénomène comporte une conséquence : la vapeur d'eau, dans l'atmosphère, s'appauvrit d'autant. Si la condensation se poursuit à partir du réservoir initial, il s'établit une évolution, décrite par une équation de RAYLEIGH :

$$\delta - \delta_i \approx 1000 (\alpha - 1) \ln f$$

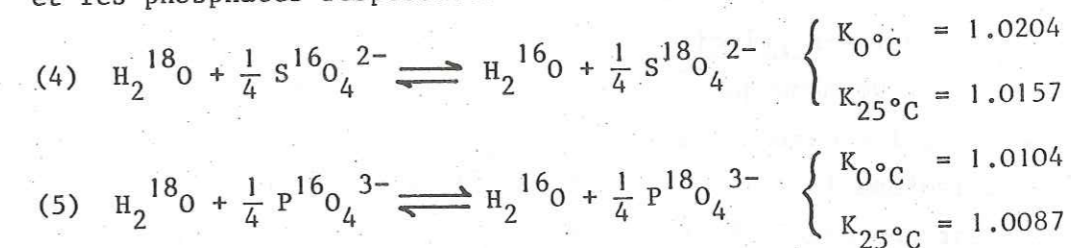
ou δ_i et δ sont respectivement les écarts isotopiques initial et à l'instant considéré, dans le réservoir atmosphérique, où α est le fractionnement entre le matériau créé (ici de l'eau) et le réservoir, et f la fraction de ce dernier demeurée en l'état à l'instant considéré. Ceci trouve une application naturelle importante, signalée par EPSTEIN & MAYEDA (1953) : les précipitations dans l'Antarctique sont très dépourvues en ^{18}O , et de ce fait les eaux superficielles dans cet Océan ont un $\delta^{18}O$ faible, de l'ordre de -21 ‰, que n'explique pas seulement leur température basse. Pour CRAIG & GORDON (1965) il faudrait aller plus loin encore : $^{18}O/^{16}O$ dans l'Océan dépendrait presque exclusivement des échanges réalisés au sein du cycle météorique... Ce n'est pas l'opinion de R. LETOLLE (comm. orale) : en effet le réservoir d'oxygène 18 , hors de l'Océan, est relativement petit, *sauß* peut-être lorsqu'on y inclut l'eau des roches et des minéraux. A cet égard, il faut signaler le rôle de tampon joué par les sédiments océaniques, en particulier les argiles (notamment les smectites), et les basaltes océaniques.

Quoi qu'il en soit, les hétérogénéités créées en surface risquent fort de se répercuter au loin, par le jeu des courants.

Deux exemples :

- . les eaux de l'Atlantique Nord "contaminées", au moins *pro parte*, par celles de la mer de Norvège ;
- . l'extrémité méridionale de l'Atlantique, soumise à une influence antarctique.

Pour lever l'indétermination liée à toutes ces variations très méconnues de la composition isotopique marine, il existe *a priori* un moyen : doubler l'étude des carbonates d'une étude portant sur une autre espèce minéralogique contenant de l'oxygène, par exemple la silice, les phosphates ou encore les sulfates. Théoriquement, on parvient de la sorte à deux équations de température, qui permettent d'évincer le δ propre de l'eau. Les réactions mises en cause sont par exemple, pour les sulfates et les phosphates respectivement :



En fait, de nombreuses difficultés surgissent, insurmontées à ce jour. Tout d'abord, il ne semble pas que l'équilibre isotopique soit toujours atteint dans le cas des phosphates et des sulfates. Les constantes de temps seraient bien plus élevées que pour les carbonates. Par ailleurs, pour les silicates (travaux de LABEYRIE) comme pour les phosphates (LONGINELLI, 1966), les pentes des équilibres avec l'eau sont trop peu différentes de celle des carbonates pour que l'indétermination puisse être levée avec précision (LETOLLE, comm. orale).

En conclusion, il semble que seuls deux phénomènes puissent modifier sensiblement la composition isotopique de la mer dans les bassins assez étroits et isolés :

- un apport massif d'eaux continentales ;
- une évaporation active.

(Remarque : on retrouve ici le rôle joué par la salinité). Les modifications à prendre en compte n'excèderaient jamais l'effet équivalent d'un changement de 10°C de la température de l'eau de mer.

B. LE CARBONE.

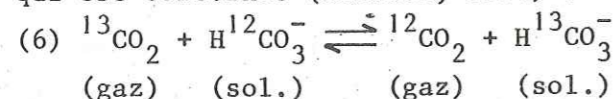
L'interprétation des mesures isotopiques du carbone est plus difficile que celle de l'oxygène, car les facteurs mis en cause sont plus complexes. Un assez grand nombre de mesures ont été, de ce fait, accumulées, établies en routine parallèlement à celles de l'oxygène, mais guère exploitées. Depuis quelques années seulement, des explications cohérentes sont avancées pour en rendre compte.

Nous suivrons ici le même plan que pour l'oxygène :

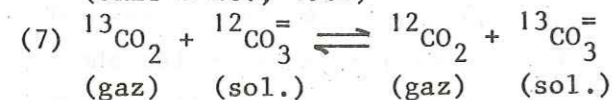
- quel est le phénomène primordial ?
- quelle est l'influence de l'histoire du sédiment ?
- quelles sont, plus en détail, les modalités naturelles qui provoquent les variations initiales du $\delta^{13}\text{C}$?

1) Quelques principes. Le phénomène primordial.

De même que pour l'oxygène, le fractionnement isotopique entre l'eau et les carbonates est favorable à un enrichissement de ces derniers en l'isotope lourd ^{13}C du carbone. C'est l'une des réactions suivantes qui est concernée (RANKAMA, 1954) :



facteur de fractionnement : $\alpha \approx 1.014$ à 25°C
(UREY & al., 1936)



facteur de fractionnement : $\alpha \approx 1.012$ à 25°C
(UREY & GREIFF, 1935)

(voir aussi tableau 4-4 et figure 4-5).

Les α sont légèrement liés à la température (0.03 ‰ par °C d'après EMRICH & al., 1970). Mais le fractionnement de l'oxygène est beaucoup plus sensible à la température que celui du carbone. Toutefois ce n'est pas la seule raison pour laquelle on préfère l'oxygène au carbone en thermométrie isotopique : le cycle du carbone est beaucoup plus complexe, car lié de manière très étroite à la vie.

En effet, la photosynthèse, nous l'avons déjà signalé, enrichit les plantes en ^{12}C . Cet enrichissement est plus important chez les végétaux terrestres que chez les végétaux marins car la source du carbone est respectivement le CO_2 de l'air ($\delta^{13}\text{C} = -7$ ‰) et le bicarbonate dissous ($\delta^{13}\text{C} = -2$ ‰). Différence encore renforcée par l'effet cinétique, plus important au cours de la photosynthèse aérienne (PILOT, 1970).

Carbon	ϵ (‰) at 20°C	$d\epsilon/dT$ (‰/°C) at 20°C	Reference
$\text{CaCO}_3\text{-CO}_2(\text{gas})$	$+10.17 \pm 0.18$	-0.063 ± 0.008	Emrich et al. (1970)
$\text{CaCO}_3\text{-HCO}_3^-$	$+1.85 \pm 0.23$	$+0.035 \pm 0.013$	Emrich et al. (1970)
$\text{HCO}_3^-\text{-CO}_2(\text{gas})$	$+8.38 \pm 0.12$	-0.109 ± 0.005	Emrich et al. (1970)
$\text{CO}_2(\text{aq})\text{-CO}_2(\text{gas})$	+1.1		Vogel et al. (1970)
$\text{HCO}_3^-\text{-CO}_3^{2-}$	+3		Mook quoted by Craig (1970)
Aragonite calcite	+1.8 (25°C)		Rubinson and Clayton (1969)
Calcite- HCO_3^-	+0.9 (25°C)		Rubinson and Clayton (1969)

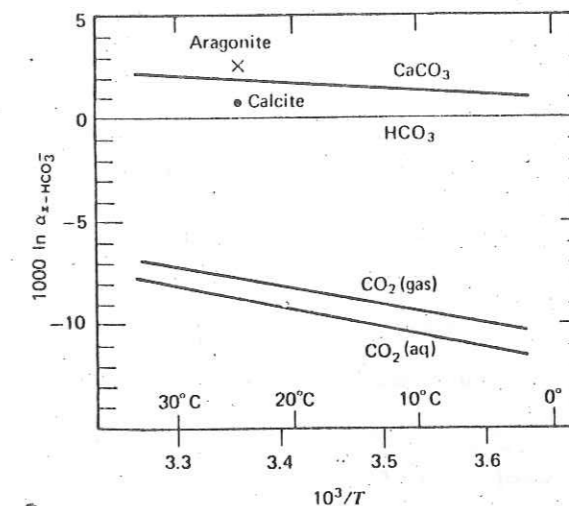


FIGURE 4-5. et TABLEAU 4-4. : Fractionnements isotopiques en fonction de la température pour quelques couples importants (d'après GARLICK, 1974).

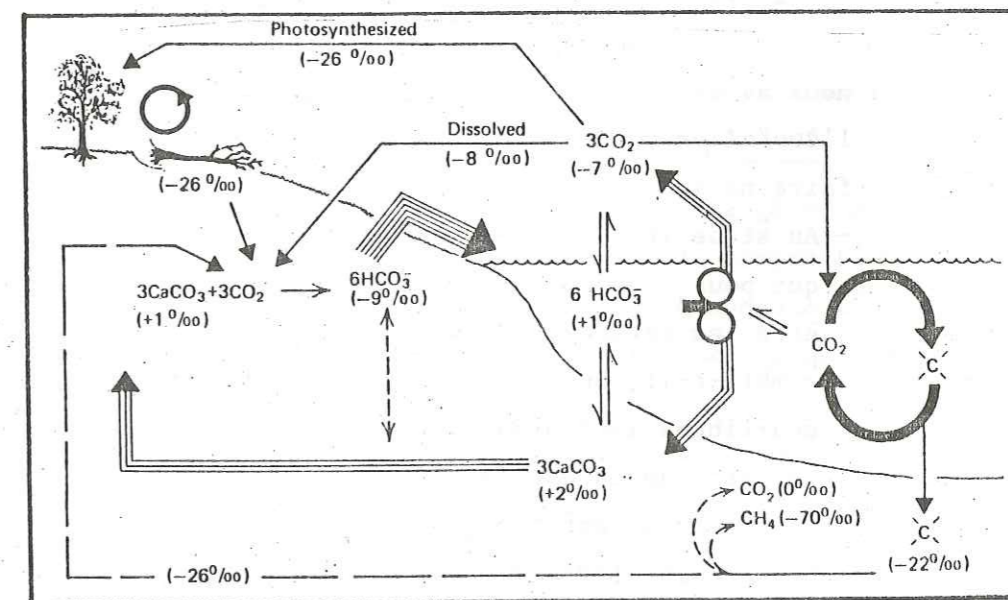


FIGURE 4-6 : Cycle schématique du carbone, avec la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ pour les principaux composants en interaction (d'après GARLICK, 1974).

Le rôle éminent joué par la matière organique dans les échanges isotopiques du carbone est mis en évidence sur ce schéma. D'après LANDERGRÉN (1953), tant que ces échanges se font en milieu ouvert, entre l'atmosphère, l'eau de mer et le sédiment, on obtient dans les calcaires formés des compositions isotopiques "normales", qui présentent de faibles variations. En revanche, en milieu fermé, plus ou moins stagnant, où les processus liés à la vie organique prennent une importance relative très grande, on peut observer un enrichissement en ^{12}C des carbonates formés, mais surtout il se manifeste une nette augmentation de la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$. Elle est provoquée : soit par une modification de la composition isotopique du CO_2 dans le milieu marin, soit pendant la diagenèse par des échanges entre le calcaire et la matière organique qui, au cours de son oxydation, relâche du CO_2 .

Par conséquent, la *productivité organique*, dans un bassin, en modifiant la composition isotopique du CO_2 dissous, est le *facteur déterminant* en ce qui concerne la composition isotopique des calcaires formés dans ce bassin (figure 4-6).

Remarque importante : il est bien entendu que l'on s'intéresse à la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ du carbonate CaCO_3 . Or un calcaire peut contenir de la matière organique. Celle-ci est-elle susceptible de perturber l'analyse ?

- Tout d'abord, elle peut, en s'altérant au cours de la diagenèse, relâcher du ^{12}C qui s'incorpore au calcaire, modifiant la composition isotopique de celui-ci. P.A. SCHOLLE & M.A. ARTHUR (1980) estiment à $\frac{1}{7}$ la valeur minimale du rapport $\frac{\text{C dans matière organique}}{\text{C dans CaCO}_3}$, initialement, pour que ce phénomène puisse être considéré comme sans influence. En-deçà, l'échantillon est de mauvaise qualité pour une étude isotopique. Un tel rapport conduit, en pratique, à n'accepter pour l'analyse, que des roches ayant au moins 35 % de carbonate non diagénétique.
- Mais elle peut aussi se conserver : si un échantillon à analyser contient beaucoup de matière organique, il convient de l'en épurer par un traitement approprié.

2) Variations au cours de l'histoire du dépôt.

On pourrait reprendre à peu près dans les mêmes termes ce que nous avons dit à propos de l'oxygène, en ce qui concerne la *formation et l'évolution du sédiment*. Mais nous allons voir que les *hypothèses à faire* ne sont pas les mêmes.

- Au stade initial, la température joue, mais dans une mesure moindre que pour l'oxygène, nous l'avons vu. Egalement moins fortes paraissent être les variations isotopiques de l'eau de mer. L'hydrosphère constitue, semble-t-il, un réservoir assez homogène vis-à-vis du carbone : les équilibres isotopiques en son sein sont réalisés, et la variabilité des abondances est faible, de l'ordre de 1 ‰ (en $\delta^{13}\text{C}$). En moyenne, ce réservoir est à $\delta^{13}\text{C} = -3$ ‰ (par rapport au P.D.B. ; CRAIG, 1963). En revanche l'*effet vital* serait beaucoup plus net. C'est ce qu'indiquent les résultats de CRAIG (1953), rapportés par RANKAMA (1954). Nous retrouvons l'importance des phénomènes liés à la vie : la photosynthèse certes, mais aussi la variabilité du fractionnement en fonction du biotope (WICKMAN, 1952). En effet plus la végétation abonde dans une région donnée, plus le cycle du carbone s'accélère, et plus loin est poussé le fractionnement. Il sera par conséquent difficile d'énoncer les mêmes hypothèses que pour l'oxygène : en réalité nous serons amenés à supposer sans incidence

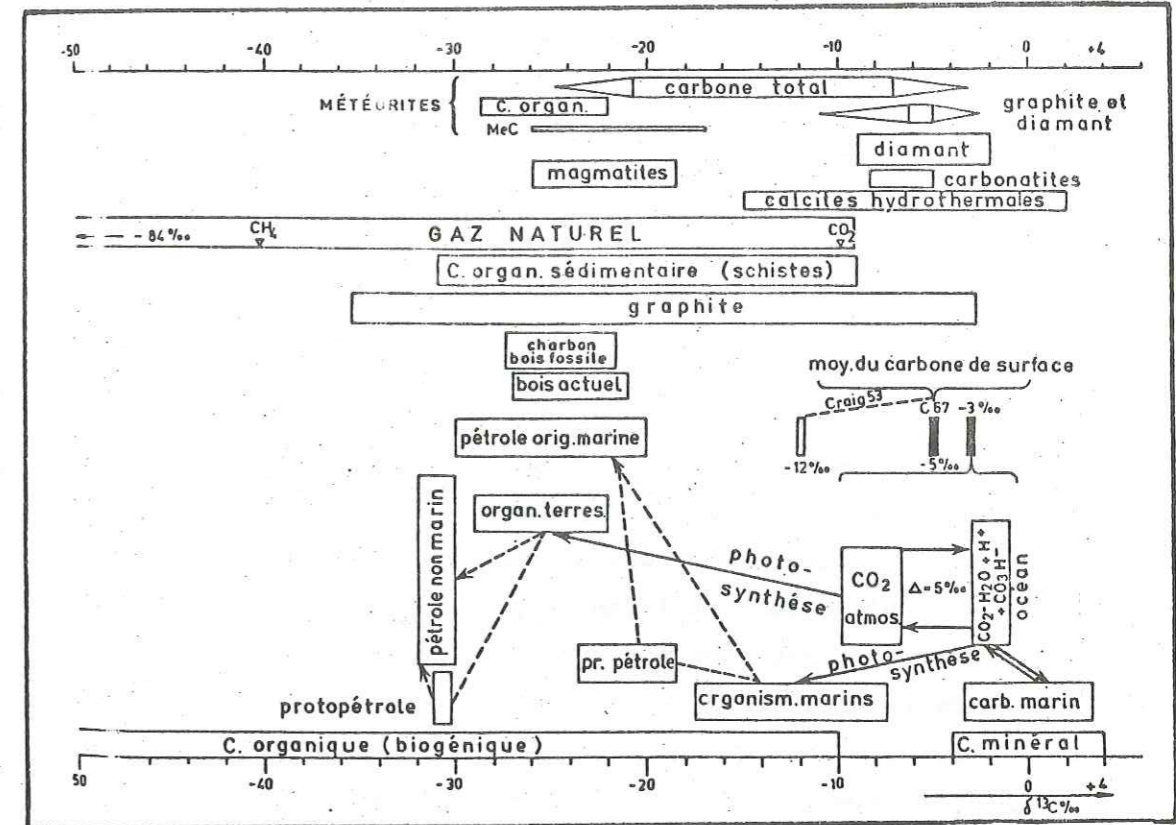


FIGURE 4-7. : Composition isotopique en carbone des principaux réservoirs naturels (in PILOT, 1970).

Les principaux types de roches et les principaux composants organiques sont ici classés à $\delta^{13}\text{C}$ croissant (par rapport au P.D.B.)

Remarque : Les variations observées au cours des temps géologiques restent faibles, de l'ordre de 3 ‰. Globalement, il semble exister une tendance très modérée à l'augmentation à mesure que l'on s'approche de l'actuel. En revanche, il pourrait y avoir des tendances beaucoup plus marquées au cours de certaines ères : par exemple, une croissance mésozoïque, suivie d'une décroissance à la fin du Crétacé.

les paramètres qui précisément comptaient pour l'oxygène, c'est-à-dire la température, la salinité, et les variations de composition en ^{13}C de l'océan. En revanche ce seront surtout les *phénomènes biologiques*, ainsi que d'éventuels écarts à l'équilibre isotopique, qui retiendront notre attention.

- Au cours de la *diagenèse*, des échanges peuvent se produire. En général, ils ont moins d'influence que pour l'oxygène, car le rapport $\frac{\text{C dans les solutions interstitielles}}{\text{C dans le matériel solide}}$ est beaucoup plus petit que le rapport équivalent pour l'oxygène. D'autre part, le fractionnement solide/liquide est plus faible pour C que pour O (SCHOLLE & ARTHUR, 1980). Jusqu'à 192°C, température d'inversion de la réaction de fractionnement entre carbonates et phases fluides, le $\delta^{13}\text{C}$ du calcaire ne peut que décroître. Au-delà de 192°C, au contraire, une augmentation est éventuellement possible, mais dans des proportions qui restent faibles (2 à 3 ‰) : pour cela, il faut que du CO_2 traverse le massif, après avoir franchi un réservoir, même moins riche, dont la *température*

est très différente, plus favorable aux échanges (LETOLLE, comm. orale). Les carbonates et les schistes constituent deux réservoirs importants, respectivement à $\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} \approx -29\text{‰}$; soit en moyenne $\delta^{13}\text{C} \approx -12\text{‰}$ (PILOT, 1970) (figure 4-7). Si la phase fluide a traversé des formations carbonatées, et a pu s'équilibrer avec elles, son CO_2 aura un $\delta^{13}\text{C}$ proche de celui des calcites marines. Si elle a traversé des formations riches en C organique, son CO_2 , supposé là encore refléter un équilibre, aura un $\delta^{13}\text{C}$ bien plus faible (FEREY, 1980).

HODGSON (1966), dans une étude portant sur 60 carbonates diagénétiques, en milieu marin, montre que ces matériaux tardivement précipités ont des $\delta^{13}\text{C}$ bien inférieurs à ceux des carbonates marins normaux. Il suppose qu'ils se sont formés à partir de CO_2 particulièrement "léger", obtenu par décarboxylation enzymatique de composants organiques à basse température. En somme, il arrive que la diagénèse ait une influence non négligeable. Mais lorsque ces conséquences sont marquées, au niveau isotopique, elles le sont également ailleurs, sur le plan minéralogique notamment (recristallisations). On retrouve, là encore, la nécessité d'écarter les niveaux où abondent les carbonates non sédimentaires.

- Les données rassemblées par RANKAMA (1954) lui permettent de penser que le métamorphisme des carbonates n'entraîne généralement que de très légères modifications du $\delta^{13}\text{C}$, sans doute une petite diminution qui pourrait être due à des circulations de CO_2 d'origine ignée. Quoi qu'il en soit, ces modifications affectent toute la série, et les profils d'ensemble ne sont pas radicalement transformés.

- Enfin, en ce qui concerne l'altération météorique, le problème est le même que pour l'oxygène (figure 4-4).

En conclusion, les hypothèses que nous ferons pour être en mesure d'interpréter les variations de $\delta^{13}\text{C}$ mises en évidence seront les suivantes : les influences de la température de l'eau de mer, de sa salinité, de sa composition isotopique, et celles de la diagénèse, du métamorphisme, de l'altération météorique et de la matière organique contenue seront supposées du second ordre, ou tout au moins ne pas oblitérer les tendances générales. Les interprétations pourront porter alors sur les conditions de la productivité biologique dans le milieu de sédimentation.

3) Quelles sont les causes initiales de variation du $\delta^{13}\text{C}$?

Nous revenons maintenant en détails sur les mécanismes océaniques, liés à la productivité organique, qui sont à la source des variations de $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates au moment de leur sédimentation.

Le CO_2 utilisé par les organismes pour construire leur test a au moins deux origines possibles :

- une origine atmosphérique, à $\delta^{13}\text{C}$ élevé ;
- une origine biologique : le gaz carbonique qui résulte de l'oxydation de la matière organique, à $\delta^{13}\text{C}$ faible.

Dans une région donnée d'un bassin océanique, à une époque donnée, l'importance relative de chacune de ces deux sources dans les eaux de surface, où a lieu la précipitation du calcaire, détermine la composition isotopique de celui-ci. Voici quatre exemples :

- a) Lorsque la géométrie du bassin rend possible, dans un certain lieu et à un certain moment, un apport massif d'éléments nutritifs, la part de la productivité en surface augmente et les carbonates précipités sont particulièrement riches en ^{13}C . Les phénomènes d'injection, désormais classiques, en sont un cas précis : par exemple à la limite Crétacé/Tertiaire dans l'Atlantique Nord, l'injection d'eaux froides en provenance de l'Antarctique se traduit par un événement bien marqué sur le plan isotopique (LETOLLE & RENARD, 1980).
- b) Les modifications eustatiques : par exemple, une grande transgression provoque, en milieu épicontinental, un "boom" de la vie organique. C'est le CO_2 atmosphérique qui, pour un temps, joue un rôle prépondérant, avec le même effet que ci-dessus. Ainsi, LETOLLE & POMEROL (1980) ont montré l'existence d'un signal du $\delta^{13}\text{C}$ au plus fort de la transgression cénomaniennne, dans les craies du Bassin de Paris.
- c) A l'opposé, une augmentation de la biomasse continentale peut entraîner un accroissement important des apports de matière organique terrigène dans l'océan. Si elle parvient à s'y oxyder assez rapidement, le CO_2 biogénique voit son rôle renforcé et les carbonates s'appauvrissent en ^{13}C .
- d) De même, lorsque le temps de résidence des eaux au fond de la mer augmente, l'oxydation de la matière organique devient a priori plus aisée (elle bénéficie de délais prolongés). Alors le ^{13}C du CO_2 dissous s'abaisse, et le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates décroît (VERGNAUD-GRAZZINI & RABUSSIER-LOINTIER, 1980).

Les exemples de ce genre pourraient être multipliés aisément. Ils montrent en fait la réaction première d'un système océanique à un événement extérieur qui modifie le niveau de la productivité organique. Bientôt des effets rétro-actifs (négative feed-back) se font sentir. Ainsi,

une stratification plus marquée des eaux (cas d), entravant la vie par carence des apports nutritifs, abaisse-t-elle aussi la production de CO₂ organique. Cette intrication des phénomènes, qui caractérise l'Océan, rend souvent difficile l'interprétation des profils du carbone 13.

Peut-être existe-t-il un moyen d'unifier les points de vue : raisonner en termes d'oxygénation du milieu, c'est-à-dire dresser le bilan du concours que se livrent, dans un bassin, les apports de matière organique et son oxydation. Dans cet esprit, des études comme celle que résume la figure 4-8 sont extrêmement utiles.

Le cas des calcaires associés à des "black-shales", ou des alternances marno-calcaires riches en carbone organique, est particulièrement intéressant sur le plan de la composition isotopique.

Tout d'abord, résumons les travaux de J.A. MCKENZIE (1980) sur les sédiments du lac Grifensee (Suisse). On y observe depuis une centaine d'années des conditions périodiquement anoxiques, qui se traduisent par le dépôt de varves. L'hiver, la productivité est réduite en surface, et les eaux assez bien oxygénées en profondeur. En été, c'est l'inverse. Après avoir étudié en parallèle le δ¹³C des varves et du CO₂ dissous, l'auteur montre que la craie est précipitée en équilibre isotopique vis-à-vis du carbone. Par conséquent, les variations de δ¹³C enregistrées dans le sédiment reflètent directement celles du CO₂ dissous, liées à la productivité organique. Durant les périodes où celle-ci est intense, c'est-à-dire en été, il y aurait en surface, enrichissement relatif du réservoir aqueux en ¹³C (jusqu'à 4 ‰ environ) en provenance du CO₂ atmosphérique, et les varves correspondantes auraient un δ¹³C plus élevé. En même temps, ces varves seraient plus riches en matière organique, car celle-ci, fournie en abondance, ne pourrait s'oxyder assez vite. Plus en profondeur toutefois, son altération conduirait progressivement à un épuisement des eaux en oxygène, et à l'accroissement relatif de leur proportion en ¹²CO₂. En hiver, des circulations parviendraient à remonter en surface les eaux du fond, et les varves, d'un calcaire plus pur, seraient aussi plus riches en ¹²C.

J.A. MCKENZIE pense que ce modèle est applicable, à une autre échelle de temps, au dépôt des "black-shales" carbonés, ou plus généralement de tout sédiment périodiquement enrichi en matière organique. Les travaux de WEISSERT & al., (1979) vont dans le même sens : la fraction carbonatée liée aux "black-shales" est plus riche en ¹³C que les autres carbonates. C'est le cas des séries pélagiques de l'Atlantique et aussi des Maiolica du bassin lombard.

En conclusion, nous retiendrons qu'une augmentation de δ¹³C dans une série carbonatée peut s'interpréter comme la conséquence d'une productivité organique accrue en surface, tandis qu'une diminution, en revanche, peut être la marque d'un certain confinement. Dans tous les cas, un essor du rôle relatif joué par les processus biologiques dans les échanges isotopiques, s'accompagne d'oscillations de plus grande amplitude du δ¹³C.

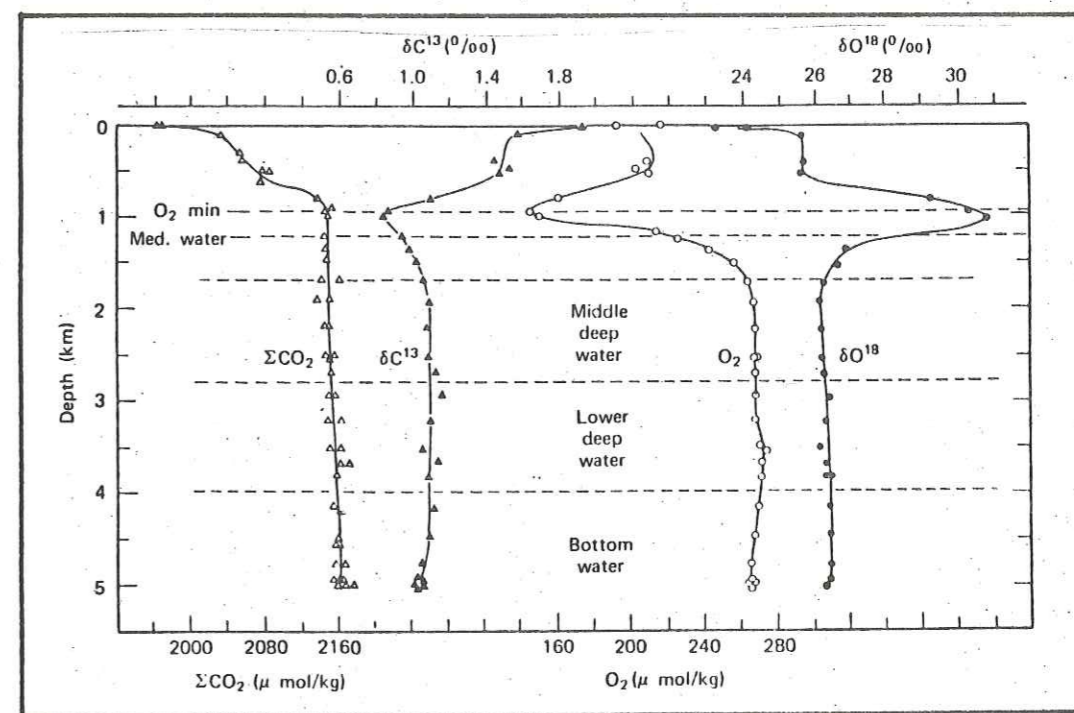


FIGURE 4-8. : Profils verticaux de CO₂, δ¹³C du CO₂ dissous, O₂ dissous et δ¹⁸O du O₂ dissous, dans l'Atlantique Nord (in GARLICK, 1974 ; d'après KROOPNICK & al., 1972).

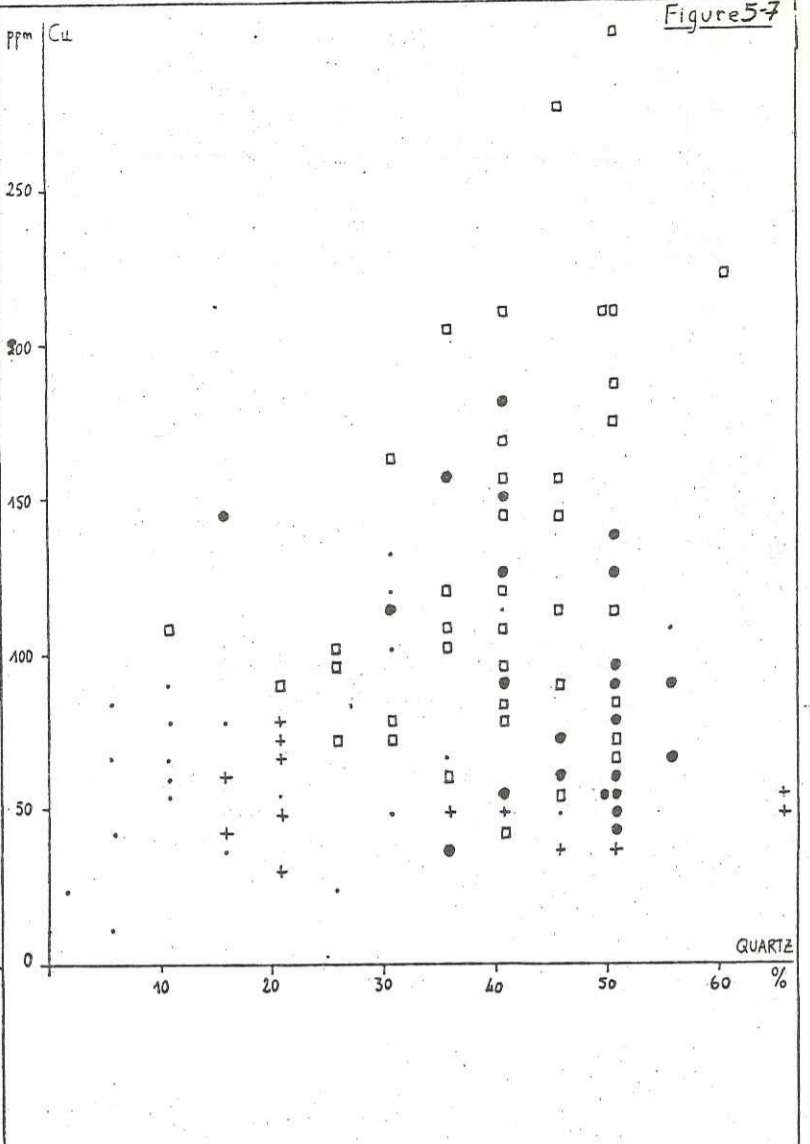
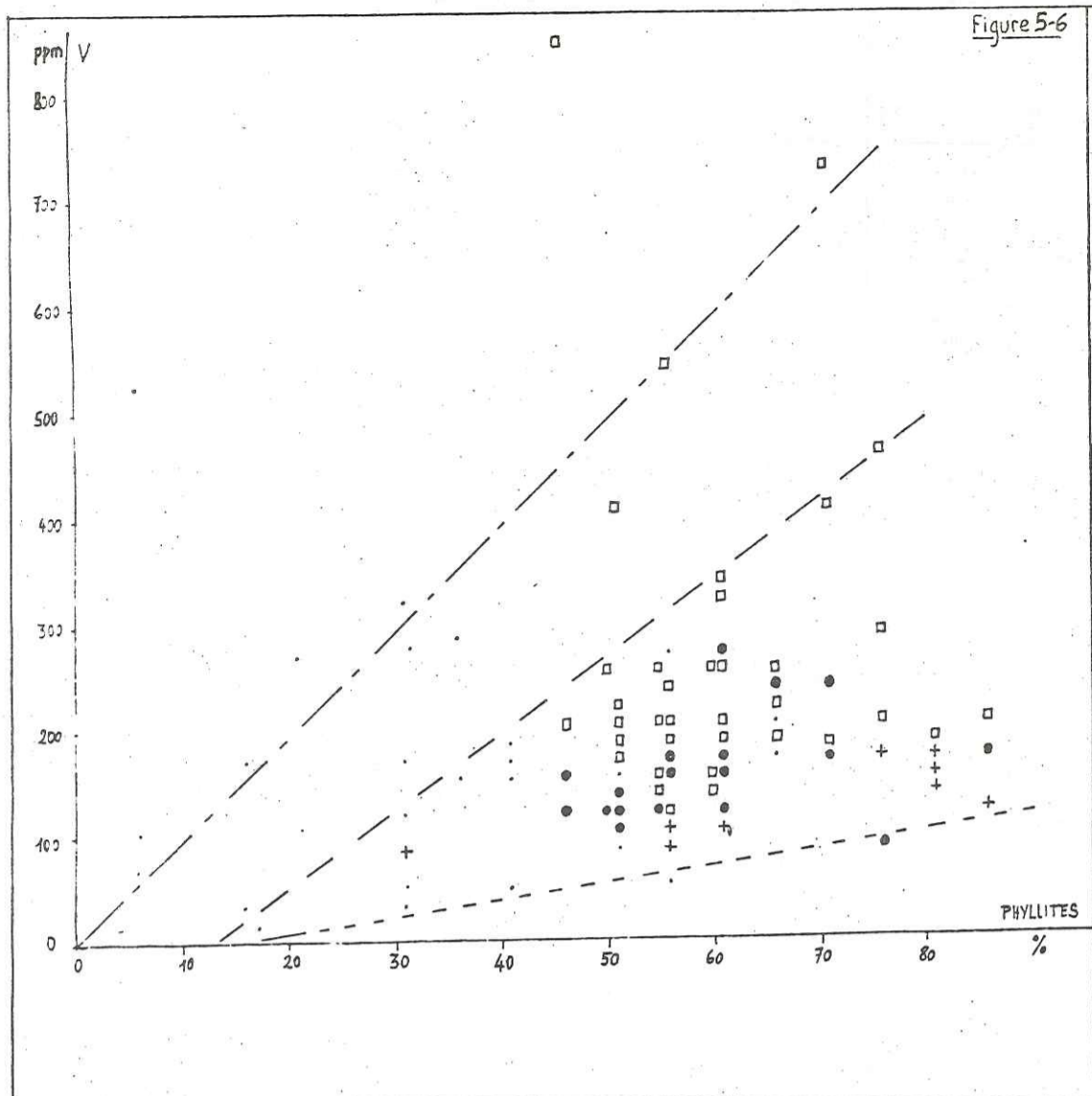
On observe sur cette figure que la couche à O₂ minimum (O₂ min. layer) coïncide avec un maximum de la teneur en ¹³C du CO₂ dissous dans l'eau de mer. C'est probablement qu'à ce niveau, l'altération de la matière organique est maximale, entraînant une carence en oxygène. Mais cela met aussi en évidence la correspondance qui s'établit entre un δ¹³C faible et un épisode anoxique.

Annexe 5

Diagrammes minéraux - éléments (Atlantique)

Pages 448 à 454 : 25 diagrammes minéraux/éléments
particulièrement intéressants, pour le lot des
échantillons de l'Atlantique.

Voir aussi tableau 11 page 171 et AVERTISSEMENT page 244



FIGURES 5-6 et 5-7

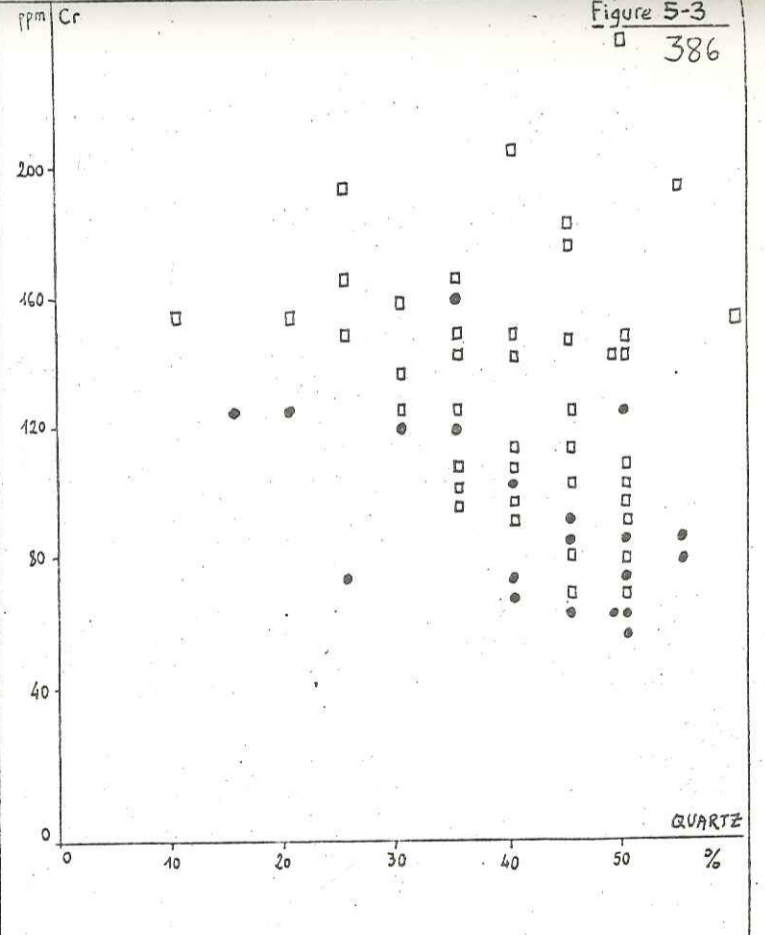
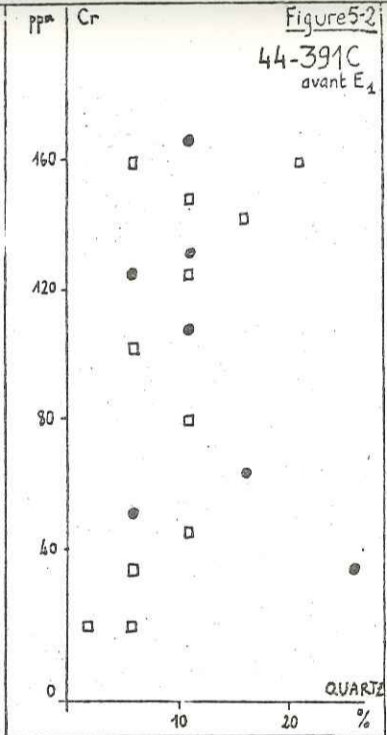
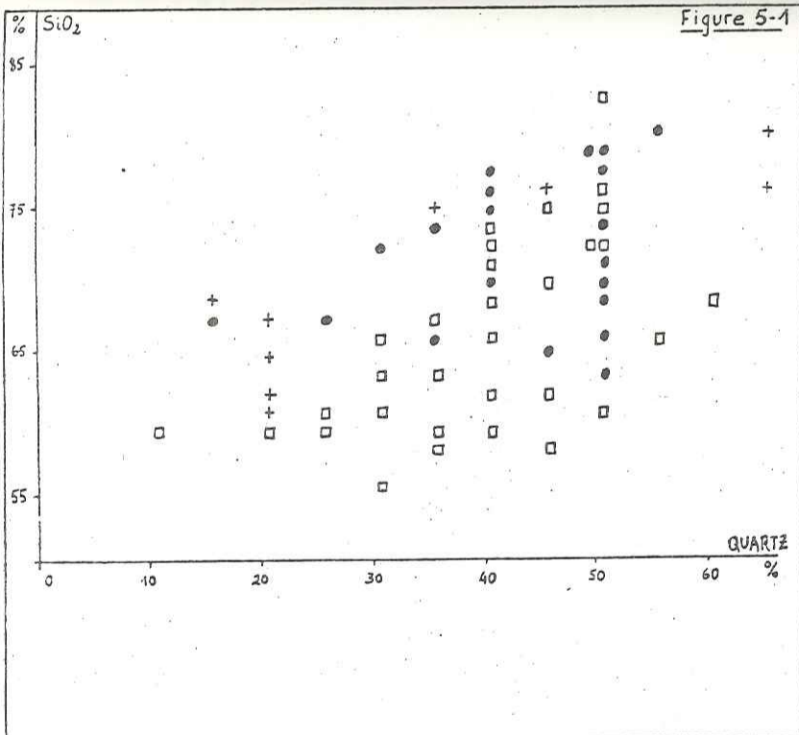
Sites 43-386 et 44-391C :

- argilites vertes
- + argilites rouges
- argilites noires

site 44-391C :

- marnes gris-vert sans laminations
- marnes laminées

• autres faciès, ou faciès indifférenciés



FIGURES 5-1 à 5-5

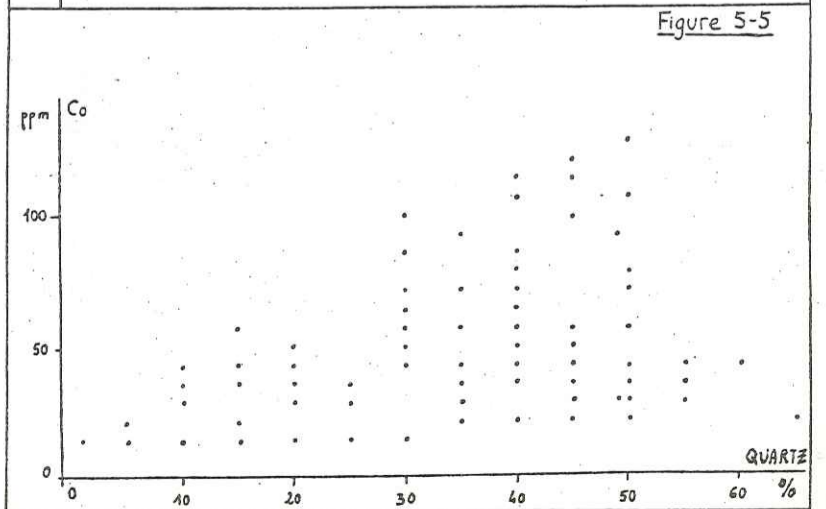
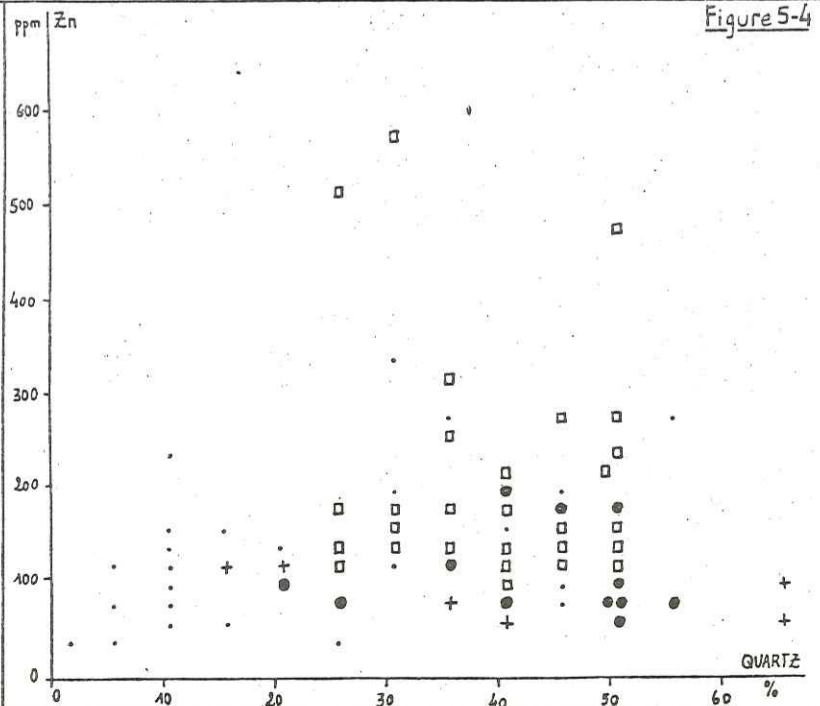
sites 43-386 et 44-391C :

- argilites vertes
- + argilites rouges
- argilites noires

site 44-391C :

- marnes gris-vert sans laminations
- marnes laminées

• autres faciès ou faciès indifférenciés



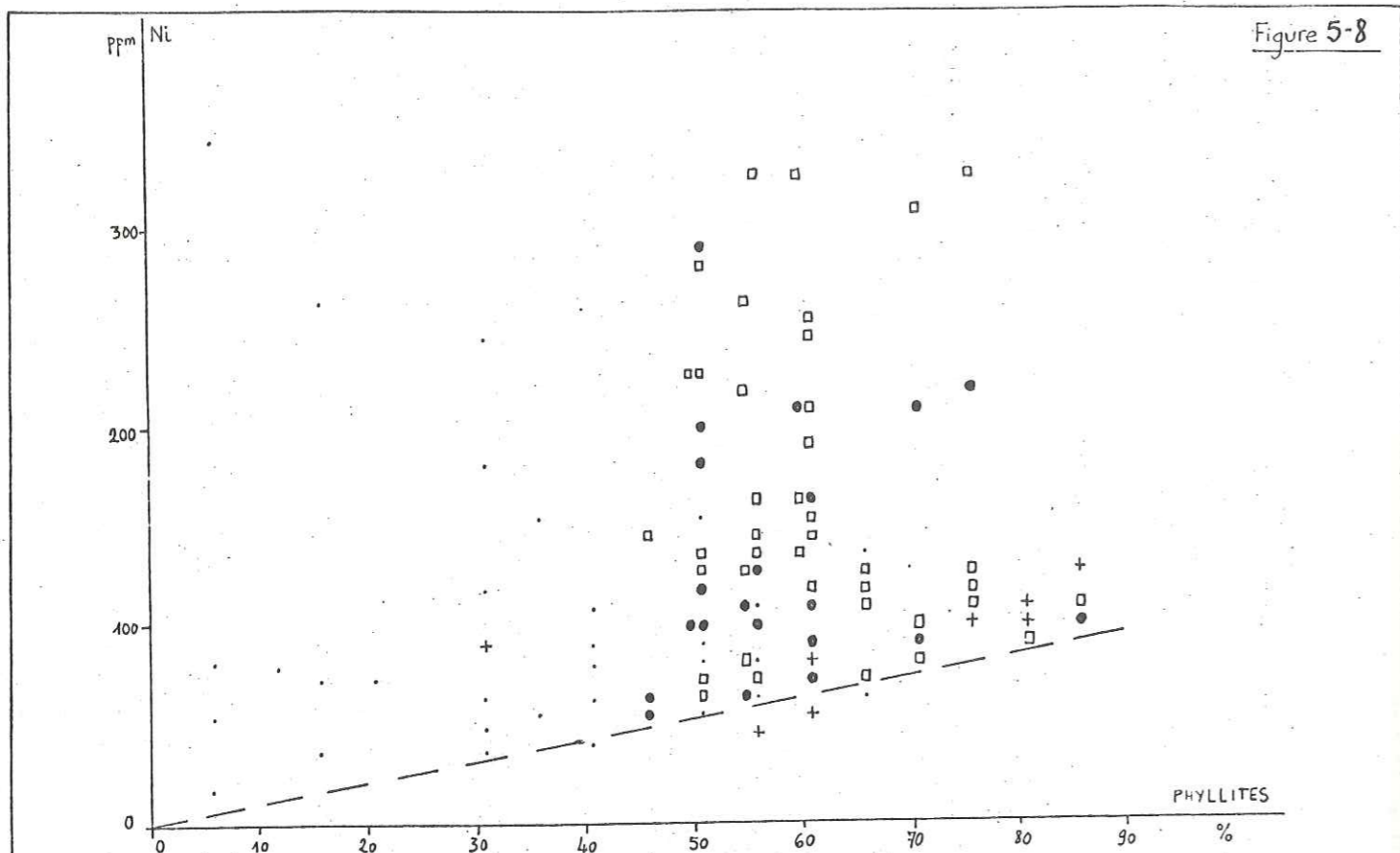


Figure 5-8

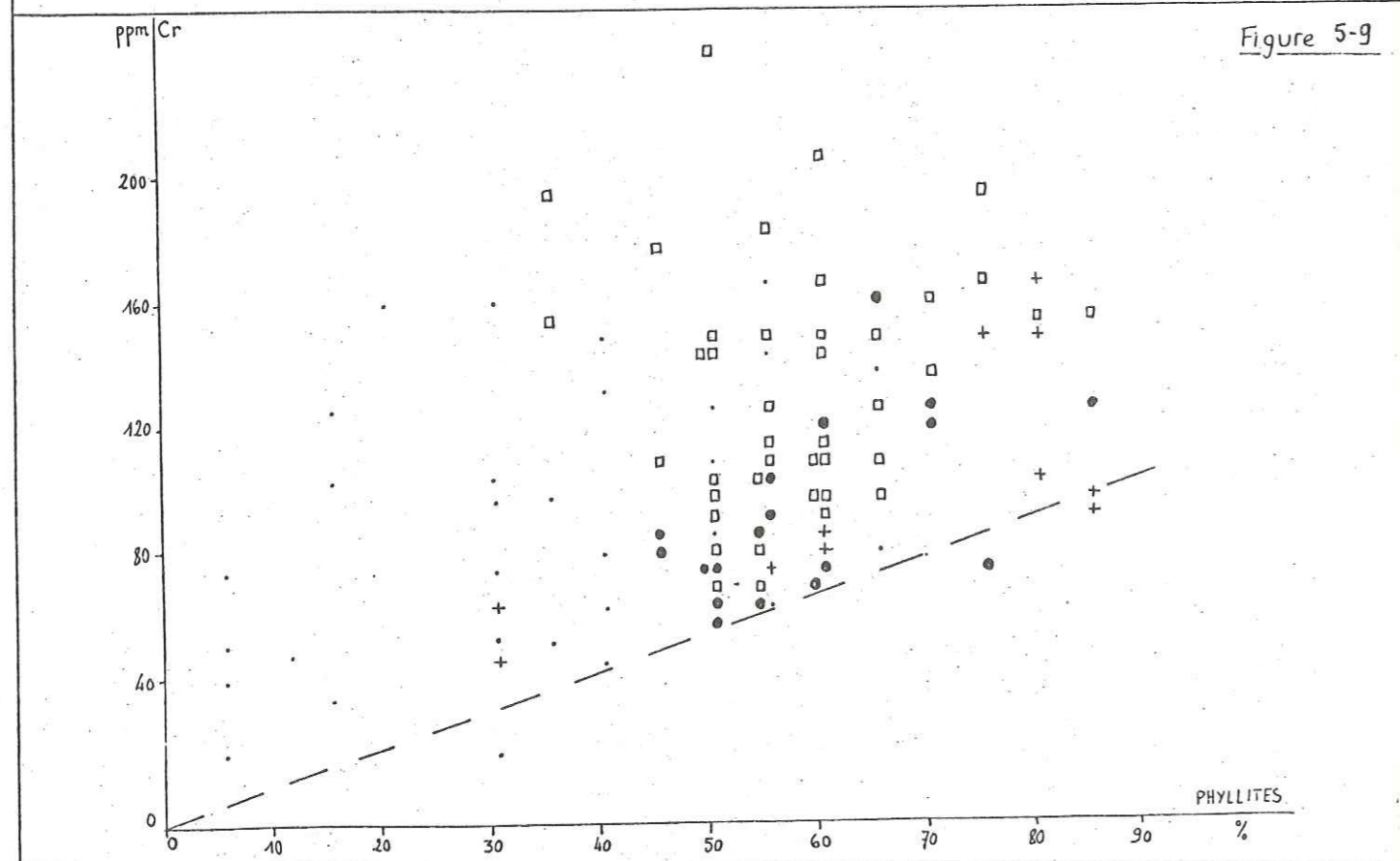


Figure 5-9

FIGURES 5-8 et 5-9

sites 43-386 et 44-391C : ● argilites vertes
 + argilites rouges
 □ argilites noires
 • autres faciès ou faciès indifférenciés

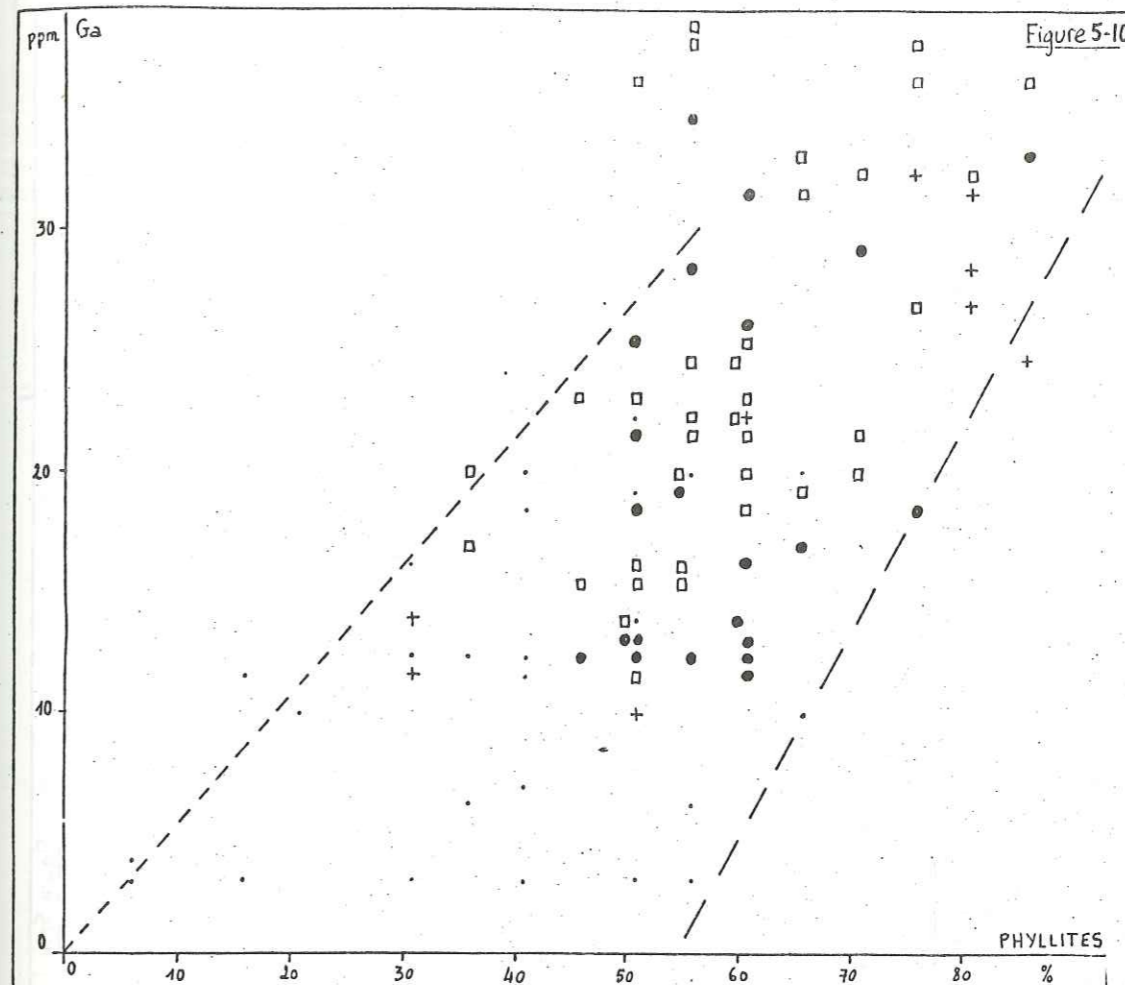


Figure 5-10

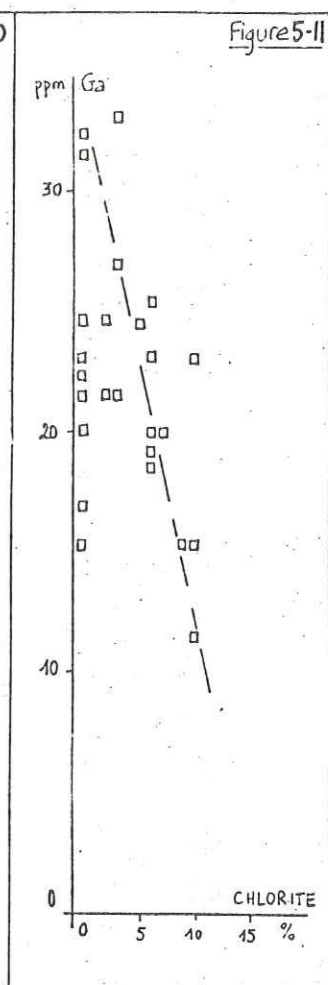


Figure 5-11

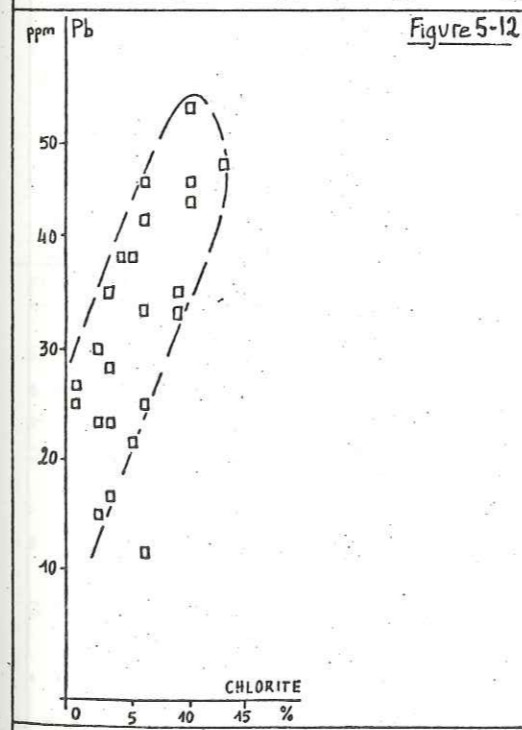


Figure 5-12

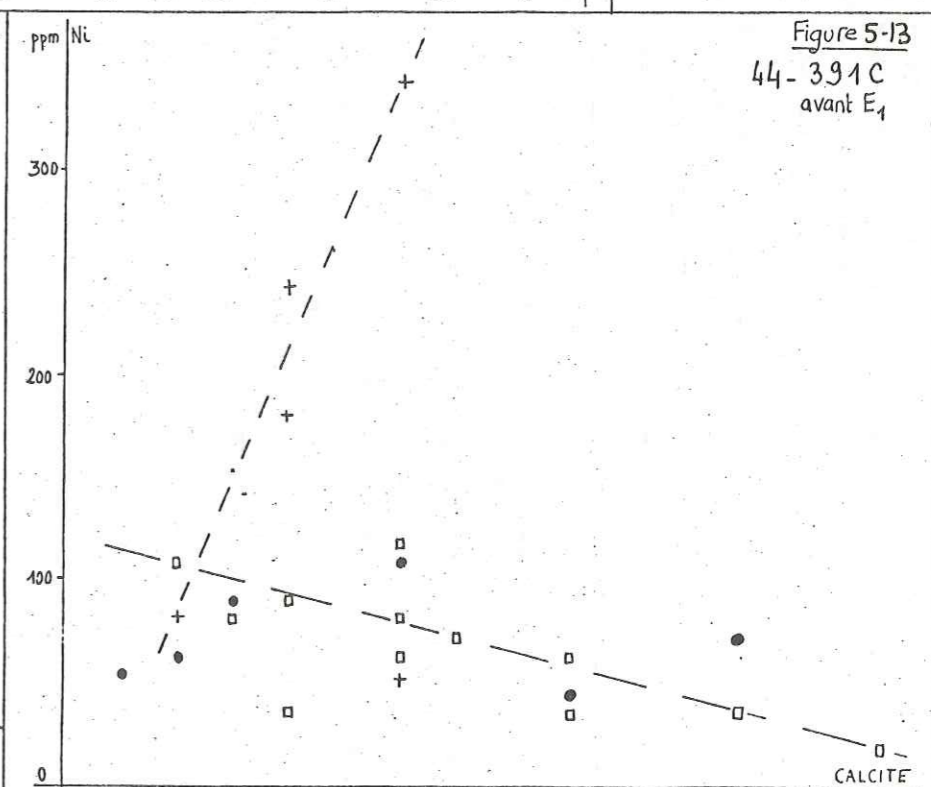
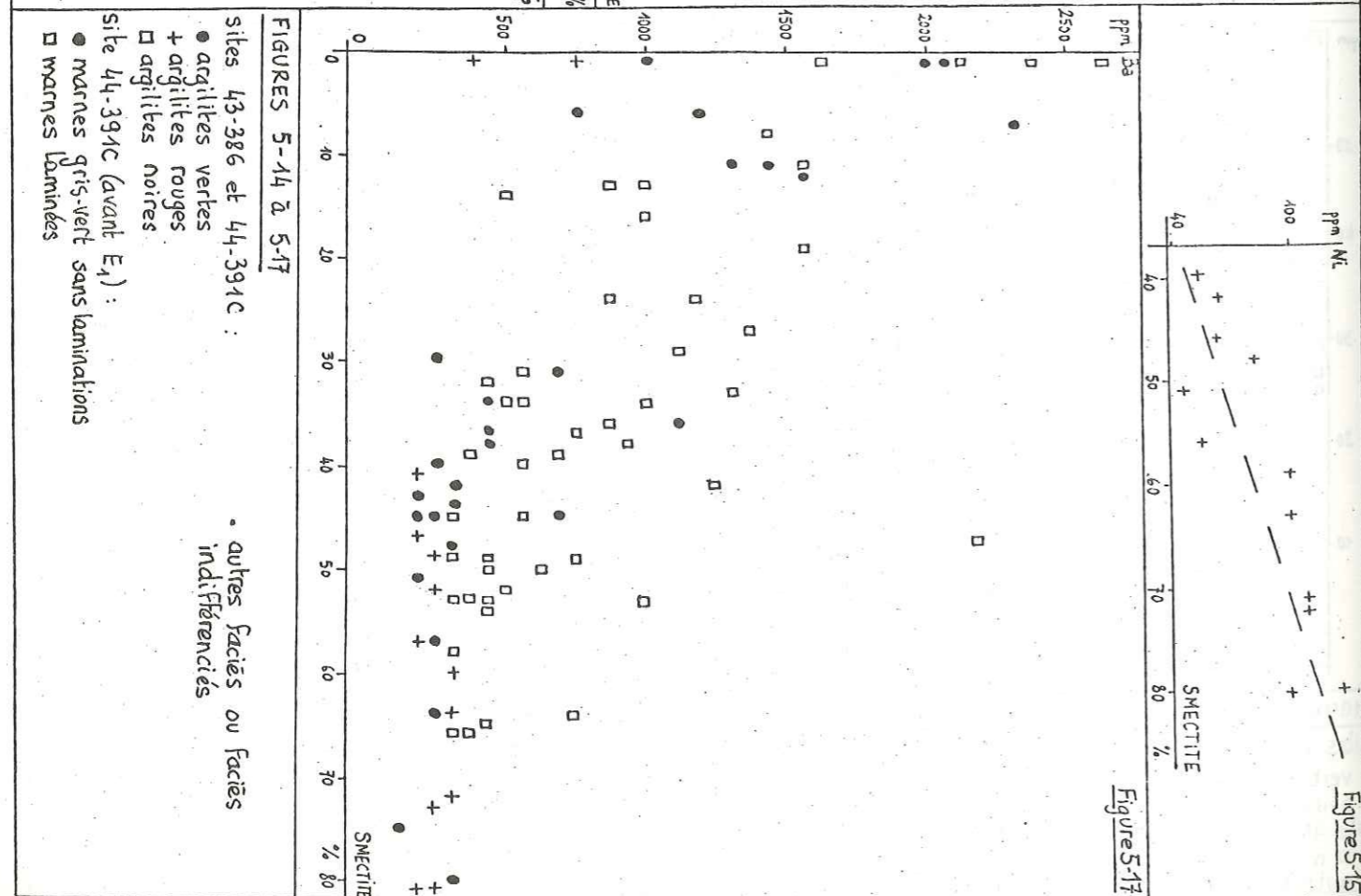
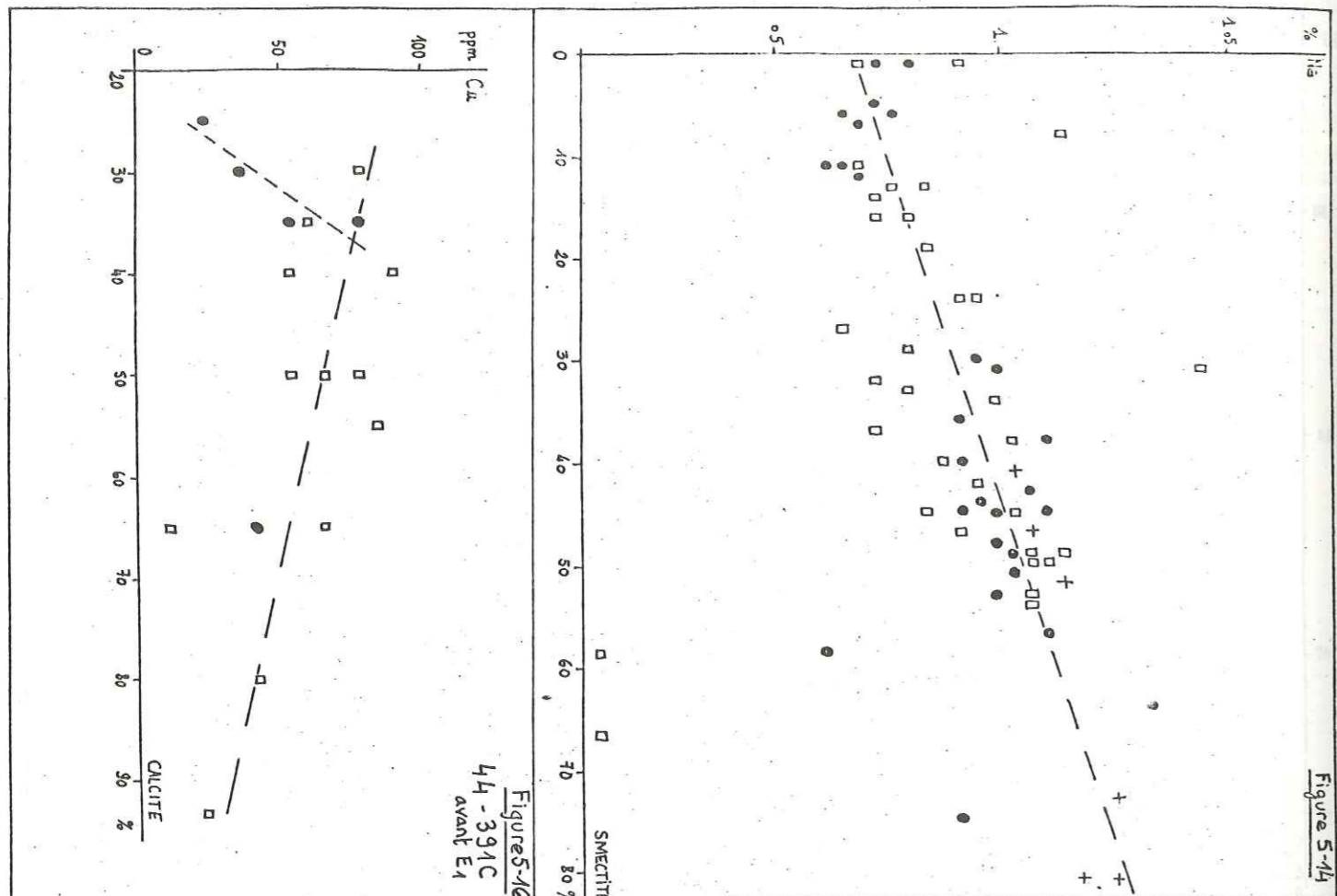


Figure 5-13

44-391C avant E₄

FIGURES 5-10 à 5-13

sites 43-386 et 44-391C : ● argilites vertes ; + argilites rouges ; □ argilites noires.
 site 44-391C : ● marnes non laminées ; □ marnes laminées
 • autres faciès ou faciès indifférenciés



FIGURES 5-14 à 5-17

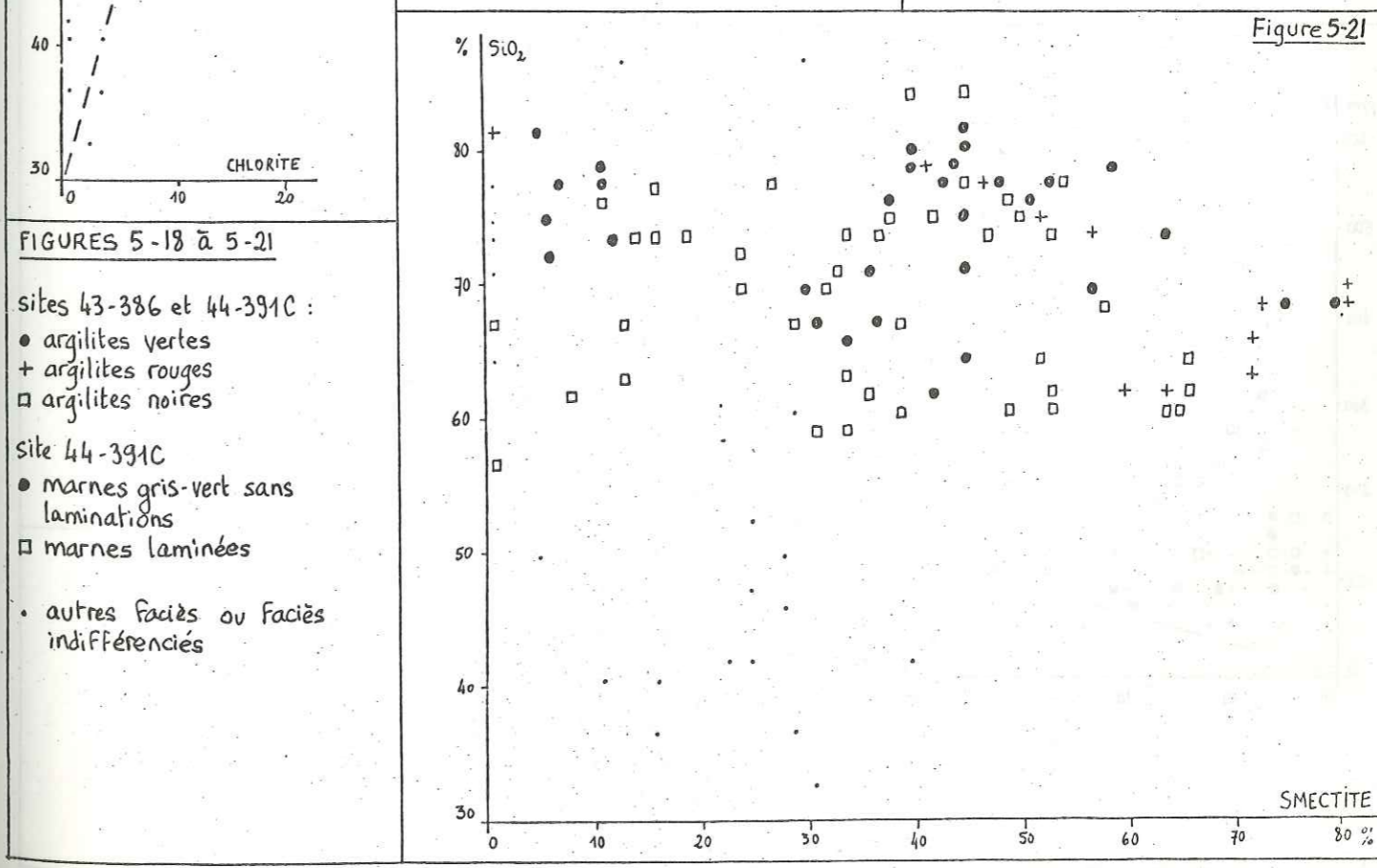
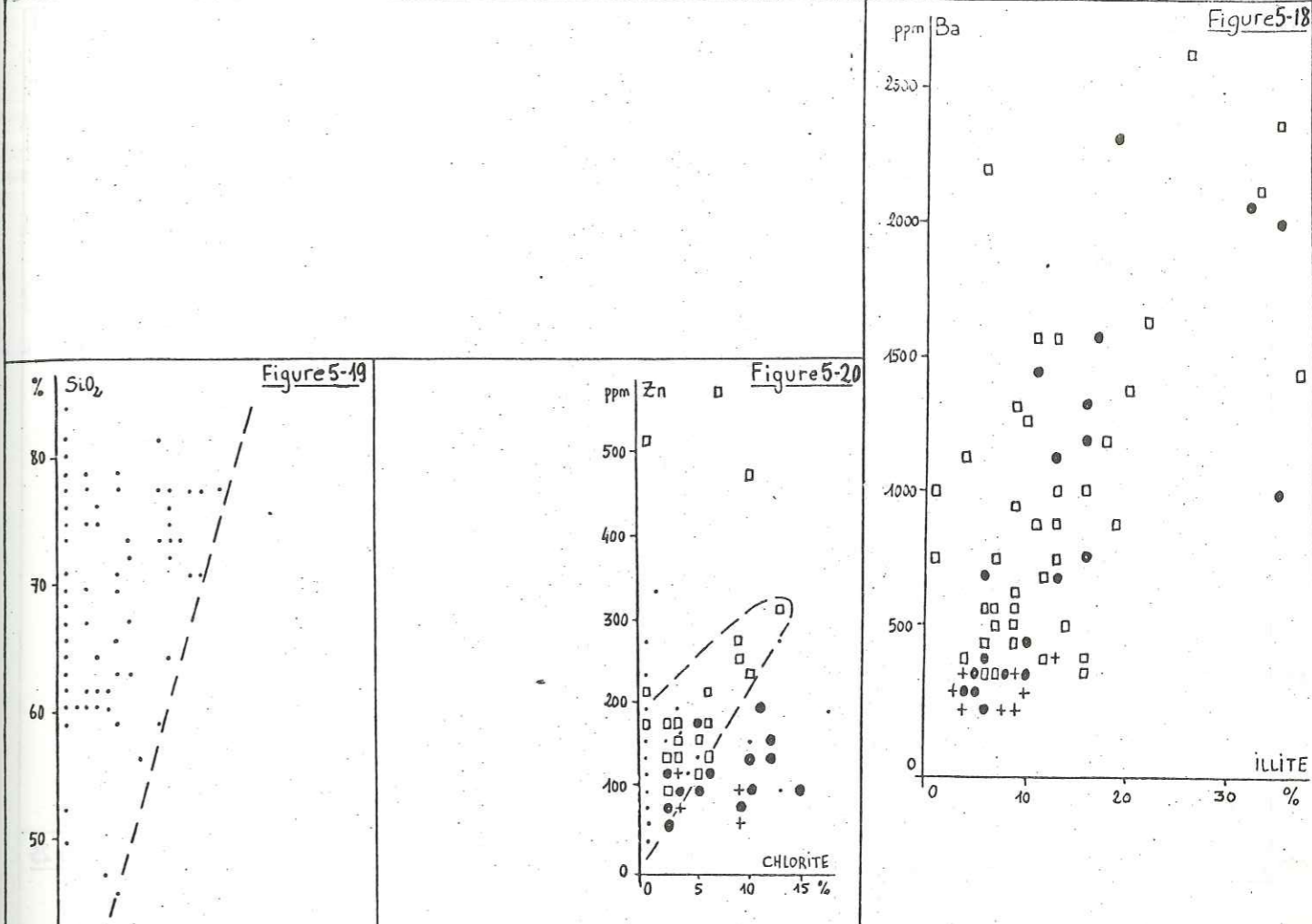
sites 43-386 et 44-391C :

- argilites vertes
- + argilites rouges
- argilites noires

Site 44-391C (avant E₁) :

- marnes gris-vert sans laminations
- marnes laminées

• autres faciès ou faciès indifférenciés



FIGURES 5-18 à 5-21

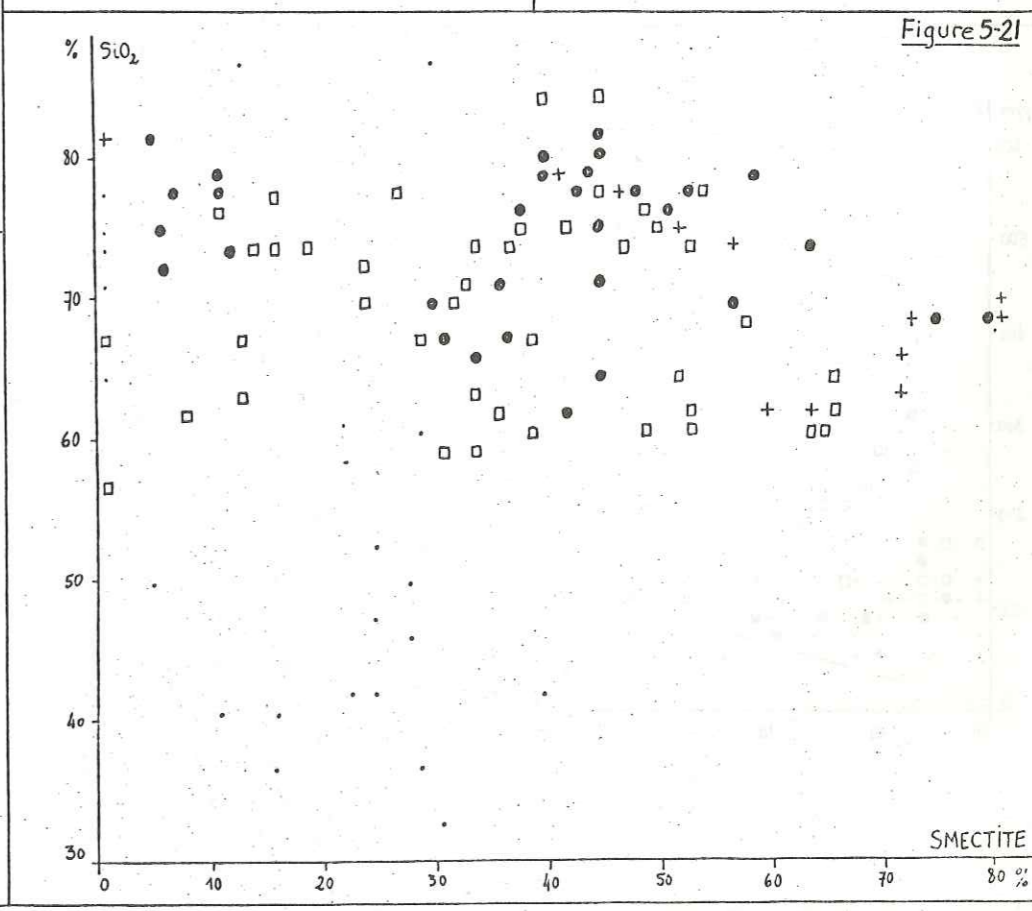
sites 43-386 et 44-391C :

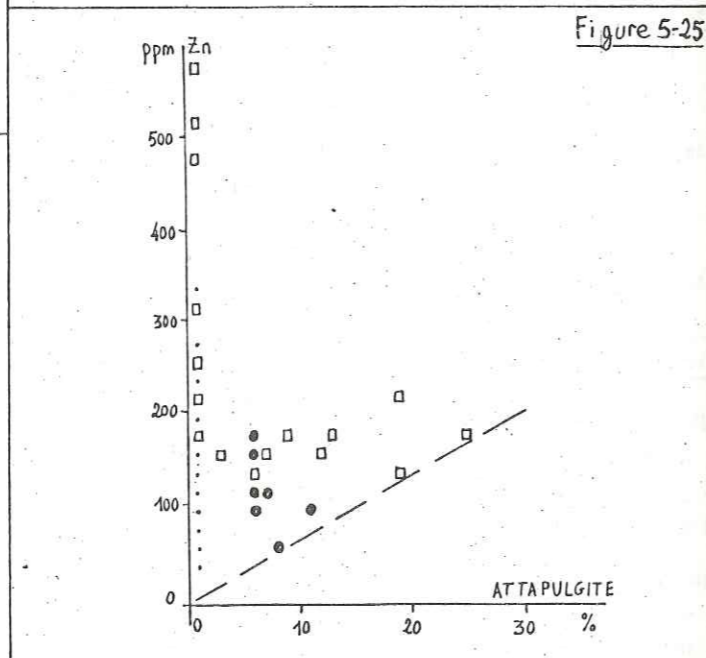
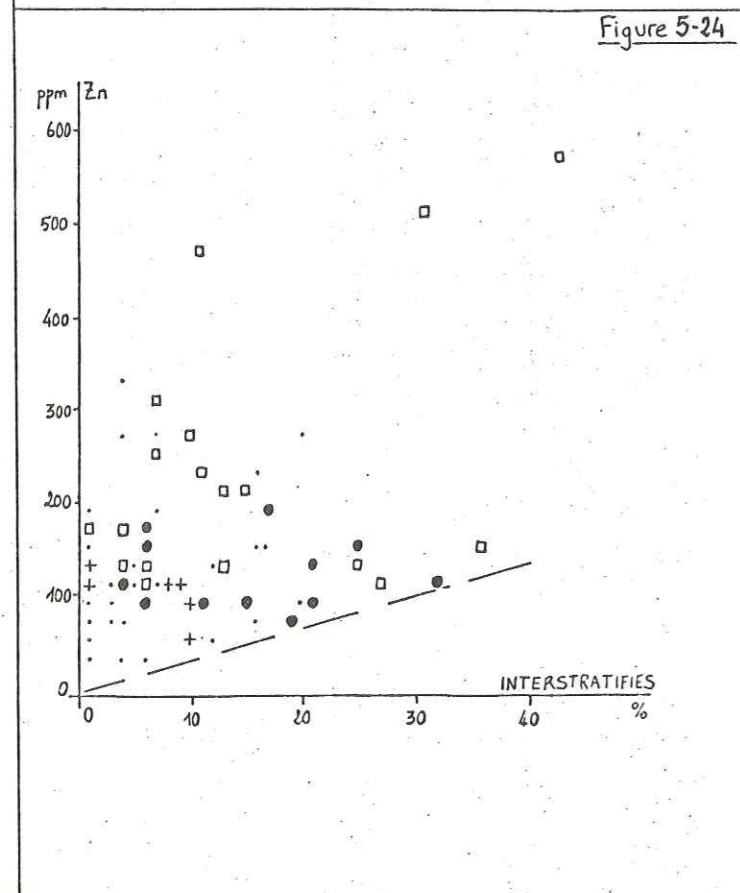
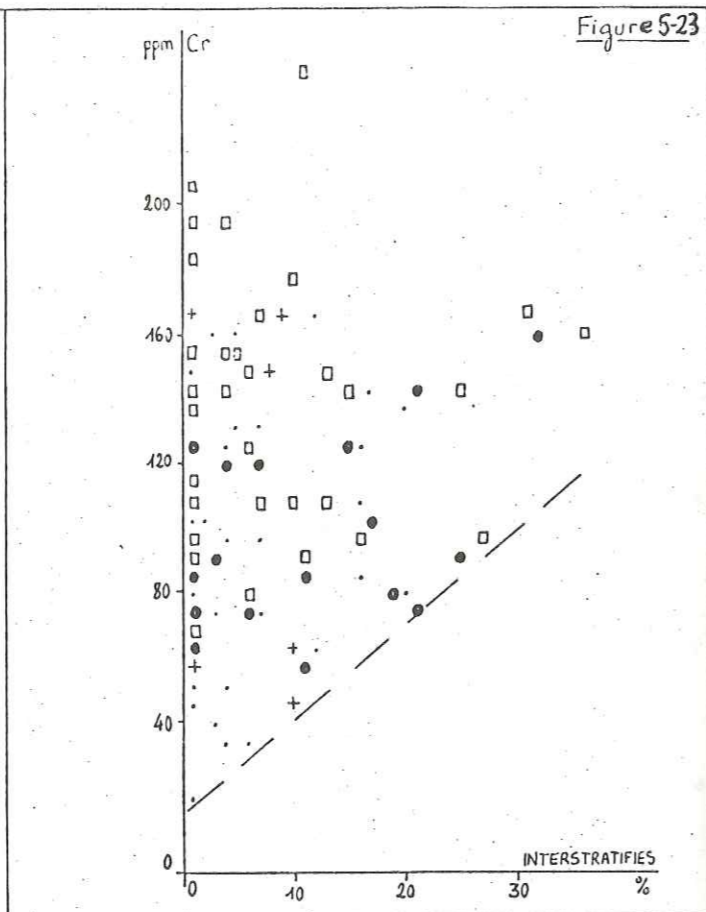
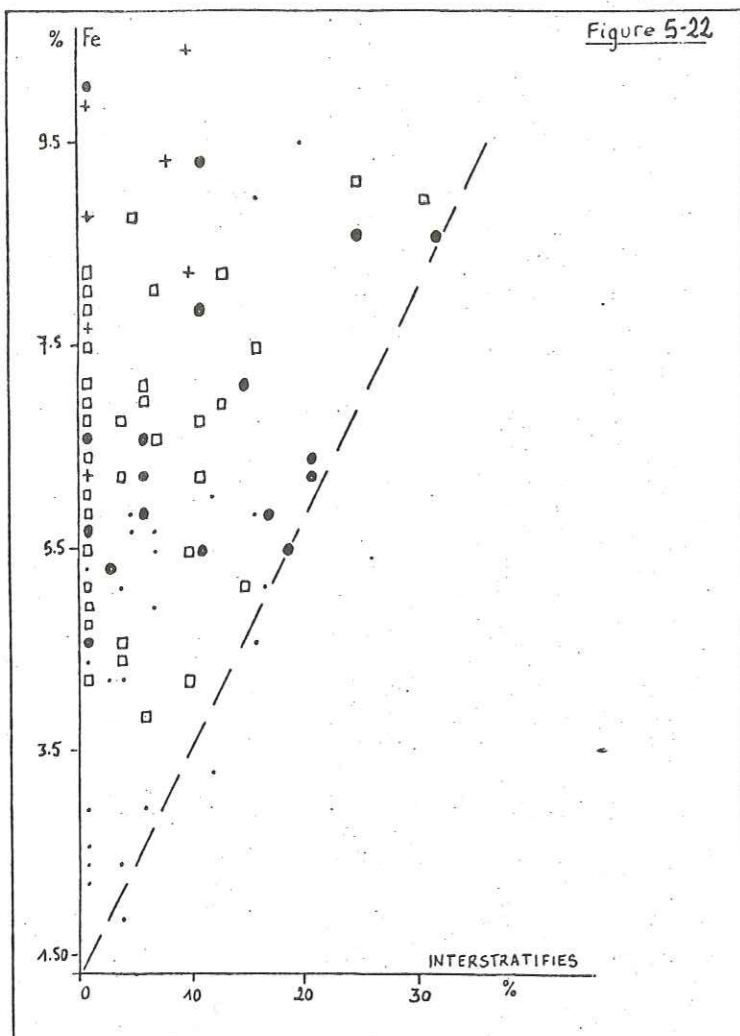
- argilites vertes
- + argilites rouges
- argilites noires

Site 44-391C

- marnes gris-vert sans laminations
- marnes laminées

• autres faciès ou faciès indifférenciés





FIGURES 5-22 à 5-25
 sites 43-386 et 44-391C :
 ● argilites vertes
 + argilites rouges
 □ argilites noires
 site 44-391C (avant E₁):
 ● marnes gris-vert sans laminations
 □ marnes laminées
 • autres faciès ou faciès indifférenciés

Tableaux et figures complémentaires

SOMMAIRE

Moyennes, écarts-types, médianes des teneurs et coefficients de corrélation entre les éléments chimiques (ots "Atlantique", SILI, ARG1, Calcaires alpins) 456

Méthode des intercorrélations positives appliquée aux échantillons des sites 386 et 391 460

Profils des échantillons pour les lots alpins 462

ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE	ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE
Si	62.14	14.33	66.11	Sr	334	291	174
Al	9.15	4.52	8.85	Ba	564	519	327
Mg	2.21	0.64	2.30	V	165	96	144
Ca	4.22	7.35	0.67	Ni	106	72	89
Fe	5.76	2.32	5.69	Co	35	31	25
Mn	0.49	1.37	0.06	Cr	99	46	95
Ti	0.41	0.22	0.38	B	105	58	91
Na	0.96	0.46	0.88	Zn	113	94	93
K	1.87	0.87	1.91	Ga	16	10	15
PF	10.04	7.46	6.49	Cu	85	51	71
				Pb	34	21	34
				Sn	2	1	2

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K
PF	-.87	-.39	-.27	.78	-.50	.17	-.29	-.25	-.52
K	.14	.80	.68	-.41	.80	-.13	.78	.68	
Na	-.10	.93	.39	-.18	.36	-.21	.95		
Ti	-.11	.97	.51	-.20	.45	-.19			
Mn	-.14	-.22	-.05	.12	-.03				
Fe	.24	.48	.65	-.43					
Ca	-.79	-.29	-.01						
Mg	.01	.54							
Al	-.01								

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
Si	-.78	.17	-.05	.06	.21	.02	-.06	.04	.22	.27	.62	-.01
Al	.01	-.08	.14	.01	-.02	.59	.87	.05	.87	-.03	.14	-.03
Mg	-.12	.19	.23	.24	.06	.43	.58	.10	.54	.15	.21	.13
Ca	.69	-.16	.03	-.08	-.17	-.15	-.15	-.11	-.48	-.19	-.46	.05
Fe	-.35	.30	.25	.17	.06	.50	.55	.21	.58	.17	.26	-.09
Mn	-.14	.07	-.06	.09	.08	-.18	-.12	.01	-.11	.11	-.03	-.05
Ti	.14	-.12	.14	-.04	-.07	.59	.87	.06	.84	-.04	.04	-.02
Na	.15	-.19	.13	-.06	-.05	.59	.83	.03	.80	-.01	.05	.06
K	-.18	.22	.26	.13	.11	.66	.79	.21	.78	.20	.22	.02
PF	.59	-.12	.03	-.01	-.13	-.16	-.27	.06	-.48	-.17	-.54	.06

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
Sn	.09	.04	.10	.11	-.06	.13	.09	-.01	.04	.16	-.01
Pb	-.57	.23	.21	.30	.50	.18	.11	.32	.29	.37	
Cu	-.32	.45	.54	.53	.55	.41	.10	.56	.18		
Ga	-.17	.10	.27	.18	.14	.67	.85	.22			
Zn	-.17	.44	.67	.56	.53	.44	.24				
B	.04	-.01	.28	.10	.07	.73					
Cr	-.08	.16	.56	.26	.28						
Co	-.33	.19	.51	.75							
Ni	-.26	.41	.63								
V	-.01	.35									
Ba	-.28										

TABLEAUX 6-1 à 6-4 . Moyennes, écarts-types et médianes des teneurs en éléments chimiques, ainsi que coefficients de corrélation entre les éléments, pour les lots Atlantique (44-391 et 43-386), SILLI, ARGI et calcaires alpins. (Pour la totalité des échantillons alpins, voir tableau 19, page 248).

Les coefficients de corrélation supérieurs à 0.25 ont été encadrés, car ils sont significatifs, pour l'effectif de 100 à 150 échantillons environ de chaque lot, à un risque d'erreur inférieur à 5 % .

TABLEAU 6-1 . Totalité des échantillons de l'Atlantique.

ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE	ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE
Si	78.46	11.15	80.98	Sr	97	73	81
Al	1.18	1.12	.70	Ba	181	308	68
Mg	.38	.45	.22	V	41	27	41
Ca	8.79	6.21	8.82	Ni	31	22	26
Fe	1.16	1.14	.80	Co	32	34	15
Mn	.07	.11	.03	Cr	37	41	21
Ti	.08	.06	.03	B	23	21	10
Na	.04	.04	.02	Zn	18	16	16
K	.33	.31	.21	Ga	3	2	3
PF	7.33	4.74	7.04	Cu	13	13	7
				Pb	22	13	25

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K
PF	-.95	-.12	-.07	.97	-.18	.03	.02	-.12	-.21
K	.07	.92	.61	-.23	.16	.16	.71	.28	
Na	-.03	.47	.37	-.11	.18	.16	.33		
Ti	-.14	.80	.59	-.11	.46	.13			
Mn	-.06	.08	.19	-.02	.13				
Fe	.0	.28	.33	-.19					
Ca	-.87	-.22	-.15						
Mg	-.10	.67							
Al	.01								

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
Si	-.47	-.10	.11	-.07	.15	.0	.25	-.06	.40	-.14	.35
Al	-.03	.09	.22	.18	.14	.21	.30	.50	.56	.18	.23
Mg	.15	.22	.28	.16	.04	.26	.29	.70	.57	.38	.14
Ca	.42	-.05	-.26	-.13	-.19	-.05	-.21	-.07	-.47	-.10	-.35
Fe	.08	.54	.17	.13	-.06	-.13	-.06	.26	.13	.37	-.37
Mn	-.12	.01	.03	.09	.12	-.18	-.24	.17	-.07	.11	-.07
Ti	.06	.17	.31	.41	.16	.05	.07	.57	.46	.37	-.14
Na	.0	.06	.10	-.24	-.30	.22	.30	.29	.40	.14	.26
K	.05	.21	.31	.30	.30	.28	.32	.51	.68	.15	.37
PF	.47	-.08	-.16	.01	-.14	-.04	-.27	-.02	-.45	-.06	-.37

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu
Pb	-.08	-.03	.38	-.18	.22	.40	.67	.15	.52	.05
Cu	.10	.14	.38	.14	-.09	.08	.03	.40	.21	
Ga	-.04	.20	.80	.33	.48	.61	.74	.54		
Zn	-.09	.02	.23	.44	.28	.11	.42			
B	.27	-.05	.51	-.33	-.33	.65				
Cr	.32	-.01	.46	-.09	-.23					
Co	-.25	.12	-.09	.68						
Ni	-.18	.22	.22							
V	.08	.21								
Ba	.11									

TABLEAU 6-2 . lot SILLI (Alpes).

ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE	ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE
Si	56.47	8.84	57.58	Sr	139	110	101
Al	12.84	2.97	12.70	Ba	330	192	296
Mg	2.53	0.80	2.45	V	144	46	142
Ca	6.70	5.95	4.70	Ni	98	41	87
Fe	5.48	1.78	5.25	Co	26	18	26
Mn	0.07	0.05	0.06	Cr	102	38	100
Ti	0.54	0.12	0.53	B	142	59	140
Na	0.55	0.44	0.50	Zn	102	25	104
K	3.25	1.04	3.26	Ga	22	8	23
PF	9.41	5.11	8.32	Cu	58	43	48
				Pb	28	16	26

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K
PF	-.88	-.54	-.27	.94	-.51	.05	-.27	-.34	-.23
K	.05	.47	.33	-.23	.20	-.34	.47	-.17	
Na	.30	.27	.05	-.31	.16	.17	.16		
Ti	.01	.38	.32	-.38	.23	-.14			
Mn	-.08	-.11	-.19	-.03	.07				
Fe	.32	.48	.59	-.56					
Ca	-.76	-.63	-.36						
Mg	.02	.56							
Al	.22								

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
Si	-.44	.05	.11	.04	.12	.31	.12	.17	.59	.11	.11
Al	-.50	-.02	.49	.43	.06	.60	.26	.29	.68	.19	-.17
Mg	-.39	-.09	.27	.31	.13	.23	-.01	.54	.31	.05	-.09
Ca	.69	-.07	-.33	-.28	-.17	-.55	-.17	-.17	-.76	-.15	.04
Fe	-.43	-.07	.28	.20	.15	.33	.04	.49	.37	.01	.02
Mn	.09	.26	-.14	-.20	-.06	-.12	-.14	.02	-.13	-.01	.04
Ti	-.34	.06	.58	.43	.12	.58	.32	.33	.60	.27	-.21
Na	.01	.13	.13	-.09	.06	.11	-.04	.30	.19	.32	.14
K	-.46	-.06	.23	.52	.06	.27	.18	-.09	.29	.02	-.09
PF	.61	.0	-.25	-.23	-.14	-.48	-.15	-.23	-.73	-.19	.03

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu
Pb	.27	-.07	.15	.06	.45	.01	.23	.13	-.18	.08
Cu	.06	.18	.41	.17	-.08	.34	.03	.28	.20	
Ga	-.37	.24	.67	.26	.32	.79	.32	.29		
Zn	.04	.19	.50	.23	.35	.40	-.14			
B	.06	.01	.32	-.04	-.17	.43				
Cr	-.19	.22	.79	.46	.07					
Co	-.14	-.05	.23	.23						
Ni	-.32	-.11	.37							
V	-.12	.02								
Ba	.16									

TABLEAU 6-3 . Lot ARG1 (Alpes).

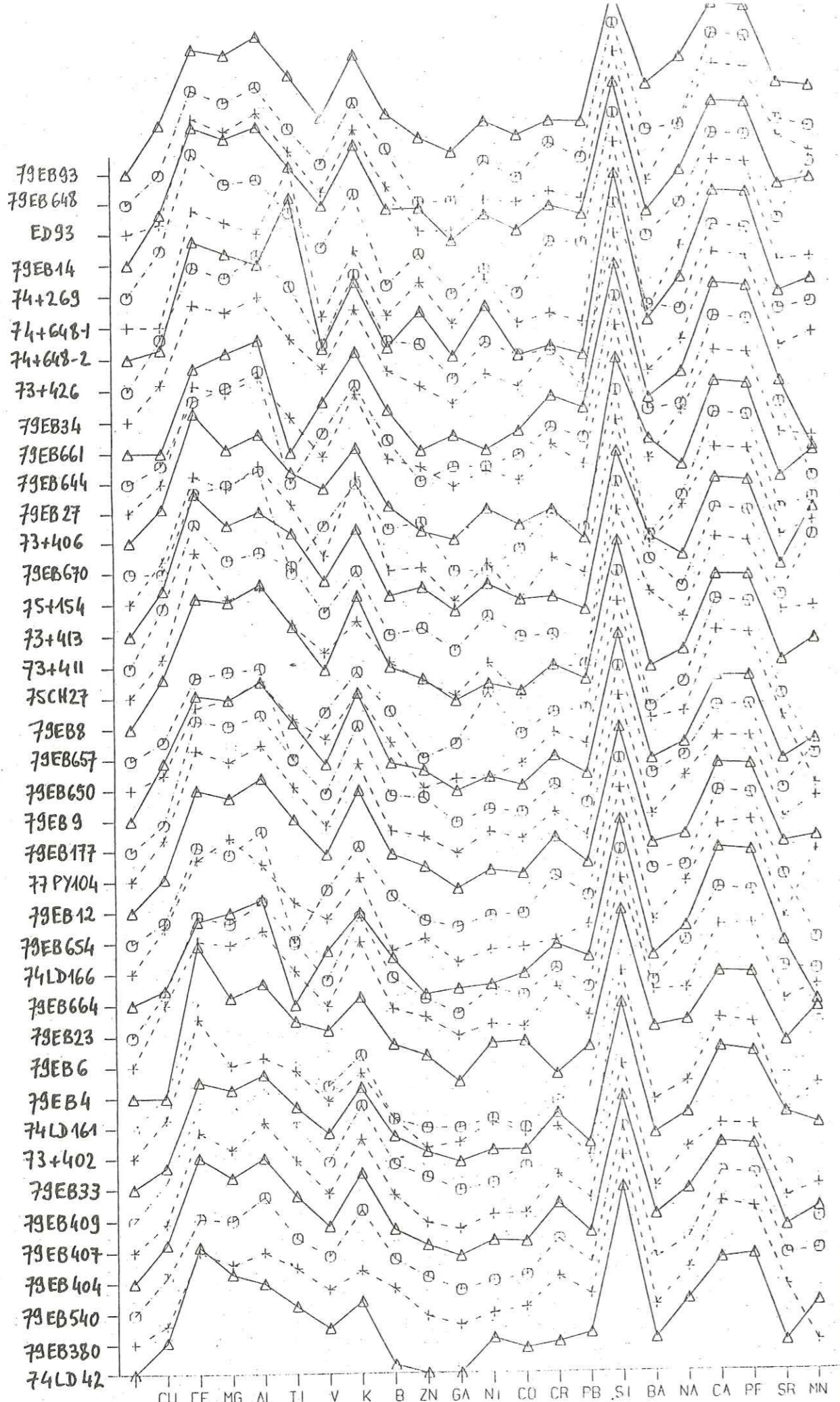
ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE	ELEMENT	MOYENNE	ECART-TYPE	MEDIANE
Si	19.59	10.0	18.90	Sr	565	283	511
Al	3.04	1.68	2.94	Ba	206	195	137
Mg	1.22	1.21	0.82	V	57	45	63
Ca	38.57	7.66	39.26	Ni	39	24	35
Fe	1.80	1.46	1.49	Co	16	13	16
Mn	0.13	0.11	0.10	Cr	44	27	48
Ti	0.16	0.08	0.16	B	31	26	31
Na	0.24	0.19	0.21	Zn	27	26	19
K	0.65	0.49	0.60	Ga	2	1	1
PF	32.08	5.17	32.68	Cu	20	24	10
				Pb	12	11	9

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K
PF	-.91	-.37	-.50	.74	-.38	.10	-.33	-.11	-.37
K	.20	.80	.28	-.41	.16	.01	.74	-.12	
Na	.03	.02	.04	.07	-.09	.03	-.05		
Ti	.18	.85	.08	-.30	.30	-.03			
Fe	.20	.28	.21	-.37					
Ca	-.74	-.48	-.57						
Mg	.47	.20							
Al	.24								

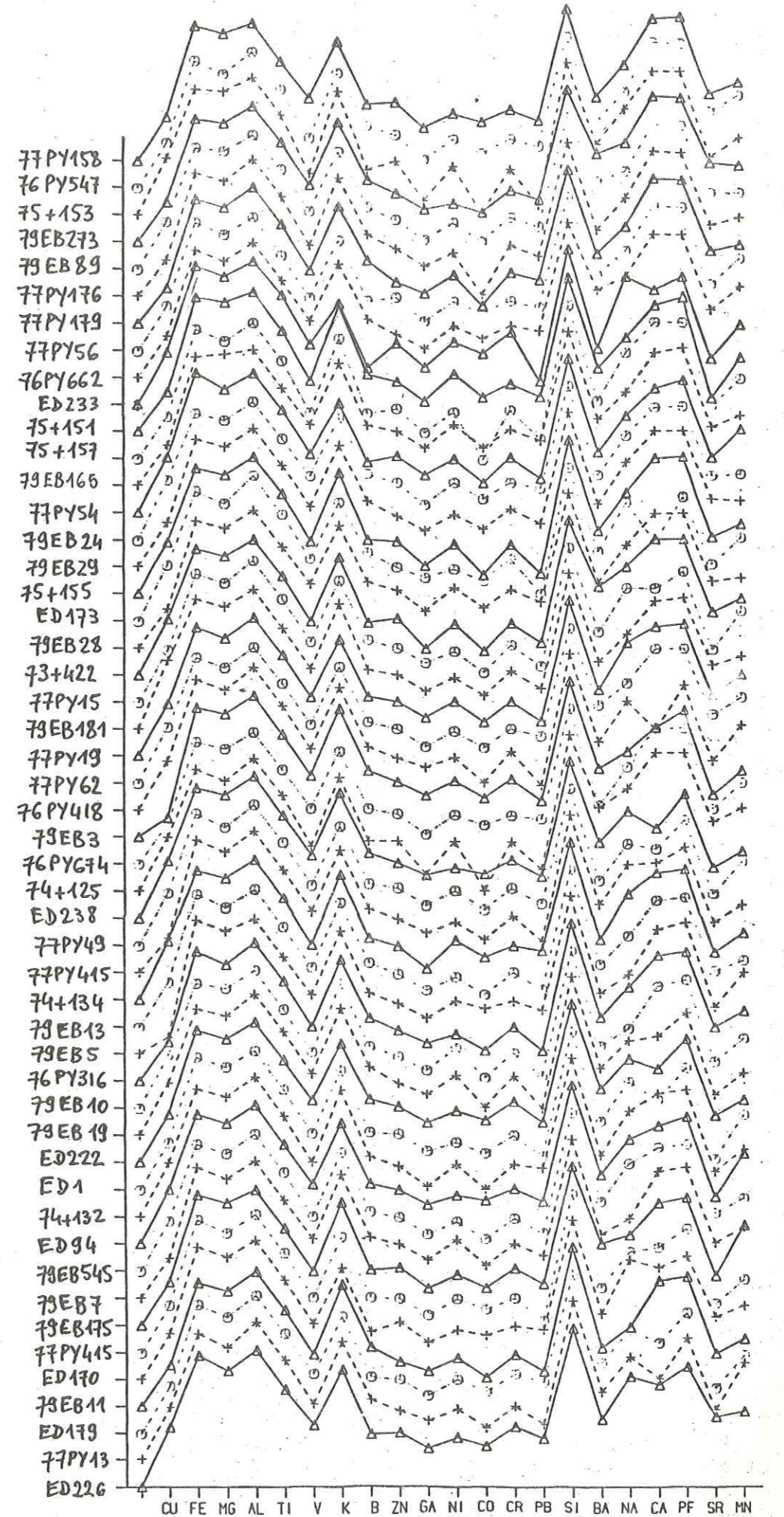
	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb
Si	.10	-.01	-.25	-.14	-.23	-.14	.49	-.01	-.09	.13	-.23
Al	-.08	.29	.11	.10	-.01	.27	.65	.12	.51	.14	.06
Mg	-.11	-.07	-.22	-.24	-.30	-.25	.35	-.22	.12	.27	-.09
Ca	.14	-.07	-.01	.03	.24	.07	-.46	.08	-.13	-.22	.28
Fe	-.13	-.07	.42	.13	-.17	-.10	-.04	.25	.21	.28	-.20
Mn	-.22	-.03	-.05	.07	.19	-.17	-.15	-.25	.17	.11	.43
Ti	.12	.41	.43	.35	.31	.51	.60	.43	.55	-.01	.21
Na	.16	.11	-.17	.01	-.20	-.16	.02	-.35	.08	-.04	.06
K	-.13	.34	.05	.13	.04	.29	.70	.17	.58	.12	.24
PF	.11	-.08	.19	-.02	.16	.19	-.59	.16	-.01	-.25	.06

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu
Pb	-.02	.33	.04	.36	.46	.38	.25	.11	.39	-.06
Cu	-.36	-.13	-.08	-.10	-.19	-.31	-.05	-.18	-.10	
Ga	.01	.27	.30	.10	-.12	.37	.57	-.03		
Zn	.20	.15	.52	.48	.48	.71	.01			
B	.04	.24	-.07	.07	.02	.20				
Cr	.30	.31	.57	.57	.56					
Co	.18	.29	.48	.59						
Ni	.02	.29	.67							
V	.22	.13								
Ba	.11									

TABLEAU 6-4 . Lot des calcaires alpins.



6 -6. PROFILS POUR LE LOT SILI. Principe de la méthode page 214.



6 -7. PROFILS DES ECHANTILLONS DU LOT ARG1.

Références bibliographiques

- ALLEGRE, C.J. & MICHARD, G. (1973).- Introduction à la géochimie. P.U.F., 220p.
- ARRHENIUS, G.O.S. (1963).- Pelagic sediments. In The Sea, ed. by HILL, M.N., vol.3, pp.655-727
- ARRHENIUS, G.O.S. & BONATTI, E. (1965).- Neptunism and vulcanism in the Ocean. In Progress in Oceanography, ed. by SEARS, M., vol.3, pp.7-22
- ARTHUR, M.A. (1975).- Origin of Upper Cretaceous multicolored claystones of the Western Atlantic. In D.S.D.P. In. Rep., vol.43.
- ARTHUR, M.A. (1979).- North Atlantic Cretaceous black-shales : the record at site 398 and a brief comparison with other occurrences. In D.S.D.P. In. Rep., vol.47/2
- ARTHUR, M.A. (1979).- Paleocceanographic events. Recognition, resolution and reconsideration. In Rev. of Geoph. and Space Physics, vol.17, n°7
- ARTHUR, M.A. & al. (1979).- Stable isotope of O and C in carbonates from sites 398 and 116. In D.S.D.P. In. Rep., vol.47/2
- ARTHUR, M.A. & JENKYN, H.C. (1981).- Phosphorites and paleoceanography. In Ocean. Acta, n° sp., 26° congrès, Géologie des marges continentales
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., STEPHAN, J.-F., TARDY, M. (1977).- Tethys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. In C.R.Ac.Sci. Paris, t.285, sérieD, p.1025
- BENSON, W.E., SHERIDAN, R.E. & al. (1978).- In. Rep. of the Deep Sea Drilling Project, vol.44
- BENZECRI, J.-P. (1970).- La pratique de l'analyse des correspondances. In Cahier n° 2 du Lab. des Stat. Math., Fac. Sci., Paris, 35p.
- BERGER, W.H. & Von RAD, U. (1972).- Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In D.S.D.P. In. Rep., vol.14
- BERGER, W.H. (1974).- Deep-sea sedimentation. In The Geology of Continental Margins, ed. by BURK & DRAKE, pp.214-241
- BERGER, W.H. (1979).- Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean, M. EWING Series 3, ed. by TALWANI & al. (A.G.U.), p.297
- BERGGREN, W.A. & HOLLISTER, C.D. (1977).- Plate tectonics and paleocirculation. Commotion in the Ocean. In Tectonophysics, 38, pp.11-48
- BERNER, R.A. (1966).- Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments. In Am. J. of Sci., 264, pp.1-36
- BERNER, R.A. (1971).- Principles of chemical sedimentology. Mc Graw Hill Book Company
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1975).- Alpine, Mediterranean and Central North Atlantic Mesozoic facies in relation with the early evolution of the Tethys. In Modern and ancient geosynclinal sedimentation, ed. by DOTT & SHAVER, Soc. of Econ. Paleont. and Min., S.P.19
- BERNOULLI, D. (1977).- Deep-water carbonates. Roy. Dutch Shell Exploration and Production Lab., Rijswijk, Holland, rapport inédit, 50 p.
- BESNUS, Y. & LUCAS, J. (1970).- Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et les autres substances minérales naturelles. In Coll. Nat. du C.N.R.S., Nancy, 4-6 dec. 1968
- BESNUS, Y. & ROUAULT, R. (1973).- Une méthode d'analyses des roches au spectromètre d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative. In Analyses, vol. 2, n° 2, p.111
- BESNUS, Y. & DIEMER, A. (1976).- Traitements statistiques par ordinateur. Notes techniques de l'Institut de Géologie n° 6, Strasbourg

BESNUS, Y., DUNOYER DE SEGONZAC, G., ABBAS, M. (1976).- Géochimie de la fraction argileuse dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. In *Sci. Géol.*, bull., 29, 1, pp.21-31

BESNUS, Y. & MOSSER, C. (1976).- Les groupes à intercorrélations positives : une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. In *C.R.Ac.Sci. Paris*, t.283, série D, p.537

BESNUS, Y. (1977).- Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. In *Sci. Géol.*, Mém. n° 47 (Strasbourg)

BESNUS, Y. & al. (1978).- Le point sur les méthodes d'analyse des roches utilisées au laboratoire de spectrométrie. *Note technique de l'Institut de Géologie*, n° 9, Strasbourg

BONATTI, E. & JOENSUU, O. (1960).- Palygorskite from Atlantic deep-sea sediments. In *Am. Mineral.*, vol. 53, pp. 975-983

BOSTROM, K. & PETERSON, M.N.A. (1968).- The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat-flow on the East Pacific Rise. In *Mar. Geol.*, 7, pp.427-447

BOSTROM, K. (1969).- Submarine volcanism as a source of iron. In *Earth Planet.Sc.Lett.*, vol. 9, pp. 348-354.

BOSTROM, K., KRAEMER, T. & GARTNER, S. (1973).- Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments. In *Chemic. Geol.*, 11, pp. 123-148

BOYLE, R.W. & LYNCH, J.J. (1968).- Speculations on the source of zinc, cadmium, lead, copper and sulfur in Mississippi Valley and similar types of lead-zinc deposits. In *Econ. Geol.*, vol. 63, n° 4, p.421

BOURBON, M., CARON, J.-M., GRACIANSKY, P.C. de, LEMOINE, M., MEGARD-GALLI, J. & MERCIER, D. (1976).- Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development on part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. In *Symp. Histoire structurale des bassins méditerranéens* (Split, 25-29 oct. 1977)

BOURBON, M. (1978).- Mesozoic evolution of Western North Atlantic and North Tethyan margins : a comparison. In *D.S.D.P. In. Rep.*, vol. 44

BOURBON, M. (1980).- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon, entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse doctorat Etat, Strasbourg, 580p.

BOWEN, H.J.M. (1956).- *Paleotemperature analysis*. Elsevier, Amsterdam, 265p. In *J. of Mar. Biol. Ass. U. K.*, n° 35, p. 451

BRADY, J.B. (1977).- Metasomatic zones in metamorphic rocks. In *Geochim.Cosmochim.Acta*, vol. 41, n° 1, pp. 113-125.

BRENNECKE, J.C. (1977).- A comparison of the stable oxygen and carbon isotope composition of Early Cretaceous and Late Jurassic carbonates from Sites 105 and 367. In *D.S.D.P.In.Rep.*, vol. 41, pp. 937-956.

BROECKER, W.S. (1971).- A kinetic model for the chemical composition of sea water. In *Quatern. Res.*, 1, pp.188-207

BRONGERSMA-SANDERS, M. (1966).- Origin of trace-metal enrichment in bituminous shales. In *Advances in organic geochemistry*, ed. by HOBSON & SPEERS, Pergamon, London, pp.231-236

BRONGERSMA-SANDERS, M. (1968).- On the geographical association of strata-bound deposits with evaporites. In *Mineral. Deposita*, vol. 3, pp.286-291

BRUMSACK, H.J. (1980).- Geochemistry of Cretaceous black-shales from the Atlantic Ocean (D.S.D.P. leg 11, 36, 14 & 41). In *Chem. Geol.*, vol. 31, pp.1-25

BRUTY, D., CHESTER, R. & ASTON, S.R. (1973).- Trace elements in ancient Atlantic deep-sea sediments. In *Nature Phys. Sci.*, vol. 245, pp.73-74

BURTON, J.D. (1977).- The composition of sea water. In *Chemistry and Industry*, Jul.1977, p.550

CAILLERE, S. & HENIN, S. (1963).- *Minéralogie des argiles*, Masson & Cie, 355p.

CALVERT, S.E. & PRICE, N.B. (1970).- Minor metal contents of recent organic-rich sediments off South-West Africa. In *Nature*, 227, pp.593-595

CALVERT, S.E. (1974).- Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In *Pelagic sediments : on land and under the sea*, Spec.Publ.Int.Ass.Sediment, vol.1, ed.by HSU & JENKINS, pp.273-300

CHAMLEY, H. & al. (1978).- Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord-orientale. In *Bull. Soc. Géol. France*, t.XX, n° 4, p.401

CHAMLEY, H., DEBRABANT, P. & al. (1980).- Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367, D.S.D.P.). In *Bull. Soc. Géol. France*, t.XXII, n° 7, p.745

CHAMLEY, H. & BONNOT-COURTOIS, C. (1981).- Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique N.-W. : apport des terres rares. In *Ocean. Acta*, n° 4

CHAMLEY, H. (1981).- Long-term trends in clay deposition in the Ocean. In *Ocean. Acta*, n° sp. 26° cong. géol. int., Paris, coll. C 4, *Géologie des Océans*

CHANTRET, F., DESPRAIRIES, A., DOUILLET, P., JACOB, C., STEINBERG, M. & TRAUTH, N. (1971).- Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (montmorillonites). In *Bull. Gr. fr. Argiles*, 23, pp.141-172

CHENET, P.-Y. & FRANCHETEAU, J. (1978).- Bath-metric reconstruction method : application to the Central Atlantic Basin between 10° N and 40° N. In *D.S.D.P. In. Rep.*, vol.51

CHENET, P.-Y. (1978).- La marge téthysienne au Mésozoïque, dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier. Thèse docteur ingénieur Ecole des Mines de Paris

CHENET, P.-Y. & TEIL, H. (1979).- Study of some samples of hole 398 D, leg 47 B, with the correspondance analysis method. In *D.S.D.P. In. Rep.*, vol. 47/2

CHENET, P.-Y. (1979).- Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. In *Géologie Alpine*, t.55, pp.45-74

CHESSELET, R. & al. (1976).- Barite as discrete suspended particles in the Atlantic Ocean. *Abstract 05, E.O.S., Trans.Am.Geophys. Union*, 57, p. 255.

CHESSELET, R. & LAMBERT, C. (1977).- L'aluminium, le fer et le manganèse dans les particules en suspension à l'approche de l'interface eau/sédiment, dans l'Atlantique et le Pacifique. In *Bull. Soc. Géol. France*, t. XIX, n° 2, pp.235-240

CHESSEX, R. (1959).- *La géologie de la Haute Vallée d'Abondance*. Thèse, Lausanne

CHESTER, R. (1965).- Adsorption of zinc and cobalt on illite in sea water. In *Nature*, 206, pp. 884-886.

CHOPIN, C. (1979).- De la Vanoise au Massif du Grand Paradis, une approche géochimique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse Univ. P. et M. Curie Paris VI

COUTURE, R.A. (1977).- Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite containing sediments from the Pacific Ocean. In *Chem. Geol*, 19, pp.113-130

CRAIG, H. (1953).- The geochemistry of the stable carbon isotopes. In *Geochim.Cosmochim.Acta*, 3, pp. 53-92.

CRAIG, H. (1957).- Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. In *Geoch. Cosmoch. Acta*, 12, pp.133-149

CRAIG, H. & GORDON, L.I. (1965).- Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Spoleto, Lab.Géol. nucléaire, Pise, éd.

CRONAN, D.S. & TOOMS, J.S. (1969).- The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans. In *Deep-Sea Research*, 16, p.335

CRONAN, D.S. (1975).- Authigenic minerals in deep-sea sediments. In *The Sea*, vol. 5, ed. by GOLDBERG, p. 491

CURTIS, C.D. (1977).- Sedimentary geochemistry : environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. In *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 286, pp.353-372

DEAN, W.E. & SCHREIBER, E. (1975).- Authigenic barite. In *D.S.D.P. In. Rep.*, vol. 41

DEBELMAS, J. & LEMOINE, M. (1964).- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. In *L'information scientifique*, n° 1, janv.-fév. 1964, 33p. (BAILLIERE & fils, ed.)

DEBRABANT, P. & FOULON, J. (1979).- Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. In *Ocean.Acta*, v.2, n° 4

DEBRABANT, P., CHAMLEY, H., FOULON, J. & MAILLOT, H. (1979).- Mineralogy and geochemistry of Upper Cretaceous and Cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau, D.S.D.P. leg 48. In *D.S.D.P. In. Rep.*, vol. 48

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1963).- *Rock-forming minerals*, 5 vol. Longmans ed.

DEFOSSEZ, M., MONGET, J.-M. & ROUX, P. (1976).- Contribution of statistical methods to the study of some south-Pacific sediments in relation with manganese nodule deposits. In *Geology and geochemistry of manganese*, vol. 1, Akadémiai Kiado, Budapest - Maison d'éditions de l'Académie des Sciences de Hongrie, pp. 413-442.

DEGENS, E.T. (1965).- *Geochemistry of sediments*. Prentice Hall, ed.

- DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (1974).- The Black Sea : geology, chemistry and biology. Am. Ass. Pet. Geol., mém. 20, 633p.
- DEROO, G. (1982).- Formations, événements et taux d'accumulation sédimentaire. In Rapport I.F.P., à paraître (chapitre 2).
- DONNELLY, T.W. & MERRILL, L. (1977).- The scavenging of magnesium and other chemical species by biogenic opal in deep-sea sediments. In Chem. Geol., vol. 19, pp.167-186
- DONNELLY, T.W., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M. & al. (1979).- Initial Reports of the D.S.D.P., vol. 51, 52, 53
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèse doct. Etat, Strasbourg, 327p.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970).- The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism : a review. In Sedimentology, 15, pp. 281-346.
- ELDERFIELD, H. (1977).- The form of manganese and iron in marine sediments. In Marine Mn deposits ed. by G.P. Glasby, Elsevier oceanographic series, n° 15.
- ELDERFIELD, H. (1977).- Authigenic silicate minerals and the magnesium budget in the oceans. In Phil.Trans.R.Soc.London, A. 286, pp. 273-281.
- EL WAKEEL, S.K. & RILEY, J.P. (1961).- Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. In Geochem.Cosmoch.Acta, 25, pp. 110-146.
- ENRICH, K.H.D. & al. (1970).- Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. In E.P.S.L., 8, pp. 363-371.
- EPSTEIN, S. & al. (1953).- Revised carbonate-water temperature scale. In Bull. of the Geol. Soc. of Am., n° 64, pp. 1315-1326.
- EPSTEIN, S. & LOWENSTAM, H.A. (1963).- Temperature-shell growth relations of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda. In J.of Geol., 61, pp. 424-438.
- FAN, P.F. & REX, R.W. (1972).- X-ray mineralogical studies. In D.S.D.P. In Rep., vol. 14.
- FEREY, J.P. (1980).- Utilisation des mesures d'abondance isotopique du ^{13}C et de ^{18}O à l'étude de la genèse et des transformations des carbonates des roches. Rapport bibliographique inédit. Ecole des Mines, 23 p.
- FICHLER, B., OLIVET, J.-L., AUZENDE, J.-M., JONQUET, H., BONNIN, J., BONIFAY, A. (1980).- Mobility of Morocco. In Can. Jour. of Earth Sci., vol. 17, n° 11.
- FLOOD, R.D. (1975).- X-ray mineralogy of D.S.D.P. legs 44 and 44A, Western North Atlantic. In D.S.D.P. In Rep., vol. 44.
- FLORKE, O.W. (1955).- Zur Frage des "Hoch"-Cristobalit in Opalen, Bentoniten und Gläsern. In Neues Jahrb.Mineralogie Monatsh., vol. 10, pp. 217-223.
- FLÖRKE, O.W., JONES, J.B., SEGNI, E.R. (1975).- Opal-CT crystals. Neues Jahrb.Mineralogie Monatsh., n° 8, pp. 369-377.
- FOLGER, D.W. & al. (1979).- Evolution of the Atlantic Continental Margin of the United States. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Maurice EWING Series 3, (A.G.U.).
- FONTEILLES, M. (1978).- Les mécanismes de la métasomatose. In Bull.Minéralogie, n° 101, pp. 166-194.
- FREY, & al. (1974).- D.S.D.P. basalts from Atlantic Ocean floor. In J. of Geoph.Res., vol. 79, n° 35.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, V. (1977).- Data of geochemistry. In U.G.S.Sp.Paper, n° 440, p. KK4.
- FRONDEL, C. (1962).- The system of mineralogy, vol. III. In Silica minerals. pp. 334, ed. by J. WILEY & Sons, New York.
- GARDNER, J.V. (1975).- Sediments recovered from the Northwest African Continental Margin. In D.S.D.P. In Rep., vol. 41.
- GARLICK, G.D. (1974).- The stable isotopes of oxygen, carbon and hydrogen in the marine environment. In The Sea, vol. 5, ed. by E.D. GOLDBERG Joh. Wiley & Sons, pp. 393-425.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. (1965).- Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Trad. Gauthier Villars, Paris.
- GIESKES, J.M. & LAWRENCE, J.R. (1981).- Geochemical significance of diagenetic reactions in ocean sediments : an evaluation of interstitial water data. In Ocean Acta, 26^e Cong.Coll. C-4 (Géol. des Océans), pp. 111-113.
- COFFE, B. (1982).- Thèse à paraître.

- GOLDBERG, E.D. (1957).- Biogeochemistry of trace metals, chap. 12 of Hedgpeth, J.W., ed. Ecology Geol.Soc.Am.Mém., 67, vol. 1, pp. 345-357.
- GOLDBERG, E.D. & ARRHENIUS, G.O.S. (1958).- Chemistry of Pacific pelagic sediments. In Geoch. Cosmoch.Acta, 13, pp. 153-212.
- GOLDBERG, E.D. (1965).- Minor elements in sea water. In Riley & Skirrow, edit. Chemical Oceanography, vol. 1, Acad.Press, London, pp. 163-196.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1954).- Geochemistry. Oxford Univ. Press, London, 730 p.
- GOVINDARAJU, K., NEVELLE, G. & CHOUARD, C. (1976).- Automated Optical Emission Spectrochemical Bulk Analysis of Silicate Rocks with Microwave Plasma Excitation. In Analytical Chemistry, vol. 48, p. 1325.
- GOVINDARAJU, K. (1979).- Impact of plasma emission spectrometry in geoanalysis. In Proceedings of the Symposium on Chemical Analysis of Geological Materials, Calcutta, I.S.I., Sp. Publ. Series n° 1, pp. 297-309 (1980).
- GRACIANSKY, P.C. de, BOURBON, M., CHARPAL, O. de, CHENET, P.Y., LEMOINE, M. (1979).- Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. In Bull.Soc.Geol.France, (7), t. XXI, n° 5, pp. 663-674.
- GRACIANSKY, P.C. de, BOURBON, M., LEMOINE, M. & SIGAL, J. (1981).- The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. In Eclogae Geol.Helv., vol. 74/2, pp. 353-367.
- GRACIANSKY, P.-C. (1982).- Description sédimentologique et lithologique dans le Crétacé de l'Atlantique Nord : séquences élémentaires et reconstitution des milieux de dépôt. In Rapport I.F.P., à paraître (chapitre 3).
- GRACIANSKY, P.-C. de, BROSSE, E., DEROO, G., HERBIN, J.-P., MULLER, C., SCHAAP, A., SIGAL, J. (1982).- Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieux de dépôt. In Revue de l'I.F.P., à paraître.
- HARDER, H. (1970).- Boron content of sediments as a tool in facies analysis. In Sedimentary Geology, 4, pp. 153-175.
- HART, S.R. & STAUDIGEL, H. (1977).- Ocean crust-sea water interaction. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- HAY, W. (1974).- Studies in paleoceanography. Soc. of Paleont. and Econom.Mineral., Sp. Pub. n° 20.
- HAYES, D.E., PIMM, A.C. & al. (1972).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XIV, Washington (U.S. Government Printing Office).
- HEATH, G.R. & MOBERLY, R. Jr. (1972).- Cherts from the Western Pacific. In D.S.D.P. In Rep., Vol. 7.
- HEMLEY, J.J. (1959).- Some mineralogical equilibria in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. In Am.J.Sci., 257, pp. 241-270.
- HERBIN, J.-P. & DEROO, G. (1982).- Étude géochimique de la matière organique des sédiments d'âge mésozoïque de l'Atlantique Nord. In Rapport I.F.P., à paraître (chapitre 5).
- HODGSON, W.A. (1966).- C and O isotope ratios in diagenetic carbonate from maine sediments. In Geoch.Cosmoch.Acta, vol. 30, pp. 1223-1233.
- HOFFERT, M. (1973).- Les minéraux argileux dans 4 carottes de l'Atlantique Nord. Essai d'interprétation sédimentologique. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 53 p.
- HOFFERT, M., KARPOFF, A.-M., CLAUER, N., SCHAAP, A., COURTOIS, C. & PAUTOT, G. (1978).- Néoforrations et altérations dans trois faciès volcano-sédimentaires du Pacifique Sud. In Oceanologica Acta, vol. 1, n° 2, p. 187.
- HOFFERT, M. (1980).- Les "argiles rouges des grands fonds" dans le Pacifique Centre-Est. Authigenèse, transport, diagenèse. Thèse Doctorat Etat, Strasbourg, 231 p.
- HOLLISTER, C.D., EWING, J.I. & al. (1972).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XI. Washington (U.S. Government Printing Office).
- HONNOREZ, J. (1972).- La palagonitisation : l'altération volcanique basique de Palagonia (Silice). Vulkaninstitut L. Friedlander, Zurich, Publ. 9, Birkhauser Basel 132 p.
- HOUGHTON, R.L. & al. (1975).- Distribution and chemistry of phillipsite, clinoptilolite and associated zeolites at D.S.D.P. sites 382, 385 and 386. In D.S.D.P. In Rep., vol. 43.

- HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, R.N. & MARRINER, G.F. (1977).- The mineralogy and geochemistry of basalt weathering, holes 417A and 418A. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51, p. 1201.
- ILER, R.K. (1979).- The chemistry of silica : solubility, polymerization, colloid and surface properties, and biochemistry. John Wiley & Sons, ed., 866 p.
- JANSA, L.F. & al. (1979).- Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin ; Western North Atlantic. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Maurice EWING Series 3, ed. by TALWANI & al. (A.G.U.).
- JONES, J.B. & SEGUIT, E.R. (1971).- The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. J.Geol.Soc.Aust., 18, pp. 57-68.
- JUTEAU, T. & al. (1977).- Mineralogy and geochemistry of alteration products. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- KARPOFF, A.-M., PETERSCHMITT, I. & HOFFERT, M. (1980).- Mineralogy and geochemistry of sedimentary deposits on Emperor seamounts, sites 430, 431 and 432 : authigenesis of silicates, phosphates and ferromanganese oxides. In JACKSON, D., KOISUNI, I. & al. In Rep. of D.S.D.P., vol. LV, Washington (U.S. Government Printing Office).
- KARPOFF, A.-M., HOFFERT, M. & CLAUSER, N. (1981).- Sedimentary sequences at deep sea drilling project site 464 : silicification processes and transition between siliceous biogenic oozes and brown clays. In THIEDE, J., VALLIER, T.L., & al. (1981). In Rep. of D.S.D.P., vol. LXII, Washington (U.S. Government Printing Office).
- KASTNER, M., KEENES, J.B. & GIESKES, J.M., (1977).- Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation - An experimental study. In Diagenesis of deep-sea biogenic sediments - ed. by GERRITT & Van der LINGEN, Benchmark Papers in Geology/vol. 40.
- KASTNER, M. & STONECIPHER, S.A. (1976).- Zeolites in pelagic sediments. In Natural zeolites : occurrence, properties, use, ed. by L.B. Sand & F.A. Mumpton, Pergamon Press, 1978.
- KEITH, M.L. & al. (1964).- Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. In Geoch.Cosmoch.Acta, vol. 28, pp.1757-1786.
- KENDRICK, J.W. (1975).- Geochemical studies of black clays from leg 43 D.S.D.P. In D.S.D.P. In Rep., vol. 43, p. 633.
- KOCH, R. & ROTHE, P. (1975).- X-ray mineralogy studies. In D.S.D.P. In Rep., vol. 43.
- KRAUSKOPF, K.B. (1967).- Introduction to geochemistry. Int. Student Edition, Mc Graw Hill.
- KRIBBEK, B. (1975).- The origin of framboidal pyrite as a surface effect of sulphur grains. in Mineralium Deposita (Berl.) 10, pp.389-396.
- LÄFFITTE, P. (1972).- Traité d'informatique géologique. Masson Ed.
- LANCELOT, Y., HATHAWAY, J.C. & HOLLISTER, C.D., (1972).- Lithology of sediments from the Western North Atlantic. In D.S.D.P. In Rep., vol. 11.
- LANCELOT, Y. (1973).- Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In D.S.D.P. In Rep., vol. 17.
- LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. & al. (1977).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 41, Washington (U.S. Government Printing Office).
- LANCELOT, Y. (1980).- Environnements sédimentaires océaniques : développement de la paléo-océanographie. In Mém.h.sér. Soc.Géol. France, 1980, n° 10, pp. 351-362.
- LANDERGREN, S. (1953).- Über die Gleichgewichtserscheinungen im Austausch der stabilen Kohlenstoffisotope in marinen Sedimenten. In Z. Naturforsch. 8 b., p. 53.
- LANDERGREN, S. (1964).- On the geochemistry of deep sea sediments. Rep.Swed.Sea Exped., 10, pp. 57-154.
- LATOUCHE, C. & MAILLET, N. (1980).- Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine atlantique nord-oriental durant le Paléogène. In Bull.Soc.Géol. France (7), t. XXII, n° 5, pp. 757-762.
- LEBART, L. & FENELON, J.-P. (1971).- Statistique et informatique appliquées. Dunod. (ed. revue en 1975). 440 p.
- LEMOINE, M. (1972).- Eugeosynclinal Domain of the Alps and the Problem of Past Oceanic Areas. Internat.Geol.Congress 24^e Session, section 3, pp. 476-485. Montréal.
- LEMOINE, M. (1973).- Les ophiolites des Alpes et la tectonique des plaques. Conf. Moscou, Juin 1973.

- LE PICHON, X., MELGUEN, M. & SIBUET, J.-C. (1978).- A schematic model of the evolution of the South Atlantic. Advances in oceanography, Charnock & Deacon edit., Plenum Publ. Comp., pp. 1-48.
- LEROY, P. (1981).- Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'Océan Atlantique Nord, depuis le Jurassique supérieur. Thèse 3^e cycle, Lille, 150p.
- LETOLLE, R. (1971).- Oxygène 18, carbone 13, strontium et magnésium dans une population de Nummulites Laevigatus. In Revue de Geogr.Phys. et de Géol.Dynamique, vol.XIII, fasc. 5, pp. 439-446.
- LETOLLE, R. & al. (1978).- ¹⁸O and ¹³C isotopes in leg 44 carbonates. A comparison with the Alpine series. In D.S.D.P. In Rep., vol. XLIV.
- LETOLLE, R. & POMEROL, B. (1980).- Mise en évidence dans les craies du Bassin de Paris d'un accident dans la répartition du ¹³C d'âge cénomanién terminal. In C.R.A.S. Paris, t. 291, Série D, p. 133.
- LETOLLE, R. & RENARD, M. (1980).- Evolution des teneurs en ¹³C des carbonates pélagiques aux limites Crétacé-Tertiaire et Paléocène-Eocène. In C.R.A.S. Paris, t. 290, Série D, p. 827.
- LOGVINENKO, N.V. & al. (1970).- Rhodochrosite in deep-sea sediments of the Pacific Ocean. In Doklady Akad.Nauk. S.S.S.R., vol. 203.
- LONGINELLI, A. (1966).- Ratios of oxygen 18, oxygen 16 in phosphate and carbonate from living and fossil marine organisms. Nature, 211, pp. 923-927.
- LOUAIL, J. (1981).- The smectites-zeolites-cristobalite "paragenesis" in Cretaceous littoral deposits of Armorican Massif borders. 7th International Clay Conference, A.I.P.E.A. Abstracts, p. 183.
- LYNN, D.C. & BONATTI, E. (1965).- Mobility of Mn in diagenesis of deep-sea sediments. In Mar.Geol., vol. 3, p. 457.
- LYONS, B.W. & GAUDETTE, H.E. (1979).- Sediment geochemistry of Jeffreys Basin, Gulf of Maine : inferred transport of trace metals. In Ocean.Acta, vol. 2, n° 4, pp. 447-481.
- McKENZIE, J.A. (1980).- ¹³C cycle in Lake Greifensee. A model for restricted oceanic basins - Preprint submitted to Cretaceous Research for sp. vol. on Cretaceous organic-rich facies.
- MAILLOT, H. (1980).- Géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques de la marge atlantique sud-orientale (leg 40 - D.S.D.P.). In Rev.deGéol.Dyn.et de Géogr.Phys., vol. 22, fasc. 1, pp. 75-83.
- MAILLOT, H. & ROBERT, C. (1980).- Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques dans l'Océan Atlantique Sud. In Bull.Soc.Géol.France, (7), t. XXII, n° 5, pp. 777-789.
- MALLARD, E. (1890).- Sur la lussatite, nouvelle variété minérale cristallisée de silice. In Soc.Fr.Mineral.Bull., vol. 13, pp. 63-66.
- MANN, U. & MÜLLER, G. (1977).- X-ray mineralogy of deep-sea drilling project legs 51 through 55, Western North Atlantic. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- MELIERES, F. (1975).- X-ray mineralogy studies. In D.S.D.P. In Rep., vol. 41.
- MELIERES, F. (1979).- Mineralogy and geochemistry of selected albian sediments from the Bay of Biscay. In D.S.D.P. In Rep., vol. 48.
- MENOR, E. de A. (1975).- La sédimentation phosphatée ; pétrographie, minéralogie et géochimie des gisements de Taïba (Sénégal) et d'Olinda (Brésil). Thèse Strasbourg.
- MERCIER, D. (1977).- Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise. Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, 351 p.
- MEVEL, C. (1977).- Mineralogy and chemistry of secondary phases in low-temperature altered basalts. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- MICHARD, G. (1975).- Chimie du manganèse à l'interface eau/sédiment. In Mineral.Deposita, vol. 10, pp. 315-322.
- MILLIMAN, J.-D. & MÜLLER, J. (1973).- Precipitation and lithification of magnesian-calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. In Sedimentology, 20, pp. 25-49.
- MILLOT, G. (1964).- Géologie des argiles. Masson, Ed., Paris, 495 p.
- MONTADERT, L., & al. (1979).- Northeast Atlantic Passive Continental Margins : rifting and subsidence processes. In Maurice EWING, séries 3, Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean ed. by TALWANI & al., A.G.U.
- MOSSER, C. (1980).- Etude géochimique de quelques éléments-traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Thèse Doc-Etat, Strasbourg, 190 pages.

- MPODOZIS MARIN, (1977).- Etude géologique de la région d'Agrapha (zone du Pinde, Erytrie, Grèce). Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins. Thèse 3^e cycle, Univ. P.M. Curie, Paris, 245 p.
- MUEHLENBACHS, K. (1977).- The alteration and aging of the basaltic layer of sea floor. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- MÜLLER, J. & FABRICIUS, F. (1974).- Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep sea : an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In Pelagic Sediments : on Land and under the Sea. Sp. Publ. n° 1 of the International Ass. of Sed. ed by HSU & JENKINS.
- MUNIER, G. (1981).- Etude sur les lois de subsidence de la croûte océanique. Rapport d'option inédit, Ecole des Mines-C.N.E.X.O.
- MURDMAA, I.O. & al. (1975).- Inorganic geochemistry of leg 43 sediments. In D.S.D.P. In Rep. vol. 43.
- MURDMAA, I.O. & al. (1975).- Inorganic geochemistry of leg 44 sediments. In D.S.D.P. In Rep. vol. 44.
- MURDMAA, I.O. & al. (1975).- Mesozoic variegated and red sediments of the Western North Atlantic. In D.S.D.P. In Rep., vol. 44.
- MURRAY, J.W. & BREWER, P.G. (1977).- Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water. In Marine manganese deposits. Elsevier oceanography series, 15, GLASBY éd., pp. 291-326.
- OLIVET, J.-L. (1981).- Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publié par le C.N.E.X.O.
- OLIVET, J.-L. (1978).- Nouveaux modèles d'évolution de l'Atlantique Nord et Central. Thèse doctorat Etat, Paris.
- PAQUET, H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém.Serv.Carte Géol.Als.Lorr., 30, 210 p.
- PARK, R. & EPSTEIN, S. (1960).- Carbon isotope fractionation during phosphatogenesis. In Geoch.Cosmoch.Acta, vol. 21, pp. 110-126.
- PASTOURET, L., AUFFRET, G.A., & CHANLEY, H. (1975).- Microfacies of some sediments from the Western North Atlantic : paleoceanographic implications. In D.S.D.P. In Rep., vol. 44.
- PERTSEV, N.N. & RUSINOV, V.L. (1977).- Mineral assemblages and processes of alterations in basalts. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- PILOT, J. (1970, trad. LETOLLE, R., 1974).- Les isotopes en géologie, Doin éd.
- PIQUE, A. (1979).- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 253 p.
- PRITCHARD, R.G. (1977).- Alterations of basalts. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- RANKAMA, K. (1954).- Isotope geology. London, Pergamon Press.
- RENARD, M. (1978).- Teneurs en strontium, manganèse, fer et composition isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates des leg 47B (site 398D) et 48 (site 400A). In Bull.Soc. Géol.France (7), t. XX, n° 4, pp. 429-439.
- RENARD, M. LETOLLE, R., BOURBON, M. & RICHEBOIS, G. (1978).- Some trace elements in the carbonate samples recovered from holes 390, 390A, 391C, 392A (leg 44). In D.S.D.P. In Rep. vol. 44.
- RILEY, J.-P. & SKIRROW (1965).- Chemical Oceanography.
- ROCHE, H. de la (1973).- Le service d'analyse de roches et de minéraux. Hors-série du Courrier du C.N.R.S., n° 8.
- SAND, L.B. & MUMPTON, F.A., ed., (1978).- Natural zeolites occurrence, properties, use. Pergamon Press.
- SALOT, P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay).
- SCARFE, C.M. (1977).- Secondary minerals in some basaltic rocks. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- SCHEIDEGGER, K.F. & STAKES, D.S. (1977).- X-ray diffraction and chemical study of secondary minerals. In D.S.D.P. In Rep., vol. 51.
- SCHLEE, J.S. & JANSKA, L.F. (1981).- The paleoenvironment and development of the eastern North American continental margin. In Oceanologica Acta, vol. 4, 26^e C.G.I. Paris. Géologie des marges continentales. Colloque C3.
- SCHOLLE, P.A. & ARTHUR, M.A. (1980).- Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones : potential stratigraphic and petroleum exploration tool. In A.A.P.G. Bull., vol. 64, n° 1, pp. 67-87.
- SCHROEDER, W.J. (1939).- La brèche du Chablais entre Giffre et Drance. Thèse Univ. Genève, imp. A. Kundig, Genève.

- SENIOR, A. & LEAKE, B.E. (1978).- Regional Metasomatism and the geochemistry of the Daldarian Metasediments of Connemara, Western Ireland. In Journal of Petrology, vol. 19, Part. 3, pp. 585-615.
- SIBUET, J.C. & BERTHOIS, L. (1979).- Dominant structural trends on the Western Continental Margin of Iberia : implications on initial rifting. In D.S.D.P. In Rep., vol. 47/2.
- SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F. & al. (1979).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. vol. 47/2 Washington (U.S. Government Printing Office).
- SIEVER, R. (1962).- Silica solubility 0°-200°C and the diagenesis of siliceous sediments. In Journal of Geology, 70, pp. 127-150.
- SIGAL, J., MULLER, C. & SCHAFF, A. (1982).- Biostratigraphie des séries d'âge crétacé de l'Atlantique Nord. In Rapport I.F.P., à paraître (chapitre 1)
- SOMMER, F. (1969).- Etude géochimique des sédiments paléogènes du Bassin de Paris à l'aide de 4 forages profonds : évolution des minéraux argileux. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 82 p.
- STEINBERG, M. & MPODOZIS-MARIN, C. (1978).- Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. In Oceanologica Acta, vol. 1, n° 3, pp. 359-367.
- STEINBERG, M., TOURAY, J.-C., TREUIL, M., MASSARD, P. (1978).- Géochimie, Doin, Paris, 2 vol.
- STONECIPHER, S.A. (1976).- Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. In Chem.Geol., 17, pp. 307-318.
- STRAKHOV, (1976).- Problems of geochemistry of recent oceanic lithogenesis. In U.S.S.R. Acad.Sc.Géol.Inst.Trans., vol. 292. Moscou, "Nauka" pp. 1-299.
- TALIAFERRO, N.L., (1934).- Contraction phenomena in cherts. In Geol.Soc.America Bull., 45, pp. 189-452.
- TARDY, Y. (1975).- Element partition ratios in some sedimentary environments I - Statistical treatments. II - Studies on North-American Black Shales. In Sci.Géol. 11, 28, 1, pp. 59-85, Strasbourg.
- TEIL, H. (1975).- Correspondance factor analysis, an outline of its method. In Mathematical Geology.
- TEIL, H. & CHEMINEE, J.-L. (1975).- Application of correspondance factor analysis to the study of major and trace elements in the Erta'ale Chain (Afar, Ethiopia). Rapport Ecole des Mines.
- THIRY, M. (1973).- Les sédiments de l'Eocène inférieur du Bassin de Paris et leurs relations avec la paléaltération de la craie. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 79 p.
- THIRY, M. & TRAUTH, N. (1976).- Les sédiments paléocènes et éocènes inférieurs du Bassin de Paris. Rôle des argiles dans la rétention d'éléments-traces. In Sci.Géol.Bull., 29, 1, pp. 33-43.
- TIMOFEEV, P.P. & al. (1975).- Palygorskite, sepiolite, and other clay minerals. In D.S.D.P. In Rep., vol. 41.
- TISSOT, B., DEROO, G., HERBIN, J.-P. (1979).- Organic matter in Cretaceous sediments of the North Atlantic : contribution to sedimentology and paleogeography. In : Deep Drilling results in the Atlantic Ocean : Continental margins and paleoenvironment. Maurice EWING, series 3 (A.G.U.), pp. 362-374.
- TISSOT, B. & PELET, R. (1981).- Sources and fate of organic matter in ocean sediments. In Oceanologica Acta, 1981, Actes 26^e Cong.Coll.Géol. des Océans. (C-4).
- TOURTELOT, H.A. (1964).- Minor-element composition and organic carbon content of marine and non marine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. In Geoch.Cosmoch.Acta, 1964, vol. 28, pp. 1579-1604.
- TRAUTH, N. (1977).- Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. In Sci.Géol. strasbourg, Mémoire n° 49.
- TRICART, P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 410-p.
- TUCHOLKE, B.E. & MOUNTAIN, G.S. (1979).- Seismic Stratigraphy, Litho-Stratigraphy and Paleosedimentation Patterns in the North American Basin. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Maurice EWING Series 3 (A.G.U.).
- TUCHOLKE, B.E., VOGT, P.R. & al. (1979).- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project Vol. 43, (U.S. Government Printing Office), Washington.

- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961).- Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. In Geol.Soc.Amer.Bull., 72, pp. 175-192.
- TUREKIAN, K.K. (1964).- The marine chemistry of strontium. In Geoch.Cosmoch.Acta, 28, pp. 1479-1496.
- TUREKIAN, K.K. & IMBRIE, J. (1966).- The distribution of trace-elements in deep-sea sediments of the Atlantic Ocean. In Earth Planet.Sc.Letters, 1, pp. 161-168.
- UREY, H.C. & GREIFF, L.J. (1935).- Isotopic exchange equilibria. In J.Amer.Chem.Soc., 57, p. 321.
- UREY, H.C. ATEN Jr., A.H.W., & KESTON, A.S. (1936).- A concentration of the carbone isotope. In J.Chem.Phys., 4, p. 622.
- UREY, H.C. (1947).- The thermodynamic properties of isotopic substances. In J.Chem.Soc., pp. 562-581.
- VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M. (1978).- Global Cycles of Relative Changes of Sea Level from Seismic Stratigraphy. In A.A.P.G. Bull., pp. 469-472.
- VEIZER, J. & DEMOVIC, R. (1974).- Strontium as a tool in facies analysis. In Journal of Sedimentary Petrology, vol. 44, n° 1, pp. 93-115.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1976).- Non-equilibrium isotopic compositions of shells of planktonic foraminifera in the mediterranean sea. In Paleogeogr.Paleoclimatol.Paleoecol., vol. 20, pp. 263-276.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., PIERRE, C. & LETOLLE, R. (1978).- Paleoenvironment of the NE Atlantic, during the Cenozoic : oxygen and carbone isotope analyses at D.S.D.P. sites 398 400A and 401. In Oceanologica Acta, vol. 1, n° 3, p. 381.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C. & RABUSSIER-LOINTIER, D. (1980).- Essai de corrélation stratigraphique par le moyen des isotopes de l'oxygène et du carbone. In Bull.Soc.Géol. France (7), t. 22, n° 5, pp. 719-730.
- VINE, J.D. & TOURTELOT, E.B. (1970).- Geochemistry of black-shales deposits. A summary report. In Economic Geology, vol. 65, pp. 253-272.
- VINOGRADOV, A.P. (1953).- The elementary chemical composition of marine organisms. In Sears Found.Marine Research Mem. 2, Yale Univ., New Haven, 647 p.
- VON RAD, U. & ROSCH, H. (1970).- Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in leg 14 sediments. In D.S.D.P. In Rep., vol. 14.
- VON RAD, U. (1979).- SiO₂-Diagenese in Tiefseesedimenten. Geol.Rundschau, Bd. 68, 3, pp. 1025-1036.
- WEAVER, F.M. & WISE, S.W.Jr., (1972).- Opaline sediments of the Southeastern Coastal Plain and horizon A : biogenic origin. In Science, 184, pp. 899-901.
- WEBER, J.N. & RAUP, (1966).- Fractionation of the stable isotopes of C and O in marine calcareous organisms. The Echinoidea. In Geoch.Cosmoch.Acta, vol. 30, pp. 681-703.
- WEDEPOHL, K.H. (1978).- Manganese : abundance in common sediments and sedimentary rocks. In Handbook of Geochemistry, vol. II-3, pp. 1-17.
- WEIDMANN, M. (1972).- Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de S^E Jean d'Aulph (Haute Savoie). In Geol.Alpine, t. 48, fasc. 2.
- WEISSERT, H.T., Mc KENZIE, J. & HOCHULI, P. (1978).- Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys ocean. In Geology, vol. 7, pp. 147-151.
- WICKMAN, F.E. (1952).- Variations in the relative abundance of the carbon isotopes in plants. In Geochim. et Cosmochim.Acta, 2, p. 243.
- WIRRMANN, D. (1980).- Les sédiments superficiels de la zone "Clarion-Clipperton" (Pacifique Tropical Nord). Sédimentologie-Minéralogie. Thèse 3e cycle Strasbourg, 100 p.
- WISE, S.W. & KELTS, K.R., 1972 (1972).- Inferred diagenetic history of a weakly silicified deep sea chalk. In Trans.Gulf.Cst.Ass.Socs., 22, pp. 177-203.
- ZEMMELS, I., COOK, H.E. & HATHAWAY, J.C. (1972).- X-ray mineralogy studies. In D.S.D.P. In Rep., vol. 11.