



HAL
open science

Paléoclimats plio-pléistocènes en Catalogne et Languedoc d'après la palynologie de formations lacustres

Suzanne A.G. Leroy

► **To cite this version:**

Suzanne A.G. Leroy. Paléoclimats plio-pléistocènes en Catalogne et Languedoc d'après la palynologie de formations lacustres. Sciences de l'environnement. University catholique de Louvain-la-neuve, 1990. Français. <NNT : >. <tel-04634122>

HAL Id: tel-04634122

<https://hal.science/tel-04634122v1>

Submitted on 3 Jul 2024

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.



HAL Authorization

Université Catholique de Louvain
Faculté des Sciences

**Paléoclimats plio-pléistocènes en Catalogne et
Languedoc d'après la palynologie de formations
lacustres**

Volume 1

Dissertation présentée par

Suzanne Leroy

pour l'obtention du titre
de Docteur en Sciences

Année académique 1989 -1990

Université Catholique de Louvain
Faculté des Sciences

**Paléoclimats plio-pléistocènes en Catalogne et
Languedoc d'après la palynologie de formations
lacustres**

Volume 1

Dissertation présentée par

Suzanne Leroy

pour l'obtention du titre
de Docteur en Sciences

Année académique 1989 -1990

Résumé

Le but du travail est une reconstitution des paléoenvironnements végétaux et des **paléoclimats du Plio-Pléistocène** (de -2,4 à - 0,73 millions d'années = Ma) à partir de sédiments lacustres. La région étudiée, la Catalogne et le Languedoc, de part et d'autre des Pyrénées, appartient aujourd'hui au domaine méditerranéen. Qu'en était-il au Plio-Pléistocène, au début des cycles glaciaires-interglaciaires de l'hémisphère nord ?

La reconstitution repose sur l'analyse très détaillée de quatre séquences des paléolacs de **Banyoles en Catalogne**, et de trois sites du **Languedoc : Saint-Macaire, Bernasso et Nogaret**. Elle est étayée par l'étude pluridisciplinaire : les ostracodes, les gastéropodes, les datations K/Ar, le paléomagnétisme, la microsédimentologie, ...

I. Catalogne. les paléolacs de Banyoles

Le lac actuel de Banyoles est composé de plusieurs lobes d'effondrement dus à la dissolution des sulfates et carbonates éocènes sous-jacents. Il est pour l'essentiel alimenté en eaux chaudes artésiennes, qu'amènent des conduits tubulaires étroits et profonds de plus de 100 m. Quand un conduit s'obture, le lobe devient le siège d'une sédimentation calme. L'analyse pollinique des sédiments modernes livre des spectres représentatifs du couvert végétal actuel.

Le fonctionnement des lacs anciens de Banyoles peut se déduire de celui du lac moderne (Canals *et al.*, 1990).

Les sédiments lacustres de la briqueterie Ordis (Bòbila Ordis), étudiés en affleurements (Elhaï, 1966; Geurts, 1979; Julià et Suc, 1980), étaient connus pour leur richesse en pollen. Ces premières études étaient limitées à la partie supérieure du lac 3. Nos analyses d'échantillons prélevés sur affleurements et surtout par sondages ont montré **l'emboîtement de quatre lacs successifs** (fig.II.6 et tabl.II.4).

- Les dépôts du **lac 1**, le plus ancien, se subdivisent en deux séquences distinctes (1A et 1B) que sépare un hiatus d'âge et de durée inconnus. Le **lac 1A** n'est pas daté. Ses sédiments ont montré une évolution marquée d'abord par une phase d'amélioration climatique, interrompue par un bref épisode frais et sec (steppe à *Artemisia*), suivie de l'installation d'une phase climatique optimale. Le **lac 1B** est sommairement daté par la découverte d'une dent de rongeur (*Allophaiomys pliocaenicus*, de - 1,6 à - 1,0 Ma) et par celle d'une inversion paléomagnétique (événement de Cobb ?, -1,1 Ma). Ce lac 1B correspond à la dégradation du climat chaud et humide, d'abord par une baisse de la température (conifères d'altitude, *Tsuga*), puis des précipitations (ostracodes de milieux saumâtres).

- Le **lac 2**, reconnu en affleurement, correspond à **steppe à Liguliflores**, que les ostracodes identifient comme une période relativement **sèche et froide**. L'interprétation correcte des diagrammes polliniques a nécessité l'établissement préalable d'un indice pollinique Cp/Cy, indicateur d'injections de sédiments allochtones.

- Le **lac 3**, le plus récent, montre le passage d'une forêt interglaciaire à Charmes à une steppe froide à Liguliflores. Deux sondages implantés sur le plancher de la briqueterie ont prolongé vers le bas la connaissance de cette phase climatique, que la découverte d'une dent de rongeur (*Mimomys savini*, Agusti *et al.*, sous presse) impose de **rattacher au complexe bavelien, et non au Waalien** (Suc *in* : Julià et Suc, 1980).

Dans le site de **Tres Pins**, voisin de Banyoles, un autre paléolac, non daté mais d'âge différent de ceux de Banyoles, montre une évolution en cinq phases. Les phases 1, 3 et 5 correspondaient à un climat tempéré chaud et humide. La phase 2 était sèche et la phase 4 fraîche et humide.

II. Languedoc. Les paléolacs d'origine volcanique de Saint-Macaire, Bernasso et Nogaret.**1 Saint-Macaire.**

Lac de maar colmaté au sein de formations néogènes du Bas-Languedoc, daté indirectement entre -1,4 et -0,7 Ma (P. Ambert, comm. pers.), période très mal connue du point de vue climatique,

particulièrement en Europe méditerranéenne. La séquence lacustre a mis en évidence l'environnement steppique d'une phase glaciaire. L'interprétation des spectres polliniques a requis l'**élimination préalable de pollen et spores remaniés** depuis les xénolithes d'origine néogène incorporés à l'anneau pyroclastique.

2 Bernasso

Lac de barrage volcanique (daté de $-2,05 \pm 0,05$ Ma) d'une ancienne vallée caussenarde pliocène. Une étude palynologique antérieure du remplissage lacustre (Suc, 1978) a révélé une phase forestière à *Tsuga* encadrée de deux phases steppiques plus froides et plus sèches, rattachées au glaciaire éburonien des Pays-Bas. Notre travail a montré que les sédiments lacustres sont traversés par deux dykes (-1,77 Ma, A. Boven inédit). Leur polarité paléomagnétique inverse et l'ensemble des datations K/Ar situent entre -2 et -1,9 Ma environ l'âge du colmatage lacustre, ce qui le **vieillit d'au moins 250.000 ans**. Ces données et nos analyses palynologiques complémentaires nous ont amenée à conclure que l'ensemble du dépôt sédimentaire appartient au complexe tiglien.

3 Nogaret.

Lac de maar vieux de 2 Ma environ (Brugal *et al.*, 1990). L'analyse palynologique du sédiment lacustre a révélé une spectaculaire **dynamique des peuplements végétaux** (fig.III.37). Un paysage steppique a fait place aux arbres à feuillage caduc, d'abord la chêne, relayé ensuite par *Carya*, *Ulmus-Zelkova*, *Parrotia cf. persica* et *Pterocarya*. *Tsuga* et le recul des arbres thermophiles marquent la fin de l'interglaciaire.

Le climat froid et sec s'est progressivement réchauffé. L'augmentation des précipitations a été plus tardive. La dégradation climatique s'est marquée d'abord par une baisse des températures, bien avant celle des précipitations. Ce déroulement d'un **interglaciaire complet** est montré pour la première fois pour les cycles anciens du sud de l'Europe.

L'analyse microsédimentologique du dépôt lacustre a permis de proposer pour cet **Interglaciaire de Nogaret une durée de 41.500 ans** environ. Par ailleurs, la faune des mammifères fossiles trouvée en surface du maar (biozone de Saint-Vallier, de -2,0 à -1,8 Ma) et la durée de l'interglaciaire incitent à le rattacher au **stade isotopique 75** (Raymo *et al.*, 1989).

III. Paléoclimats du Plio-Pléistocène

1 *Carya* et *Tsuga*

Nous avons tenté de caractériser les paramètres climatiques de végétations européennes plio-pléistocènes par référence aux groupements végétaux actuels. Pour cette période, la distribution cartographique de plantes aujourd'hui disparues d'Europe s'est montrée un outil remarquablement efficace (fig.IV.2).

Le genre *Carya*, une juglandacée qui ne vit plus aujourd'hui qu'en Chine et en Amérique nord-orientale, était un des éléments typiques des formations forestières d'Europe au Plio-Pléistocène. Sa carte de distribution en Europe, lors du complexe tiglien, illustre sa meilleure représentation dans les régions méridionales. Ceci indique qu'un **gradient thermique important existait alors sur notre continent**.

Le genre *Tsuga*, conifère d'altitude d'Asie et d'Amérique du Nord, exige une forte humidité atmosphérique toute l'année. Sa distribution au Plio-Pléistocène ne traduit pas un gradient thermique particulier. Cet arbre devait vivre partout en Europe où les conditions d'humidité étaient suffisantes. Compte tenu de cette vaste paléodistribution latitudinale et du paléogradient thermique illustré par la répartition de *Carya*, il est certain que *Tsuga* devait peupler des étages altitudinaux de plus en plus élevés vers les latitudes les plus basses. Si, au nord de l'Europe, les groupements de *Tsuga* devaient se trouver au niveau de la mer, dans le sud de la péninsule italienne, ils appartenaient à un étage compris entre 650 et 1400 m d'altitude. Par exemple, pour ce qui concerne le lac 1B de Banyoles, l'**étage à *Tsuga* devait se trouver autour de 690 m d'altitude**.

2 Absence de formations végétales méditerranéennes.

Aucune formation végétale méditerranéenne n'est enregistrée dans nos diagrammes du Plio-Pléistocène, ni en Catalogne, ni en Languedoc. Or, notamment à Banyoles, les spectres polliniques actuels comportent un large éventail de taxons méditerranéens. L'absence de formation végétale méditerranéenne s'observe pour les phases glaciaires, interglaciaires et de transition climatique. Cette

observation, qu'il serait utile de renforcer par l'analyse d'autres sites, semble indiquer l'**absence de conditions climatiques méditerranéennes** dans les environs de Banyoles au Plio-Pléistocène.

3 Climat proche de celui de la Colchide et du sud de la mer Caspienne

Au Plio-Pléistocène, les phases à forêt caducifoliée chaude et humide comportent des formations végétales à *Zelkova*, *Parrotia cf. persica*, *Celtis*, *Carpinus t. orientalis*, plantes aujourd'hui abondantes en Colchide et au sud de la mer Caspienne. Ces régions connaissent de nos jours des conditions tempérées chaudes et très humides toute l'année, que d'aucuns croient pouvoir qualifier de "**subtropicales humides**" (Emberger *et al.*, 1962), conditions qui auraient régné lors des phases à forêt caducifoliée dense au Plio-Pléistocène en Catalogne et en Languedoc.

Page de garde
 Résumé
 Plan
 Remerciements
 Introduction

Première partie : Cadre de l'étude et méthodologie

Chapitre I.I : Cadre stratigraphique du Plio-Pléistocène

- 1 Introduction
- 2 Bref rappel des unités chronostratigraphiques
 - 2.1 Le Quaternaire
 - 2.2 Le Pléistocène
 - 2.3 Le Villafranchien
- 3 Choix des échelles palynostratigraphiques de référence
 - 3.1 L'échelle de l'Europe du Nord
 - 3.2 Les échelles en région méditerranéenne
- 4 Le stratotype de Vrica
- 5 Le paléomagnétisme
- 6 L'insolation
- 7 Les isotopes de l'oxygène
- 8 Les faunes de Mammifères
 - 8.1 La microfaune de rongeurs
 - 8.2 La macrofaune de Mammifères
- 9 Le Plio-Pléistocène, un ensemble long de 1,75 Ma
- 10 Conclusion

Chapitre I.II : Méthodologie palynologique

- 1 Introduction
- 2 Prélèvements des échantillons
- 3 Traitement au laboratoire
 - 3.1 Introduction
 - 3.2 Validité de la méthode
 - 3.3 Intérêt de la filtration
 - 3.4 Inconvénients de la filtration
 - 3.5 Avantages et inconvénients de l'acétolyse
- 4 Le montage d'une lame
- 5 Comptages
- 6 Calcul de la concentration pollinique
- 7 Diagrammes
 - 7.1 Le diagramme détaillé
 - 7.2 Le diagramme synthétique
- 8 Conclusion

Chapitre I.III : Déterminations palynologiques

- 1 Introduction
- 2 Nomenclature botanique
- 3 La collection de référence
- 4 Liste floristique
- 5 Autres microfossiles

6 Précisions sur quelques déterminations

- 6.1 *Thelypteris t. palustris*
- 6.2 *Pteris cf. cretica*
- 6.3 *Selaginella t. sibirica*
- 6.4 t. *Pachysandra-Sarcococca*
- 6.5 *Cladium cf. mariscus*
- 6.6 *Vigna*

7 Conclusion

Chapitre I.IV : Flore foliaire plio-pléistocène

- 1 Introduction
- 2 Apports respectifs de la flore foliaire et de la flore pollinique
- 3 Les flores foliaires du Languedoc
 - 3.1 Bernasso
 - 3.2 Nogaret
 - 3.3 Durfort
- 4 La flore foliaire de Catalogne
- 5 Affinités avec les plantes actuelles et distribution géographique
- 6 Conclusion

Chapitre I.V : Végétations et climats actuels

- 1 Introduction
- 2 La végétation et le climat actuels de Catalogne et du Languedoc
 - 2.1 Le Languedoc
 - 2.2 La Catalogne, région de Banyoles et Besalú
 - 2.3 Conclusion
- 3 Les végétations et climats actuels proches de ceux du Plio-Pléistocène
 - 3.1 Les régions où se maintiennent de nos jours les taxons disparus de Catalogne et du Languedoc
 - 3.2 La Colchide
 - 3.3 Le sud de la mer Caspienne et l'Anatolie septentrionale
- 4 Conclusion

Deuxième partie : La Catalogne

Chapitre II.I : Contexte géologique du nord-est de la Catalogne

- 1 Introduction
- 2 Le cadre physique
- 3 Stratigraphie
 - L'Eocène
 - Le Néogène
 - Le Plio-Quaternaire
 - Les glaciations dans les Pyrénées
- 4 Tectonique
- 5 Volcanisme
- 6 Conclusion

Chapitre II. II : Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú

- 1 Introduction
- 2 Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú
 - 2.1 - Le glacis de Maià de Montcal

- 2.2 - Le plateau d'Usall, au sens large
- 2.3 - La cuvette lacustre de Banyoles
- 3 Le Plateau d'Usall
 - 3.1 Les calcaires du plateau d'Usall
 - 3.2 Le puits de Mas Miquel
 - 3.3 La limite méridionale du plateau d'Usall : la carrière de Bòbila Ordis
 - 3.4 La relation des dépôts de Bòbila Ordis avec les calcaires du plateau d'Usall
 - 3.5 Action des gypses : l'olistolithe et le puits de Tres Pins
- 4 Le bassin lacustre de Besalù : glacis de Maià de Montcal
 - 4.1 La carrière d'Incarcal à Crespià
 - 4.2 Molí Vell
 - 4.3 Marifont
- 5 Conclusions
- Chapitre II. III Les faciès sédimentaires lacustres
 - 1 Introduction
 - 2. Description des faciès lacustres plio-pléistocènes
 - 2.1 Faciès clair à calcarénites
 - 2.2 Faciès sombre lité
 - 2.3 Faciès clair micritique
 - 2.4 Faciès à laminites
 - 2.5 Faciès non structuré
 - 3 Description et fonctionnement du lac actuel de Banyoles
 - 3.1 Forme et dimensions du lac
 - 3.2 Karst hérité et actuel
 - 3.3 Sédimentation actuelle
 - 4 Conclusion
- Chapitre II.IV : Sédimentologie et faunes fossiles de Tres Pins
 - 1. Introduction et description des logs
 - 2. Sédimentologie
 - 2.1 La liste des échantillons
 - 2.2 Les microstructures
 - 2.3 La granulométrie
 - 2.4 La fraction grossière
 - 2.5 La teneur en carbonates
 - 2.6 Le carbone organique
 - 2.7 Les minéraux lourds
 - 3. Les Gastéropodes
 - 4. Les Ostracodes
 - 5. Synthèse des sondages TP I et TP II
 - 6. Absence de raccords stratigraphiques
- Chapitre II.V : Sédimentologie et faunes fossiles de la Bòbila Ordis
 - 1 Introduction
 - 2 Le lac 1
 - 2.1 Lithologie du lac I : BOIV
 - 2.2 Les Gastéropodes
 - 2.3 Les ostracodes
 - 2.3.1 La systématique

- 2.3.2 La géochimie
- 2.4 Le paléomagnétisme
- 2.5 La dent de rongeur
- 2.6 La dalle de Bòbila Ordis
- 3. Le lac 2
 - 3.1 Le sédiment et le problème des contaminations
 - 3.2 Les gastéropodes
 - 3.3 Les ostracodes
- 4. Le lac 3
 - 4.1 Introduction
 - 4.2 Les microstructures
 - 4.3 La granulométrie
 - 4.4 L'examen de la fraction grossière
 - 4.5 Les minéraux lourds
 - 4.6 Les gastéropodes
- 5. La géométrie des dépôts
- 6. Informations chronologiques
- 7. Synthèse des résultats
- Chapitre II.VI : Palynologie des sédiments superficiels du lac actuel de Banyoles
 - 1 Introduction
 - 2 Les échantillons
 - 3 Description des spectres palynologiques
 - 4 Interprétation des spectres palynologiques
 - 4.1 Classement selon la localisation géographique
 - 4.2 Classement selon la profondeur
 - 4.3 Classement selon la lithologie
 - 5 Comparaison avec un échantillon de mousse actuel
 - 6 Quelques données sur les gastéropodes et les ostracodes actuels
 - 7 Conclusion
- Chapitre II.VII : La palynologie du secteur de Besalú
 - 1 La platrière d'Incarcal
 - 1.1 Introduction
 - 1.2 Les échantillons palynologiques
 - 1.3 Interprétation des spectres
 - 1.4 Comparaison avec la macroflore
 - 1.5 Conclusion
 - 2 Les tourbes de Marifont
- Chapitre II.VIII : La palynologie du secteur de Banyoles
 - 1. Mas Miquel
 - 1 La dalle calcaire de Mas Miquel
 - 2 Spectre du puits de Mas Miquel
 - 2. Tres Pins
 - 1. Introduction
 - 2 Le sondage T P II
 - 2.1 Les divers diagrammes
 - 2.2 Description
 - 2.3 Interprétation
 - 2.4 Apport avantageux de 28 échantillons supplémentaires :

(112 - 84)

2.5 Synthèse des informations : pollen, ostracodes, carbonates

3 Le puits du bar de Tres Pins

4 Le sondage TP I

4.1 Les échantillons

4.2 Description des spectres

4.3 Interprétation

4.4 Corrélation avec TP II

5 Conclusion

3. Bòbila Ordis : les analyses palynologiques du lac 1

1 Introduction

2 Description

3 Les autres microfossiles

4 Essai d'analyses de J.-P. Suc

5 Interprétation

6 Discussion générale

7 Conclusion

4. Bòbila Ordis : les analyses palynologiques du lac 2

1 Introduction

2. Description

2.1 Introduction

2.2 Le diagramme BOC IV

2.3 Le diagramme BOC III

2.4 Le diagramme BOC Noir

3. Discussion

3.1 Injections décimétriques de micrite noire : BOC Noir

3.2 Les niveaux aleuritiques : BOC III et BOC IV

3.2.1 Ensemble 2

3.2.2 Ensembles 1,3 et 4

4. Evolution du paysage végétal

5. La température des steppes à Liguliflores : la solution par les ostracodes

6. Conclusion

5 Bòbila Ordis - palynologie du lac 3

1. Introduction

2. Travaux antérieurs

3. Les sondages du lac 3 de Bòbila Ordis : BO II et BO III

4. Les autres échantillons : sondage BO I et le slump

5. Raccord stratigraphique relatif des diagrammes du lac 3 et évolution de la végétation

6. Conclusion

Chapitre IX : Couverts végétaux, paléoclimats et palynostratigraphie

1 Introduction

2 Types de couvert végétal et paléoclimats en Catalogne

3 Identification paléoclimatique des changements de couverts végétaux en Catalogne et interprétation palynostratigraphique

4 Conclusion

Troisième partie : Le Languedoc

Chapitre III. I : Contexte géologique languedocien

1 Géologie régionale

2 Tectonique régionale

3 Volcanisme régional

4 L'Escandorgue

Chapitre III.II : Géologie de Bernasso

1 Introduction

2 Paléoréseau hydrographique anté-basaltique

3 Travaux antérieurs

3.1 La paléovallée de Ladournié

3.2 La paléovallée de Bernasso

Le barrage

Le remplissage et les coulées basaltiques supérieures

4 Description des sédiments de remplissage fluviolacustre

4.1 La source de Bernasso

Le sondage BN I

Laminites à empreintes foliaires

Intrusion des dykes

4.2 Le ravin du Saut de Baptiste

4.3 Le Mas de Vailhé

5 Composition minéralogique des cinérites

6 Paléomagnétisme et datations K/Ar

6.1 Anciennes mesures

6.2 Nouvelles dates K/Ar et nouvelles mesures du paléomagnétisme

7 Conclusion

Chapitre III.III : Géologie du maar de Nogaret

1 Introduction

2 Description du site du maar

3 Description des sédiments : affleurements et sondages

4 Analyse minéralogique des laminites

5 Minéralogie des cinérites

6 Quelques données sur la flore diatomique

7 La faune des mammifères

8 Les macrorestes foliaires

9 Les datations absolues

10 Paléomagnétisme

11 Conclusion

Chapitre III. IV : Les travertins de Valquières et le volcan de La Gras

1 Les travertins de Valquières

2 Le volcan de La Gras

Chapitre III.V : Géologie du maar de Saint-Macaire

1 Cadre géologique du maar de Saint-Macaire

2 Les dépôts

3 L'âge du remplissage

4 Les coupes et le sondage SM I

5 Diverses études sédimentaires et minéralogiques

- 6 Conclusion
- Chapitre III.VI : Palynologie de la paléovallée de Bernasso
 - 1 Introduction
 - 2 Travaux antérieurs
 - 2.1 Description
 - 2.2 Reconstitution des paléoenvironnements et paléoclimats
 - 2.3 Stratigraphie
 - 2.4 Quelques données sur les diatomées
 - 3 Nouvel échantillonnage à Bernasso
 - 4 Description des spectres
 - 4.1 Coupe 3
 - 4.2 Coupe 8, 9 et 10
 - 4.3 Sondage BN I
 - 4.4 Coupe 11, au bord du chemin
 - 4.5 Coupe aux macrorestes
 - 4.6 Echantillons près du dyke n°2
 - 5 Interprétation et discussion des spectres de Bernasso
 - 5.1 Découpage de la phase II
 - 5.2 La profondeur du lac
 - 5.3 Commentaires concernant la macroflore
 - 6 Analyses palynologiques au Mas de Vailhé
 - 6.1 Les échantillons
 - 6.2 Description des spectres de la coupe 2
 - 6.3 Interprétation palynologique
 - 6.4 Conclusion
 - 7 Les analyses palynologiques du Saut de Baptiste
 - 7.1 Etude préliminaire par J.-P. Suc
 - 7.2 Nouveaux échantillons
 - 7.3 Description des spectres
 - 7.4 Interprétation palynologique
 - 7.5 Conclusion
 - 8 Nouvelle interprétation paléoclimatique
 - 9 Durée du remplissage et stratigraphie
 - 10 Conclusion
- Chapitre III.VII : Analyse palynologique du maar de Nogaret
 - 1 Introduction
 - 2 Description et interprétation
 - 2.1 Coupe A : sondage NO III et affleurement NOC II
 - 2.2 Sondage NO II
 - 2.3 Sondage NO IV
 - 2.4 Affleurement G
 - 2.5 Sondage NO I
 - 2.6 Tranchée B
 - 2.7 Tranchée C
 - 3 Les autres microfossiles
 - 4 Corrélation des spectres polliniques de Nogaret
 - 5 Evolution des éléments du climat : températures et précipitations
 - 5.1 Dynamisme végétal

- 5.2 L'Interglaciaire de Nogaret
- 5.3 Les cycles climatiques
- 5.4 Les cycles de végétation au Plio-Pléistocène
- 5.5 Causes du dynamisme végétal
- 6 Durée de l'Interglaciaire de Nogaret
- 7 L'âge du dépôt
- 8 Conclusion
- Chapitre III.VIII : Palynologie de Saint-Macaire
 - 1 Introduction
 - 2 Description des diagrammes
 - 3 Problème de la contamination
 - 4 Source de la contamination
 - 5 Evaluation de l'importance de la contamination
 - 6 Interprétation du diagramme
 - 7 Age du dépôt
 - 8 Conclusion

Quatrième partie : Discussion générale

- Chapitre IV.I : L'altération du pollen et des spores
 - 1 Introduction
 - 2 Altération biochimique
 - 3 Altération mécanique
 - 4 Conclusion
- Chapitre IV.II : La signification des steppes
 - 1 Introduction
 - 2 Définition des formations végétales ouvertes actuelles
 - 3 Spectres polliniques des formations ouvertes actuelles
 - 4 Spectres polliniques des formations ouvertes plio-pléistocènes.
 - 5 Signification du pollen d'*Artemisia*
 - 6 Signification du pollen des Liguliflores
 - 7 Interprétation climatique de spectres de formations ouvertes de type steppique
 - 8 La signification climatique des steppes du Plio-Pléistocène du Languedoc et de Catalogne
 - 9 Conclusion
- Chapitre IV.III : Distributions de *Carya* et *Tsuga*
 - 1 Introduction et relevé des sites plio-pléistocènes
 - 2 *Carya* : signification écologique et paléodistribution géographique
 - 2.1 Ecologie actuelle
 - 2.2 Espèces fossiles
 - 2.3 Distribution géographique plio-pléistocène
 - 2.4 Commentaires de la carte
 - 3 *Tsuga* : paléodistributions en latitude et en altitude. Signification écologique et climatique
 - 3.1 Ecologie actuelle
 - 3.2 Les espèces fossiles
 - 3.3 Distribution géographique plio-pléistocène
 - 3.4 Commentaires de la carte

3.5 Distribution en altitude

4 Conclusion

Chapitre IV . IV : Végétation et climats au Plio-Pléistocène

1 Introduction

2 Signification de *Carpinus* : interstadaire ou interglaciaire ?

3 Absence de formation végétale méditerranéenne dans nos diagrammes

4 Interprétation des spectres plio-pléistocènes : quelques incertitudes

5 Enseignements d'une comparaison des diagrammes de Bernasso et Nogaret

6 Comparaison avec le régime des vents et des pluies des mers Noire et Caspienne

7 Estimation de la durée d'un dépôt et problème stratigraphique en découlant

8 Conclusion

Conclusion

Bibliographie

6 Annexes et 11 tableaux annexes

Remerciements

Il nous est agréable de remercier toutes les personnes qui nous ont aidée.

Notre travail a pris naissance au laboratoire de Géologie du Quaternaire de Louvain-la-Neuve sous l'égide du Professeur G. Seret qui nous a soutenue à chaque pas sur le terrain et en laboratoire. Sans lui, le travail n'aurait pu aboutir sous sa forme actuelle. C'est lui, notamment, qui a donné à la recherche une approche pluridisciplinaire. Il a relu et largement critiqué le manuscrit.

Pour déterminer correctement le pollen, nous avons d'abord bénéficié des enseignements du Dr. M. Reille, lors de quelques stages au laboratoire de Botanique Historique et Palynologie de Marseille, chez le Professeur A. Pons.

Le Dr. J.-P. Suc a dirigé l'aspect palynologique de notre travail. Il nous a en outre offert de poursuivre l'étude qu'il avait entamée des sites de Nogaret et de Bernasso. Notre séjour dans son laboratoire a duré 18 mois durant lesquels nous avons rencontré plusieurs spécialistes, bénéficié de l'aide technique d'un personnel efficace et disposé d'une collection palynologique de référence à ranger parmi les plus riches au monde.

Les docteurs R. Julià et P. Ambert nous ont très aimablement guidée chacun sur leur terrain respectif de recherche, les régions de Banyoles-Besalú et du Languedoc, où ils nous ont consacré plusieurs journées et de fructueuses soirées de discussion.

Le travail s'est enrichi de la collaboration de plusieurs spécialistes d'autres disciplines qui nous ont tous offert d'exploiter leurs résultats souvent inédits. Nous tenons ainsi à remercier le Dr. M. Coen pour l'étude des ostracodes, F. Magnin pour les gastéropodes, A. Boven pour les datations K/Ar, le Professeur R. Lövlie pour le paléomagnétisme, le Dr. P. Roiron pour les macrorestes foliaires, G. Wansard pour la géochimie des ostracodes,...

Notre reconnaissance va aussi à E. Lafontaine qui a établi le programme informatique du dessin des diagrammes palynologiques.

Nos remerciements s'adressent aux collaborateurs scientifiques et techniques du Laboratoire de Paléontologie et de Paléogéographie de l'Université Catholique de

Louvain, pour leur aide volontaire et efficace : P. Bertrand , M. Bravin, J.-M. Cordy, B. Delcambre, M.-J. Detinne, E. Dricot, G. Hermans, Khalil, M. Laloux, A. Lannoye, F. Tourneur et J. Swille, ainsi qu'aux membres du Laboratoire de Palynologie de Montpellier, dont A. Drivaliari, N. Combourieu-Nebout, A. Bertini, G. Cambon (n'oublions pas bien sûr P. Uzquiano), et aux membres du Laboratoire de Botanique et Palynologie Historique de Marseille, le Dr. P. Guenet, le Dr. J. Guiot et le Dr. J.-L. de Beaulieu.

Les propriétaires des terrains de nos recherches nous ont toujours réservé un accueil chaleureux, y compris pour les sondages. Nous remercions ainsi le propriétaire de la briqueterie de Bòbila Ordis, Angel Coll du bar de Tres Pins, Mr. Barascud de Ladournié-Bernasso, la communauté de l'Arche à Nogaret et les propriétaires du vignoble de Saint-Macaire.

Nous avons particulièrement apprécié l'aide des membres de notre famille. Nous les en remercions chaleureusement.

Nous n'aurions pas pu mener à bien notre travail sans une bourse de trois ans de l'Institut pour l'Encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture (IRSIA) et une bourse sectorielle de 18 mois de la Communauté Européenne. Que ces deux institutions trouvent ici l'expression de notre reconnaissance.

Introduction

Notre travail est une contribution à l'étude des paléoclimats plio-pléistocènes de Catalogne et du Languedoc d'après la palynologie de formations lacustres anciennes (fig.I.1). Les lacs catalans résultent d'effondrements karstiques. Ceux du Languedoc sont liés à l'activité volcanique.

La période Plio-Pléistocène est particulièrement attrayante pour un palynologue. Elle se caractérise par de profonds bouleversements climatiques, qui se poursuivent encore aujourd'hui et qui ont causé en peu de temps d'intenses modifications paléogéographiques.

La palynologie est une des disciplines les plus performantes de la géologie des terrains de couverture. Elle contribue à la reconstitution des paléoenvironnements. Elle tente d'identifier l'évolution du couvert végétal, élément qui répond rapidement aux changements des conditions écologiques. Par rapport aux sédiments marins, les milieux lacustres fournissent plus de détails sur les modifications du couvert végétal. Toutefois l'efficacité de la discipline est limitée. Pour les cycles climatiques anciens, et surtout pour leurs phases steppiques, l'approche pluridisciplinaire s'est révélée indispensable à l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités.

La palynologie n'est pas un outil climatostratigraphique performant pour le Plio-Pléistocène. En Europe, il s'est révélé que l'extinction de certaines espèces ne s'est pas opérée de façon synchrone. De même, les fluctuations de certains taxons thermophiles se sont réalisées plus tôt dans certaines régions et, au contraire, plus tard dans d'autres. La complémentarité pluridisciplinaire a pu fournir les bases de la stratigraphie : paléontologie des vertébrés, datations K/Ar, paléomagnétisme, ... C'est ainsi que les dépôts lacustres de notre étude, pourtant épais de plusieurs dizaines de mètres, ne couvrent chacun que des périodes de courte durée, généralement inférieure à 100.000 ans. L'ensemble des sédiments appartient à une époque qui s'étale de -2,3 à -0,7 Ma, que nous désignons sous le vocable de Plio-Pléistocène. La multiplication des

séquences étudiées compense difficilement l'absence de longues séries stratigraphiques continues. Des raccords entre sections s'imposent, opérations toujours délicates, en dépit d'un effort pluridisciplinaire.

Encore rares sont les analyses polliniques du Plio-Pléistocène continental dans les régions relevant actuellement du domaine climatique méditerranéen. Le climat méditerranéen est caractérisé par des températures d'hiver relativement douces, un été chaud et surtout sec et des précipitations au printemps et en hiver. Nous verrons que les formations végétales méditerranéennes n'ont nulle part été enregistrées dans nos échantillons.

Pour les dépôts suffisamment bien datés, une proposition de raccord aux longues séquences marines identifiées par les fluctuations des isotopes de l'oxygène est étayée. En outre, un essai de qualification des paramètres climatiques plio-pléistocènes est proposé à partir d'une comparaison des spectres polliniques anciens avec les formations végétales actuelles. S'y ajoute une amorce de quantification par la géochimie des valves d'ostracodes.

Dans la première partie de ce travail, nous traiterons des limites chronologiques de notre étude et rappellerons les échelles stratigraphiques plio-pléistocènes de référence (chap.I.I). La méthodologie palynologique (chap.I.II) ainsi que de nouvelles déterminations (chap.I.III) sont ensuite explicitées. Un aperçu des flores foliaires plio-pléistocènes (chap.I.IV) et des végétations et climats actuels de Catalogne et de Languedoc(chap.I.V) est résumé.

La seconde partie concerne la Catalogne et la troisième partie le Languedoc. Pour ces deux régions, après avoir décrit sommairement le cadre géologique de chaque site et examiné le mode de sédimentation (chap. II.I, II et III ; chap. III. I à IV), sont rassemblés les résultats obtenus pour nos dépôts par d'autres disciplines : les ostracodes, les gastéropodes, la macroflore, le paléomagnétisme, les datations K/Ar, la sédimentologie... (chap. II. IV et V; chap. III. I àIV). Viennent ensuite les résultats palynologiques (chap. II.VI, VII et VIII ; chap. III.VI à VIII). Chaque interprétation s'appuie ainsi sur un cadre pluridisciplinaire.

Dans la quatrième partie, sont abordés certains enseignements dégagés lors

du travail : l'altération du pollen et des spores (chap. IV.I), la signification des steppes (chap. IV. II), la distribution de *Carya* et de *Tsuga* et leur signification climatique (chap. IV. III), ...

Une synthèse de la végétation et du climat au Plio-Pléistocène (chap. IV. IV) en Catalogne et Languedoc, clôture le travail.

Première partie : Cadre de l'étude et méthodologie

Chapitre I.I : Cadre stratigraphique du Plio-Pléistocène

1 Introduction

Après avoir rappelé la définition des grandes unités chronostratigraphiques du Plio-Pléistocène, les grands traits des diverses échelles stratigraphiques auxquelles nous avons fait référence sont brièvement donnés.

Par convention, le million d'année est abrégé par Ma, les milliers d'années par ka.

2 Bref rappel des unités chronostratigraphiques

2.1 Le Quaternaire

Le Quaternaire, terme introduit par J. Desnoyers en 1829, se rapporte aux terrains surmontant les couches tertiaires du Bassin de Paris. Le terme Quaternaire portait donc un sens stratigraphique. Les dépôts à fossiles marins, qu'il s'agisse de transgressions ou colmatages lagunaires, étaient datés du Tertiaire. Les couvertures postérieures, à faciès franchement continentaux, définissaient le Quaternaire (Desnoyers, 1829). Pour le Bassin de Paris, le Quaternaire se définissait donc aussi, du moins indirectement, par la biostratigraphie : dépôts continentaux dépourvus des fossiles marins du Tertiaire qu'ils recouvrent.

Le début du Quaternaire s'est vu attribuer ensuite une définition

climatostratigraphique : le début du Quaternaire coïncide avec la première dégradation climatique de l'hémisphère Nord (Congrès géologiques internationaux, Londres, en 1948 et Alger, en 1952).

Dans les stratotypes italiens, la base du Quaternaire s'est longtemps située à la base du Calabrien, datée plus tard d'environ -1,8 Ma (Selli, 1977), correspondant à l'apparition d'*Arctica islandica*, d'*Hyalinea baltica* et à la base d'Olduvai. Elle est maintenant fixée à -1,66 Ma en correspondance exacte avec la limite Plio-Pléistocène (congrès de Moscou, 1984).

Dans le bassin de la mer du Nord, aux Pays-Bas et en Belgique, le Quaternaire débute à la base du Praetigien, c.-à-d. avec le développement de la première toundra, observée dans la partie supérieure de la "Kieseloölite Formatie", déposée par le Rhin et la Meuse (Zagwijn, 1974 b). Se basant sur des données paléomagnétiques, W. Zagwijn (1974a) situe entre -2,5 et -2,3 Ma, la base du Praetigien, près de la limite paléomagnétique Gauss-Matuyama datée de -2,48 Ma.

2.2 Le Pléistocène

En 1839, C. Lyell crée le terme Pléistocène qu'il définit comme l'époque qui contient plus de 70 % d'espèces malacologiques encore vivantes. Le Pléistocène est donc bien défini par la biostratigraphie. A cette définition biostratigraphique, E. Forbes (1846), sept ans plus tard, ajoute l'équivalence à la "Glacial Epoch", et donne donc au Pléistocène une base climatostratigraphique.

Par la suite, après de nombreuses redéfinitions parfois contradictoires, la base du Pléistocène s'est trouvée fixée par le congrès de Londres (1948), puis d'Alger (1952), au moment où les premières faunes marines froides ont émigré en Méditerranée de l'Atlantique Nord via le détroit de Gibraltar. Les hôtes venus du froid sont d'abord *Cytheropteron testudo*, un ostracode, puis *Arctica (=Cyprina) islandica*, un mollusque et finalement *Hyalinea baltica*, un foraminifère benthique (choisi à cause de son abondance dans les sédiments littoraux). Progressivement, dans la plaine du Po, il s'est avéré que l'apparition de ces "marqueurs" n'était pas synchrone (Colalongo, Pasini *et al.*, 1982; Aguirre et Pasini, 1985).

Suite à la résolution de Londres, 1948, deux concepts de la limite

Néogène/Quaternaire ont été mêlés : primo, le Calabrien comme appartenant à la base du Pléistocène inférieur; secundo, la première dégradation climatique dans la succession néogène italienne.

La limite Tertiaire-Quaternaire a été synchrone de celle du Plio-Pléistocène, puis ne l'a plus été (Suc et Zagwijn, 1983, fig. 7, p. 164). En effet, ces auteurs suggèrent : "that the immigration of 'northern guests' into the Mediterranean, used in defining the Plio-Pleistocene boundary, may have ultimately resulted from the preceding Praetigian cold." Les données qu'ils avancent laissent supposer aussi que : "the climatic cyclicality of the Quaternary type, ...started ... about 2.3 million years ago".

L'emploi des vocables Quaternaire et Pléistocène est source de confusion. Cette confusion est due à des définitions successives, d'abord climatostratigraphique pour le Quaternaire et biostratigraphique pour le Pléistocène. Elle est due aussi au choix de plusieurs stratotypes, mais aussi de parastratotypes (en France, en Belgique, aux Pays-Bas, dans les Alpes du Nord et du Sud), en dehors de l'Italie dont les raccords sont souvent dressés sur la base de critères purement paléoclimatiques (Driever, 1984). Actuellement encore, les Hollandais continuent à donner un âge d'environ -2,4 Ma à cette limite Tertiaire-Quaternaire et estiment qu'elle est synchrone de la limite Plio-Pléistocène (fig.1.2; de Jong, 1988).

Pour éviter toute confusion, il se révèle indispensable, actuellement, en débutant un travail portant sur les périodes proches des limites Plio-Pléistocène - Tertiaire-Quaternaire, de préciser quelle(s) définition(s) ser(a)ont utilisée(s).

Bien qu'il soit consacré par l'usage, le terme Quaternaire devrait disparaître. La tranche de temps qu'il couvre ne peut avoir de valeur équivalente à une période (Flint, 1957), comme la période Tertiaire ou la période Secondaire. De plus, sa définition climatique est devenue caduque à cause d'importants refroidissements reconnus aujourd'hui dans le Tertiaire (surtout dans l'hémisphère Sud). Il est également vrai que vers -2,4 Ma un seuil a été effectivement franchi dans le développement des inlandsis sur l'hémisphère Nord. La commission internationale de stratigraphie de l'IUGS (Campy et Chaline, 1987; Suc, 1988) a été saisie par la sous-commission du Néogène pour proposer que le Quaternaire devienne partie intégrante du Néogène. Le terme Quaternaire pourrait alors être remplacé par celui de Pléistocène. L'Holocène deviendrait le début d'un interglaciaire, au même rang que l'Holsteinien par exemple.

La limite entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen est aussi controversée. En pratique, nous la situons dans ce travail un peu avant le passage Matuyama/Brunhes, à -0,73 Ma.

2.3 Le Villafranchien

Le Villafranchien est un terme qui concerne uniquement des sédiments continentaux. Il a été abandonné depuis le colloque du Regional Committee on the Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS) de Bratislava en 1975 car sa valeur stratigraphique est insuffisante, puisqu'assise uniquement sur des sédiments continentaux et ne concernant que les grands mammifères fossiles. Ce n'est donc pas un étage mais une "cénozone" (Campy et Chaline, 1987). Il couvre la période de -3,3 Ma à -1,0 Ma. environ, soit approximativement de la base du Plaisancien au sommet du Pléistocène inférieur. Le Villafranchien est encore employé par certains macromammalogistes.

3 Choix de l'échelle palynostratigraphique de référence

3.1 L'échelle de l'Europe du Nord

Nous avons fréquemment tenté des corrélations stratigraphiques avec l'échelle de l'Europe du Nord (fig. 1.2; Zagwijn, 1985; de Jong, 1988). Ces tentatives se heurtent à des inconvénients manifestes pour notre travail.

La stratigraphie des Pays-Bas a été établie à partir de nombreuses séquences courtes et discontinues. En effet, des sections continues couvrant plus d'un interglaciaire sont rares pour le nord-ouest de l'Europe (de Jong, 1988) parce que la colonne sédimentaire contient beaucoup de sables et de graviers impropres à la palynologie et à bases souvent ravinantes, responsables de lacunes.

D'autre part, la maille des échantillons palynologiques paraît parfois trop lâche. Le Praetiglien (Zagwijn, 1960) a été défini par 11 échantillons sur moins de trois mètres à Meinweg.

Récemment, un complexe de deux nouveaux interglaciaires et de deux

nouveaux glaciaires, le complexe bavelien, est venu s'intercaler entre le sommet du Ménapien et la base du Cromérien. L'interglaciaire de Bavel (Zagwijn et de Jong, 1985), le premier interglaciaire de ce complexe, est bien caractérisable puisqu'il est synchrone de l'événement paléomagnétique de Jaramillo, de - 0,90 à - 0,97 Ma. Le complexe bavelien s'achève avant l'époque paléomagnétique directe de Brunhes. Aux Pays-Bas, les spectres polliniques de l'interglaciaire de Bavel sont caractérisés par de plus forts pourcentages de *Carpinus*, d'*Eucommia* et de *Tsuga* que durant les interglaciaires précédents.

"L'interglaciaire du Tiglien" qui est très long, devra très probablement éclater en plusieurs cycles climatiques. Le sous-étage Tiglien TC4c également appelé Beersien, est probablement un glaciaire à part entière. Il montre entre autres des fentes de gel en Campine (Dricot, 1962; de Ploey, 1961; Kasse, 1988). Le Tiglien B est aussi une période de forte dégradation climatique.

Un autre inconvénient de l'échelle stratigraphique des Pays-Bas, pour nous, est d'être établie pour une latitude et surtout une zone climatique très différentes de la région méditerranéenne.

Les limites entre les périodes glaciaires et interglaciaires ne sont pas encore très bien précisées aujourd'hui. Par exemple certains auteurs mettent les deux subchrons de Réunion dans le Praetiglien (Arias, Biggazzi *et al.*, 1990) et d'autres dans le Tiglien (de Jong, 1988).

3.2 Les échelles en région méditerranéenne

Pour la Méditerranée nord-occidentale, J.-P. Suc (1982) a proposé une échelle palynologique, corrélée ensuite avec celle des Pays-Bas dans la mesure du possible (Suc et Zagwijn, 1983). Le travail repose sur des sondages marins s'étalant de la fin du Miocène jusqu'au Praetiglien (Autan 1 et Garraf 1) et sur de courtes séquences continentales pour la période du Tiglien au Waalien (Camerota, Bernasso et Bòbila Ordis). Notre travail, nous le verrons, remet en question l'âge et la durée des 2 principaux sites continentaux de référence de J.-P. Suc : Bernasso, site de référence de la zone PI II, corrélée au glaciaire Eburonien et Bòbila Ordis, site de référence de la zone PI III, corrélée au Waalien.

N. Combourieu-Nebout (1987) a étudié une longue séquence marine à Crotona en Calabre qui contient le stratotype de la limite plio-pléistocène. Cette séquence de Crotona s'étale de - 2,4 à -1,2 Ma. Elle couvre l'essentiel de la période qui concerne notre travail. N. Combourieu-Nebout a été amenée à proposer à partir de ses neuf ensembles polliniques de nouvelles zones qui combinent celles de J.-P. Suc (1982) et les siennes (tabl. I.1) et qui tiennent compte de la nouvelle définition (-1,67 Ma) de la limite plio-pléistocène.

<u>Zagwiin, 1985</u>	<u>Suc, 1982</u>	<u>Combourieu, 1987</u>	<u>Combourieu, 1987</u>
	Zones	Ensembles polliniques	Zones
Ménapien(Gl)	-	X	PIII
Waalien(Igl)	PIII	VII et VIII	PII
Eburonien(Gl)	PII	VI	PI
Tiglien(Igl)	P IV-PI	III à V	P IV
Praetiglien(Gl)	P III	I et II	P III

Gl = glaciaire
Igl = interglaciaire

Tabl. I.1

L'emploi des mêmes numérotations que J.-P. Suc(1982), mais avec une valeur stratigraphique modifiée, est source de confusion. Par exemple, la zone glaciaire PI II de J.-P.Suc est devenue chez N. Combourieu-Nebout une zone interglaciaire. Peut-être, eût-il fallu proposer une série de noms régionaux aux neuf ensembles polliniques définis à Vrica (Calabre).

Vu ce risque de confusion, nous n'utiliserons pas la zonation proposée par J.-P.Suc et modifiée par N. Combourieu-Nebout. D'autant plus que nous avons dû changer l'âge et l'interprétation de deux sites de référence utilisés par J.-P.Suc. : Bòbila Ordis est rajeuni et Bernasso est vieilli. La discontinuité entre nos sites d'étude et surtout la durée relativement courte de chaque séquence rendraient aléatoire de proposer une nouvelle zonation.

4 Le stratotype de Vrica

" At the end of a Field Conference on the Boundary held in the Panjab and Kashmir in 1979 ..., a decision was adopted to minimize change from the general intention of the 1948 Congress recommendation. Two decisions of that Congress were emphatically confirmed : to establish the Boundary in accordance with generally

accepted principles of stratigraphy, and to select a type section in the Upper Cenozoic marine sequences of southern Italy. On the other hand, two statements of the 18th IGC Session were definitely rejected : the equivalence of the continental 'Villafranchian' with the marine 'Calabrian', and the acceptance of the first climatic deterioration in the Italian Plio-Pleistocene succession as the main criterion for defining the base of the Pleistocene."

La section de Vrica, Calabre, a finalement été adoptée comme nouveau stratotype de la limite Plio-Pléistocène au cours de 27ème Congrès Géologique International à Moscou en 1984, en remplacement des anciennes coupes de référence de Santa Maria de Catanzaro et de Le Castella. A Vrica, le sédiment est épais de 306 m, d'origine marine et composé principalement de marnes et de laminites calcaires. Depuis plusieurs années, ce site a été le point de cible de nombreuses équipes pluridisciplinaires internationales. Y ont été étudiés : le pollen, les foraminifères, les nanofossiles, les ostracodes, le paléomagnétisme, notamment. Des cinérites ont été datées par la méthode du K/Ar. N.Combourieu-Nebout a découpé la séquence en 9 ensembles polliniques qui se répartissent en trois glaciaires et deux interglaciaires. La correspondance avec les Pays-Bas basée surtout sur le paléomagnétisme et les datations absolues donne des âges qui s'étendent du Praetiglien au Ménapien.

Il a donc été admis à Moscou en 1984 que la limite Plio-Pléistocène et la limite Tertiaire-Quaternaire seraient désormais synchrones et fixées au sommet du "sapropèle" e, couche repère, choisie en fonction des nombreuses apparitions et disparitions (LAD et FAD) qui l'encadrent, l'apparition en particulier, moins de 10 m plus haut, de l'ostracode *Cytheropteron testudo*, correspondant le mieux, dans les milieux littoraux, à la limite à *Arctica islandica*. En outre, le "sapropèle" e est proche du sommet de l'événement paléomagnétique de l'Olduvai, daté de ~-1,67 Ma. Dans l'état actuel des connaissances, cette limite correspond au début du second glaciaire, c.-à-d. l'Eburonien.

Les sédiments du début du Praetiglien n'ont pas été reconnus à Semaforo, coupe voisine et sous-jacente à celle de Vrica.

5 Le paléomagnétisme

La stratigraphie paléomagnétique est basée sur la capacité des roches et des sédiments d'acquies et de conserver les enregistrements des variations de champ géomagnétique (Løvlie, 1989). Le champ magnétique terrestre subit des variations spatiales non périodiques tant en puissance qu'en direction selon des échelles de temps allant de la minute au million d'années. Pour la stratigraphie, seuls les variations séculaires, les renversements de polarité et les excursions sont intéressants. La direction du champ en n'importe quel endroit est décrite par la déclinaison (angle horizontal entre les méridiens magnétiques et les méridiens géographiques) et l'inclinaison (pente sur la verticale de la ligne de force magnétique).

L'échelle de polarité géomagnétique que nous suivons est empruntée à E. Mankinen et G. Dalrymple (1979). Voici en détail les limites des événements (ou subchrons) dans l'époque (ou chron) Matuyama, de polarité inverse (tabl.1.2, ci-dessous)

:

-2,48 : passage Gauss à Matuyama
 -2,14 à -2,12 : Réunion 1, polarité directe
 -2,04 à -2,01 : Réunion 2, polarité directe
 -1,87 à -1,67 : Olduvai, polarité directe
 -1,1 : Cobb Mountain (Mankinen *et al.*, 1978), polarité directe
 -0,97 à -0,9 : Jaramillo, polarité directe
 -0,73 : passage Matuyama à Brunhes

Tabl.1.2

6 L'insolation

Selon la théorie astronomique des paléoclimats (Milankovitch, 1920 et 1941), les variations à long terme dans la géométrie de l'orbite et de la rotation de la terre sont les causes fondamentales des périodes glaciaires pléistocènes.

En supposant une atmosphère parfaitement transparente et une production d'énergie solaire constante, l'influx énergétique intégré pour toutes les latitudes et pour l'année entière, dépend seulement de l'excentricité de l'écliptique (la forme de l'orbite terrestre), tandis que les distributions géographiques et saisonnières de l'irradiation dépendent de l'obliquité (l'inclinaison de l'équateur sur l'écliptique) et du paramètre de précession climatique qui décrit comment la précession des équinoxes affecte la configuration saisonnière des distances Terre-Soleil (Berger, 1989). Ce modèle suppose

sans doute que la surface de la planète soit homogène et notamment dépourvue d'océans.

La périodicité de ces trois paramètres orbitaux sont :

- pour l'excentricité : 400 ka et 100 ka
- pour l'obliquité : 41 ka
- pour la précession : 23 et 19 ka.

Les fluctuations de l'insolation influencent les climats de la Terre d'une façon indirecte, qui est encore mal connue à cause, entre autres, de l'atmosphère qui n'est pas transparente. De longues séquences de sédiments marins ont mis en évidence la réalité du forçage des périodicités astronomiques sur les paléoclimats.

A. Berger vient de recalculer une nouvelle solution à sa courbe d'insolation. Elle diverge de la solution précédente surtout pour les périodes antérieures à -1,5 Ma (comm. pers., février, 1990).

7 Les isotopes de l'oxygène

Les modifications au cours du temps des rapports isotopiques de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) dans l'eau de mer sont enregistrées dans les tests carbonatés (CaCO_3) des foraminifères benthiques et planctoniques. Comme l'a démontré C. Emiliani (1955), les glaces polaires sont enrichies en ^{16}O , l'eau d'évaporation étant plus riche en isotope plus léger. Leur formation entraîne donc par effet de bilan, un enrichissement en ^{18}O de l'eau de mer, dont la composition isotopique, $\delta^{18}\text{O}$, augmente. Ce phénomène est appelé "l'effet glaciaire". La croissance ou la fonte des calottes glaciaires, qui sont ressenties à l'échelle de l'océan mondial de façon synchrone, peuvent donc se lire dans les variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'océan. Les tests des foraminifères enregistrent ces variations : en effet, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'un carbonate est le reflet de celui de l'eau de mer au sein de laquelle s'est effectuée la sécrétion. Toutefois le facteur de proportionnalité est une fonction de la température. Il faut donc déterminer l'influence respective des variations de température et des variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'océan. En Méditerranée, ce mécanisme est compliqué par le fait que les variations du bilan évaporation/précipitation sont généralement très fortes et contribuent au moins

autant que "l'effet glaciaire" à la variation de composition isotopique des eaux de cette mer (Vergnaud-Grazzini, 1984).

A partir de carottes provenant de l'Atlantique Nord, M. Raymo, W. Ruddiman *et al.* (1989; fig.1.3.a) ont proposé une échelle des temps isotopiques pour la période de -2,73 à -1,6 Ma. Les stades couvrant cette période sont numérotés de 116 à 62. Pour la tranche de temps qui nous intéresse plus spécialement, une analyse spectrale a décelé une périodicité de 41000 ans qui correspond à l'obliquité. Mais des fréquences différentes se surimposent contrairement, semble-t-il, aux époques plus récentes ou plus anciennes : il s'agit de la période de 23000 ans correspondant à une des 2 périodes de la précession et de la période de 93000 ans correspondant à l'excentricité.

La chronologie basée sur les isotopes de l'oxygène que nous avons suivie est celle de D. Williams, R.Thunell *et al.* (1988) pour la période postérieure à -1,6 Ma (fig.1.3.b).

Les courbes d'isotopes de l'oxygène provenant de la mer Méditerranée sont plus rares. Il y a entre autres des mesures sur le site 653 A et sur le site 654 en mer Tyrrhénienne (Vergnaud-Grazzini, Saliège *et al.*, sous presse) et sur le stratotype du Plio-Pléistocène en Calabre (Combourieu-Nebout, Vergnaud-Grazzini *et al.*, en préparation).

Sur le continent, les coquilles de gastéropodes et celles des ostracodes peuvent servir aux mesures de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Quelques tentatives dont les résultats s'interprètent difficilement pour l'instant ont été effectuées.

8 Les faunes de mammifères

8.1 La microfaune de rongeurs

La microfaune (de rongeurs principalement) et surtout les campagnols, sont de bons outils en stratigraphie, grâce à une évolution rapide et à de vastes migrations à travers l'Europe en réponse aux changements climatiques. Les dents de ces rongeurs, la partie du corps la plus aisément fossilisée, sont de bons marqueurs.

Le Plio-Pléistocène et Pléistocène sont divisés en deux grands complexes faunistiques (Chaline, 1976) : le complexe faunistique mimoyen et le complexe

faunistique microtien. Le premier s'étend du Pliocène supérieur au début du complexe cromérien et le second correspond au Pléistocène moyen et supérieur.

Allophaiomys par sa répartition holarctique est l'un des meilleurs repères chronologiques. En France, son apparition contemporaine de la base de l'Eburonien (-1,6 Ma), permet de proposer son expansion comme repère continental de la limite plio-pléistocène (Chaline, 1977).

Seuls les sites espagnols de notre travail ont livré des restes de rongeurs. Nous utilisons donc une échelle stratigraphique construite à partir d'observations provenant majoritairement de la péninsule ibérique (Agusti, Moyà-Solà *et al.* 1987; Agusti et Julià, sous presse). Les dates sont estimées (tabl.1.3).

- biozone MN 17	: ~ -2,1 à -1,8 Ma = zone à <i>Mimomys pliocaenicus</i>
- biozone M _m Q-1	: ~ -1,8 à -1,4 Ma = zone à <i>M. ostramosensis</i> (comportant notamment : <i>Leptobos etruscus</i>)
- biozone M _m Q-2	: ~ -1,4 à -0,97 Ma = zone à <i>Allophaiomys pliocaenicus</i>
- biozone M _m Q-3	: ~ -0,97 à -0,73 Ma = zone à <i>Allophaiomys nutiensis</i> et <i>Pitimys gregaloides</i> , comportant notamment : <i>Mimomys savini</i>
- biozone M _m Q-4	: ~ -0,73 à ? = zone à <i>Arvicola cantiana</i> .

tabl.1.3

8.2 La macrofaune de mammifères

La faune de grands mammifères, à cause de sa large amplitude stratigraphique, se révèle moins appropriée pour l'établissement de corrélations biostratigraphiques aussi fines que celles obtenues par la microfaune (Agusti, Moyà-Solà, *et al.* 1987).

Le début du Villafranchien, vers -3,3 Ma, corespond à une migration d'animaux venant d'Asie (Bonifay, 1980). Vers -2,0 Ma, à la limite Villafranchien inférieur-moyen, il y a un renouvellement des Artiodactyles en Europe de l'Ouest et une disparition de certains éléments chauds comme le Tapir. Cette évolution pourrait être liée à la glaciation du Praetiglien. Cette période correspond à la faune de St-Vallier. Le Villafranchien Supérieur débute après l'événement Olduvai. Des espèces plus eurythermes se développent. La faune de Senèze appartient à cette période. La fin du Villafranchien se situe vers -0,9 Ma. Après une période de transition, les faunes froides dites quaternaires arrivent en Europe.

Les unités stratigraphiques proposées par certains macromammiféristes sont

les suivantes (Torre, 1987). Les dates sont approximatives (tabl.1.4, ci-dessous) :

Montopoli	: ~-2,47 à - 2,0 Ma
St-Vallier	: ~-2,0 à -1,67 Ma
Olivola	: âge non précisé
Tasso	: âge non précisé
Farneta	: âge non précisé
Slivia	: ~-0,97 à - 0,9 Ma
Isemia	: ~-0,9 à -0,73 Ma

Tabl.1.4

La macrofaune a subi des changements profonds entre Jaramillo et le début de Brunhes. Il s'agit d'une période de transition.

9 - Le Plio-Pléistocène : un ensemble long de 1,75 Ma

Nous avons vu ci-dessus que la limite du Pliocène et du Pléistocène a successivement fluctué de -2,4 Ma environ aux Pays-Bas (base du Praetiglien) à - 1,67 Ma en Méditerranée. Pour éviter toute confusion, nous avons choisi, dans ce travail, de réserver le terme Plio-Pléistocène à toute une tranche de temps qui couvre le Pliocène final et le Pléistocène ancien. Soit, en gros, le Pléistocène Ancien des Néerlandais (de Jong, 1988), l'époque Matuyama (-2,47 à -0,73 Ma), et le Känozän de B. Menke (1975). Cette large période de temps s'identifie par son originalité, notamment par des disparitions faunistiques et floristiques à sa base et à son sommet.

10 - Conclusion

Le congrès de Moscou (1984) a fixé la base du Pléistocène à -1, 67 Ma. Pour des questions historiques et pour la quantité de coupes facilement accessibles, le stratotype est resté en Italie.

Sous réserve d'apprécier, avec le recul du temps, les avantages d'une limite enfin fixée, nous pensons qu'elle gagnerait encore à être revue dans cette double optique :

- 1° un nouveau stratotype devrait être choisi en dehors de la Méditerranée, car les événements qui s'y déroulent sont trop liés à la paléogéographie d'une mer intérieure;
- 2° dans ce nouveau stratotype, une limite située vers -2,3 ou -2,4 correspondrait avantageusement à ce certain "seuil" noté plus haut dans le développement des

inlandsis de l'hémisphère nord. La limite Gauss-Matuyama à -2,48 Ma n'en est pas très éloignée et mesurable dans le monde entier.

Dans le présent travail, nous attribuons des noms locaux aux événements climatiques décelés. Les sites sont raccordés à l'échelle chronologique par les faunes, les datations absolues (K/Ar) et le paléomagnétisme. Nous ne nous référons pas à une échelle palynostratigraphique particulière. Nous verrons que la démarche serait illusoire.

Etant donné la confusion qui règne actuellement dans les définitions et les limites chronologiques pour les termes Quaternaire et Pléistocène, nous avons choisi de parler de la période Plio-Pléistocène pour un ensemble original qui dure 1,75 Ma et qui couvre la fin du Pliocène et le Pléistocène ancien, soit en gros de -2,48 à -0,73 Ma.

Chapitre I.II : Méthodologie palynologique

1 Introduction

Nous avons résumé dans ce chapitre les étapes principales de l'exploitation des échantillons palynologiques depuis leur prélèvement sur le terrain jusqu'à l'établissement des diagrammes palynologiques.

Nous y explicitons notre méthode d'extraction spécialement mise au point pour des sédiments carbonatés.

La plupart des diagrammes palynologiques ont été dressés par ordinateur.

2 Prélèvements des échantillons

La plupart des échantillons a été obtenu par sondages; une partie moindre a été prélevée en paroi. Le détail des opérations est explicité en annexe 1.

Tous les échantillons sont conservés à Louvain-la-Neuve au Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie.

De manière générale, l'échantillon est divisé en trois parties, l'une destinée à l'analyse pollinique, l'autre réservée à d'autres études éventuelles (ostracodes, gastéropodes,...), la troisième enfin va aux archives.

Le poids sec de l'échantillon destiné à la palynologie varie entre 5 et 15 g. Cela dépend de la concentration pollinique mesurée sur les premiers échantillons d'un site.

3 Traitement au laboratoire

3.1 Introduction

E. Dricot et nous-même (Dricot et Leroy, sous presse) avons cherché à améliorer la méthode d'extraction. Nous avons utilisé des sédiments de provenance diverses et ayant des âges allant du Pliocène supérieur à l'Actuel.

Les techniques d'extraction palynologique classiques cherchent à isoler les restes végétaux constitués de sporopollénine (spores et grains de pollen en particulier) par la destruction chimique des autres constituants du sédiment. La méthode proposée ici est un traitement purement mécanique qui s'applique à pratiquement tous les sédiments meubles. Le seul cas où une attaque chimique demeure indispensable, est celui des sédiments carbonatés. La méthode est décrite en annexe 2.

Les deux avantages principaux de cette méthode sont sa rapidité et son coût peu élevé.

3.2 Validité de la méthode

Le risque majeur de la méthode est évidemment une perte sélective des grains. Afin de s'assurer qu'il n'y a aucune perte, plusieurs tests comparatifs ont été réalisés sur des échantillons d'âges et de natures divers. L'échantillon est fractionné en deux parties qui ne sont pas forcément tout à fait identiques. La première est traitée par tamisage tandis que la seconde est soumise à la procédure classique où, généralement, on utilise HF si le sédiment est minéral et l'acétolyse.

Ces tests comparatifs n'ont pas montré de différences significatives. Les détails de ces analyses sont donnés en annexe 3.

3.3 Intérêt de la filtration

La filtration est peu onéreuse. Le pyrophosphate de soude est bon marché. La liqueur de Thoulet, certes, coûte très cher mais la filtration permet de la récupérer dans

sa quasi totalité. La filtration est également rapide. La durée du tamisage de 4 échantillons excède rarement 45 mn.

L'élimination mécanique des fines particules augmente la concentration (sauf si les sédiments renferment des restes siliceux de faible densité, diatomées essentiellement). Elle rend les préparations plus claires, ce qui conduit à un meilleur diagnostic lors des déterminations. Ceci réduit le nombre de lames à analyser, avantage déjà signalé par C. Bates, P. Coxon *et al.* (1978). Nous avons également constaté dans certains cas une très forte augmentation de la teneur en grains par gramme de sédiment sec (tabl. b en annexe 3).

Un avantage supplémentaire de la seule filtration est la conservation d'organismes (Diatomées, Spongiaires, Desmidiaceae, ...) qui sont habituellement détruits par l'acide fluorhydrique ou l'acétolyse.

3.4 Inconvénients de la filtration

Certains sédiments organogènes compactés ne se désagrègent pas complètement sous l'action du pyrophosphate. Des grumeaux de colloïdes organiques persistent, emprisonnant des grains de pollen. Dans ce cas, les grains très reconnaissables tels que ceux de *Pinus* ou *Artemisia* restent plus ou moins identifiables mais d'autres sont indéterminables, ce qui risque de provoquer une distorsion des spectres.

Pour ce genre de sédiments, il s'est finalement avéré que le type de traitement le plus adéquat et le plus rapide est de porter l'échantillon à ébullition dans du NaOH ou du KOH 10 %, puis d'éventuellement le filtrer pour arriver à une meilleure concentration.

Une amélioration récente de la technique est de porter l'échantillon dans le pyrophosphate de sodium à 60°C et de l'agiter pendant deux heures (appareil automatique). Les sédiments organogènes peuvent aussi subir le même traitement. Le pollen est un peu plus clair qu'après traitement avec NaOH ou KOH, mais les pollutions éventuelles par des grains actuels restent décelables.

Ce problème n'existe pas avec les sédiments minéraux où seule la filtration seule suffit.

Un autre inconvénient tient à l'usure des tamis. Aussi avons-nous évité au maximum tout contact avec les bases ou les acides. Il arrive toutefois qu'une rupture accidentelle de l'une ou l'autre maille se produise. Il faut donc vérifier régulièrement les toiles.

3.5 Avantages et inconvénients de l'acétolyse

Il est classique de terminer tout traitement palynologique par une acétolyse afin d'éliminer la cellulose et les hemicelluloses (Erdtman, 1943). Ce traitement est surtout appliqué aux sédiments quaternaires (Phipps et Playford, 1984), encore riches en matière organique.

Or l'examen de sédiments divers (silts, gyttja, tourbe) provenant d'un remplissage lacustre situé dans les Vosges (site de Cusenier, Haute-Saône, France; Seret, Dricot *et al.*, sous presse) et dont l'âge s'étend du Néowürm à l'Holocène a permis d'observer après simple séparation mécanique une grande quantité de restes structurés très divers. Citons, en particulier : diatomées (la technique décrite ici n'est pas valable pour ces algues car beaucoup de valves ou de fragments ont une taille inférieure à 10 µm), kystes de Chrysophyceae, Desmidiaceae, Zygnemataceae, *Pediastrum*, Thecamoebae, champignons, Cladocères, autres arthropodes, ainsi que de nombreux *incertae sedis*.

Un certain nombre de ces restes correspondent à des types décrits et répertoriés par les chercheurs néerlandais du Hugo de Vries Laboratorium (Van Geel, 1978; Pals, Van Geel *et al.*, 1980; Van Geel, Bohncke *et al.*, 1981; Van Geel, Hallewas *et al.*, 1983; Kuhry 1985; Bakker et Smeerdijk, 1982; Hooghiemstra, 1984).

Parmi ces types certains sont manifestement mieux conservés et plus nombreux dans nos préparations. Quelques-uns paraissent nouveaux.

Un échantillon de gyttja du Tardiglaciaire de Cusenier a fait l'objet de comptages comparatifs. Une fraction a été simplement tamisée tandis que l'autre a été acétolysée. Au niveau des grains de pollen et des spores, il n'y a pas de différences significatives (tabl. I.5, ci-dessous, simplifié).

en %	Tamissage	Acétolyse	
<i>Betula</i>	28,4	23,2	
<i>Pinus</i>	2,0	2,6	
<i>Salix</i>	6,4	5,2	
Autres arbres	6,9	12,0	
Cyperacées	3,9	6,0	
Graminées	28,9	32,2	
<i>Artemisia</i>	12,8	8,2	
<i>Menyanthes</i>	3,9	2,2	
Ombellifères	2,0	2,2	
Autres herbes	4,9	6,4	
Σ AP + NAP	204	233	Tabl. I.5

Il faut remarquer que les deux échantillons ne sont pas strictement identiques ce qui peut

expliquer certaines différences. A noter également les pourcentages plus élevés de *Betula* (grain de petite taille) dans l'échantillon filtré.

Par contre au niveau des *incertae sedis* (tabl. I.6), les distorsions sont énormes et l'acétolyse se révèle très destructrice. Les numéros donnés aux types d'*incertae sedis* correspondent aux numéros du fichier photographique du laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie de Louvain-la-Neuve.

en %	Tamissage	Acétolyse	
T. 86-17-23	47,3	-	
T. 87-1-6	9,9	0,4	
T. 86-20-2	4,9	0,4	
T. 87-6-24	5,9	-	
T. 86-21-17	2,0	-	
T. 87-1-29	1,5	-	
T. 86-18-4	1,5	-	tabl. I.6

Ces résultats sont exprimés en fonction de la somme de base (AP + NAP).

Le traitement mécanique des échantillons aboutit à un accroissement des informations paléontologiques et, dans la mesure où ces restes peuvent être déterminés, à des données paléoécologiques supplémentaires.

4 Le montage d'une lame.

Après traitement, le pollen et les spores sont donc concentrés dans la glycérine légèrement phénolée. Le volume de glycérine varie entre 10 à 20 fois celui du matériel sporopollenique.

A l'aide d'une micropipette, un volume de 25 µl est prélevé dans le culot bien homogénéisé. Ce volume s'étale bien en dessous d'une lamelle de 24 x 18 mm. La lamelle est préalablement préparée (fig. annexe 4) : sur une largeur d'environ 1 mm le long de ses deux bords les plus longs, du vernis est étendu sur la face inférieure de la lamelle. La goutte de 25 µl est déposée sur le porte-objet puis directement recouverte du couvre-objet portant le vernis encore fluide. Le couvre-objet adhère instantanément et la goutte s'étale par dessous, de façon homogène. La préparation est ensuite rendue complètement hermétique en lutant les deux autres bords avec le même vernis.

5 Comptages

Les comptages ont été réalisés sous microscope optique avec des oculaires de 10 x et un objectif de 50 x. Pour les comptages de routine, le grossissement atteint donc 50 x et l'agrandissement 500 x. Pour

des déterminations plus délicates, l'observation se réalise à l'aide d'un objectif 100 x à immersion dans l'huile.

Le nombre optimum de pollen et spores à compter est établi expérimentalement et est fonction de plusieurs facteurs. Le nombre idéal de grains à compter varie donc d'un échantillon à l'autre. Il dépend de la diversité taxonomique, de la dilution par la glycérine, de la quantité des autres objets présents sur la lame (minéraux, autres microfossiles, matière organique, etc...). Le total optimal de grains comptés est celui qui donne la meilleure image des taxons présents en évitant le comptage d'un nombre exagéré et le gaspillage de temps. Au fur et à mesure du comptage, le nombre de taxons nouveaux découverts par ligne diminue (fig.annexe 4) et la courbe du nombre de taxons en fonction du nombre de grains comptés atteint un palier horizontal. Il faut cesser le comptage lorsque la courbe tend vers l'horizontale.

L'organisation de la feuille de comptage aide à fixer le nombre "idéal" de grains à compter (fig.annexe 4). On compte d'abord une ligne au centre de la préparation, ensuite une ligne au quart de la hauteur de la lamelle. Ou bien, on commence par la ligne du tiers de la lamelle. L'essentiel est de parcourir des plages bien réparties sur la lame, car les grains de pollen, selon leur taille ont tendance à se disposer préférentiellement, les petits près des bords, les gros au centre (Dricot, 1960; Cour, 1974). Ligne après ligne, on inscrit les taxons dans la colonne de gauche, au fur et à mesure de leur apparition dans le comptage. On repère ainsi automatiquement les nouveaux taxons au fur et à mesure de l'examen des lignes. Inversement, l'apparition de plus en plus lente de taxons nouveaux est rapidement décelée. Il s'agit de la méthode de comptage suivie à Montpellier.

Un balayage rapide du restant de la lame permet de repérer des taxons plus rares. Ils sont inclus dans la somme de base.

En pratique aussi, il est admis qu'un comptage est statistiquement valable, pour un minimum de 250 grains à condition d'atteindre une diversité de 20 taxons différents au minimum. Est aussi admis un comptage d'au moins 100 grains en dehors du taxon dominant pour obtenir des indications valables sur les taxons subordonnés. *Pinus* et Pinaceae dominent nos spectres en général. Dans les échantillons de TP II, en plus de *Pinus*, les spores et les Cyperaceae sont aussi dominantes. Nous avons tenu dans ce cas-là à compter un minimum de 100 grains en plus de ceux de ces 3 taxons.

6 Calcul de la concentration pollinique

La concentration pollinique, encore appelée en anglais "absolute pollen frequency", est le nombre de grains de pollen, de spores, y compris les grains indéterminés et indéterminables, par gramme de sédiment sec. L'unité qui exprime la concentration pollinique est le gr./g.

La concentration pollinique est fonction de plusieurs facteurs : la biomasse mais aussi le taux de sédimentation, le taux de compaction postsédimentaire, la granulométrie, la dégradation voire la disparition postsédimentaire des grains ... La

technique du calcul de la concentration pollinique est donnée en annexe 4.

Le calcul de la concentration pollinique allonge considérablement le temps du traitement et des comptages. La moindre perte de volume lors du traitement ou lors des comptages fausse les calculs. La plus petite erreur de manipulation rend le calcul caduc. Dans ce cas, nos tableaux de résultats comportent l'indication N C (= non calculée) à la place des valeurs de concentrations.

Par ailleurs, le calcul n'a pas été effectué pour le sondage BO II parce que la méthode n'était pas encore au point. Dans d'autres cas, le calcul n'a pas été réalisé afin d'accélérer les analyses : sondage NO I ou pour des échantillons exploratoires : Mas de Vailhé par exemple.

7 Diagrammes

La proportion de chaque taxon dans un échantillon est exprimée en pourcentages. Chaque analyse est un spectre pollinique. Une succession chronologique de spectres donne un diagramme. Deux types sont utilisés : le diagramme détaillé (exemple fig.II.34) et le diagramme synthétique (exemple fig.II.33).

7.1 Le diagramme détaillé

Le diagramme détaillé donne les pourcentages de chaque taxon à chaque niveau. Les pourcentages des grains de pollen et des spores sont calculés par rapport à une somme de base 1, c.-à-d., le nombre total de grains de pollen et de spores de Ptéridophytes et Bryophytes. A côté de cette somme de base 1, une somme de base 2 comporte en outre les grains indéterminés et indéterminables.

Somme de base 1 = pollen, spores

Somme de base 2 = pollen, spores, grains indéterminés et indéterminables

Les calculs sont effectués par l'ordinateur ainsi que le tracé des diagrammes détaillés. Le détail de l'établissement des diagrammes est en annexe 5.

7.2 Le diagramme synthétique

Le diagramme synthétique regroupe les taxons en 8 classes d'affinités écologiques et climatiques. Nous avons adopté le système de J.P.Suc (1984), de manière à disposer de diagrammes polliniques directement comparables à ceux d'autres auteurs qui ont suivi le même classement. Les critères de regroupement des taxons sont les suivants :

classe 1 : les taxons de climat à humidité forte et constante

classe 2 : les taxons de climat tempéré relativement chaud et humide

classe 3 : les pollens à ballonnets sauf *Abies* et *Picea*

classe 4 : *Abies* et *Picea*

classe 5 : les herbacées ubiquistes, les plantes aquatiques, les taxons dont la détermination est limitée à la famille, etc...

classe 6 : les taxons aujourd'hui caractéristiques de la flore méditerranéenne

classe 7 : les Cupressacées, *Hippophae* cf. *rhamnoides* et les herbacées de milieux secs

classe 8 : *Ephedra* et *Artemisia*

Chaque classe est représentée par un symbole particulier (fig.1.4). Ci-dessous les taxons sont rangés par classes (tabl.I.7) :

classe 1, en noir

t. *Sequoia*, t. *Taxodium*, Liquidambar, Engelhardtia, Myrica, Nyssa, Sapotaceae, Symplocos

classe 2, en lignes horizontales

Tsuga, *Taxus*, *Acer*, *Ilex*, Araliaceae, *Hedera*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Buxus*, *Pachysandra-Sarcococca*, *Lonicera*, *Lonicera* t. *xylosteum*, *Sambucus*, *Elaeagnus*, Ericaceae, *Calluna*, cf. *Rhododendron*, *Eucommia*, t. *Castanea*, *Fagus*, *Quercus*, *Parrotia* cf. *persica*, *Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Loranthaceae*, *Viscum* cf. *album*, *Moraceae*, *Fraxinus*, *Ligustrum*, t. *Frangula*, *Populus*, *Salix*, *Tilia*, *Celtis*, *Ulmus-Zelkova*, *Parthenocissus*

classe 3, en quadrillé fin

Pinaceae indéterminables, cf. *Cathaya*, *Cedrus*, cf. *Keteeleria*, *Pinus* haplostellé, *Pinus*

classe 4, en noir

Abies, *Picea*

classe 5, en blanc

Alisma, Boraginaceae, Campanulaceae, Cannabaceae, *Calystegia*, *Convolvulus*, Crassulaceae, Cruciferae, Dipsacaceae, *Dipsacus*, *Knautia*, *Scabiosa*, *Succisa*, cf. Gentianaceae, Gentianaceae, *Euphorbia*, *Mercurialis*, *Geranium*, *Ribes*, Haloragaceae, *Myriophyllum*, M. t. *spicatum*, *Hydrocharis*, Juncaginaceae, *Scheuchzeria*, Labiatae, Liliaceae, *Linum*, Malvaceae, Monocotylées monocarpées, *Nymphaea* cf. *alba*, Onagraceae, *Epilobium*, Papaveraceae, Papilionaceae, t. *Trifolium*, t. *Vigna*, Plumbaginaceae, *Armeria*, *Polygala*, Polygonaceae, *Emex* cf. *spinosa*, *Polygonum*, P. t. *persicaria*, *Potamogeton*, Ranunculaceae, *Reseda*, Rosaceae, *Filipendula*, *Sanguisorba* cf. *minor*, Rubiaceae, *Galium*, Saxifragaceae, *Lycium*, Thymeleaceae, *Typha-Sparganium*, T. t. *latifolia*, Umbelliferae, Urticaceae, *Urtica* cf. *pilulifera*, *Utricularia*, Valerianaceae, *Centranthus* t. *ruber*, t. *Verbena*, *Viola*, Spores

classe 6, en lignes verticales

Cistus, *Pistacia*, *Coriaria* cf. *myrtifolia*, *Quercus* t. *ilex-coccifera*, Myrtaceae, *Myrtus*, Oleaceae, *Olea*, *Phillyrea*, *Platanus*, Rhamnaceae, *Tamarix*, *Vitis*

classe 7, en points

Cupressaceae, *Hippophae* cf. *rhamnoides*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Cistaceae, *Helianthemum*, Liguliflorae, Tubuliflorae, *Centaurea*, C. t. *jacea*, C. t. *scabiosa*, Cyperaceae, *Cladium* cf. *mariscus*, *Erodium*, Gramineae, t. *Cerealia*, t. *Lygeum spartum*, *Asphodelus*, *Plantago*, *Rumex*, *Thalictrum*

classe 8, une ligne noire dans le symbole précédent

Ephedra, *Artemisia*

Tabl.I.7

Trois taxons sont mis en évidence par un symbole différent dans certains diagrammes seulement : *Tsuga* en blanc, entre la classe 2 et 3, dans l'ensemble des diagrammes de la paléovallée de Bernasso (fig.III.21), dans le diagramme de BOIV de Bòbila Ordis (fig.II.37) et dans ceux de Nogaret (fig. III.28); cf. *Cathaya*, en quadrillé épais dans le diagramme BO IV entre *Tsuga* et la classe 3 (fig.II.37); et les Liguliflores en petites croix, entre la classe 7 et 8, dans les 3 diagrammes de BOC à Bòbila Ordis (fig.II.49).

Dans le cas de Saint-Macaire, les Ericaceae sont d'abord dans la classe 2 (fig.III.41). Cette famille comporte des arbres, des buissons et des herbacées. Vu leur comportement d'herbacées de milieux humides, un autre diagramme met les Ericaceae dans la classe 5 (fig.III.42).

Il est évident que pour certains taxons, le choix de la classe est relativement arbitraire. Par exemple, les Cypéracées sont dans la classe 7, les herbacées sèches. Or, cette famille renferme des espèces de marécage, par exemple *Cladium* cf. *mariscus* qui abonde dans certains diagrammes.

Pour les diagrammes synthétiques, la somme de base est la somme 1, sauf indication contraire. L'écart entre les échantillons est proportionnel à l'épaisseur du sédiment entre les échantillons. Le dessin est fait à la main. Des diagrammes synthétiques de travail (les trois diagrammes de Tres Pins II, fig.II.33) peuvent être dessinés à l'ordinateur. Ils se disposent alors selon un espacement constant des échantillons.

Le diagramme donne à peu près la courbe AP/NAP entre les classes 4 et 5.

8 Conclusion

La méthode d'extraction palynologique basée sur l'utilisation du pyrophosphate, l'emploi de tamis métalliques à mailles de 10 à 250 μm et l'utilisation de liqueur dense est peu coûteuse et rapide. Elle s'applique surtout aux sédiments minéraux.

Pour un nombre faible de manipulations, elle fournit en outre des informations paléoécologiques complémentaires.

L'utilisation de l'ordinateur pour dessiner des diagrammes a facilité les interprétations puisqu'il devenait aisé de manipuler les données de base, la manière de classer les taxons, accentuer ou atténuer certaines informations...

Chapitre I.III : Déterminations palynologiques

1 Introduction

La nomenclature botanique a été utilisée pour les déterminations. Nous avons monté une collection de référence, assortie d'un fichier iconographique de grains actuels et fossiles.

Les déterminations de trois spores de Ptéridophytes et de trois types de pollen d'Angiospermes sont précisées par une brève description.

La détermination du pollen et des spores s'est fréquemment étendue à celle d'autres microfossiles bien conservés grâce à une méthode d'extraction peu destructrice (chap. I.II).

2 Nomenclature botanique

Nous avons utilisé la nomenclature botanique de préférence à la nomenclature morphologique car elle est la seule approche susceptible de livrer des informations d'ordre écologique et partant, paléoclimatique. Le renvoi à des taxons actuels s'est couramment étendu ces dernières années à tout le Néogène, voire au-delà. Ceci est dû à la grande amélioration dans la connaissance des palynoflores subtropicales et tropicales actuelles et à l'effort entrepris par certaines écoles (Haarlem: Dr. W. H. Zagwijn, Marseille : Prof. A. Pons, Montpellier : Dr. J.-P. Suc, Kiel : B. Menke).

La restitution de la végétation se fait de préférence au niveau des formations végétales et non au niveau des associations, plus difficile à atteindre vu l'état des moyens actuels de détermination. C'est ainsi que l'absence d'un élément du spectre pollinique ne signifie pas son absence dans la végétation.

L'extinction des taxons ne s'est pas faite de manière synchrone dans toutes les régions. Rappelons le célèbre exemple des Taxodiacées (Michaux, Suc *et al.*, 1979; Suc, 1986). Des éléments de cette famille sont recensés au Pliocène supérieur dans les

Alpes maritimes, au Pliocène final en Catalogne, au Pléistocène inférieur en Italie méridionale. Des macrorestes de cette famille sont encore signalés dans un Pléistocène assez élevé de la région de Rome. En Turquie, les Taxodiaceae se sont maintenues jusqu'au Pléistocène inférieur et sur les rives de la mer Caspienne jusqu'au Pléistocène moyen.

De plus, ce type d'information limité au niveau des formations végétales écarte d'éventuelles erreurs dues à l'évolution possible des exigences écologiques de certaines espèces depuis le Plio-Pléistocène.

3 La collection de référence

Une collection de référence (plus de 1900 espèces) a été rassemblée au laboratoire de Louvain-la-Neuve à partir d'un fonds de collection d'environ 150 lames. Face à un problème de détermination, les grains fossiles ont été photographiés et ont reçu un numéro de fichier de manière à pouvoir être répertoriés et éventuellement identifiés plus tard. Plusieurs stages à Marseille et à Montpellier ont amélioré la qualité de nos déterminations.

Nous avons acétolysé soit du matériel frais, soit du matériel d'herbier. Les herbiers visités sont : le Jardin Botanique National de Belgique à Meise (BR); la Smithsonian Institution (US) et le National Arboretum (NA) de Washington D.C.; l'herbier Mairlot, herbier familial conservé à Bruxelles; l'herbier personnel d'Éli Dricot à Louvain-la-Neuve; entre autres.

Nous avons pu monter quelques centaines de lames à partir des culots de réserve du laboratoire du Prof. A. Pons à Marseille.

Nous avons réalisé des échanges avec diverses Institutions : Dr A. Graham, Kent State University, Ohio, USA; Dr D. Jarzen, Musées nationaux du Canada, Ottawa; Prof. P. Guinet, laboratoire de Montpellier; et avec diverses collections : Dr B. Bastin de Louvain-la-Neuve, Dr S. Layka à Paris, Dr J. Montserrat de Jacca en Espagne, Dr S. Peglar, Cambridge, U.K., Dr J. Nowicke, Washington D.C., Prof. M. Streel, Liège, Belgique, Prof. E.M. Van Zinderen Bakker, Bloemfontein, Afrique du Sud,...

4 Liste floristique

Plus de 170 taxons ont été reconnus parmi les 250.000 grains de pollen et spores comptés. La liste floristique complète est donnée ci-dessous en annexe 6.

5 Autres microfossiles

La présence de restes d'algues diverses (Dinophycées, Bacillariophycées, Zygnematacées,...) et d'autres microfossiles végétaux et animaux a été simplement notée sans entreprendre ni leur détermination ni leur comptage.

La liste de ces microfossiles est donnée dans l'ordre suivant : animaux, algues, champignons, végétaux supérieurs et *incertae sedis*. La référence à des types décrits et numérotés par les chercheurs néerlandais du Hugo de Vries Laboratorium est donnée quand elle existe (Bakker et Van Smeerdijk, 1982; Pals, Van Geel *et al.*, 1980; Van der Wiel, 1982, Van Geel, 1978; Van Geel et Bohncke, 1981; Van Geel et Hallewas *et al.*, 1983; Van Geel, Coope *et al.*, 1989). Nos déterminations sont également basées sur P. Bourrelly (1968, 1972, 1985) et d'autres auteurs indiqués à la suite de la détermination. Après le nom du microfossile, nous donnons le numéro du type selon B. Van Geel et un échantillon de Catalogne ou de Languedoc où le type a été trouvé.

- Thécamoebiens (= amibes à coquilles), Protozoaires:

* *Amphitrema flavum* : type 31; Nogaret NO I, éch. 5

* *Diffflugia* et *Centropyxis* ; Beyens, 1984; LaB 2 et 3

- spicules de Spongiaires, nombreuses mégasclères, plus rares micro (pl.4; fig.1) et gemnosclères; type 220; Nogaret coupe G éch. 1 et NO II éch. 46.

- cocon de Turbellariés (= Plathelminthes); type 353A; LaB 10

- restes d'Arthropodes :

* mandibules de Chironomides, larve de Diptères, Insectes;

type 219, type 88; BO II éch. 34 et BO IV éch. 69 et LaB 3

* postabdomen de Cladocères (par ex. *Daphnia*), Crustacés;

type 72; LaB 3

* griffe d'Araneida (pl. 4, fig. 10); type 71; BO IV éch. 74;

* segment de pléon (= abdomen) de Copépodes, Crustacés;

type 176; LaB 4

- fourreau de Rivulariaceae, algue Cyanophytes; type 146; LaB 1

- *Peridinium*, Dinophyceae, d'eau douce; Pedros et Guerrero, 1986; LaB 4

- *Spiniferites*, Dinophyceae; Tappan, 1980 : BO IV éch. 53

- kyste de Chrysophyceae (pl.4, fig.3) : avec une ouverture poroïdale, sphérique (18 à 23 µm) sont très nombreux; (Bourrelly, 1968); cette algue est présente exclusivement dans la phase II de Bernasso. C'est la même que celle de Nogaret où elle est commune dans les phases 3, 4 et début de la phase 5 (éch. 15 à 40) c.-à-d. dans la phase forestière à *Carpinus* et celle à *Tsuga* et *Carya*, à l'exclusion des phases 1 et 2, respectivement phase steppique et forestière à chênes.

- lorica de Chrysophyceae; (Bourrelly, 1968); LaB 3

- frustules de Diatomées, Bacillariophyceae; (Bourrelly, 1968); BOIV éch. 45 et Nogaret coupe G éch. 1

- *Concentricystes*, Tasmanitaceae, Prasinophytes, Chlorophytes; TP II éch. 53
- *Pediastrum*, Euchlorophyceae chlorococcales, Chlorophytes; (Bourrelly, 1972); Bernasso sondage BN I éch. 15 et 18.
- colonie de *Botryococcus*, Chlorophyceae; (Belcher et Swale, 1976); LaB 2
- zygospores de Zygnemataceae, algue Chlorophyceae :
 - * *Spirogyra* (pl. 4, fig. 8); types 210, 211, 130, 131, 132, 315; NO II éch. 27 et BO IV éch. 45
 - * *Spirogyra* t. *scrobiculata*; type 342; BO IV éch. 129
 - * t. *Zygnema*; type 213, 314; BO II éch. 29 et BO IV éch. 126
 - * *Debarya*; type 214; LaB 9
- A l'exception de *Spirogyra*, la sporulation de la plupart des Zygnemataceae ne peut avoir lieu que sous une faible tranche d'eau.
- hémisomates de Desmidiaceae, Chlorophyceae :
 - * *Cosmarium*, type 332; BOC IV éch. 13 et TP II éch. 53
 - * autres genres, type 332; LaB 4
- zygospores de Desmidiaceae; (Bourrelly, 1972, p. 453); TP II éch. 9 et TP II éch. 94
- épines foliaires de *Ceratophyllum*; type 137; BO IV éch. 65 et TP II éch. 53. Les épines ne permettent pas de déterminer l'espèce. Le pollen ne se fossilise pas. Selon B. Van Geel, S. Bohncke *et al.* (1981), leur présence indique une température moyenne de juillet d'au moins 13°C.
- poils de feuilles de *Platanus*; type 216; LaB 4
- conidie de *Tetraploa*; type 89; BO II éch. 25
- conidie de *Helicoon*; type 30; BO II éch. 10
- cf. *Lycopodium* sans marque trilète; TP I éch. 1 et 2.
- *Sigmopollis*, Acritarches; type 128; BO II éch. 11.

6 Précisions sur quelques déterminations

Six taxons mal connus sont décrits. L'écologie des plantes correspondantes est donnée, ainsi que leur répartition géographique respective.

6.1 *Thelypteris* t. *palustris* - Ptéridophytes (pl. 1; fig. 1, 2, 4 et 5)

- échantillons : diagramme TP II (Catalogne), très abondant dans la zone 4
 . présence sporadique dans les autres sites
- description de la spore : monolète non lisse, périspore ornée de nombreuses petites épines élargies à leur base; ces épines sont reliées entre elles par un mur bas et, en plan, semblent se situer chacune au centre d'une petite étoile (Leroy, 1987) 35 à 45 µm.
- identification : *Thelypteris palustris* Schott. La spore de cette espèce est polymorphe. Le fossile ressemble à

la forme épineuse présente au Cachemire, Tanganyka et Nouvelle Zélande. Une forme réticulée vit en Europe et une forme verruquée dans le nord-est américain (Tryon et Tryon, 1973)

-écologie : plante de marais tourbeux boisés ou non.

-répartition : la forme réticulée vit dans toute l'Europe sauf l'Espagne et l'extrême Nord.

6.2 *Pteris* cf. *cretica* - Ptéridophytes (pl. 1; fig. 12 et 13)

-échantillons : présence sporadique en général et de manière assez continue sur la moitié inférieure du sondage BO IV.

-description de la spore : trilète, anisopolaire, profil subtriangulaire en vue polaire. En vue latérale, la face proximale est plate ou convexe et la face distale est hémisphérique. L'exospore de cette face est convoluto-ectovermiculée (Ferrarini, Ciampolini *et al.*, 1986) tandis que l'exospore de la face proximale a un relief très atténué. La spore possède un cingulum périphérique. Ces dimensions sont 40 µm (Leroy, 1987).

-identification : le fossile est à rapprocher de *Pteris cretica* L. (55 à 60 µm) quoique sa taille soit inférieure.

-écologie : lieux boisés humides ombragés, ruisseaux, rochers.

-répartition : sud de l'Europe, très rare en Espagne (dans les montagnes catalanidiques, entre 400 et 600 m), très rare en France (Alpes maritimes et Corse).

6.3 *Selaginella* t. *sibirica* - Ptéridophytes

-échantillons : très sporadique dans tous les sites

-description : spore trilète d'un diamètre de 30 à 45 µm, sa face proximale porte des cristae, tandis que la face distale est granuleuse avec quelques crêtes (ou uniquement couverte de crêtes en zig-zag). Porte un cingulum lisse fréquemment plié ou chiffonné.

-correspond aux genres morphographiques connus depuis le Miocène et avant : *Applanopsis* (Maestrichtien-Danien de Californie; Drugg, 1967) et *Lusatisporis* Krutzsch (Miocène d'Allemagne de l'Est, Krutzsch 1963; signalée également dans le Miocène de Hongrie par E. Nagy (1985). Les microspores de sélaginelles ont été réparties en 17 groupes par E. Knox (1950). Cet auteur a examiné 350 espèces sur les 700 à 800 que compte le genre. Le groupe de *Selaginella sibirica* renferme les espèces dont le corps central est entouré par une mince membrane translucide fréquemment ridée ou plissée. La surface de cette membrane peut être lisse, granuleuse piquetée ou sétacée. E. Knox cite 28 espèces faisant partie de ce groupe. Nous pouvons y ajouter *S. oregana* (D.C.) Eaton et *S. mutata* (D.C.) Eaton ainsi que *S. sellowii* Hier. (figurée par Murillo et Bless, 1974) espèces non examinées par E. Knox. B. Menke (1976) décrit et figure sous le nom de *Selaginella sibirica* une spore très comparable à la nôtre. Elle est absente du Pliocène et sporadique dans le "Cénocène" du Schleswig-Holstein surtout dans les périodes de réchauffement mais elle n'est pas absente des "cryomères".

D. Ablin (1985) figure une spore trilète à rattacher aussi au groupe de *S. t. sibirica*.

identification : dans l'état actuel de nos connaissances une détermination spécifique est impossible. Il faudrait

disposer d'une collection de toutes les espèces du groupe *sibirica* sensu E.Knox.

Signalons toutefois que nos spécimens ne ressemblent pas à *Selaginella sibirica* (Milde) Hieronymus, mais plutôt à des espèces nord-américaines : *S. oregana* D.C. Eaton et *S. mutata* D.C. Eaton. et à *S. sellowii* Hier. de Colombie.

6.4 t. *Pachysandra - Sarcococca* - Buxaceae (pl. 4, fig. 7 et 11)

-échantillon : un grain, BO IV C4 à 913 cm.

-description : exine crotonoïde, périporé, sphéroïde, 55 µm de diamètre.

-identification : complexe générique de deux Buxacées, *Pachysandra* et *Sarcococca* (Gray et Sohma, 1964)

-écologie : *Pachysandra* est une herbe vivace et *Sarcococca* est un arbuste. Ces deux genres semblent avoir la plus grande concentration d'espèces en Chine centrale, dans une zone similaire quant à sa végétation et son climat au Japon central et dans le sud-atlantique des USA (Appalachian Mixed Mesophytic Forest). Dans ces trois régions le climat est tempéré humide avec des étés chauds (22°C) et des hivers doux à frais avec des températures rarement en dessous de 0°C. Il y a des précipitations toute l'année avec un maximum durant les mois d'été.

-répartition : *Sarcococca* en Asie, au Mexique et au Guatemala. *Pachysandra* en Asie et dans les Appalaches. *Pachysandra* fait partie des genres typiques arcto-tertiaires.

6.5 *Cladium cf. mariscus* - Cyperaceae (pl. 1, fig. 10 et 11)

-échantillons : diagramme TP II, très abondant dans la phase 4. Sporadique dans les autres sites.

-description : cryptoaperturé, anisopolaire, exine scabre, 60 µm de long environ, extrémité en forme de doigt ou de tête de quille (Leroy, 1987)

-identification : *Cladium mariscus* (L.) Pohl.

-écologie : plante des marais et bords de lac, de préférence dans des eaux riches en bases.

-répartition : *Cladium* compte des représentants asiatiques mais une seule espèce vit en Europe, *C. mariscus*, jusqu'à 62°15' N.

6.6 *Vigna* - Papilionaceae (pl. 4, fig. 4 à 6)

-échantillons : surtout BOC IV, éch. 104, 109 et 110 dans BO IV

-description : grain triporé bréviaxe, de petite taille (E= 26 µm), réticulé, à grands pores, subtriangulaire en vue polaire (Leroy, 1988).

-identification : *Vigna*. La plupart des espèces actuelles ont des pores proportionnellement plus petits.

-écologie : plante grimpante proche du haricot.

-répartition : ce genre ne fait pas partie de la flore européenne actuelle. La distribution de *Vigna* est paléotropicale (Stainier, 1974).

7 Conclusion

Dans presque tous les cas, nous avons utilisé la nomenclature botanique de préférence à la nomenclature morphographique. *Vigna* et *Pachysandra-Sarcococca* ont été déterminés pour la première fois au Plio-Pléistocène. Notre attention s'est portée sur les autres microfossiles présents dans nos préparations. Beaucoup d'entre eux ont été conservés grâce à une méthode "douce" d'extraction du pollen et des spores.

La flore pollinique de nos échantillons a été répertoriée dans un fichier iconographique, que complètent 1900 lames de référence.

Chapitre I. IV : Flore foliaire plio-pléistocène

1 Introduction

Très peu de sites contenant des feuilles d'âge plio-pléistocène sont connus à ce jour en Languedoc et en Catalogne. Nous évoquerons la flore de Durfort en plus de celles de Nogaret, Bernasso et Crespià. Dans le maar quaternaire de Saint-Martial (Le Riège), à quelques kilomètres au nord de St-Macaire, seul un cône de Gymnosperme apparenté à *Pinus caroliniana* a été trouvé (Saporta, 1893).

2 Apports respectifs de la flore foliaire et de la flore pollinique

L'existence d'une macroflore à côté d'une flore pollinique permet souvent de préciser l'appartenance à une espèce du pollen presque toujours limité au genre ou à la famille. Citons les exemples de *Celtis australis*, *Hedera helix*, *Pterocarya caucasica* ... Cette plus grande précision taxonomique offre une comparaison plus poussée avec les écosystèmes actuels.

En outre les plantes entomogames (diverses espèces de Rosaceae et d'*Acer* ou celles dont le pollen ne se conserve pas (Lauraceae et *Ceratophyllum*) sont représentées par leurs feuilles fossiles.

La macroflore nous renseigne sur les végétaux qui vivaient aux abords mêmes du site tandis que la flore pollinique intègre des milieux plus variés (versants, fonds de vallée, sommets), plus éloignés et plusieurs étages végétaux des reliefs voisins.

Toutefois les flores foliaires présentent le double inconvénient de ne porter généralement que sur un faible nombre de spécimens et de ne se trouver que dans un nombre de sites assez restreint. De plus, les feuilles étant transportées par les cours d'eaux, les espèces xérophiles, qui sont aussi souvent à feuillage persistant et donc produisent moins de feuilles, sont sous-représentées.

3 Les flores foliaires du Languedoc

3.1 Bernasso

Vingt-deux taxons ont été reconnus dans la flore foliaire (tabl. I.8) (Ildefonse, Suc *et al.*, 1976; Vernet, 1981; Roiron, comm. pers.). Ces feuilles fossiles ont été extraites de la coupe dite aux macrorestes qui affleure aujourd'hui sur près de 500 m, le long d'une nouvelle coupe au bord du chemin.

Tabl. 1.13 : Liste des feuilles de Bernasso

<i>Acer protojaponicum</i> Tanai et Onoe	
<i>Acer integerrimum</i> (Viv.) Massalongo	
<i>Acer opalus</i> Mill.	
<i>Acer pseudomonspessulanum</i> Unger	
<i>Acer cf. obtusatum</i> W. et K.	
<i>Ilex</i> sp.	
<i>Hedera cf. helix</i> L.	
<i>Carpinus orientalis</i> Mill. - fruits	
<i>Carpinus suborientalis</i> Sap. - feuilles	
<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	
<i>Fagus pliocenica</i> Sap.	
<i>Parrotia persica</i> C. A. Mey	
<i>Carya minor</i> Sap. et Mar.	
<i>Fraxinus</i> sp. aff. <i>bungeana</i> D.C.	
<i>Prunus</i> sp.	
<i>Sorbus domestica</i> L.	
<i>Populus tremula</i> L.	
<i>Tilia</i> sp. cf. <i>cordata</i> Miller	
<i>Celtis australis</i> L.	
<i>Ulmus cf. campestris</i> L.	
<i>Zelkova ungeri</i> Kov.	
<i>Vitis</i> sp. aff. <i>thunbergii</i> Sieb. et Zuc.	Tabl. I.8.

Les Lauraceae et les Taxodiaceae communes dans les gisements plus anciens (Pliocène inférieur) du sud de la France (St Marcel d'Ardèche et Thézières dans le Gard : Depape, 1922), sont absentes, de même que les éléments froids (par exemple *Betula*, *Alnus*, *Salix*) rencontrés dans les flores du Quaternaire plus récent. Des espèces actuellement disparues de Méditerranée occidentale dont les représentants actuels sont cantonnés à la Méditerranée orientale ou à l'Asie sont observées, par exemple *Parrotia persica*. Dans l'ensemble des taxons de Bernasso, la présence de taxons non connus de périodes plus anciennes tel *Acer protojaponicum* est inattendue (Vernet, 1981). Leur présence ici est-elle liée aux premiers froids. L'apparition de ces espèces inconnues en Méditerranée auparavant serait le témoignage du déplacement de leur aire de distribution à la faveur d'une extension méridionale des zones climatiques plus froides.

La macroflore nous apprend que l'étage des chênes méditerranéens n'était pas présent à cette altitude dans la région au début du Pléistocène (Vernet, 1981). Habituellement les chênaies

caducifoliées se développent bien en période interglaciaire. A leur place, se développaient des groupements à *Acer* et *Carpinus* (Erablières et Charmaies). Il en a été tiré argument pour attribuer aux sédiments à macroflore de Bernasso située entre deux phases polliniques à image steppique, une appartenance à un interstadiaire.

Le pollen de *Ceratophyllum* dont la feuille a été préservée ne se conserve pas. Toutefois des épines foliaires ("leaf spinules"; Pals, Van Geel *et al.*, 1980) se trouvent dans les préparations palynologiques, par exemple : sondage BN I, échantillon 15.

3.2 Nogaret

Le sédiment du maar de Nogaret contient de nombreux niveaux riches en fossiles foliaires. Trois d'entre eux ont été étudiés par P. Roiron (comm. pers.) La flore s'est révélée relativement pauvre en taxons malgré l'extraction de 250 échantillons, dont la plupart provient de l'affleurement A, une trentaine d'entre eux de la tranchée C et une cinquantaine de la coupe G (fig.III.8). Ces feuilles sont à l'état d'empreintes, la matière organique n'étant pas conservée (Brugal, Ambert *et al.*, 1990) à l'inverse de Bernasso.

La liste des taxons est la suivante (tabl. I.9) :

	coupe A	coupe C	coupe G
Gymnospermes s. l.	X		X
<i>Acer integerrimum</i> Mass.	X	X	
<i>Acer opalus</i> Mill.	X	X	X
<i>Acer</i> sp. - samare	X		
<i>Carpinus orientalis</i> Mill. - involucre	X	X	
<i>Carpinus suborientalis</i> Sap. - feuilles	X	X	X
<i>Carya minor</i> Sap. et Mar.	X	X	
<i>Tilia</i> sp.	X	X	
<i>Celtis</i> sp.	X		
<i>Vitis praevinifera</i> Sap.	X		
Feuilles indéterminées	X	tabl. I.9.	

Mis à part *Parrotia* et *Zelkova*, les autres taxons dominants dans la flore foliaire de Bernasso sont présents à Nogaret. Ceci est aussi valable pour le pollen.

Les deux flores sont dans l'ensemble assez semblables. Elles ne peuvent, en première approximation, être rapportées au maximum climatique d'un interglaciaire. L'absence de chênes est déterminante.

Les flores de Bernasso et Nogaret (Brugal, Ambert *et al.*, 1990) évoquent une forêt dominée par *Carpinus orientalis*. Dans l'étage collinéen euxinien de l'Anatolie septentrionale, existent actuellement des formations forestières où *Carpinus orientalis* forme avec *Erica arborea* des peuplements dominants jusqu'à 400 m en exposition nord et 600 m en exposition sud (Zohary, 1973). Parmi les espèces associées plus rares, on

peut noter : *Tilia rubra*, *Acer cappadocicum*, *Celtis australis*, *Vitis vinifera*, *Crataegus pentagyna*...

3.3 Durfort

Le site de Durfort à 10 km à l'est de St Hippolyte du Fort (Gard) a livré une faune de mammifères très diversifiée ainsi qu'une paléoflore. M. Faure (1984), se basant sur l'étude des Hippopotames, attribue le site de Durfort à la biozone 20, biozone des macromammifères. Elle pense que les sédiments du site de Bòbila Ordis ayant livré la même faune, appartiennent à la même zone.

Un sondage y a été réalisé en 1969 pour des études palynologiques (Bonifay et Pons, 1972). Toutefois les échantillons se sont révélés très pauvres en matériel sporopollinique.

Les déterminations de la macroflore ont été effectuées par G. de Saporta (1893). N'ayant fait l'objet d'aucune publication propre, la liste semble pouvoir s'établir comme suit (tabl. I.10) :

Fagus microphylla Sap.
Quercus pseudosuber Santi *pliocanica* Sap.
Quercus lusitanica Webb. (= *Q. prasina pliocenica* Sap.)
Quercus farnetto TEN.
Parrotia pristina ETT.
Zelkova ultima Sap.
Zelkova ungerii ETT.

tabl. I.10.

4 La flore foliaire de Catalogne

La flore foliaire de Catalogne est connue seulement à la carrière Incarcal à Crespià, 10 km au nord de Banyoles.

J. F. de Villalta et J. Vicente ont publié les résultats d'une première étude en 1972. Cette flore a été revue et complétée plus récemment par P. Roiron (1983)(tabl. I.11). Les feuilles sont préservées dans une craie lacustre datée par des restes de gros Mammifères. En effet, les deux niveaux où se répartissent les macrorestes sont séparés par un calcaire contenant des restes osseux de *Leptobos etruscus*, Bovidé trouvé essentiellement dans des sites d'âge tiglien. Le sédiment exploité est par endroit karstifié. Les effondrements en forme de puits sont colmatés par une lutite très riche en macrofaune (Juliá et de Villalta, 1984). La présence d'*Hippopotamus major* et de *Hyaena brevirostris* indique un âge proche de la biozone de Sainzelles, c'est-à-dire proche de -1,0 Ma. Une étude exhaustive de cette faune est encore en cours.

Ce même site d'Incarcal a connu plusieurs tentatives d'études palynologiques (chap.II.VII) mais les résultats sont toujours restés très décevants : M. A. Geurts (1977), J. -P. Suc (1980) et nous-même (dans les couches les plus anciennes, sous-jacentes au matériel exploité).

Pinus sp.
Acer integerrimum (Viv.) Massalongo
A. campestre L.
A. opalus Mill.
A. monspessulanum L.
A. creticum L.
Ilex aquifolium L.
Hedera helix L.
Carpinus suborientalis Sap. - feuilles
Carpinus orientalis Mill. - involucre
Carpinus betulus L. - involucre
Quercus cerris L.
Q. ilex L.
Q. faginea Lamb.
Q. sp. - cupules
Parrotia persica C. A. Mey
Carya minor Sap. et Mar.
Pterocarya denticulata (Webb.) Heer
Laurus nobilis L.
L. cf. canariensis Webb.
Fraxinus sp. - samares
Berberis sp.
Sorbus domestica L.
Populus alba L.
P. tremula L.
Tilia tomentosa Moench
Tilia sp. - bractée
Zelkova crenata Spach
cf. Arundo
 Incertae sedis

Tabl. I.11.

La flore foliaire compte 28 espèces. Certains taxons n'étaient pas représentés au Languedoc : *Pinus*, *Carpinus betulus*, *Quercus cerris*, *Q. ilex*, *Q. faginea*, *Populus alba*, *Pterocarya denticulata*, *Acer campestre*, *A. monspessulanum*, *A. creticum*, *Ilex aquifolium*, *Tilia tomentosa*, *Laurus nobilis*, *L. cf. canariensis*, *Berberis* sp. et *cf. Arundo*.

D'après le calcul des pourcentages (basé sur 318 échantillons), la flore locale était vraisemblablement dominée par le Chêne chevelu et les Charmes (surtout *Carpinus orientalis*).

On trouve les deux plantes dominant la flore foliaire de Crespià : *Q. cerris* et *Carpinus orientalis* en mélange en Anatolie dans des zones méditerranéennes avec 1 à 2 mois de sécheresse estivale. Plusieurs autres espèces représentées à Crespià par leurs feuilles sont aujourd'hui également associées à ces groupements selon les régions et les faciès : *Acer cappadocicum*, *A. campestre*, *A. monspessulanum*, *Quercus ilex*, *Laurus nobilis*, *Carpinus betulus*.

La flore de Crespià indique donc l'existence de formations végétales relativement ouvertes (Roiron, 1983). Certains taxons typiques du Pliocène ont disparu

tels que *Ginkgo*, *Platanus*, *Liquidambar*, ... Il y aurait donc eu une période glaciaire au moins avant le dépôt de Crespià. *Carpinus orientalis* et *Quercus cerris* indiquent un stade de déséquilibre des forêts caducifoliées. Cette végétation selon P. Roiron serait la conséquence d'un abaissement des précipitations estivales responsable de la quasi disparition de *C. betulus*.

L'âge proposé est le Tiglien qui comprend plusieurs phases fraîches.

5 Affinités avec les plantes actuelles et distribution géographique

P. Roiron (1981) a dressé un tableau des affinités des espèces fossiles avec les espèces actuelles et de leur distribution géographique (tabl. I.12). Nous y avons ajouté des données écologiques pour *Q. cerris* et *Parrotia persica*.

-*Quercus cerris* L.

Sur un total d'environ cent, cinquante empreintes de feuilles de chênes, plus de cent trente se rattachent à *Quercus cerris* L.. Cette espèce vit actuellement en Europe de sud et Asie Mineure. Elle est assez rare en France et en Espagne. Son aire disjointe à l'ouest indiquerait qu'elle est en voie d'extinction dans ces régions.

Ce Chêne est classé dans le groupe des chênes xéro-euxiniens avec *Q. pubescens* ssp. *anatolica* (Zohary, 1973). *Q. cerris* est un des arbres dominants les plus importants des forêts sempervirentes et des buissons du Moyen-Orient. Il se rencontre principalement dans quatre types d'habitat, ce qui le rend assez ubiquiste :

- forêt oro-méditerranéenne, forêt sempervirente mésophile, de 800 m à la limite supérieure des arbres.
- la bordure externe du territoire méditerranéen qui fait face à l'Anatolie intérieure.
- dans la forêt-steppe formée par la communauté *Q. cerris* et *Q. pubescens*, les précipitations sont irrégulières, parfois inférieures à 350 mm.
- à l'état de mauvaise herbe dans les forêts euxiniennes de hêtres et de chênes affectées par l'homme.

- Les chênes de Durfort sont étroitement apparentés à des espèces actuelles répandues de L'Asie Mineure (sud de l'Iran, Turquie d'Asie) à la Péninsule ibérique (Balkans, Autriche, Hongrie, Péninsule ibérique, Provence). Il existe actuellement sur le pourtour méditerranéen un très grand nombre d'espèces de chênes.

Espèces fossiles	Espèces actuelles	Répartition actuelle
<i>Ginkgo adiantoides</i>	<i>Ginkgo biloba</i>	Chine
<i>Abies</i> sp.	<i>Abies spectabilis</i>	Himalaya
<i>Tsuga</i> cf. <i>caroliniana</i>	<i>Tsuga caroliniana</i>	Amérique du Nord
cf. <i>Abies</i>		
cf. <i>Pseudotsuga</i>		
<i>Chamaecyparis</i> cf. <i>lawsoniana</i>	<i>Ch. lawsoniana</i>	Amérique du Nord
<i>Carpinus suborientalis</i>	{ <i>C. orientalis</i>	
	{ <i>C. betulus</i>	
<i>Carpinus betulus pliocenica</i>	<i>C. betulus</i>	Europe
<i>Carpinus orientalis</i>	<i>C. orientalis</i>	Asie mineure
<i>Carpinus</i> cf. <i>t Schonoskii</i>	<i>C. tschonoskii</i>	Chine, Japon
cf. <i>Carpinus japonica</i>	<i>C. japonica</i>	Japon
<i>Alnus</i> sp.	{ <i>Alnus subcordata</i>	Caucase
	{ <i>Alnus acuminata</i>	Mexique
<i>Fagus pliocenica</i>	<i>Fagus orientalis</i>	Asie mineure
<i>Fagus ferruginea</i>	<i>Fagus ferruginea</i>	Amérique du Nord
<i>Qu. hispanica</i> aff. <i>faginea</i>	<i>Quercus faginea</i>	Afrique du Nord
<i>Qu. hispanica</i> aff. <i>sessiliflora</i>	<i>Quercus sessiliflora</i>	Europe
<i>Quercus</i> cf. <i>libani</i>	<i>Quercus libani</i>	Asie mineure
<i>Quercus</i> cf. <i>castaneaefolia</i>	<i>Qu. castaneaefolia</i>	Asie mineure
<i>Quercus ilex</i>	<i>Quercus ilex</i>	Méditerranée
<i>Quercus</i> sp.		
<i>Zelkova crenata</i>	<i>Zelkova crenata</i>	Caucase
<i>Zelkova ungeri</i>	<i>Zelkova acuminata</i>	Chine, Japon
<i>Populus alba</i>	<i>Populus alba</i>	Eurasie
<i>Populus nigra</i> var. <i>pyramidalis</i>	<i>P. nigra</i> var. <i>pyramidalis</i>	Europe
<i>Populus balsamoides</i>	<i>P. balsamifera</i>	Amérique du Nord
<i>Populus</i> cf. <i>tremula</i>	<i>P. tremula</i>	Europe
<i>Salix</i> sp.		
<i>Salix</i> cf. <i>alba</i>	<i>Salix alba</i>	Europe
<i>Carya minor</i>	<i>Carya tomentosa</i>	Amérique du Nord
<i>Pterocarya caucasica</i>	<i>Pt. caucasica</i>	Caucase
<i>Acer tricuspidatum</i>	<i>Acer rubrum</i>	Amérique du Nord
<i>Acer</i> cf. <i>monspessulanum</i>	{ <i>Acer monspessulanum</i>	Méditerranée
	{ <i>Acer creticum</i>	Méditerranée
<i>Acer</i> sp.		
<i>Celastrus gardonensis</i>	<i>Celastrus cassinoides</i>	Canaries
<i>Microtropis</i> sp.		
<i>Laurus nobilis</i>	<i>Laurus nobilis</i>	Méditerranée
<i>Laurus canariensis</i>	<i>Laurus canariensis</i>	Canaries
<i>Cinnamomum polymorphum</i>	<i>C. pedunculatum</i>	Chine, Japon
<i>Oreodaphne heeri</i>	<i>Oreodaphne foetens</i>	Canaries
<i>Daphnogene ungeri</i>	<i>Neolitsea sericea</i>	Chine, Japon
<i>Persea gratissima</i>	<i>Persea gratissima</i>	Amérique du Nord
cf. <i>Tetranthera</i>		
<i>Liquidambar europaea</i>	{ <i>Liquidambar styraciflua</i>	Amérique du Nord
	{ <i>Liquidambar formosana</i>	Chine
<i>Platanus aceroides</i>	<i>Pl. acerifolia</i>	Méditerranée
<i>Arundo</i> sp.	{ <i>Arundo donax</i>	Méditerranée
	{ <i>Arundo aegyptiaca</i>	Méditerranée
<i>Bambusa</i> sp.	<i>Bambusa bitung</i>	Java

- tabl. I.12 : Liste des espèces fossiles et de leurs affinités avec les espèces actuelles (d'après P. Roiron, 1981). Pliocène et Pléistocène Inférieur.

Les représentants du genre *Quercus* jouent un rôle majeur dans les forêts feuillues du pourtour méditerranéen où se dénombrent actuellement environ 25 espèces caducifoliées de chênes (Quézel et Bonin, 1980). C'est dans la partie orientale que le nombre d'espèces est le plus élevé. M. Zohary (1973) signale plus de 30 espèces au Moyen-Orient. Les exigences écologiques des chênes méditerranéens sont assez faibles (Quézel et Bonin, 1980). Certaines espèces sont strictement liées à des bioclimats humides, d'autres pénètrent largement dans des bioclimats semi-arides. Leur extension altitudinale est remarquable aussi. Il y a des chênes caducifoliés dans les étages de végétation depuis l'étage thermo-méditerranéen jusqu'aux limites inférieures de l'étage montagnard méditerranéen (de 0 à 2400 m).

-*Parrotia pristina* Ett.

est affine de *P. persica* C. H. Mey. Cet arbre n'apparaît que dans la région hyrcanienne dans un climat tempéré chaud et humide. Il est fréquent sur les pentes de l'Elburz en Iran et dans l'extrême sud de l'Azerbaïdjan soviétique (S. Yazvenko, comm. pers.). Le climat de la région hyrcanienne ressemble fort à celui de la Colchide. *Parrotia persica* pousse sur toutes sortes de pentes, de sols, de la plaine à 1200 m d'altitude mais de préférence en expositions ensoleillées. Avec *Quercus castaneifolia*, il représente aujourd'hui 70% des forêts hyrcaniennes quand elles sont encore bien conservées.

-*Acer protojaponicum* Tanai et Onoe

est affine d'*Acer japonicum* Thunb. Cet érable vit au Japon entre 1000 et 1600 m.

-*Acer integerrimum* (Viv.) Massolongo

est à rapprocher d'une part de *A. pictum* Thunb. et d'autre part de *A. cappadocicum* Gleditsch., vivant respectivement l'un en Chine, Mandchourie et Corée, l'autre dans l'est de la région méditerranéenne, le Caucase, l'Arménie, l'Himalaya jusqu'en Chine centrale où il peut monter en altitude jusqu'à 3000 m.

-L'aire de distribution actuelle d'*Acer monspessulanum* L. s'étend du Portugal au Caucase. Elle remonte vers le nord jusqu'en Allemagne de l'Ouest (50°lat.).

-*Acer creticum* L. vit en Asie mineure.

-*Carpinus suborientalis* Scop.

est affine de 3 espèces : *C. orientalis* Mill., *C. betulus* L. et *Ostrya* sp.

-*Carpinus orientalis* Mill.

vit à l'heure actuelle du sud de l'Italie à la Turquie. En Anatolie septentrionale, on le trouve en zone littorale et jusqu'à 300 m d'altitude dans les Quercetalia ilicis et au-dessus, il est souvent associé à *C. betulus* dans des groupements supraméditerranéens prépontiques. Il s'étend même jusqu'à 1400 m d'altitude en versant sud au contact des forêts à *Picea orientalis* et *Pinus sylvestris* (Quézel et al., 1980). Il indique des milieux plutôt secs.

-Le Hêtre de Durfort est d'affinité incertaine. Par contre, *Fagus pliocenica* trouvé à Bernasso est affine de *Fagus orientalis* qui pousse aujourd'hui en Asie.

-*Carya minor* Sap. et Mar.

est peut-être affine de *Carya tomentosa* Nutt. . Celle-ci est répandue dans l'est des Etats-Unis dans des forêts caducifoliées. Mais il se peut qu'à l'intérieur du taxon *C. minor* il y ait plusieurs espèces de *Carya*.

-*Pterocarya denticulata* (Webb.) Heer

Cette feuille est fréquente au Néogène et proche de l'espèce actuelle *P. caucasica* C. A. Mey (= *P. fraxinifolia* Spach) qui vit dans la Caucase et en Iran.

-*Laurus nobilis* L. et *L. cf. canariensis* Webb.

Le pollen de ces deux plantes ne se conserve pas. *L. nobilis* se rencontre en région méditerranéenne et *L. canariensis* dans les îles Canaries et Madère.

-*Celtis* sp.

L'échantillon le mieux conservé de Nogaret ressemble à *Celtis tournefortii* Lam. qui est un petit arbre qui pousse en Grèce, en Turquie et dans l'Ouest iranien. Il est présent dans les vallées intra-pontiques d'Anatolie entre 300 et 1400 m d'altitude dans les formations xériques clairsemées à *Juniperus excelsa*, *J. oxycedrus*, *Pistacia palaestina* et *Jasminum fruticans*. On le trouve aussi dans les vallées entre 700 et 1200 m dans des peuplements souvent dégradés à *Quercus macranthera* ssp. *sypirensis* avec les deux Genévriers déjà cités, *Paliurus australis*, *Rhus coriaria* etc... (Quézel, Barbéro et al. 1980).

-*Celtis australis* L. est une espèce circum-méditerranéenne qui pénètre profondément dans les provinces euxino-hyrcaniennes.

-*Zelkova ungeri* Kov. = *Z. crenata* Spach.

-*Z. crenata* Spach,

• l'Orme de Sibérie, est actuellement cantonné à l'état spontané dans le Caucase. Il a encore été trouvé à l'état de feuilles fossiles en Italie dans la région de Rome dans des dépôts datés d'il y a 31000 ans (Follieri, Magri et al., 1986).

-*Z. ungeri* Ett.

est affine de *Z. acuminata* XXX qui pousse en Chine et au Japon.

6 Conclusion

Les flores foliaires de Nogaret et Bernasso en Escandorgue, et de Crespià en Catalogne, ont contribué à préciser l'interprétation des spectres polliniques. Souvent l'identification du pollen est limitée au genre, sans précision sur l'espèce. Or, souvent, pour un même genre, les espèces livrent des indications écologiques variées.

L'apport des flores foliaires constitue ainsi un riche complément d'informations pour la reconstitution des paléoenvironnements et des paléoclimats.

Chapitre I. V : Végétations et climats actuels

1 Introduction

Le climat actuel des sites étudiés n'est vraiment méditerranéen qu'à Saint-Macaire. Les autres sites, Banyoles, Bernasso et Nogaret, n'ont aucun mois sec d'été. Les deux derniers sites se ressentent en outre nettement de l'influence montagnarde.

A l'exception de Saint-Macaire, la végétation actuelle de chaque site reste un reflet à peu près acceptable du couvert naturel en dépit de l'influence anthropique.

La reconstitution des paléoclimats du Plio-Pléistocène de Catalogne et Languedoc repose sur une comparaison de nos spectres avec les associations végétales actuelles du sud-est de la mer Noire et du sud de la mer Caspienne. Pour le Plio-Pléistocène, notre inventaire palynologique a relevé maints taxons actuellement disparus du sud-ouest européen. Certains restent confinés aujourd'hui dans les régions à l'est de la Méditerranée.

2 La végétation et le climat actuels de Catalogne et du Languedoc

2.1 Le Languedoc

Un bref rappel des formations végétales actuelles de la région des sites étudiés est présenté ci-après (cartes de végétations de la France publiées par le CNRS : feuille n°65 de Rodez et feuille n°72 de Carcassonne).

La région de Saint-Macaire (alt. 50 m) est plantée de vignes. Sa végétation potentielle est le chêne vert associé au chêne pubescent. Cinq kilomètres plus au sud, les cartes indiquent déjà la zone pure à chêne vert. Les diagrammes ombrothermiques de deux stations météorologiques régionales, Thézan-les-Béziers (alt. 100 m) et Saint-Geniès-le-Bas (alt. 110 m) reconstitués d'après des données du service

météorologique national (fig. I.5), confirment le caractère méditerranéen du climat. Les précipitations annuelles varient de 600 à 750 mm et l'isotherme moyen annuel est de 14°C à 15°C. Il y a un à deux mois secs ($P \leq 2T$). La région s'inscrit donc bien dans les limites de l'olivier où les conditions écologiques sont celles des pays méditerranéens.

La végétation des environs de Bernasso (alt. 530 m), sur le plateau de l'Escandorgue, appartient à la série du chêne pubescent. Quelques châtaigneraies non entretenues subsistent encore. Cette série occupe les pentes immédiatement sous l'étage du hêtre et est juste au-dessus de la zone méditerranéenne.

La végétation des environs de Nogaret (alt. 690 m) appartient à l'étage du hêtre. Il s'agit d'un étage de végétation de type montagnard. Les conditions optimales pour le hêtre sont des températures relativement basses, une forte pluviosité et une altitude relativement élevée aux latitudes du sud de la France.

Des diagrammes ombrothermiques de deux stations météorologiques voisines (Le Caylar, alt. 750 m et Roqueredonde, alt., 671 m) ont été reconstitués (fig.I.5). Les précipitations sont élevées, respectivement de 1236 mm et de 1564 mm. Les températures moyennes annuelles sont de 9,1°C et de 9,8°C. Il n'y a pas de saison sèche d'été. Il s'agit donc d'un climat de montagne en bordure externe du domaine méditerranéen.

2.2 La Catalogne, région de Banyoles et Besalú

La région de Banyoles (alt.173 m) et de Besalú (151 m) se trouve dans le domaine de Quercetum ilicis galloprovinciale (Bolòs, 1984; Folch, 1981). Le lac de Banyoles est plus précisément situé dans le domaine du chêne avec la viorne (Quercetum galloprovinciale pistacietosum). Quelques kilomètres à l'est, la végétation appartient à la zone du chêne montagnard (Quercetum mediterraneo- montanum).

Le climat est qualifié de type méditerranéen humide, ce qui, à notre avis, doit être nuancé. Il n'existe en effet pas de mois sec. Les vents pluvieux proviennent de l'est et du sud (Sanz,1985). Ils pénètrent par la vallée du Fluvia et par les dépressions de Banyoles et de Sant Miquel de Campmajor. Ils sont arrêtés par les reliefs de la sierra de Rocacorba. Tout l'ensemble du bassin lacustre de Banyoles et Besalú a des précipitations annuelles d'au moins 800 mm. La majorité des pluies a lieu entre mars et

septembre. Le minimum annuel correspond à janvier avec des précipitations d'environ 20 mm. Il n'y a donc pas de mois sec en été. La moyenne annuelle de Banyoles est de 814 mm (fig.I.6) et celle de Besalú de 972 mm. La température moyenne annuelle de Banyoles est de 15,5°C (fig.I.6). Sur la Haute Garrotxa, les précipitations sont un peu plus élevées et atteignent des valeurs supérieures à 1100 mm par an. Les données de M. Sanz ne couvrent que 9 années d'observation. Leur rigueur doit donc être nuancée. Le diagramme ombrothermique de Gironès, établi sur un grand nombre d'années (Riba *et al.*, 1980), indique un mois sec d'été.

123 Conclusion

En conclusion, seule la région de Saint-Macaire appartient au climat méditerranéen avec une saison sèche d'été. Tous les autres sites ont des précipitations moyennes annuelles supérieures à 800 mm et ne subissent aucun mois sec l'été.

3 Les végétations et climats actuels proches de ceux du Plio-Pléistocène

Nous nous intéressons aux régions où se sont maintenus tardivement les taxons qui ont disparu de Catalogne et Languedoc, comme par exemple : *Parrotia cf. persica*, *Pterocarya*, *Zelkova*, etc... Leurs caractéristiques climatiques devraient avoir des points communs avec les climats plio-pléistocènes des sites étudiés.

3.1 Les régions où se maintiennent de nos jours les taxons disparus de Catalogne et du Languedoc

Les trois principales régions où vivent actuellement les plantes qui ont disparu du Languedoc et de Catalogne au cours du Quaternaire sont : l'Amérique du Nord, la Chine et le Japon et surtout l'ensemble constitué par les bords de la mer Noire et de la mer Caspienne.

Ce sont ces régions de la mer Noire et du sud de la mer Caspienne qui offrent actuellement le plus de ressemblances avec la végétation et le climat de nos sites plio-pléistocènes. Les derniers taxons à disparaître d'Europe s'y retrouvent encore. On y observe un type très particulier de végétation qualifiée d'euxinienne pour la mer Noire et

d'hyrcanienne pour le sud de la mer Caspienne (Zohary, 1973). Quelques diagrammes ombrothermiques de ces régions sont donnés à la figure 1.7 (Walter, Harnickell *et al.*, 1975).

De nombreux auteurs ont basé leurs reconstitutions sur des comparaisons assez précises avec des formations végétales de ces régions (Suc, 1978; Brugal, Ambert, *et al.*, 1990). Nous nous y référons également dans divers chapitres.

On sait qu'il n'existe plus nulle part au monde de formations végétales identiques à celles du Plio-Pléistocène. Les formations forestières plio-pléistocènes comptaient d'autres taxons comme par exemple *Carya* dont la paléoécologie est méconnue puisque la détermination de son pollen et de ses feuilles est quasi limitée au niveau du genre. Les Caryers actuels vivent en Amérique du Nord et en Chine (*Carya cathayensis*) et leurs nombreuses espèces ont des exigences écologiques assez diverses.

Dans le chapitre I.IV sur les flores foliaires fossiles, nous donnons les affinités et les répartitions géographiques des taxons récemment disparus d'Europe.

3.2 La Colchide

Les formations végétales forestières plio-pléistocènes de Catalogne et du Languedoc offrent des similitudes avec celles des régions hyrcaniennes et euxiniennes.

Le climat de la Colchide offre des conditions climatiques très particulières, responsables de la présence d'une végétation unique, avec beaucoup d'endémiques et de reliques tertiaires (Stuchlik et Kvavadze, 1987; Mouratov et Lilienberg, 1978).

La Colchide est une plaine ouverte à l'ouest sur la mer Noire, enserrée au nord et nord-est par les montagnes du Grand Caucase et au sud-est par les montagnes du Petit Caucase. Tout comme la mer Caspienne, cette région est soumise au régime de vents chargés de l'humidité venant de la mer. Ces vents du sud-ouest et d'ouest dominant toute l'année. Le gradient altitudinal des climats colchiques est très marqué, d'un climat marin humide avec des hivers doux à un climat de haute montagne avec des étés courts et hivers froids. Les précipitations augmentent avec l'altitude.

Les précipitations et la température moyenne annuelle pour deux stations climatiques au niveau de la mer euxinienne sont les suivantes : à Sukhumi, 1460 mm et 15°C; à Batumi, 2318 mm et 14,5°C (fig. 1.7). Le climat est humide, chaud et pratiquement sans gelée.

Certains auteurs (Emberger et Sabeti, 1962; Quézel, Barbéro *et al.*, 1980) ont même qualifié le climat de la Colchide de subtropical.

Beaucoup de taxons ont disparu aujourd'hui du Languedoc et de Catalogne probablement à la fin du Bavelien c'est-à-dire à la limite du Pléistocène inférieur et moyen: *Parrotia persica*, *Zelkova*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Celtis*, *Carpinus orientalis* ... D'autres taxons auraient disparu avec le Praetiglien, comme *Liquidambar orientalis*, ... La plupart se retrouvent encore aujourd'hui en Colchide. *Tsuga*, *Carya*, d'autres Juglandaceae, ainsi que diverses Taxodiaceae, n'auraient disparu de cette région que très tardivement (N. Mamashashvili et S. Yazvenko, comm. pers.).

3.3 Le sud de la mer Caspienne et l'Anatolie septentrionale

Ces deux régions sont chaudes aussi et très humides (fig.1.7). Elles se trouvent comme la Colchide entre un relief et une mer.

Les valeurs des paramètres climatiques de 3 stations en Iran, au bord de la mer Caspienne sont les suivantes : Ramsar P= 1268 mm, Lahidjan P=1445 mm, Pahlavi P=1990 mm (Emberger et Sabeti, 1962; Walter *et al.* 1975). La température moyenne annuelle pour ces trois stations est de 17°C. Il s'agit donc bien d'un climat chaud et humide qui abrite une forêt comparable à la forêt dense intertropicale (Emberger et Sabeti, 1962). Ce type de climat est causé par les mêmes facteurs qu'à l'est de la mer Noire. Les vents dominants du nord sont arrêtés par les hautes montagnes de l'Elbourz. Le climat est extrêmement pluvieux et connaît les mêmes brouillards en altitude.

Les rives orientales de l'Anatolie septentrionale (Quézel, Barbéro *et al.*, 1980) offrent aussi des caractéristiques climatiques particulières. Sur le littoral, de Zonguldak à la frontière russe, les températures annuelles varient de 13°C à 14,5°C. Les valeurs des précipitations les plus élevées s'observent à l'est, près de la frontière russe (Giresun, alt. 38 m, P = 1298 mm; Rize, alt. 4 m, P = 2357 mm, fig. 1.7). Il n'y a aucun mois sec.

Ce climat pontique est intermédiaire entre un régime subtropical et le régime méditerranéen.

4 Conclusion

Tout comme la Colchide, la région de Banyoles se trouve entre une mer, la Méditerranée, et un fort relief, les Pyrénées. Par contre, la région de Nogaret et de Bernasso se trouve en moyenne montagne, à près de 50 km au nord de la mer. Nous verrons qu'au Plio-Pléistocène, le climat de ces régions a entre autres connu des phases très humides, ce qui suggère l'influence de vents d'origine marine.

Deuxième partie : La Catalogne

Chapitre II.1 : Contexte géologique du Nord-Est de la Catalogne

1 Introduction

Dans ce chapitre, les sites de Bòbila Ordís et de Tres Pins , à 2 et 3 kilomètres de Banyoles, sont placés dans leur contexte géologique. Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú est localisé en bordure occidentale du fossé tectonique de l'Empordà, au pied du horst de la Garrotxa (fig. II.1).

La dépression de l'Empordà s'est progressivement remplie de sédiments néogènes. Cet effondrement tectonique s'est doublé d'un karst qui affecte les gypses et les marnes éocènes.

Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú s'est développé à la faveur de ce karst principalement et pour certains auteurs à la faveur aussi de la faille d'Albanyà.

Le volcanisme a été actif dans la région au Miocène, au Pliocène et au cours du Quaternaire récent.

2 Cadre physique

Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú est localisé à l'extrémité occidentale de la dépression néogène de l'Empordà, juste à la limite entre celle-ci et le horst des reliefs éocènes de la Garrotxa (= dépression de l'Ebre fig.II.11). La dépression néogène de l'Empordà est un fossé tectonique. Son remplissage se caractérise par des reliefs très peu accentués au-dessus du niveau de la mer. A l'ouest de cette région, le relief devient progressivement montagneux pour aboutir aux pics de la Haute Garrotxa : à l'ouest, le pic de Finestres (1023 m), au sud-ouest, la Rocacorba (985 m). Au nord, les Pyrénées émergent avec le pic de Costabonna (2464 m) et plus à l'ouest le Puigmal (2913 m).

L'Empordà est limité au sud par le massif des Gabarres (système transversal catalan), au nord par

les formations paléozoïques des Pyrénées et est largement ouvert à l'est sur la Méditerranée.

La cuvette lacustre de Banyoles-Besalú est drainée au nord par le fleuve Fluvià et au sud par le Ter (fig. II.1 et II.2).

3 Stratigraphie

Les dépôts présents dans la région du bassin lacustre de Banyoles-Besalú correspondent à une succession d'unités lithologiques établies à partir de nombreux affleurements et confirmées par sondages.

La dépression de l'Empordà, à l'est de la Garrotxa, est constituée pour la majeure partie de formations néogènes basculées, reposant sur un socle allant du Paléozoïque au Paléogène, effondré de 2000 à 2500 m.

* L'Eocène (Julià, 1980)

De bas en haut seulement 5 unités lithostratigraphiques affleurent :

- les calcaires de Girone
Ils affleurent abondamment dans la région et s'étendent sur une bande orientée N-S, au nord de Girona, et dans le torrent de Rebardit à environ 4 km au sud de Banyoles (fig. 12).
- les gypses de Sant Miquel de Campmajor
Ils affleurent entre autres à l'extrémité Nord de Banyoles. Il est difficile d'estimer leur épaisseur pour deux raisons : il existe plusieurs niveaux de gypse et des phénomènes diapiriques en ont modifié la répartition.
- les marnes de Banyoles
Situées à l'ouest de Banyoles, elles occupent des zones importantes et elles constituent un des éléments les plus représentatifs du paysage. ce sont des marnes bleues. Elles comprennent également de fréquentes passées de calcaire et de gypse.
- les sables et marnes de Patllari
Elles forment un relief important à l'ouest de Banyoles et protègent les marnes d'une érosion intensive. Cete unité daterait du Lutétien supérieur au Biarritzien.
- les "couches rouges intermédiaires"
Elles sont peu représentées dans la région et sont constituées de matériel détritique rouge, de conglomérats à "limonite" rouge.

* Le Néogène (Julià et Villalta, 1974)

Peu de choses sont connues sur la stratigraphie du Néogène de l'Empordà. En effet, les puissantes séries détritiques continentales qui se développent au bord des reliefs éocènes ne contiennent pas de faune permettant de déterminer leur âge. De plus, elles se confondent facilement avec les dépôts quaternaires de même nature. Aussi, seul le matériel marin pliocène de l'extrémité orientale a pu être daté

avec une certaine précision.

L'Oligocène et le Miocène marins sont absents dans les affleurements régionaux (Julià et Villalta, 1974). Le Pliocène commence par les marnes bleues du Plaisancien où abonde une faune marine (mollusques et foraminifères). Au-dessus de ces marnes apparaissent les faciès détritico-marneux de couleur jaune attribués à l'"Astien", unité stratigraphique rejetée actuellement car elle est diachronique.

Le Pliocène continental se décompose en trois faciès :

- un faciès marneux au sein duquel ont été trouvés localement des restes de mammifères;
- un faciès conglomératique sans faune, de couleur brun rougeâtre, avec des couches très inclinées;
- un faciès calcaire lacustre de couleur jaune, incliné également et faillé, qui contient une abondante faune de mollusques. Ce faciès correspond dans ce travail aux calcaires de la dalle d'Usall.

* Le Plio-Quaternaire

Des sédiments plio-quaternaires ont une importance assez grande dans le bassin lacustre de Banyoles-Besalú. C'est le matériel qui fait l'objet de notre travail. S'y ajoutent des travertins à faciès rubanés, stromatolitiques et détritiques (Julià, 1980). Les rivières Fluvià et Sert ont édifié par ailleurs des terrasses fluviatiles très étalées et puissantes (fig. II.2).

* Les glaciations dans les Pyrénées orientales

Seules les traces des glaciations du dernier cycle climatique sont reconnaissables pour l'instant dans les Pyrénées orientales. Les crises climatiques du Quaternaire ont donné naissance à des glaciers dans toutes les hautes vallées des Pyrénées. Le niveau des neiges persistantes est descendu jusqu'à 2200 ou 2300 m sur les versants méridionaux et jusqu'à 1600 ou 1800 m sur les versants orientés au nord. Des langues de glace de 500 m ou plus d'épaisseur sont descendues jusqu'à 700 ou 1200 m abandonnant du matériel détritique sous forme d'arcs morainiques (Riba, de Bolos *et al.*, 1980).

Dans le bassin amont de la rivière Gallego (Pyrénées centrales), le glacier est descendu jusqu'à 800 m (Martí, Serrat *et al.* 1978). D'importantes formations morainiques sont visibles dans le haut bassin de la Garonne, dans le val d'Aran (Montserrat et Vilaplana, 1987).

4 Tectonique

La région de Banyoles-Besalú est caractérisée par l'ampleur des mouvements paléogènes, néogènes et quaternaires. En général, on peut distinguer deux complexes

de failles. Le premier complexe E-W de plis date du Paléogène et le second NNW-SSE ou N-S est post-Oligocène.

Dans la région du bassin lacustre de Banyoles-Besalú, les principales forces de l'orogénèse pyrénéenne (Estevez, 1973), ont une direction approximativement N-S. Ainsi, à la phase de compression, le resserrement maximum doit se produire dans ce sens et une majorité des failles E-W vont fonctionner de manière inverse. A l'étape suivante de distension, ces mêmes failles seront normales.

La phase distensive du mouvement alpin et postalpin s'est poursuivie jusqu'à la fin du Pléistocène inférieur. Sont apparues aussi des déformations diapiriques des gypses qui ont affecté les dépôts continentaux du Pléistocène moyen, supérieur et de l'Holocène.

Les failles NW-SE morcellent le système transversal catalan en blocs s'abaissant en gradins vers l'est. Tout l'ensemble du massif de la haute Garrotxa peut être considéré comme une grande unité allochtone glissée en direction du sud. La dépression de l'Empordà est un bloc subsidant issu de la tectonique cassante du Néogène (Donville, 1976).

Parmi ce système de failles, nous ferons une mention spéciale pour la faille d'Albanya, à laquelle certains auteurs ont attribué un rôle dans la formation du bassin lacustre de Banyoles-Besalú. Cette faille passe à l'est du lac actuel.

5 Volcanisme

Le nord-est de la Catalogne a connu trois phases d'activité volcanique (Donville, 1976).

- Au cours du Miocène, de -10 à 7 -Ma, des basaltes se sont épanchés: dans le Haut-Empordà, dans le Bas-Empordà et à la Selva. Les trachytes de Vilacolum sont les seules roches acides du volcanisme régional du Néogène (-9 Ma).

- Au cours du Pliocène, de -5,12 à -2,2 Ma, des basaltes ont été formés dans le Valles (Hostalrich, -2,2 ±0,70 Ma; fig. II.1)) et dans la fosse de Tordera, notamment.

- Entre -0,3 et -0,11 Ma, le système transversal catalan (région d'Olot, fig. II.1) a connu un volcanisme très actif. Le volcan de Batet, 3 km à l'est d'Olot daterait de ± 0,25 Ma (Perez, 1987). Les laves d'Olot vont pouvoir s'injecter à la faveur de ces accidents. On compte dans cette région plus de quarante volcans, desquels ont surgi différentes coulées basaltiques s'écoulant dans les vallées de la rivière Fluvià, du Ser (Donville, 1976).

Une cinérite d'un volcanisme de type basaltique, à enstatite, que nous avons découverte à 23,75 m dans le sondage BO II de Bòbila Ordis, ne peut être raccordée à

une des phases connues du volcanisme régional. Peut-être faut-il rechercher dans le volcanisme du Languedoc, et contribuer ainsi aux raccords stratigraphiques de nos analyses palynologiques.

6 Conclusion

Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú se trouve dans une dépression tectonique en subsidence pour des raisons tectoniques mais aussi karstiques. Cette situation est favorable à la formation d'épaisses séries marines et continentales.

Aucune des trois phases du volcanisme n'aurait été active lors de la formation de nos sédiments plio-pléistocènes.

Chapitre II.II Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú

1 Introduction

Pour le Plio-Pléistocène, les diverses formations sédimentaires du bassin lacustre de Banyoles-Besalú sont passées en revue. Une brève description lithologique ainsi que les indices de datations sont relevés.

2 Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú

Le bassin lacustre de Banyoles-Besalú trouve son origine au Pliocène final, au moins, et poursuit encore son évolution actuellement. Cette évolution est complexe. Un inventaire sommaire, résumé ci-dessous, résulte du travail de thèse de R. Julià (1980) et de nombreuses communications orales du même auteur.

Ce bassin lacustre (Julià, 1980) (fig.II.3.) a une forme approximativement rectangulaire, d'orientation NNW-SSE. Il est limité au nord par les reliefs des collines de Mare de Déu del Mont et à l'ouest et au sud par le massif de la Rocacorba. La limite orientale du bassin, quoiqu'elle soit bien nette, ne coïncide avec aucun ensemble montagneux remarquable, mais avec un alignement mineur appelé El Portell-Martís-Santenys.

Dans le bassin lacustre de Banyoles-Besalú, trois unités morphologiques sont différenciées en trois bandes parallèles se succédant du nord au sud :

- 2.1 - le glacis de Maià de Montcal
- 2.2 - le plateau d'Usall (au sens large)
- 2.3 - la cuvette lacustre de Banyoles

2.1 - Le glacis de Montcal

Sur la rive gauche du fleuve Fluvià, le glacis s'étend au pied des collines de la Mare de Déu del Mont entre 241 m et 162 m d'altitude. Il est de forme triangulaire, avec un profil concave.

Dans les grandes lignes, il est possible de différencier un socle éocène, formé par des marnes et

des gypses, sur lesquels reposent soit des faciès détritiques pliocènes fortement cimentés, soit des faciès lacustres, qui à leur tour supportent le matériel du glacis. Les faciès lacustres sont formés de 3 unités : Incarcal, Moli Vell et Dosquers.

2.2 - Le plateau d'Usall au sens large

Entre le fleuve Fluvià et le lac de Banyoles s'étend une plateforme de 3 à 4 km de large sur 6 km de long. Cette plateforme est faiblement inclinée vers le Fluvià. Son altitude varie de 230 m près du lac de Banyoles à 210 m près du Rio Fluvià. Au sud, le plateau se termine brusquement avec un escarpement qui le sépare du bassin lacustre de Banyoles.

Lithologiquement, le plateau d'Usall au sens large, est formé par :

- les calcaires lacustres (Mas Miquel, Clot d'Espolla), c'est-à-dire le plateau d'Usall au sens strict,
- les calcaires travertineux de Serinyà.

2.3 - La cuvette lacustre de Banyoles

Au sud du plateau d'Usall et à 60 m environ en contrebas, une autre zone presque plane suit la vallée du Terri. Le bassin lacustre de Banyoles et le lac actuel l'occupent. Lithologiquement, les travertins dominent. L'altitude du lac est de 173 m.

Le plateau d'Usall au sens strict et le glacis de Maià de Montcal méritent une description un peu plus approfondie.

3 Le plateau d'Usall, au sens strict (Julià, 1980)

Il est constitué des unités lithologiques suivantes, du plus ancien au plus récent :

- les marnes bleues éocènes qui constituent le socle;
- le pliocène détritique, qui affleure au tiers est du Plateau d'Usall;
- les calcaires du Plateau d'Usall qui occupent la totalité du plateau d'Usall dans son sens strict;
- les calcarénites et marnes lacustres qui affleurent à Bòbila Ordis, à la limite méridionale.

3.1 Les calcaires du plateau d'Usall

Pratiquement toute la superficie du plateau d'Usall est formée de calcaires massifs, karstifiés dans leurs couches supérieures. Les meilleurs affleurements apparaissent dans les carrières de Clot d'Espolla et de Mas Miquel, où les calcaires atteignent de 8 à 10 m de puissance.

R. Julià a défini la formation d'Usall dont la section-type est à Mas Miquel (42° 08' 58" de lat. N; 6° 26' 45" de long. E.; alt. 220 m). (fig.II.3).

Le calcaire de Mas Miquel a été étudié du point de vue sédimentologique par R. Julià (1977) et palynologique par M.-A. Geurts (1977 et 1979). Ce calcaire appartient à la formation d'Usall (Julià, 1980) légèrement incliné vers le nord.

Sur près de 7 m de puissance, le dépôt est constitué d'un calcaire recristallisé extrêmement massif (fig.II.4). Il est exploité comme pierre de taille, pour la restauration de monuments anciens.

Les bancs inférieurs montrent un calcaire construit autour de plantes aquatiques fossilisées en position de vie, en milieu palustre.

Le calcaire de Mas Miquel constitue une dalle subhorizontale qui marquerait la fin d'une phase de sédimentation lacustre. Sous la dalle, des puits de captage d'eau, ont rencontré des argiles à débris organiques contenant des restes de *Leptobos etruscus*, *Equus robustus* et *Equus stehlini* (Julià, 1977). La limite supérieure est donnée par la faune trouvée dans les remplissages karstiques qui affectent les calcaires : *Hippopotamus amphibius major* et un *Bos* hipsodonte archaïque.

Les corrélations stratigraphiques permettent de dater ce dépôt du Pléistocène ancien.

3.2 Le puits de Mas Miquel

Le remplissage d'une doline à travers le plateau d'Usall (fig.II.3) a été recoupé lors du creusement du puits de la maison Mas Miquel, 250 m au nord-est de la carrière (R. Julià, comm. pers.). Un échantillon de micrite noire à coquilles de gastéropodes a été prélevé parmi les déblais en vue d'une analyse palynologique. Il proviendrait d'une profondeur approximative de 15 m environ.

3.3 La limite méridionale du plateau d'Usall : la carrière de Bòbila Ordis

Elle est située à la droite de la route régionale 150 de Banyoles à Olot par Besalú, au point kilométrique 16,4 (Julià, 1980; Julià et Suc, 1980). Un front

d'exploitation assez mouvant donne des affleurements d'environ 50 m de haut et 200 m de large.

L'affleurement et les sondages (fig. II.5 et II.6) montrent une grande variété de faciès et de multiples mouvements tectoniques et gravitationnels qui ont compliqué la disposition des couches. D'après la lithologie, trois séries au moins de dépôts peuvent s'identifier. La première est constituée de calcarénites qui affleurent dans le haut de la carrière. Ces faciès calcarénitiques peuvent se suivre sur 200 m environ, le long de l'ancienne route. Elles sont affectées d'abondantes déformations tectoniques, failles et slumps, attribuées à la proximité des gypses éocènes. Les calcarénites de Bòbila Ordis semblent pouvoir géométriquement se raccorder à la dalle d'Usall, mais leur faciès s'en distingue profondément et l'âge respectif des deux formations paraît être différent. Pour éviter toute ambiguïté, la dalle de Bòbila Ordis et celle d'Usall sont bien distinguées dans notre travail.

Au-dessus de ces calcarénites et plus à l'est, des dépôts détritiques formés par des microconglomérats et par des argiles vertes forment la seconde série. Celle-ci ravine les calcarénites et contient des restes paléontologiques : *Mammuthus meridionalis* et une molaire de *Sus cf. minor* Depéret.

La troisième série est constituée du matériel exploité par la briqueterie. Il s'agit de faciès argileux gris-bleu et noirs. Cette troisième série, très découpée par des failles, comprend le sédiment qui recouvre la dalle de Bòbila Ordis et les 50 mètres du remplissage karstique exploité par la briqueterie. Cette série est le remplissage karstique d'une cuvette d'effondrement. Ce dépôt a d'abord été daté du Pléistocène moyen par sa faune : *Hippopotamus amphibius major* Cuvier, *Cervus philisi* Schaub et un *Bos* archaïque. Ensuite, une molaire (M2 supérieure) d'un campagnol arhizodonte, un microtidé, a incité les auteurs à un rattachement à la fin du Pléistocène ancien (Julià et Suc, 1980).

L'attribution chronologique proposée ci-dessus reste vague. Il n'est nulle part possible, dans l'état actuel des affleurements, de vérifier la superposition sédimentologique des séries 2 et 3, ni même de confirmer que les argiles surincombant la dalle calcaire soient contemporaines du matériel de remplissage de la briquetterie.

Nous reviendrons sur cette succession stratigraphique car quatre sondages et de nouveaux affleurements (fig.II.6) ont apporté de nouveaux éléments à l'interprétation

de la géométrie des dépôts et de leur âge.

3.4 La relation des dépôts de Bòbila Ordis avec les calcaires du plateau d'Usall (Julià, 1980).

Pour établir cette relation, deux profils sont examinés : (fig.II.3).

- le long de l'ancienne route de Banyoles à Olot par Besalù

Les faciès calcarénitiques reconnus dans le haut de la briqueterie se suivent parfaitement, alternant avec des niveaux argileux, jusque devant le bar de Tres Pins. De nombreuses failles affectent les faciès calcarénitiques.

- le long de la nouvelle route de Banyoles à Olot par Besalù

Cette nouvelle route a été construite 6 m en contrebas et plus à l'ouest. La continuité des faciès calcarénitiques alternant avec des niveaux argileux s'y observe, jusqu'à ce qu'ils soient tronqués par une masse olistolithique plissée de calcaires travertineux compacts dont l'analyse palynologique s'est révélée stérile.

Aucune relation claire n'a pu être établie avec les calcaires du plateau d'Usall.

3.5 Action des gypses : l'olistolithe et le puits de Tres Pins (Julià, 1980)

R. Julià suppose que l'olistolithe (fig.II.3) a glissé vers une dépression due à la dissolution des gypses. L'existence de ces creux est bien connue et fréquente dans cette zone, marquée par des différences lithologiques brusques et des épaisseurs exagérées de sédiments argileux organiques.

C'est ainsi, par exemple que dans le puits du bar de Tres Pins, 40 m d'argiles organiques ont été traversés. Nous décrivons plus loin deux sondages réalisés dans ce dépôt.

La relation stratigraphique du dépôt de Tres Pins par rapport à la dalle de Bòbila Ordis ou celle de la dalle d'Usall n'est pas connue.

Le gypse affleure en plusieurs endroits dans la région, notamment dans les anciennes exploitations de Can Guixera au nord du lac de Banyoles et derrière le poste de la Croix Rouge, entre Tres Pins et Bòbila Ordis. La solubilité de ces gypses et leur caractère lubrifiant ont provoqué d'intenses déformations de sédiments.

4 Le bassin lacustre de Besalù : glacis de Maià de Montcal (Julià, 1980)

L'unité dénommée "bassin lacustre de Besalù" est occupée en grande partie par le glacis de Maià de Montcal. Morphologiquement, elle est limitée au sud par le plateau d'Usall au sens large, qui s'étend de Martís à Serinyà. La limite sud a été profondément modifiée par l'encaissement du réseau de drainage, qui a développé un système de terrasses échelonnées qui occultent le contact entre les 2 unités morphologiques.

L'origine de bassin lacustre de Besalù est due à deux processus : l'un est tectonique, failles et diapirisme des gypses, et l'autre morphologique, par érosion différentielle des marnes éocènes et des conglomérats pliocènes.

De nombreux phénomènes karstiques comme de profondes dolines, parfois inondées, à parois subverticales illustrent la grande discontinuité de certains niveaux calcaires et la découverte fréquente, à proximité, des gypses et des calcaires éocènes.

4.1 La carrière d'Incarcal à Crespià

R. Julià définit la section-type de la Formation d'Incarcal dans la carrière de Crespià (42°11'503 lat.N, 6° 27'35" long.E). (fig.II.7).

Au point kilométrique 6,3 de la route régionale de Roses à Olot, s'observe le contact discordant entre un matériel détritique calcaire et les arénites éocènes. Le matériel calcaire qui s'étend largement vers le sud et l'est, est l'objet d'une exploitation intense pour la chaux, et la fabrication de ciments spéciaux par l'entreprise Incarcal.

R. Julià (1980) résume cette formation en cinq unités, de bas en haut :

- 1) des arénites éocènes ou des conglomérats pliocènes, selon l'endroit.
- 2) des graviers à matrice argilo-organique de couleur gris-bleu, contenant d'abondants fragments de mollusques dulçaquicoles, des restes de végétaux et des cailloux altérés de l'Eocène. Ces dépôts se présentent souvent sous la forme de lentilles coincées entre les sédiments de (1) et (3). Elles portent des traces de pédogenèse. Toute l'unité est déformée mécaniquement et il en découle qu'il est impossible d'en lever une colonne stratigraphique précise. Ce dépôt, au maximum de 2,5 m d'épaisseur, affleure surtout dans le canal de drainage de la carrière. Nous appelons cet ensemble l'unité inférieure. (fig.II.7, n°1).
- 3) reposant en discordance sur l'unité inférieure, viennent des couches de calcaire blanc, qui forment des "rythmites" dans lesquelles on peut distinguer des niveaux travertineux détritiques alternant avec des niveaux construits. Ces couches contiennent deux niveaux riches en matière organique. La puissance maximale est évaluée à ~70 m, mais des mouvements tectoniques ont affecté les

couches. Elles affleurent seulement sur trente mètres de hauteur. C'est l'unité intermédiaire. (fig.II.7, N°II).

4) des dolines affectent le dépôt (3) sur toute son épaisseur. Elles sont remplies par des lutites et des argiles brun foncé et gris-vert, qui contiennent des cailloux éocènes très altérés et des fragments de Charophytes provenant du dépôt (3). Le remplissage constitue l'unité supérieure. (fig.II.7, n°III).

5) en couches horizontales, des calcaires compacts généralement laminés avec les graviers de la terrasse de 50 à 60 m au-dessus du niveau du Rio Fluvià.

Il y a donc eu une importante période d'activité tectonique entre les unités (3) et (4); et ensuite une étape de karstification qui a donné les dolines.

La position chronostratigraphique des dépôts (3) et (4) est connue. Entre les deux niveaux plus riches en matière organique, d'abondants restes de *Leptobos etruscus* Falconer ont été trouvés (Julià et Villalta, 1984). Ce fossile, selon les auteurs, est présent depuis le Praetiglien. Dans les faciès détritiques du dépôt (3), il y a deux niveaux renfermant une abondante flore foliaire (Villalta et Vicente, 1972; Roiron, 1983) décrite au chapitre I.IV. En accord avec la macrofaune, elle indique un âge tiglien.

Une importante faune, encore en cours d'étude (J. Agustí), a été trouvée dans le remplissage d'une des dolines. L'abondance d'*Hippopotamus incognitus* Faure (1984) indique un âge d'un million d'années au maximum.

De petits fragments volcaniques dans la fraction arénitique des lutites calcaires ont été trouvés dans le remplissage (Julià et Villalta, 1984).

Extension des faciès d'Incarcal

Ces faciès calcaires peuvent se suivre cartographiquement vers le sud-est et vers l'ouest de la plâtrière, où ils occupent une zone large d'environ 2 km².

4.2 Molí Vell

Près de la confluence du ruisseau Maià et du ruisseau Segueró, un dépôt finement laminé a été exploité près d'un ancien moulin (Julià, 1980). Il est constitué de deux ensembles bien différenciés, l'un basal, à laminites, dans lequel dominent les sédiments calcaires fins et l'autre supérieur, dont les éléments plus grossiers, graviers et sables, indiquent un milieu de forte énergie. (fig.II.7).

M.-A. Geurts a réalisé des analyses polliniques dans les sédiments fins (De Deckker, Geurts et Julià, 1979). Elle a pu séparer les lamines de plusieurs couplets. Dans les couches beiges, s'observe une nette dominance de *Quercus* et des *Ericaceae*, tandis que dans les couches grises, le Pin domine avec *Tilia* et des spores de fougères monoletes. Cette succession est attribuée à la superposition d'enregistrements saisonniers alternativement de printemps puis d'été. Ce caractère saisonnier est confirmé par l'étude des ostracodes.

D'autres arbres sont présents de manière continue. Ce sont *Ulmus*, *Abies* et *Carya*. Il est intéressant de noter aussi la présence sporadique d'*Alnus*, *Corylus*, *Betula*, *Pterocarya*, *Fagus*, etc... M.-A. Geurts rattache le dépôt à un interglaciaire du Cromérien.

4.3 Marifont

L'encaissement de la rivière Maià, à la borne kilométrique 4,5 de la route régionale d'Olot à Figueres, permet d'observer un banc de travertins de 5 m d'épaisseur qui repose sur des argiles organiques et des tourbes (Julià, 1980) (fig.II.7). Ce sédiment organique a fait l'objet d'une intense exploitation comme combustible. Il s'agit d'un affleurement très localisé, non connu ailleurs dans la région.

5 Conclusions

Dès le Pliocène, la région a subi d'intenses processus karstiques liés aux gypses et carbonates très abondants. Ces processus de dissolution se sont surimposés aux lignes de déformations héritées de la phase distensive qui a suivi l'orogénèse des Pyrénées. S'y ajoutent diverses déformations d'origine diapirique.

L'évolution régionale peut se résumer par ses grands traits. Les formations éocènes tendres ont favorisé le creusement de zones déprimées propices au développement de bassins lacustres.

Un premier bassin lacustre à alimentation artésienne, au moins partielle, est caractérisé par le dépôt de la formation d'Incarcal attribuée au Pliocène final-Pléistocène inférieur.

La formation d'Usall s'est mise en place ensuite et la poursuite des déformations tectoniques associées à la présence de gypses éocènes a déterminé à nouveau divers basculements. L'instabilité régionale a progressivement diminué.

Se sont ensuite différenciées régionalement la cuvette lacustre septentrionale de Besalú, la dalle d'Usall et la cuvette méridionale de Banyoles.

Le colmatage du bassin lacustre de Besalú a donné les rythmites de Moli Vell, où alternent des argiles et des sables, et vers le haut les minces niveaux travertineux et tourbeux de Marifont.

La dalle d'Usall, actuellement en relief entre les cuvettes de Banyoles et de Besalú, s'est vue percée par de multiples manifestations karstiques très localisées : Tres

Pins, Mas Miquel et Bòbila Ordis s'y rattachent géométriquement. Le raccord géométrique de la dalle de Bòbila Ordis à celle d'Usall reste problématique.

Le remplissage de la cuvette de Banyoles est plus complexe et d'âge plus récent. Il n'est pas développé ici.

Chapitre II.III : Les faciès sédimentaires lacustres

1 Introduction

Ce chapitre résulte de l'étude sédimentologique effectuée par R. Julià (1980), puis de nombreux jours de terrain en sa compagnie et d'un travail de synthèse réalisé par G. Seret (inédit).

Dans un premier temps, les sédiments plio-pléistocènes sont décrits sous la forme de cinq faciès différents. Ensuite, la description, le fonctionnement du lac et les sédiments actuels sont donnés.

2 Description des faciès lacustres plio-pléistocènes

En gros, cinq faciès principaux bien distincts caractérisent l'ensemble des sédiments observés en affleurements ou en sondages à Tres Pins et à Bòbila Ordis.

2.1 Faciès clair à calcarénites

Le faciès clair à calcarénites est parfois cohérent, voire massif, par diagenèse. L'ensemble est généralement riche en gastéropodes, ostracodes et characées. Il présente une belle stucturation horizontale. (fig.II.8.a).

La présence de lits assez grossiers montre l'influence de turbulences occasionnelles. La teneur en Ca CO_3 dépasse largement 60 %. Il s'agit d'un sédiment d'eaux peu profondes, proches de zones littorales propices à l'élaboration d'incrustations calcaires sur plantes aquatiques.

2.2 Faciès sombre lité

Le faciès sombre à litage parfois très sommaire, mais toujours apparent, de fines, est très riche en matières organiques, surtout végétales, généralement minéralisées ou en voie de minéralisation par les sulfures. Les gastéropodes sont abondants. Les teneurs en carbonates sont souvent supérieures à 50 %. Ce faciès est souvent interstratifié au précédent. Il marque la fossilisation de débris organiques surtout végétaux dans des sites proches de la zone littorale mais de profondeur suffisante pour échapper aux turbulences et à l'oxydation permanente.

2.3 Faciès clair micritique

Le faciès clair micritique est très calcaire, à litage centimétrique, constitué de microcristaux parfois soudés sommairement. Les bioclastes de petite taille y sont fréquents ainsi que, moins abondants, les coquilles de gastéropodes intactes. (fig.II.8.b). La teneur en carbonates est d'environ 70 %.

Ce faciès peut apparaître en un seul lit très mince, isolé au sein d'ensembles tout différents.

Il résulte essentiellement de la décantation en zones profondes de carbonates et sulfates minuscules néoformés près de la surface du lac par l'action combinée de processus bio- et physico-chimiques. Il est donc constitué, pour une bonne part, par l'accumulation d'éléments biogéniques édifiés par le plancton. Une part moins importante du matériel décanté est d'origine bioclastique et minérale détritique.

2.4 Faciès à laminites

Le faciès à laminites, où alternent lamines claires et lamines gris-foncé. Les premières s'apparentent au faciès clair micritique décrit ci-dessus (faciès 3). Les secondes, sombres, sont riches en argiles et micas détritiques remaniant les formations éocènes régionales encaissantes. Gastéropodes, ostracodes et bioclastes y sont présents. La teneur en carbonates est d'environ 25 à 30 %.

L'épaisseur des lamines est en général millimétrique. Les sondages ont recoupé quelques zones à lamines d'épaisseurs centimétriques. A Moli Vell, une combinaison des analyses polliniques et des ostracodes a démontré la caractère saisonnier de ces grosses lamines (De Deckker, Geurts *et al.* 1979), (Chap.II.II).

Le faciès à laminites s'est élaboré en eaux dépourvues de turbulence et à l'abri d'apports abondants depuis les zones littorales. Il est un faciès profond.

2.5 Faciès non structuré

Le faciès non structuré peut être qualifié de très particulier, voire d'exceptionnel en sédimentologie lacustre, même s'il est de loin le plus abondant parmi les sédiments que couvre notre étude palynologique.

La teneur en carbonates est d'environ 40 à 60 %. Il s'agit d'une boue micritique de petits débris carbonatés, de minuscules bioclastes, très riche en argiles détritiques remaniant l'Eocène encaissant, ainsi que le confirment les diffractogrammes X (J. Thorez, comm. pers.) Des grains de quartz, chlorites et muscovites détritiques, quelques rares minéraux lourds ubiquistes, le zircon et la tourmaline, trouvent aussi leur origine dans les formations tertiaires encaissantes. (fig.II.8.b).

Des coquilles de gastéropodes intacts, des débris végétaux, parfois centimétriques, flottent isolément au sein du faciès non structuré.

Une première particularité, pour ce sédiment lacustre, est qu'il soit impossible, ni macroscopiquement, ni au microscope, de déceler pour les gastéropodes ou autres débris grossiers, un mode de sédimentation habituel, ni de décantation comme les "drop stones", ni résultant d'une turbulence de l'eau, qui se traduirait par des amorces de litage, par des dispositions lenticulaires, par des positions "géopétales". L'examen au microscope réfute en outre toute éventualité de bioturbations syn- ou post-sédimentaires.

La deuxième particularité de ce faciès est de se disposer en paquets épais de quelques décimètres à 3, voire 5 mètres. Chaque paquet est de teinte et de contenu homogène, soit noir, soit gris foncé. Les ensembles gris foncé résultent du mélange intime de grains minuscules de carbonates et sulfates de teinte claire, de débris bioclastiques. Les gastéropodes y sont plus nombreux que dans le faciès noir, où ils sont rares.

Cette homogénéité de teinte et de contenu, paquet par paquet, et l'absence de structure sédimentaire, excluent toute assimilation à des processus turbiditiques sur un fond de lac.

Une troisième particularité du faciès non structuré est la présence systématique, entre chaque paquet, de quelques minces lits appartenant soit au faciès sombre et/ou au faciès clair micritique, soit au faciès à lamines, décrit en 1, 2, 3 et 4, ci-dessus. (fig.II 8.b). Tous ces faciès, essentiellement de décantation sur fond de lac, coïncés entre les gros paquets de micrite homogène, se révèlent dépourvus de toute action ravinante, de toute structure de charge de type "load cast". Les gros paquets de micrite, épais de plusieurs mètres, se sont posés sur les délicats faciès de décantation sans les affecter. Cette observation réfute à nouveau toute interprétation turbiditique proximale de paquets de boue glissés depuis d'éventuels deltas ou depuis les bords du lac.

Il faut encore noter que l'absence de déformations sédimentaires pénécemporaines de la sédimentation n'empêche pas l'existence de failles multiples, subverticales et normales pour la plupart, à rejets décimétriques. Ces failles sont nettement post-sédimentaires, du moins d'après l'examen très limité qu'offrent les carottes de sondage.

Bref, les analyses sédimentologiques du faciès non structuré ne permettent guère de repérer des arguments susceptibles de déterminer un processus de dépôt habituel en milieu lacustre. L'examen du fonctionnement actuel du lac de Banyoles va nous amener à proposer un modèle hypothétique de sédimentation. Ce modèle tient compte des lithologies encaissantes et du régime hydrologique du lac.

3 Description et fonctionnement du lac actuel de Banyoles

3.1 - Forme et dimensions du lac

Le lac a la forme générale d'un huit, étranglé deux fois que quelques données chiffrées caractérisent (Riba, Bolos *et al.*, 1980; Julià, 1980; Sanz, 1985) (fig.II.9).

- superficie : ~106 ha
- volume : 17 Hm³
- profondeur maximale : 40 m (sans les conduits karstiques)

- profondeur moyenne : 14,5 m (sans les conduits karstiques)
- profondeurs estimées des conduits karstiques : de 80 à 130 m.

Un survol aérien du lac (juillet, 1988) montre qu'il résulte de l'accolement de cuvettes sub-circulaires, dans lesquelles se détachent les bords peu profonds de tonalité blanchâtre, entourant des cuvettes plus foncées et plus profondes, à parois très redressées. Le fond de ces cuvettes est parfois percé de conduits tubulaires étroits et de profondeurs supérieures à 100 m (fig.II.10).).

Une vase très liquide encombre cinq cuvettes, flottant à des profondeurs différentes, variables dans le temps. (fig.II.9). Elle occupe les parties profondes du lac, le plus souvent en-dessous de 30 mètres.

L'alimentation du lac est principalement d'origine souterraine. Selon O. Riba, O. de Bolos *et al.* (1980), elle est estimée à 38397 m³ pour les apports souterrains et à 1803 m³ par jour seulement pour les apports de surface. L'origine de l'eau est établie par des essais de coloration à la fluoresceïne. Elle semble venir au moins en partie du bassin des fleuves Fluvià et Ter.

L'exutoire du lac est dû à quelques fossés de drainage qui forment le ruisseau Terri, affluent du Ter. Le volume d'eau drainé par cet exutoire est très faible. Le bassin est quasi endoréïque.

3.2 - Karst hérité et actuel

Le karst d'effondrements sur sulfates et carbonates est sans doute la principale caractéristique morphologique de la région, conditionnant en outre son régime hydrologique.

Les matériaux sulfatés et carbonatés affectés de dissolution appartiennent principalement aux formations éocènes qui affleurent en haute Garrotxa, responsables de dolines, avens, pertes, résurgences, La cartographie de formes karstiques héritées montre que la dissolution s'est poursuivie au moins durant tout le Quaternaire (Sanz, 1985).

La montée artésienne d'eaux souterraines résulte de la mise sous pression par les nappes des calcaires surincombants. Ces eaux dissolvent le gypse et forment des cavités qui régulièrement s'effondrent.

Autour du lac, une douzaine de petits étangs, de forme circulaire et d'alimentation souterraine, résultent ainsi de la dissolution des gypses et carbonates sous-jacents. La formation de ces petits étangs s'accompagne d'un réseau de failles normales, circulaires et concentriques, qui contournent l'effondrement

fig.II.11.(photo) (Sanz, 1985).

Les effondrements paraissent fréquents lors de périodes de faibles précipitations. On suppose que la baisse de pression liée au rabattement de la nappe artésienne favorise les affaissements. Toutefois, l'augmentation de la pression, lors des années fort pluvieuses, en augmentant la karstification, y contribuerait aussi (Sanz, 1985).

Les fluctuations du niveau de l'eau dans le lac sont normalement la conséquence des pluies tombées sur le bassin et de l'augmentation de la charge d'eaux souterraines. Parfois, se produisent de fortes oscillations sans liaison apparente avec les pluies. D'après les témoins, ces mouvements commencent toujours par une baisse du niveau de l'eau. Très rapidement, le niveau d'eau remonte pour dépasser le niveau initial, inondant les rives et les bas quartiers de la ville. Ces phénomènes sont attribués à l'effondrement karstique d'une cavité sous-lacustre.

3.3 - Sédimentation actuelle

Les faciès sédimentaires dans les zones littorales et dans les zones profondes sont décrits par R. Julià (1980) qui a effectué de nombreux prélèvements au grappin et par carottage. L'auteur distingue :

- les faciès littoraux :

dans les zones d'eaux peu profondes, deux types de sédiments se forment. L'un est un sédiment fin, onctueux au toucher, formé principalement de carbonates et de matière organique. L'autre est surtout constitué de grumeaux de calcite qui donnent un faciès de calcarénite.

- et les faciès profonds :

en gros, deux faciès bien distincts s'édifient au fond des cuvettes. L'un est homogène, non structuré, l'autre est de type rythmite.

Un article récent analyse en détail le fonctionnement des cuvettes sous-lacustres et l'origine des faciès sédimentaires (Canals *et al.*, 1990).

Les failles décimétriques, le plus souvent normales, qui affectent les faciès non structurés, ainsi que les autres faciès interstratifiés, correspondent aux processus

d'effondrement cylindrique des cuvettes, tout au long du fonctionnement des cheminées artésiennes et de l'activité karstique profonde.

4 Conclusion

En conclusion, les sédiments de Bòbila Ordís et de Tres Pins peuvent se répartir en cinq faciès distincts. Quatre de ces faciès sont usuels en sédimentation lacustre. Un cinquième, qualifié de non structuré, est constitué de séquences micritiques épaisses de quelques mètres, homogènes, dépourvues de structures sédimentaires perceptibles, même au microscope.

L'examen du régime du lac actuel de Banyoles et celui des modalités artésiennes de son fonctionnement pourraient expliquer le mécanisme particulier du faciès non structuré.

Chapitre II.IV : Sédimentologie et faunes fossiles du site de Tres Pins

1 Introduction et description des logs

Le dépôt de Tres Pins (altitude : 240 m) est connu en trois points différents : dans le puits du bar, profond de 40 m, ainsi qu'en deux sondages (TP I : 19,40 m et TP II : 27,20 m) réalisés de part et d'autre du bar (fig.II.3).

Dans le puits du bar (fig.II.12), un échantillon de tourbe provenant d'une profondeur de 30 m, ramassé par R. Julià lors du creusement, a subi l'analyse palynologique. Le puits aurait traversé 40 m d'argiles organiques (Julià, 1980).

Du sondage TP I (fig. fig. II.12), il ne reste que peu de traces puisque les carottes ont disparu par accident. Toutefois, une brève description d'après les notes de terrain est possible. Le fond du dépôt n'a pas été atteint. De 19,40 m à 10 m (fig. II.13 et 14), le sédiment est un carbonate aleuritique riche en passées plus micritiques (de 19,35 à 18 m; à 15 m; de 13 à 12 m). Les dix derniers mètres sont oxydés et contiennent des caliches. Sous ces 10 mètres, le sédiment présente encore quelques passées oxydées (12,00 à 11,85 m; 11,60 à 11,50 m; 17,80 à 17,47 m). A 15,75 m il y a un gros débris de bois fossile. Les gastéropodes et la matière organique en petites taches sont abondants. Sept échantillons seulement, répartis sur l'ensemble du sondage, ont été traités pour la palynologie, avant la perte par accident de toute la carotte. Les premiers mètres ont subi quelques analyses sédimentologiques.

Le sondage TP II a traversé des sédiments micritiques (fig. II.13) jusqu'à atteindre le socle de marnes éocènes à 27,20 m. A deux reprises cette micrite est remplacée par un sédiment plus grossier, de 26,5 à 25 m et de 17 à 15 m. Les dix derniers mètres sont oxydés comme pour TP I (fig. II.14). 112 échantillons palynologiques ont été étudiés entre 27,20 m et 10 m.

2 - Sédimentologie

Les sondages TP I et TP II ont été étudiés partiellement par des étudiants sous la direction du Prof. G. Seret. Les techniques d'analyses étaient : la granulométrie, l'examen des minéraux lourds, l'examen stéréomicroscopique de la fraction grossière, l'examen des microstructures, le carbone organique, la concentration en carbonates, etc...

2.1 La liste des échantillons

Lors du sondage, le sédiment à l'intérieur de chaque carottier s'est étiré. C'est ainsi qu'un mètre de sédiment peut devenir 1,20 m à 1,90 m selon le taux d'étirement. Il y a donc un chevauchement des profondeurs entre carottiers contigus. La cote de base de chaque carottier est chaque fois exacte. Pour bien identifier chaque échantillon, il est donc indispensable d'indiquer le numéro de chaque carottier en plus de la profondeur.

Le sondage de TP I a été analysé en trente échantillons, prélevés approximativement tous les 5 cm, entre C14 à 17,85 m et C14 à 19,40 m en 1985 par S. Vanhaeverbeke et J. Monfils. Le sondage TP II a d'abord été étudié par C. Lassaux en 1986 aux profondeurs allant de C18 à 1730 cm à C20 à 1951 cm. Cette épaisseur de sédiment est répartie en 16 échantillons. Ensuite le travail a été repris par B. Collet en 1987. Ce dernier a étudié l'ensemble du sondage du point de vue des minéraux lourds, de la teneur en carbonates etc...

2.2 Les microstructures

Dans les sédiments meubles, l'analyse des microstructures s'effectue en lames minces microscopiques épaisses de 30 μm après induration dans une résine.

Outre des débris de matière organique, des grains de quartz détritiques, des cristaux de carbonates néoformés et des bioclastes, des traces de diagenèse ont été observées. La matière primaire, quartz ou micrite a été partiellement dissoute et recristallisée en carbonates microgrenus.

2.3 La granulométrie

Les résultats moyens pour les 3 classes granulométriques principales sont les suivants :

TP I : 17 à 32 % d'argiles; 65 à 78 % de silt; 0,5 à 9% de sables

TP II : 29,9 à 62,4 % d'argiles; 34,9 à 73% de silts; 1,83 à 14 % de sables

Les teneurs en argiles sont partout importantes dans les deux sondages. Ces argiles

proviendraient pour une large part du lavage des marnes éocènes entourant le bassin (Julià, 1980) et sous-jacentes au lac.

Les sédiments lacustres sont essentiellement constitués de précipitats d'argile calcaire. Les traces de cette micrite se retrouvent également dans les fractions grossières sous forme d'agrégats nodulaires carbonatés (8 à 24 μm). Les éléments détritiques plus grossiers sont rares. Ils proviennent probablement des versants.

La granulométrie n'est donc pas adaptée pour caractériser ce genre de sédiment.

2.4 La fraction grossière : étude stéréomicroscopique

Après tamisage, les éléments de plus de 250 μm ont été examinés et répertoriés à l'aide d'une loupe binoculaire stéréoscopique.

La nature des principaux éléments observés est la suivante :

- Gastéropodes;
- Fèces de gastéropodes;
- Ostracodes;
- Bioclastes de gastéropodes, d'ostracodes et de lamellibranches.
- Débris végétaux dont du bois pyritisé. Une étude aux rayons X a identifié la pyrite (S. Vanhaeverbeke et J. Monfils, 1985). L'oxydation des sulfures a donné des débris végétaux enrobés d'hématite.
- Incrustations de tiges de Characées (*Chara vulgaris*) par des moulages carbonatés. Les tubes sont soit pleins et cannelés, soit vides.
- Gyrogonites de Characées;
- Graines;
- Agrégats nodulaires carbonatés : les éléments les plus courants retrouvés dans les fractions grossières sont des concrétions calcaires noduleuses.

Quelques échantillons de TP I contiennent des ooïdes de 250 μm à 1000 μm formés de macrocristaux de calcite fibro-radiée (fig. II.15), sur lesquels se surimposent des linéations sombres, concentriques, qui n'ont pas compromis la croissance cristalline et qui marquent les étapes de croissance des sphérules. Un examen détaillé permet de compter jusqu'à 7 ou 8 auréoles de croissance. Leur surface est, soit remarquablement nivelée, soit au contraire parsemée de dents minuscules correspondant à l'extrémité externe des cristaux. Leur genèse a lieu dans les lacs des eaux chaudes, carbonatées et turbulentes de zone littorale des lacs.

A TP I, ces sphérules de carbonates sont relativement fréquentes. Elles sont visibles en lames minces et au sein des fractions granulométriques grossières. A TP II, aucune sphérule d'ooïdes n'a été décelée. Le milieu de sédimentation devait être plus calme. cette différence entre les sondages de TP I et

TP II, proches d'une dizaine de mètres, confirme la complexité des dépôts lacustres de Banyoles.

2.5 La teneur en carbonates

La teneur en carbonates n'a été mesurée que sur les échantillons du sondage TP II. La courbe des teneurs a été parallélisée aux résultats du pollen et des ostracodes (fig. II.17).

D'une manière générale, la teneur moyenne en carbonate est comprise entre 30 et 40%, les extrêmes étant 29 et 93 %. Cinq zones se distinguent, dont deux avec les pourcentages les plus élevés. La première zone est située vers 15 m avec 65 %. et la seconde, vers 23 et 24 mètres, avec 90 %. Pour ces deux zones particulières, la fraction grossière est composée principalement d'incrustations de tiges de Characées et de nombreuses fèces de gastéropodes.

Ces teneurs aussi élevées en carbonates sont comparables à celles du lac actuel de Banyoles que le contenu en Characées rattacherait aux zones peu profondes.

2.6 Le carbone organique

Le dosage du carbone organique des échantillons fournit habituellement un indice de l'importance de la biomasse locale lors de la sédimentation. Il s'est révélé sans intérêt pour nos sédiments, vu la minéralisation des débris organiques par les sulfures.

2.7 Les minéraux lourds

Une recherche systématique des minéraux lourds a été effectuée sur l'ensemble des 30 échantillons de TP I et sur l'ensemble de tout le sondage TP II (de 27,20 à 10,00 m). Les minéraux lourds ayant une densité supérieure à 2,89 ont été extraits du sédiment après défloculation au pyrophosphate de soude, un tamisage et une séparation par centrifugation au bromoforme (CHBr₃). Les fractions 44 à 63 µm et 63 à 125 µm sont montées sur lames dans le baume du Canada. Les minéraux sont identifiés au microscope polarisant, avec vérification éventuelle à la caméra de Gandolfi.

L'ensemble des échantillons de Tres Pins est très pauvre en minéraux lourds qui sont en général de petite dimension altérés et peu variés. Les cortèges sont dominés par des chlorites et des opaques. Aucune cinérite n'a été trouvée.

3 Les Gastéropodes

Quatre échantillons ont été analysés pour leur contenu en gastéropodes par F. Magnin (comm. pers.). Le premier à C26 à 2688-2700 cm contient *Bithynia* et des aquatiques indéterminables. Le second à C24 à 2445-2410 cm contient beaucoup d'aquatiques. *Galba* et *Anisus* indiquent un milieu qui s'assèche de temps en temps. Les autres gastéropodes présents sont : *Planorbis*, *Gyraulus crista*; ainsi qu'un Lamellibranche : *Pisidium*. L'échantillon à C20 à 1908-1885 cm contient *Islamia* et *Bithynia*. Le dernier échantillon à C14 à 1365-1325 cm compte beaucoup de formes terrestres (dont *Discus* et des *Orculidae*) qui indiquent un couvert forestier fermé, humide et frais. Des escargots palustres : *Carychium* et *Vertigo angustior* y ont été aussi notés, ainsi qu'un hélicidé indéterminé.

4 Les Ostracodes

Les fractions grossières supérieures à 160 µm ont livré des ostracodes entiers. Les ostracodes sont des microcrustacés marins ou lacustres. Contrairement aux mollusques ou aux foraminifères qui croissent en développant une coquille unique, les ostracodes muent entre 6 et 9 fois, perdant à chaque fois leur carapace bivalve avant d'atteindre leur maturité.

A Tres Pins seuls les ostracodes du sondage TP II ont été analysés. M. Coen (comm. pers.) a tenté d'en tirer un maximum de renseignements à confronter aux données paléoclimatiques de la palynologie (fig. II.17).

L'association des ostracodes est faiblement diversifiée : 12 espèces différentes ont été déterminées. L'association est monotone aussi : beaucoup d'espèces sont présentes tout au long du sondage par exemple : *Cyclocypris* sp.. Avec seulement quelques exceptions, c'est vrai aussi pour *Candona neglecta* et *Darwinula* sp. Il paraît évident qu'il s'agit d'un bruit de fond d'espèces extrêmement adaptables.

La présence de *Heterocypris salina* est beaucoup plus significative. Elle n'apparaît qu'entre 25 et 23,5 m. Cette espèce indique des eaux saumâtres qui peuvent être temporaires. L'observation conjointe de *Cyprideis* tuberculé renforce la même conclusion : des conditions climatiques temporairement plus sèches.

Potamocypris wolffi n'est présent qu'entre 16 et 14,5 m. Il indique des eaux froides.

Des problèmes de détermination taxonomique empêchent toute interprétation de la distribution d'*Ilyocypris*. Il paraît y avoir une sorte d'exclusion mutuelle entre celui-ci et *Metacypris cordata*. L'exclusion de *Metacypris* pouvant être le fait d'une salinité (entre 25 et 23,5 m) ou d'un refroidissement (entre 16 et 11,5 m) ou des deux facteurs combinés.

Les autres ostracodes n'ont qu'une présence accidentelle.

5 Synthèse des sondages TP I et TP II

Le dépôt de Tres Pins est caractérisé par un sédiment carbonaté formé dans un milieu réducteur, dont les 10 m supérieurs ont subi une oxydation postsédimentaire d'origine pédogénétique. Le matériel en général très fin a subi une certaine diagenèse responsable de petits agrégats submillimétriques.

La base du sondage TP I se serait déposée à proximité d'un milieu turbulent, comme en témoigne la présence d'ooïdes.

Il semblerait que le sondage TP II puisse être découpé en 5 phases sur la foi des teneurs en carbonates et des associations d'ostracodes (fig. II.17).

- Phase 1, de 27,2 à 25,7 m : teneur moyenne en carbonates (40%)
- Phase 2, 25,7 à 23 m : très riche en carbonates (90%). Présence d'ostracodes de milieu saumâtre et de gastéropodes de milieu aquatique qui s'assèche occasionnellement.
- Phase 3, 23 à 16,5 m : teneur moyenne en carbonates (40%)
- Phase 4, 16,5 à 14,5 m : riche en carbonates (65%). Présence d'Ostracodes d'eaux fraîches.
- Phase 5, 14,5 à 10 m : teneur moyenne en carbonates (40%). Présence de Gastéropodes terrestres indiquant un milieu forestier fermé, frais et humide. Y a-t-il une tendance au comblement du lac ?

L'analyse palynologique de 112 échantillons permettra d'affiner ce découpage et son interprétation.

6 Absence de raccords stratigraphiques

Le dépôt de Tres Pins est local. Cette forte épaisseur d'argiles organiques (40 m dans le puits) serait due selon R. Julià (1980) au remplissage d'une cuvette d'effondrement karstique. Toutefois l'encaissant n'est pas déterminé avec précision. S'agit-il de la dalle d'Usall, de celle de Bòbila Ordis ? De plus le dépôt de Tres Pins n'a fourni jusqu'à présent aucun indice chronologique.

Chapitre II.V : Sédimentologie et faunes fossiles de Bòbila Ordis

1 Introduction

L'ensemble des sédiments de Bòbila Ordis peut s'interpréter comme une articulation d'au moins trois lacs différents, emboîtés comme des poupées russes (fig. II.6 et II.3).

Le site s'est en effet révélé de plus en plus complexe au fur et à mesure de la progression des analyses palynologiques. Celles-ci ont ainsi été le moteur de l'implantation de nouveaux sondages et de l'échantillonnage de nouveaux affleurements. Les premiers travaux étaient consacrés au lac 3, le plus jeune. Le lac 2 et puis le lac 1 ont été découverts et étudiés ensuite.

Pour le lac 1, nous disposons des sédiments d'un sondage BO IV de 52,14 m et de l'affleurement de la dalle calcaire de Bòbila Ordis. Pour le lac 2, le dépôt affleure en une paroi d'environ 13 m. Les sédiments du lac 3 ont été prélevés sur une trentaine de mètres en affleurements et sur 30 m en sondages pour la partie sous-jacente (BO II et BO III).

2. Le lac 1

Le sondage BO IV a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire puisque, en plus de la palynologie, des spécialistes des gastéropodes, des ostracodes et du paléomagnétisme ont analysé la même carotte.

2.1 Lithologie du lac 1 : BO IV

Le sondage BO IV, long de 52,14 m et d'un diamètre de 10 cm, a été foré à l'aide de la Sédidrill sur le petit plateau calcaire, à l'est de la carrière (fig. II.3), au travers d'un panneau effondré, coffré par failles.

La base du dépôt n'a pas été atteinte.

Le sondage a traversé la dalle calcaire sommitale de Bòbila Ordis en avancement destructif jusqu'à 6,31 m, sans prélèvement de carottes. Le premier carottier C1 (4,81 m à 5,96 m) n'a remonté que des débris de dalle.

L'ensemble du sédiment est carbonaté. Sa description sommaire est la suivante (fig. II.8) :

- de la base à 52,14 m jusqu'à 37,20 m

Le sédiment est un silt micritique gris foncé à taches de matière organique noire et coquilles de gastéropodes. Il est non structuré. Quelques passées millimétriques de carbonates blancs interrompent la monotonie des faciès non structurés, confirmant qu'il ne peut s'agir d'une déstructuration postsédimentaire. Un de ces lits de carbonates à 48,40 m comporte une fraction grossière composée uniquement d'ostracodes. De 39,85 à 39,50 m, une couche de sable gris est présente.

- de 37,20 m à 28,17 m

Le sédiment est non structuré et surtout composé d'argiles noires. Il est interrompu par quelques passées centimétriques grossières jaunes, à Characées (fig. II.8b). De 33,30 m à 32,35 m, le sédiment est gris et un peu plus silteux, rappelant le faciès sous-jacent. De 31,10 m à 30,75 m, il montre plusieurs passées d'aleurites jaunes.

- de 28,17 m à 23,96 m

Le sédiment est très régulièrement lité en couches centimétriques d'aleurite jaune alternant avec une micrite noire ou brune. Les lits grossiers contiennent beaucoup de tiges brisées de Characées (fig. II.8a). Le litage est spécialement fin de 28,20 m à 27,50 m.

- de 23,96 m à 20,20 m (tabl. II.1)

Il s'agit d'un ensemble où se superposent sans transition de fortes variations lithologiques.

23,95-23,85 : sable calcaire jaune

23,85-23,80 : vide (lacune de sondage)

23,80-23,75 : silt brun

23,73-23,65 : sable calcaire jaune

23,65-23,62 : matière organique noire

23,62-22,85 : silt gris sans structure, à nombreux éléments grossiers millimétriques dispersés : matière organique, caliche, cailloux mous bleuâtres, coquilles et autres débris

22,85-22,55 : cailloux mous blancs et cailloux durs pluricentimétriques, dans une matrice d'argile grise

22,55-21,80 : silt argileux gris foncé à nombreuses taches de matière organique noire et par endroits de petits cailloux calcaires millimétriques

21,80-21,60 : idem, et quelques cailloux durs d'environ 5 mm

21,60-20,95 : argile gris clair qu'affecte à 21,45 m une faille normale oblique soulignée par un film de matière organique noire et d'argiles brunes

20,95-20,65 : vide (lacune de sondage)

20,65-20,20 : zone très perturbée, à nombreuses microfailles, à variations fortes et soudaines de

PROF. en cm	Lithologie	PALYNOLOGIE	Gastéropodes	Ostracodes	Ensembles palynologiques
2025	VIDE	ST		2039-2042	5c
2027	TRES VARIE ET PERTURBE	TR		grand <i>Ilyocypris</i>	
2040		R	2042 Aquatiques (Terrestres)	<i>Metacypris</i> ;	
2045		R		<i>Herpetocypris</i> ;	
2047-2049		P			
2053-2054	VIDE	P			
2064-2065		P			
2101-2102	MICRITE	ST	2105-2115	2140-2142	5b
	AVEC MICROFAILLE		Terrestres	stérile	
2137-2138		ST	2150-2157		
2148		ST	Terrestres		
2176-2178		ST			
2207-2208	SILT	P	2205-2210		
	AVEC CALICHE		Terrestres		
2244-2245	CAILLoux MOUS ET CAILLoux DURS	ST	2240-2245	2240-2242	
			Terrestres	stérile + Eocène	
2286-2890	SILT	TP			
2310	AVEC	P	2340-2345	2320-2323	5a
2325	DEBRIS	R	Aquatiques (Terrestres)	grand <i>Ilyocypris</i> ;	
2345		R		<i>Metacypris</i> ;	
2360		TP		<i>Herpetocypris</i> ?	
2388		P	2365-2370	+ Eocène	
			Aquatiques		
2400	LITE				

Légende
 ST = stérile en pollen
 TP = très pauvre
 P = pauvre
 R = riche
 TR = très riche
 ind. = grains indéterminables
 C = Concentricystes
 S = *Saccamoeba*
 Z = *Zygophoma*

Tabl. II.1 : Détail des changements pour la phase 5 du sondage BOIV.

pendages et de lithologie (fig. II.8.c).

- de 20,20 m à 19,49 m

vide (lacune de sondage)

- de 19,49 m à 16,60 m

Le sédiment est gris foncé à beige clair. Il s'agit d'une argile silteuse avec éparses quelques couches pluricentimétriques d'aleurite jaune à Characées. Les coquilles de gastéropodes sont nombreuses.

- de 16,60 m à 12,63 m

Dans l'ensemble le sédiment est très régulièrement lité. Des lits très fins verts et jaunes ou gris et beiges, parfois avec de fines passées de matière organique, alternent de 16,60 à 14,93 m et 14,79 à 13,95 m. De 14,93 à 14,79, il y a un niveau poreux à Characées et Gastéropodes. De 13,78 à 13,20 m, les lits ont 2 cm d'épaisseur environ, avec une alternance d'argiles jaune orangé et d'aleurites beige jaune à Characées. De 13,20 à 13,15 m, de fines passées de matière organique noire sont présentes. Ensuite de 13,15 à 12,63 m, le litage s'atténue. Il y a un passage progressif à un sédiment grossier beige.

- de 12,63 m à 9,85 m

Le sédiment est grossier (sables et silts) de couleur beige. Des taches d'oxydation sont présentes de 12,63 à 11,00 m. Les gastéropodes sont très nombreux, surtout entre 11,40 et 11,30 m où ils forment une véritable "gastéropodite". Des lits de sable rose, épais de 2 cm environ, recourent le sédiment à 10,05 m, 9,97 m, 9,90 m et 9,84 m

- de 9,85 m à 6,30 m

Le sédiment est une argile beige silteuse dure à gastéropodes avec deux passées centimétriques de matière organique noire à 7,16 et 6,40 m, et de petites taches dispersées de matière organique.

En bref, le sédiment indique qu'un lac profond enregistre d'abord la sédimentation de faciès non structurés successifs puis une sédimentation calme, de décantation, à laminites. A 20 m, une zone perturbée est rencontrée. Les lamines reprennent ensuite. Le lac se comble progressivement et passe à des sédiments calcaires grossiers de prairies à Characées.

2. 2 - les Gastéropodes du sondage BO IV

La détermination systématique des gastéropodes fournit des informations sur l'environnement. 53 échantillons ont été analysés pour leur contenu en malacofaune par F. Magnin (Aix-en-Provence). L'auteur distingue 5 biozones, indiquées sur les deux figures inédites qu'il nous a aimablement communiquées (fig. II.19 et 20).

- Zone I : 51,60 à 31,40 m

Cette zone est caractérisée par de très faibles effectifs.

la : 51,60 m à 36,97 m

Les mollusques indiquent un milieu aquatique permanent, riche en végétation aquatique, avec une influence certaine du littoral marquée par l'arrivage ponctuel d'espèces terrestres. Celles-ci indiquent des milieux forestiers ouverts.

lb : de 35,42 m à 31,40 m

Les effectifs extrêmement faibles n'ont pas permis la réalisation de comptages.

- Zone II : de 30,80 m à 23,40 m

Ila : 30,80 m à 28,37 m

Le milieu est aquatique, permanent et bien oxygéné, avec absence de toute espèce terrestre ou de milieux aquatiques temporaires.

IIb : 27,82 m à 23,40 m

Le milieu est aquatique, permanent et à tranche d'eau de moins en moins épaisse. La proximité de la rive est de plus en plus marquée et aussi l'apparition de milieux aquatiques intermittents.

A 23,40 m, il y a l'apparition d'une douzaine d'espèces terrestres, de milieux forestiers ouverts.

- Zone III : 22,40 m à 21,10 m

Les mollusques aquatiques sont devenus extrêmement rares, à l'exception d'une espèce caractéristique de milieux aquatiques temporaires (inondations fréquentes) et intermittents (inondations occasionnelles) pouvant résister à une exondation prolongée. La faune indique des milieux forestiers ouverts plus ou moins marécageux. L'exondation à 22,40 m semble assez brutale.

- Zone IV : 20,40 m à 12,97 m

Les mollusques terrestres diminuent brutalement. Le milieu aquatique est permanent et riche en végétation aquatique.

- Zone V : 11,32 m à 6,45 m

Cette zone dans l'ensemble est caractérisée par la régression des espèces de milieux aquatiques permanents au profit des espèces mésophyles (= littorales mais capables de résister à une certaine sécheresse), des espèces de milieux temporaires et des espèces

terrestres.

Va : 11,32 m à 9,30 m

Il s'agit d'une phase de transition illustrée par la régression des espèces de milieux permanents. Il y a déjà des espèces de milieux temporaires et des mollusques terrestres.

Vb : 8,75 m à 7,16 m

La faune est dominée par une espèce de milieux aquatiques temporaires riches en matière organique. La faune terrestre contient surtout des espèces palustres et des espèces de milieux ouverts.

Vc : 6,80 m à 6,45 m

Il y a une légère remise en eau.

D'autres observations sont signalées aussi par F. Magnin. *Pisidium*, un Lamellibranche, est commun dans la zone II. Des granules calcaires de *Lombrics* sont fréquentes dans les zones à influences terrestres, par exemple à la zone III. Des restes de poissons Cyprinidés ont été observés par exemple à la zone II.

Les gastéropodes terrestres des phases I et II auraient été amenés dans le lac par des éboulements en ruissellement, tandis que ceux des phases III et IV sont dus à la faible épaisseur de la tranche d'eau.

L'image du milieu terrestre donnée par les gastéropodes est assez semblable tout au long du sondage. Le lac aurait été environné d'une formation forestière ouverte. La malacofaune est assez comparable à la faune actuelle des chênaies caducifoliées méditerranéennes. La zone Vb est marquée par le développement important des populations de *Pupilla muscorum*, espèce de milieux découverts.

Selon F. Magnin, la malacofaune ne livre pas d'éléments stratigraphiques décisifs. Trois espèces fossiles du Pliocène et du Pléistocène inférieur ont été déterminées mais leur répartition stratigraphique est en général peu documentée.

2.3 Les Ostracodes du sondage BO IV : systématique et géochimie

M. Coen (comm. pers.) nous a livré son étude systématique inédite des ostracodes du sondage BO IV et son interprétation de l'évolution de l'environnement. Les analyses biogéochimiques inédites de G. Wansard (comm. pers.), par dosage Sr/Ca et

magliet

comp. pers.

bradyi, gibli
I. luyouffris.

Cychoeuff

Heteroeuff

Darwinul

Herpetoeuffri

Landonops

Limnoeuffri

euffri

Paléom

Tabl. II. 2 : Résultat de l'analyse des ostracodes

- systématique (M. Coen)

- géochimie (G. Wansard)

comptages en termes de valves
isolées / 30 gr secs.

Mg/Ca sur des coquilles tentent de livrer une courbe des paléosalinités et une courbe des paléotempératures de l'eau du lac.

2.3.1 Systématique

Le résultat d'une quarantaine de comptages est donné au tableau II.2 , en nombre de valves par 30 g de sédiment sec.

De la base du sondage à 52,14 m jusqu'à 20 m de profondeur, la même association se répète sans grands changements, que caractérisent plus particulièrement *Metacypris cordata* , un genre méditerranéen d'eau douce et permanente, *Herpetocypris* ? et un grand *Ilyocypris* également indéterminé. Il se peut que les deux derniers genres aient été représentés par des espèces disparues aujourd'hui ou réfugiées dans certaines régions peu étudiées.

On formulera toutefois 5 remarques portant sur cette longue séquence très homogène.

- De 51,6 à 41,45 m, *Candona* n'est représenté que par des larves à l'exception du niveau 48,4 m, qui est un fin niveau blanc très riche en général et contenant *Candona* adulte.
- De 37 à 32 m, le sédiment non structuré est très pauvre en ostracodes tout comme en gastéropodes. Il est possible que le taux de sédimentation ait été particulièrement élevé dans cet intervalle.
- Ensuite de 32 m à 20 m, l'association d'ostracodes s'enrichit de divers éléments jusque là très accessoires : *Herpetocypris* ?, *Limnocythere*, *Cypria* tandis que *Candona neglecta* (non *compressa*) et *Ilyocypris* (deux espèces) prolifèrent de façon parfois assez extraordinaire, comme dans le niveau de carbonates blancs à 48,4 m.
- C'est la cas notamment à 27,9 m où la régression des *Metacypris* pourrait être mise en relation avec un climat temporairement plus frais.
- Les quatre derniers échantillons du grand ensemble inférieur sont particuliers. A 23,2 m, des éléments détritiques sont observés ainsi qu'une faune éocène de foraminifères (Nummulites et Miliolites) et d'ostracodes marins : *Pterygocythereis* . Il s'agit d'un signe de ruissellement intense. Par ailleurs, nous savons que les gastéropodes terrestres y dominent. Un pan de berge se serait alors effondré ; les deux échantillons suivants sont

stériles en ostracodes : à 21,4 et 22,4 m. A 20,4 m, on observe la dernière occurrence de l'association du bas du sondage. Est-ce une remise en eau ou le bloc précédent renversé ?

A 20 m, il y a un brusque changement d'association. Une faille normale pourrait avoir escamoté 3 ou 4 m de sédiment. Pareil accident est visible en surface, pour lequel un rapide calcul indique le passage entre 20 et 25 m, et que viendrait corroborer certaines difficultés de carottage survenues à la même profondeur.

Ensuite de 16,5 à 13,6 m, les premiers *Cyprideis* font leur apparition. Ils deviennent dominants de 12,1 à 11 m. Le lac est progressivement plus saumâtre, les *Cyprideis* étant tuberculés. *Candona compressa* et/ou *C. marchica* l'emportent pour la première fois sur *C. neglecta*, indication que le milieu devient plus littoral.

A 10 m, se développent en plus des *Cyprideis* d'eaux permanentes, diverses formes d'eaux temporaires dont une espèce de milieu saumâtre *Heterocypris salina*. Parmi celles-ci, il y a *Cypris pubera*, dont toutes les valves sont cassées par remaniement mécanique. Cela indiquerait peut-être un transport.

Entre 8,9 et 6,5 m ne subsistent que les formes d'eau temporaire associées à un nombre restreint de taxa éminemment adaptables tels que *Candona* et *Cyclocypris*.

Le lac se comblerait progressivement. Toutefois les mollusques indiquent une légère remise en eau tout au sommet du sondage. Cela se confirme chez les ostracodes au niveau de la dalle (voir plus loin) qui est le prolongement vers le haut du sondage.

2.3.2 Géochimie

Se référant à cet égard aux travaux les plus récents, (cf. *infra*), M. Coen et G. Wansard (comm. pers.) ont tenté de chiffrer salinités et températures du paléolac. En effet, le composant principal des valves d'ostracodes est la calcite. Or, la seule source de calcification est le calcium contenu dans l'eau. Certains éléments en traces dosés dans les valves d'ostracodes comme le strontium (Sr) et le magnésium (Mg) sont proportionnels aux teneurs présentes dans l'eau dans laquelle les individus vivaient. P. De Deckker (*in* : Chivas, De Deckker *et al.*, 1985 et 1986) a établi une relation entre le pourcentage de strontium et de magnésium contenu dans une valve d'ostracode et la salinité et la température du lac au moment de l'édification des coquilles : "Strontium

partitioning is virtually temperature-dependent, and is related to the Sr/Ca of the host water, and in Ca²⁺-saturated waters, to the salinity of the water. Magnesium partitioning is dependent on both temperature and Mg/Ca of the host waters" (Chivas, De Deckker *et al.*, 1986). "Provided the relationship between salinity and the Sr (Mg) content of recent lake is known, palaeosalinities (palaeotemperatures) can be calculated from fossil ostracods. Evaporation/precipitation changes may be inferred, which in turn indicate variations in continental climate" (Chivas, De Deckker *et al.*, 1985). L'influence de la salinité sur l'incorporation de Mg n'est cependant qu'accessoire.

Le rapport Sr/Ca a été étudié sur les valves de *Candona*, de *Cyprideis* et pro parte d'*Ilyocypris*. La courbe des *Candona*, partiellement extrapolée de celle des *Cyprideis*, (67 analyses sur 15 niveaux en tout, y compris la dalle de Bòbila Ordis et le lac, tabl. II.2) indique une salinité à peu près constante à travers tout le sondage et sensiblement comparable à celle du lac actuel de Banyoles (selon R. Julià, 1980, environ 1,5 g/l de CaSO₄). La faune du lac actuel (un échantillon provenant d'une prairie à Characées du sud-ouest du lac) est très similaire à celle de la cote 12,10 m dans le sondage.

L'ensemble homogène du bas du sondage est caractérisé par cette forme d'eau franchement douce qu'est *Metacypris cordata*, espèce peut-être écartée vers le haut du sondage par un refroidissement. Mais *Cyprideis* est peu sensible à ce facteur. L'absence de *Cyprideis* dans cette zone profonde s'explique vraisemblablement par un changement complet dans le système d'alimentation du lac :

- avec des apports d'eaux de surface de 52 à 20 m (arrivage fréquent de gastéropodes terrestres et faune éocène)
- purement souterraine ensuite.

Dans ce cas, l'extrapolation des analyses géochimiques des valves de l'eau actuelle du lac à la partie inférieure du sondage n'est plus valable. Il reste néanmoins troublant de constater que le changement de milieu coïncide avec le passage probable d'une faille. La discordance indique une lacune dont rien ne permet d'apprécier la durée.

Le strontium des *Candona* mesuré à 7,2 m n'indiquant aucune désalure, la disparition des *Cyprideis* serait bien le fait de l'assèchement progressif du lac. *Cyprideis*, en effet, nécessite une pièce d'eau permanente pour se reproduire.

Concernant les mesures du Mg/Ca (tabl. II.2), ne sont disponibles pour l'instant

que des résultats dispersés. Il y a un recul assez net des valeurs entre 17,5 et 10 m. Le strontium, qui entraînerait normalement à sa suite le magnésium, aurait plutôt tendance à remonter dans le même intervalle. Que le magnésium recule, au contraire, attesterait d'un fort refroidissement.

En conclusion, la systématique des ostracodes associée à un nouveau type très prometteur d'analyses géochimiques des coquilles apporte des éléments importants dans la reconstitution des paléoenvironnements. Nous les mettrons en parallèle avec les résultats polliniques.

2.4 Le paléomagnétisme du sondage BO IV

Quatre cents échantillons ont été prélevés et leur paléomagnétisme étudié par R. Løvlie de l'Université de Bergen (inédit, comm. pers.). Le sondage s'est révélé de polarité inverse à l'exception d'un événement direct de 16,64 à 14,10 m. Cet événement direct n'est pas suffisamment caractéristique (aimantation très faible) pour être attribué précisément à l'un des événements de l'époque Matuyama : Jaramillo à -0,97 à -0,90 Ma, Cobb Mountain à -1,1 Ma ou un autre plus ancien.

Une courbe des susceptibilités paléomagnétiques a été dressée aussi. Elle est encore en cours d'interprétation. Nous espérons en déduire des informations sur le taux de sédimentation, la biomasse, ...

2.5 La dent de rongeur

Une dent de rongeur a été trouvée par M. Coen dans la fraction grossière à 8,90 m. et identifiée par J. M. Cordy (inédit). Il s'agit d'*Allophaiomys pliocaenicus*. Une telle découverte très rare en sondage, permet de raccorder le dépôt à la biozone définie par *Allophaiomys pliocaenicus* même, taxon-repère pour la période de - 1,4 à -1,0 MA (Agusti, Moyà-Solà *et al.*, 1987). J. Chaline fait débiter cette biozone plus tôt vers -1,7 ou -1,5 Ma (Chaline, 1980; Chaline, Renault-Miskovsky *et al.*, 1985).

2.6 La dalle de Bòbila Ordis

Cette dalle, d'environ 5 mètres d'épaisseur, est composée en réalité d'une alternance de couches décimétriques meubles et de couches décimétriques cohérentes. Certains bancs sont oxydés. Les miroirs de failles ont subi une induration syntectonique qui a renforcé la compacité et la cohérence de la dalle.

La dalle a été analysée en divers endroits : sur le plateau au-dessus et à l'est de la briquetterie, ainsi qu'au nord de la briquetterie (coupe BOC V).

Des essais d'analyse palynologique n'ont donné aucun résultat. Par contre, le sédiment est riche en ostracodes qui permettent de raccorder le nord et l'est de la carrière et d'établir la corrélation avec le sondage BO IV, sur la foi d'une remise en eau progressive. On note, en effet, à -4 m et à -2 m, des ostracodes d'eaux saumâtres, d'abord probablement temporaires (*Heterocypris salina*) et ensuite permanentes (*Cyprideis* et *Lymnocythere*).

3. Le lac 2

3.1 Le sédiment et le problème des contaminations éventuelles

La paroi de treize mètres échantillonnée, à l'est de la carrière, est constituée d'un dépôt d'aleurite calcaire lacustre (tablA.11 en annexe). Elle montre de fines structures lenticulaires. Elle est riche en mollusques, ostracodes et characées. Elle correspond actuellement au front d'exploitation des argiles. Ce sédiment offre certaines similitudes avec le sédiment en formation actuellement dans les hauts fonds du lac de Banyoles.

Un réseau subvertical de failles normales marque le contact entre les argiles noires de remplissage et les aleurites claires encaissantes. Les failles synthétiques et antithétiques ont isolé des blocs de micrite noire, affectés de plis complexes, d'étirements, d'injections... Il est possible que l'effondrement de la dalle se soit poursuivi au cours du remplissage du lac 3. Ensuite, les taux de compaction différentielle ont pu jouer.

Les aleurites claires contiguës à la faille ont subi des contaminations qu'il est absolument nécessaire de déceler et de définir pour connaître leur flore pollinique propre. Les différences de coloration entre les deux dépôts sont propices à cet examen. Une contamination diffuse des cortèges polliniques reste plus délicate à déceler, qu'elle soit imperceptible ou qu'elle corresponde à de minuscules taches noires ou brunâtres.

C'est ainsi que dans la coupe BOC IV, de l'échantillon 3 à 5, des interstratifications concordantes de lits millimétriques d'aleurite claire et de micrite noire se révèlent syngénétiques et non contaminées. Par contre, des injections décimétriques de boues noires ont pénétré en biseau l'encaissant au cours du remplissage. Elles restent toutefois bien individualisées, et il a été possible de les dissocier par un échantillonnage très fin.

3.2 Les gastéropodes

F. Magnin nous communique que l'échantillon BOC IV {8} à 356-360 cm, est très riche, surtout en faune aquatique : *Bithynia* et *Islamia*, deux genres présents dans la zone IV de BO IV. Une des injections (BOC IV (13), vertical) s'est révélée stérile.

3.3 Les ostracodes

M. Coen a étudié une demi-douzaine d'échantillons répartis sur les treize mètres de BOC III ainsi que plusieurs échantillons provenant d'un nouvel affleurement couvrant trois mètres au-dessus de BOC III.

Dans l'ensemble les eaux sont froides (*Herpetocypris brevicaudata* et *Potamocypris*) et saumâtres (*Heterocypris salina*). A moins treize mètres, les eaux sont permanentes (*Darwinula*) puis sont temporaires (*Cypricercus*) et dans les trois mètres supérieurs les eaux sont de nouveau permanentes.

Le milieu semble être très rigoureux, beaucoup plus que dans BO IV et que dans TP II. La température devait être beaucoup plus basse que dans le haut du sondage BO IV.

4. Le lac 3

4.1 Introduction

H. Elhaï (1966), M.-A. Geurts (1977 et comm. pers.) et J.-P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980) ont étudié les palynomorphes d'affleurements aujourd'hui disparus à cause de l'avancement du front d'exploitation de la briqueterie.

Trois sondages ont été réalisés dans le remplissage micritique du lac 3 (fig. II.21).

Le sondage BO I a atteint la profondeur de 11,3 m. Il n'a pas été poursuivi car depuis la profondeur de 7 m, il a traversé un sable calcaire jaune. Les premiers mètres sont constitués d'une micrite noire homogène avec quelques passées de carbonates blancs, quelques passées plus grossières et quelques niveaux de matière organique. A l'exception d'un échantillon de sable, son analyse palynologique n'a pas été réalisée car les carottes du sondage ont disparu malencontreusement. Le sable est au demeurant stérile.

Un échantillon pour le pollen a été prélevé dans la micrite latéralement sous-jacente au slump de sable, à l'occasion d'un trou creusé par l'exploitant de la briquetterie, dans le but d'établir si le slump s'est intercallé dans le même dépôt que celui recoupé par les deux autres sondages.

L'analyse de 30 m sous le plancher de l'exploitation a été finalement rendue possible grâce à deux sondages voisins de 5 mètres réalisés au nord de la carrière. Le sondage BO II a atteint la profondeur de 24,40 m et le sondage BO III 29,00 m. La base du dépôt n'a pas été touchée.

Le sédiment traversé par ces deux sondages est très semblable. C'est une boue micritique sombre avec de fines passées de carbonates blancs micritiques.

Quelques études lithologiques dispersées ont été réalisées par des étudiants sous la direction du prof. G. Seret. Les résultats des deux sondages sont donnés ensemble vu la grande similarité des dépôts traversés.

Le sondage BO II a été analysé tous les 5 cm entre C 20 à 23,05 m et C 21 à 24,35 m. Pour des raisons d'étiement lors du sondage, il y a un chevauchement de deux carottiers (23,45 m à 23,85 m et 23,05 m à 24,35 m). Quatorze échantillons du sondage BO III ont été analysés de C 22 à 22,37 à C 24 à 25,45 m.

Un bref résumé des techniques utilisées a été donné pour Tres Pins.

4.2 Les microstructures

A quelques rares exceptions près, les lames minces présentent un faciès fort homogène composé d'une micrite carbonatée. Il s'agit de cristaux de carbonate microgrenus de dimension inférieure à 4µm. Il y a très peu de microstructures perceptibles, peut-être en raison d'une diagenèse micritique postsédimentaire.

Quelques lames minces montrent une disposition générale litée avec tri granulométrique. Cela indique un matériel de fond de lac largement accumulé par décantation.

4.3 La granulométrie

Les résultats moyens pour les trois fractions granulométriques principales sont :

BO II : 39 à 61% d'argiles, 36 à 64 % de silts; 0,7 à 6,8% de sables .

BO III : 21,3 à 42 % d'argiles; 54,4 à 66,6 % de silts; 2,7 à 15,6 % de sables.

L'essentiel de la sédimentation est carbonaté. Les teneurs en argiles granulométriques sont partout importantes et plus élevées qu'à Tres Pins. Ces teneurs auraient été plus élevées encore s'il n'y avait eu une diagenèse micritique responsable d'agrégats de 8 à 24 µm.

L'essentiel à retenir de ces observations peut se résumer de la manière suivante : le sédiment s'est déposé dans un milieu de sédimentation en eaux calmes, où s'opèrent la décantation puis la diagenèse des boues micritiques. Le faciès peut être assimilé au faciès 5, non structuré, défini au chapitre II. 111.

4.4 L'examen de la fraction grossière

Les concrétions carbonatées et sulfatées dominent largement la fraction grossière. Viennent ensuite la matière organique pyritisée et les bioclastes.

Tout comme à Tres Pins, le résultat de la diagenèse micritique postsédimentaire est visible dans les concrétions. Le milieu réducteur se marque bien aussi par la pyritisation de la matière organique.

4.5 Les minéraux lourds

Les échantillons sont très pauvres en minéraux lourds. Ceux qui ont été observés sont soit des épidotes, soit des tourmalines et quelques zircons et apatites.

L'échantillon à C 20 à 2375 - 2380 cm se révèle fort différent des autres. Il correspond à un niveau de cinérite. La taille des éléments est inférieure à 120 µm. La détermination du cortège de minéraux a été vérifiée à la caméra de Gandolfi, notamment pour l'enstatite (tabl. II.3).

L'apatite, le zircon et l'épidote, minéraux présents aux autres niveaux de la carotte et dans des proportions identiques ne peuvent être attribués à la cinérite.

Tabl. II.3 : Composition minéralogique en pourcentages de la cinérite du lac 3. détail de comptage sur 298 grains

Hornblendes	44,3
Hornblendes basaltiques	10,7
Augites	24,1
Enstatites	1,8
Zircons	3,3
Apatites	3,7
Clinozoisites	3,7
Sphènes	4,7
Tourmalines	1,3
Grenats	2,4

L'association indique celle d'un volcanisme de type basaltique, riche en ferro-magnésiens : augite, enstatite et hornblende basaltique.

Le fait de ne retrouver la cinérite qu'à un seul niveau, sans aucune autre trace dans la carotte, exclut tout remaniement. On peut donc considérer cette cinérite comme contemporaine d'un niveau ponctuel bien précis de la sédimentation de Bòbila Ordís.

La composition de ces pyroxènes dépend évidemment de celle de leur magma originel. Or, les analyses chimiques connues pour les roches magmatiques du socle de la Catalogne ne comportent nulle part un rapport Mg/Fe suffisamment élevé pour donner l'enstatite.

L'association augite/bronzite, voire augite/hypersthène, c'est-à-dire à teneur moins magnésienne, serait plus logique d'après les compositions connues des magmas du nord de l'Espagne.

En bref, la présence de l'enstatite est inattendue. Peut-être cette enstatite plus réfractaire que les autres orthopyroxènes, se serait-elle formée primitivement et maintenue intacte en inclusions dans un basalte plus ferreux. Mais plus probablement, il faut rattacher cette cinérite à un système éruptif plus éloigné et d'aire de dispersion plus vaste, ce que n'exclurait pas la dimension relativement modeste des grains. Les plus gros grains atteignent plus ou moins 120 µm. Ce sont surtout des pyroxènes et amphiboles dont la morphologie en plaquettes offre une prise au vent non négligeable. Les grains plus massifs, comme les sphènes, ne dépassent pas 80 µm environ.

Dans le sondage BO III, voisin de 5 mètres, une recherche systématique des minéraux lourds sur l'ensemble des sédiments a été réalisée. Aucune cinérite n'a été trouvée, ce qui s'explique mal, vu la proximité des deux sondages. Il se pourrait pourtant que la cinérite ait été non récupérée car localisée entre deux carottiers ou que l'inclinaison des couches et la présence de failles aient empêché de l'atteindre.

4.6 Les gastéropodes

L'échantillon BO III C28 à 28,55-28,75 m est stérile en gastéropodes (F. Magnin, comm. pers.).

5 La géométrie des dépôts

La connaissance de la géométrie des dépôts a fortement évolué (fig. II.6 et II.3). On doit à présent considérer les sédiments de Bòbila Ordis comme le résultat de l'emboîtement de trois lacs au moins. Le système d'effondrements successifs par failles normales subverticales abaisse les dépôts en marches d'escaliers vers le lac actuel de Banyoles.

Les dépôts du lac 1 sont connus maintenant par sondages (52,14 m) et il est aussi apparu qu'on doit leur rattacher la dalle calcaire de Bòbila Ordis. Celle-ci est visible en paroi au sud et au nord de la carrière, sur le plateau au-dessus de la carrière à l'est (divers blocs faillés) et finalement le long de l'ancienne route entre le nord de la carrière et un olistolithe. (fig.II.3).

Les dépôts assez réduits du lac 2 affleurent en paroi à l'est de la carrière. Ils sont séparés de ceux du lac 1 par une faille présumée. La paroi de la carrière est elle-même une faille qui sépare le lac 2 du lac 3.

Le lac 3 est constitué du matériel exploité par la briquetterie. Il en reste encore sous le plancher de la carrière et un peu, accroché aux parois, notamment au sud de la carrière. La micrite n'a pas été exploitée en cet endroit car elle est recoupée par un grand slump sableux, retrouvé par ailleurs dans le sondage BO I.

Nulle part, il n'est possible d'observer le contact entre la dalle de Bòbila Ordis et la dalle calcaire du plateau d'Usall. La limite nord de la dalle de Bòbila Ordis, à hauteur de l'olistolithe est à 500 m au sud de la carrière de Mas Miquel où affleure la dalle d'Usall. Il est fort probable que les deux formations soient séparées par une faille normale qui a abaissé la dalle de Bòbila Ordis par rapport à celle d'Usall. Les sédiments sous-jacents aux calcaires de Mas Miquel contiennent *Leptobos etruscus* entre autres, qui selon J. Agusti (in : Agusti, Moyà-Solà et al. 1987), aurait disparu il y a quelque 1,4 Ma, moment où apparaît *Allophaiomys pliocaenicus*.

6 Informations chronologiques

Nous pouvons maintenant proposer la succession chronologique du dépôt de Mas Miquel et des trois lacs de Bòbila Ordis (tabl.II.4).

Les calcaires de Mas Miquel reposent sur une argile organique et des tourbes contenant des restes de *Leptobos etruscus*, d'*Equus stenonis* et *E. stehlini*. J. Agusti (in : Agusti, Moyà-Solà et al. 1987) estime que *L. etruscus* a disparu il y a 1,4 Ma.

Les sédiments du lac 1 peuvent être rattachés à une période de -1,4 à -1,0 Ma (Agusti, Moyà-Solà et al., 1987) grâce à la présence d'*Allophaiomys pliocaenicus*. L'événement de polarité directe pourrait dès lors être rapproché de Cobb Mountain à -1,1 Ma.

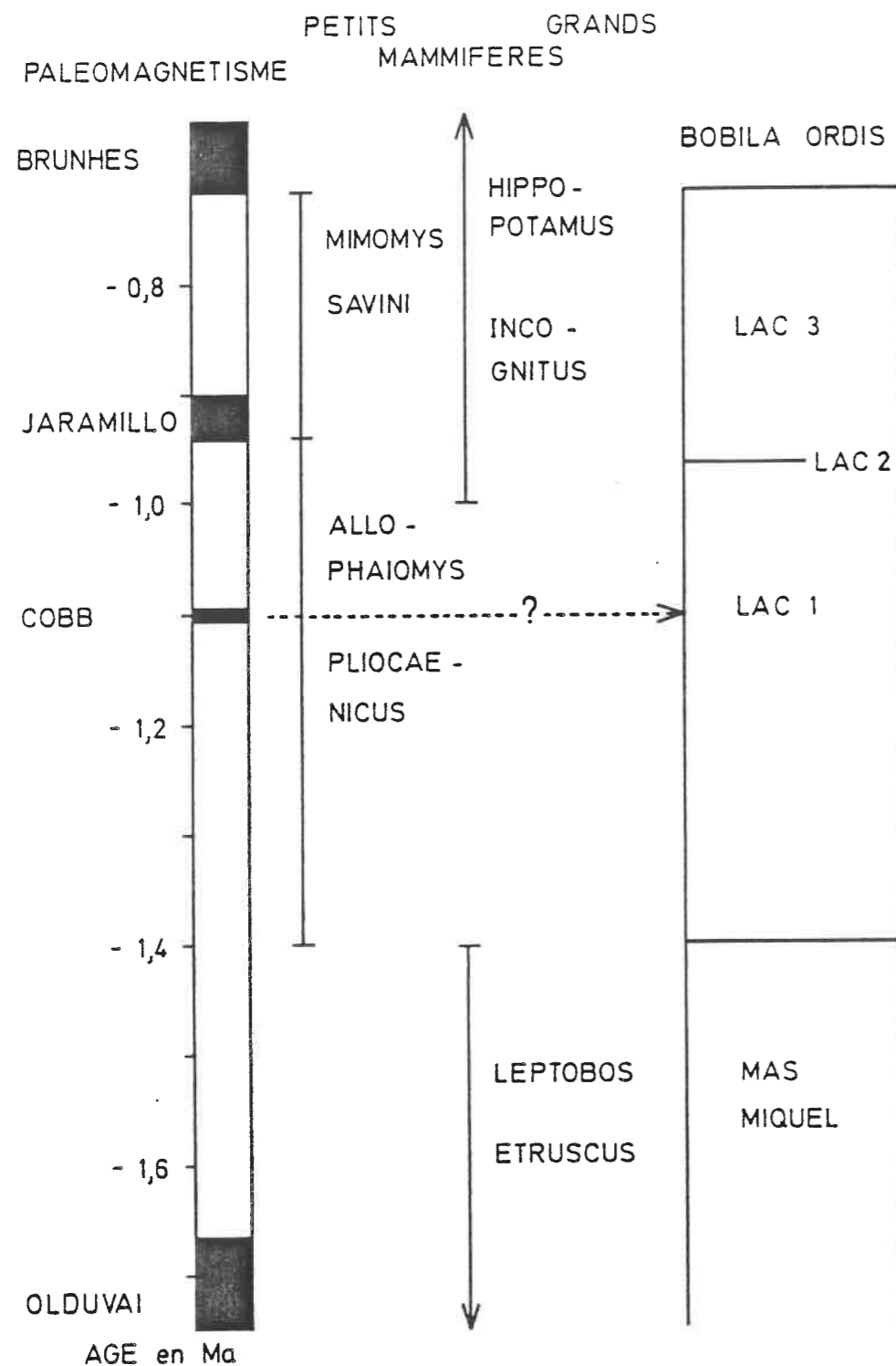
Les quelques espèces fossiles trouvées parmi les ostracodes et les gastéropodes, ainsi que, nous le verrons plus loin, quelques grains de pollen de plantes disparues au nord des Pyrénées avant -2,3 Ma, ne constituent pas des arguments de grande précision. La disparition de ces taxons est en effet mal connue.

De plus les deux éléments de datation du sondage BO IV proviennent de la partie au-dessus de la coupure à -20 m. La durée de la lacune étant inconnue, la partie inférieure du sondage n'est pas datée.

Le lac 2 ne fournit aucun indice de datation. La faille qui sépare ses dépôts et ceux du lac 3 est visible. La faille qui sépare les sédiments du lac 1 repose sur les analyses palynologiques.

Le lac 3 contient une série de fossiles trouvés par différentes personnes en des endroits divers et aujourd'hui disparus, ce qui nécessite une certaine prudence. De fréquents restes d'*Hippopotamus amphibius major* Cuvier, déterminés plus tard comme *H. incognitus* Faure (Faure, 1984) ont été trouvés dans ce dépôt. La répartition de cet hippopotame va de -1,0 Ma à -0,03 Ma. Sont à citer aussi : *Cervus philisi* Schaub et *Bos* sp. (Julià, 1980). Une molaire (M² sup.) indique la présence d'un campagnol arhizodonte microtidé (Julià et Suc, 1980). La découverte récente par J. Agusti (comm. pers.) d'une dent de *Mimomys savini* indique la biozone définie par cette même espèce : -0,97 à -0,73 Ma (Agusti, Moyà-Solà et al., 1987). Le dépôt du lac 3 serait donc daté avec assez bien de précision par cette dernière dent.

R. Julià (1980) signale l'existence d'un dépôt ravinant la dalle calcaire de



- tabl.II.4 : Informations chronologiques sur les trois lacs.

Bòbila Ordís qu'il dénomme série 2. Ce dépôt contient des défenses et autres pièces dentaires de *Mammuthus meridionalis* et une molaire de *Sus cf. minor*. Cet auteur propose d'attribuer un âge intermédiaire entre ce que nous appelons le lac 1 et le lac 3. Aucun indice ne permet de situer la série 2 par rapport au lac 2.

7 Synthèse des résultats

Les sédiments du lac 1 sont constitués d'abord d'une quinzaine de mètres très homogènes. Il s'agirait d'une sédimentation en eaux profondes dans un milieu réducteur. Ensuite les faciès changent. De fines laminations apparaissent de 29,17 à 12,63 m indiquant une sédimentation en milieu calme. La tranche d'eau diminue vers le haut du sondage, le sédiment est devenu clair et grossier.

Les gastéropodes terrestres tout au long du sondage signalent l'existence d'un milieu forestier ouvert. Toutefois, vers le haut s'installe une espèce de milieux très ouverts. Le lac a tendance à se combler. Le dernier échantillon indique pourtant une légère remise en eaux.

Les associations d'ostracodes sont constantes sur les 32 premiers mètres. Le milieu devient ensuite de plus en plus saumâtre et la tranche d'eau de plus en plus mince pour devenir intermittente vers le haut. Les caractéristiques de l'eau du lac, que gastéropodes et ostracodes montrent très variables, suggèrent des variations climatiques que la palynologie va mettre en exergue. La partie supérieure du sondage, au-dessus de -20 m, peut être datée d'environ -1,1 Ma.

La dalle de Bòbila Ordís qui est raccordée par les ostracodes à la fin du sondage représente une remise en eau du lac.

Le lac 2, représenté par un sédiment aleuritique clair bien structuré, a enregistré des ostracodes de milieu froid.

Le lac 3 a donné lieu à un sédiment micritique noir extrêmement homogène à rapprocher du faciès 5 non structuré. Une cinérite a été trouvée dans le sondage BO II. Elle n'est rattachée pour l'instant à aucun volcanisme connu. Ce dépôt appartient à la biozone à *Mimomys savini*, c.-à-d. entre -0,97 et -0,73 Ma.

Chapitre II.VI : Palynologie des sédiments superficiels du lac actuel de Banyoles

1 - Introduction

Une étude palynologique du sédiment du fond actuel du lac de Banyoles (sédiment de surface) a été entreprise dans le but de connaître le lien entre les spectres palynologiques actuels et les végétations locale, régionale et lointaine.

L'influence du site de l'échantillon dans le lac, de l'épaisseur de la tranche d'eau et de la lithologie a été analysée tour à tour.

2 Les échantillons

Le lac actuel de Banyoles (fig.II.9) est composé de trois lobes principaux. L'eau du lac provient majoritairement de cinq conduits sous-lacustres. Quelques petits canaux affluents contribuent aussi à l'alimentation du lac, à partir souvent de petits étangs voisins, eux aussi alimentés par artésianisme.

Les échantillons ont été prélevés sur le fond du lobe méridional en quatorze endroits différents, le 1er juin 1989, (fig. II.22) à l'aide d'une petite drague, à partir d'une barque.

Les profondeurs d'eau varient de 1 m à 50 m. Un niveau de vase flottante est en suspension sous l'isobathe de 30 m environ. Cette vase est soutenue par la pression exercée du bas vers le haut par les sources sous-lacustres (Sanz, 1985). La drague l'a traversée jusqu'à environ 50 m de profondeur. D'après M. Sanz, la granulométrie indique une prédominance de limons et d'argiles. La fraction sableuse est formée de cristaux de calcite, de gypse et des débris de fossiles (ostracodes, charophytes, serpulites et foraminifères). Les foraminifères proviennent des formations marneuses de l'Eocène tandis que la plupart des autres fossiles sont contemporains. Les trois

échantillons 11 correspondent à cette vase flottante.

L'échantillon 10 est un bloc d'oncolithe. Ces oncolithes sont surtout fréquents près de la rive nord-ouest du lac à une profondeur de 1,50 m. Ils sont à moitié enfouis dans la boue du fond, de telle manière que leur partie inférieure entre en contact avec une boue réduite noire sous-jacente. La boue en surface est claire et oxydée (Juliá, 1980). Ces oncolithes présentent les faciès typiques de croissance algale en couches qui enveloppent un noyau formé souvent d'un mollusque.

La couleur des échantillons humides est établie d'après la chartre de Munsell. Leur description est la suivante (tabl.II. 5) :

éch.	prof.	Couleur	Granulométrie
1	2,0	10YR 5/1	granulo-sableux avec concrétions
2	2,0	10YR 5/1	idem, fraction fine un peu plus importante
3	1,6	7,5 Y 5/1	limono-sableux
4	1,0	7,5 Y 3/1	limono-sableux, riche en débris organiques, feuilles, etc... vase organique à l'embouchure d'un petit canal
5	19	7,5 Y 7/3	limoneux
6	1,5 à 8		sable travertineux et graviers
7	14	10Y 5/1	sablo-limoneux
8	18	5GY 6/1	limoneux
9	18	5GY 6/1	limoneux
10	1,0		oncolithe
11	50	7,5 Y 7/2	limoneux, vase flottante
11bis	50	7,5 Y 7/2	idem
11ter	50	7,5 Y 6/2	idem
12	22	5 G 3/1	sable travertineux à matrice limoneuse
13	2	7,5 Y 6/1	sable travertineux

tabl. II.5

Les échantillons ont été livrés à l'analyse palynologique. Une analyse des ostracodes (systématique et microchimie) est en cours (M. Coen et G. Wansard, comm. pers.) sur un échantillon de sable très grossier, jaune, provenant d'une prairie à Characées, du lobe sud du lac, près de l'étang de Vilar.

Tous les échantillons proviennent de l'interface eau-fond du lac. Ils sont supposés synchrones et subactuels.

3 Description des spectres palynologiques

Treize échantillons sur les quatorze ont été analysés. Ils sont tous riches en palynomorphes : pollen, spores, algues diverses (diatomées, Zygnemataceae,...), Thécamoebiens...

Les figures II.23 et II.24 présentent les spectres détaillés, organisés selon leur localisation géographique : rive ouest (éch. 1 à 4), rive sud (éch. 6 à 10) et rive est (éch.

11 à 13) du lac.

En général, la quantité de grains de pollen d'arbre est très élevée entre 55% et 80% (limite entre les classes 1-4 et les classes 5-9). Pour des sédiments contemporains et subactuels, une nette hétérogénéité apparaît entre les spectres (fig. II.23 et II.24).

Pour les Gymnospermes, les pourcentages de *Pinus* varient de 24 à 51%. Il n'y a pas de *Picea*. Les grains d'*Abies* sont relativement rares.

Pour la forêt caducifoliée, les grains de pollen de Chênes caducifoliés dominant. Les arbres des bords de l'étang (*Alnus glutinosa*, plusieurs espèces de *Salix*, *Fraxinus angustifolia* principalement, et une partie des *Populus*) sont bien représentés par leur pollen. Le pic d'*Alnus* se trouve dans un échantillon pris à l'embouchure d'un petit canal affluent. De rares grains de pollen d'*Ulmus*, probablement *U. minor*, sont présents. *Platanus hybrida* et diverses espèces de *Populus* plantés, produisent beaucoup de pollen. On notera l'extrême rareté du pollen de Charme. *Fagus* est représenté par de rares grains. En ce qui concerne la végétation méditerranéenne, les Chênes verts, *Olea*, *Pistacia* et *Buxus* atteignent aussi de forts pourcentages.

Au sein des herbacées, les Gramineae dominant, atteignant parfois 10%. *Plantago* a une représentation irrégulière de 0 à 3%. Le pollen des plantes aquatiques (*Emex spinosa*, *Cyperaceae*, *Typha*, *Nymphaea*) et celui des rudérales (Amaranthaceae-Chenopodiaceae) sont peu représentés. On notera l'absence de pollen de *Cladium mariscus* et de *Thelypteris palustris*, plantes qui sont pourtant signalées dans la flore locale (Girbal et Polo, 1986).

Le nombre de grains comptés divisé par le nombre de taxons exprime la richesse floristique (tabl.II.6).

Echantillon	Nombre de grains	Nombre de taxons	Richesse floristique
3	382	37	10,3
2	340	31	11,0
1	418	33	12,7
4	256	36	7,11
6	476	32	14,9
10	275	26	10,6
7	235	26	9,0
8	379	39	9,7
9	489	39	12,5
13	229	24	9,5
12	426	35	12,2
11	180	35	5,1
11bis	240	33	7,3

tabl.II.6

4 Interprétation des spectres palynologiques

L'interprétation repose sur plusieurs groupements de spectres : selon la localisation géographique de l'échantillon, selon la profondeur et selon le type de sédiment.

4.1 Classement selon la localisation géographique (fig. II.23 et II.24)

Les échantillons à richesse floristique la plus élevée proviennent des vases en suspension (éch. 11 et 11bis) et de l'embouchure d'un petit canal affluent (éch. 4); les échantillons les plus pauvres sont les plus grossiers (1 et 6). L'échantillon 9 est aussi très pauvre.

La proximité des sources polliniques influence le contenu des spectres. L'apport de pollen dans un lac se divise classiquement en trois composantes (Tauber, 1965) : l'apport local, régional et lointain. Dans le cas du lac de Banyoles, l'apport local est en partie aérien mais aussi surtout dû à l'eau de nombreux petits affluents provenant de petits étangs voisins. Les apports régionaux sont essentiellement aériens et lointains car le lac n'a pas d'affluents réels.

La végétation aquatique naturelle et celle de bord de lac sont encore partiellement préservées (Girbal et Polo, 1986) à Banyoles. Des herbiers de *Carex* et joncs et des phragmitaies subsistent encore au nord du lac (Folch, 1981). Cette végétation est fort peu représentée dans les spectres polliniques.

L'échantillon 4 prélevé à l'embouchure du petit canal affluent bordé d'arbres contient un maximum d'*Alnus*, *Salix*, *Populus*.

La végétation naturelle à l'altitude du lac est celle du domaine du chêne vert. Le climat méditerranéen humide de la région de Banyoles repousse les éléments xériques vers la côte. Le chêne vert et les pistaciers sont bien enregistrés.

Les reliefs environnants, à l'ouest du lac, jusqu'à 1000 m de hauteur, portent une végétation de chênes caducifoliés. Ils sont aussi bien enregistrés.

La Hêtraie à Hellébore verte se trouve entre 1000 et 1400 m, mais dans la plaine d'Olot, à 20 km environ, elle descend exceptionnellement jusqu'à 600 m. La Hêtraie à sous-bois de buis se rencontre en Garrotxa dans la Serra de Finestres, à 12

kilomètres à l'ouest de Banyoles. Le sommet de certaines collines atteint déjà le domaine du hêtre (*Helleboro-Fagetum*), par exemple en Garrotxa, sur le Puigsacalm. Très peu de grains de *Fagus* ont été relevés. On sait par ailleurs que le Hêtre est en général sous-représenté dans les spectres polliniques (de Beaulieu, 1977).

La végétation lointaine n'est représentée que faiblement, par quelques grains d'*Abies* uniquement. Les sapinières les plus proches se trouvent dans les Pyrénées et sur le Montseny (Bolos et Vigo, 1984). Le *Goodyera-Abietetum* occupe surtout le versant nord, c.-à-d. le versant humide, dans le val d'Aran entre 1000 m et 1600 m (Folch, 1981).

L'influence anthropique est inégalement marquée dans ces spectres. L'abondance des champs de céréales n'est pas bien illustrée. Ces Graminées sont majoritairement cléistogames, ce qui explique leur si faible représentation dans les spectres polliniques actuels. Sont plus représentatifs les pourcentages de *Plantago*, de rudérales (*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*) et des arbres plantés : *Platanus*, *Populus*, *Moraceae*, *Olea*, *Juglans*, *Parthenocissus*...

4.2 Classement selon la profondeur (fig. II.25)

De nombreux auteurs ont analysé les spectres déposés sur le fond des lacs, selon l'épaisseur de la tranche d'eau. Il a été observé par R. Davis L. Brewster *al.* (1969) que "le Pin s'accumule plus en eaux peu profondes". Au contraire, d'autres auteurs estiment que *Pinus* est sur-représenté au centre des lacs (Nichols, 1967). Cette dernière observation s'applique à nos échantillons (fig. II.25).

Les arbres de milieux humides sont bien représentés par leur pollen, surtout dans les sédiments de faible profondeur : *Alnus*, *Populus* et *Salix*. Il est bien établi que l'apport pollinique local se marque mieux dans les sédiments peu profonds des bords de lacs (Moore et Webb, 1978).

A Banyoles, les échantillons du centre du lac (11 et 11 bis), à 50 m de profondeur, enregistrent moins l'apport local et mieux l'apport régional (25% de *Quercus* caducifoliés et rares *Salix*, *Populus*, *Platanus*). Les spectres sont plus homogènes. Ce sont aussi les spectres qui ont la plus grande richesse floristique. Le prélèvement d'un échantillon pollinique significatif d'une évolution climatostratigraphique devrait donc, de préférence, s'effectuer dans les centres les plus profonds des anciens lacs, comme le

conseillent P. Moore et J. Webb (1978). Rappelons toutefois que nos échantillons 11 et 11bis proviennent d'une vase flottante, non déposée sur le fond.

Le choix des sites de prélèvement des échantillons, au fond d'un lac, n'est donc pas sans incidence sur le contenu des spectres.

La figure II.25 donne les échantillons superposés selon l'épaisseur de la tranche d'eau. Il est surprenant de constater qu'une lecture de cette figure, de bas en haut, comme s'il s'agissait d'un diagramme stratigraphique, découvrirait une évolution d'une forêt de chênes caducifoliés vers une forêt de chênes méditerranéens.

4.3 Classement selon la lithologie

Les échantillons sont classés de haut en bas (fig.II.26), du plus fin au plus grossier. On observe les plus forts pourcentages d'*Alnus* dans un sédiment limoneux à limono-sableux. Dans les sédiments les plus fins (éch. 11, 11bis et 8), sont mieux enregistrés *Corylus*, *Quercus*, *Abies*, *Artemisia* et les *Amaranthaceae*-*Chenopodiaceae*. Pour 11 et 11 bis, *Salix* est absent et *Populus* et *Platanus* sont peu abondants. Il serait hâtif d'en tirer des informations sans une étude préalable de la sédimentologie du pollen.

Les seules informations claires s'accordent à un concept bien établi, plus la granulométrie est fine, plus la richesse floristique augmente.

5 Comparaison avec un échantillon de mousse actuel

R. Perez (1987) a étudié un échantillon de mousse flottante prélevé sur le lac. Dans l'ensemble, le spectre pollinique obtenu est plutôt assez semblable à ceux des sédiments de faible profondeur. La mousse enregistre toutefois une légère sur-représentation de la végétation locale : *Alnus*, *Salix* et *Fraxinus*. Les deux types de chênes sont par contre sous-représentés. *Juniperus* est absent dans les sédiments.

6 Quelques données sur les gastéropodes et ostracodes actuels

Le contenu en ostracodes d'un échantillon de prairie à Characées (M. Coen, comm. pers.) s'est révélé très riche. Cet échantillon offre beaucoup de ressemblances avec celui à 12,10 m du sondage BO IV à Bòbila Ordis (chap. II.V) La composition chimique des coquilles du genre *Cyprideis* (rapport Sr/Ca) indiquerait

que le lac actuel est plus salé que la phase la plus salée du sondage BO IV.

L'étude des gastéropodes est en cours (F. Magnin, comm. pers.).

7 Conclusion

La sédimentation pollinique actuelle dans le lac de Banyoles donne des spectres représentatifs de la végétation locale, collinéenne et montagnarde, résultat qui s'appliquera à l'interprétation de nos diagrammes.

La représentativité des spectres polliniques actuels prélevés au fond du lac varie selon la nature et surtout selon les sites d'échantillonnage.

Les sédiments les plus profonds (vase flottante ici) illustrent le mieux la végétation régionale, y compris les apports des reliefs éloignés, comme les Pyrénées. Ceux des faibles profondeurs enregistrent surtout la végétation locale. La granulométrie influence la richesse floristique, cette dernière étant la plus élevée pour les sédiments fins.

Pour l'ensemble des échantillons modernes, malgré les différences, l'interprétation climatique retrouverait bien les conditions actuelles, si toutefois, sont définies au préalable et rejetées les fluctuations de pourcentages non significatives.

Il reste à noter que les échantillons actuels enregistrent tous l'influence du climat méditerranéen. Nous verrons pourtant que nos échantillons du Plio-Pléistocène n'en ont décelé aucune trace.

Chapitre II. VII : La palynologie du secteur de Besalú

1 La platrière d'Incarcal

1.1 Introduction

Divers auteurs ont analysé des échantillons provenant de la carrière d'Incarcal. Cette carrière est spécialement riche en macrorestes foliaires et donc intéressante pour la reconstruction des paléoenvironnements. Toutefois nous allons voir que le pollen présente de sérieux problèmes de conservation.

1.2 Les échantillons palynologiques

Les échantillons proviennent de trois unités lithologiques différentes : les parties les plus marneuses de l'unité inférieure, les calcarénites qui sont exploitées et les argiles de remplissage des dolines (fig.II.7).

Unité inférieure [= unité (2)]

Un échantillon (fig. II.27 et II.28) a été analysé par J.-P. Suc (1980) dans un niveau argileux gris à coquilles de mollusques. Il provient du canal de drainage de la carrière. Nous avons traité 3 échantillons provenant du même endroit mais situés plus profondément que le précédent, soit à -30cm, à -120 cm et à -150 cm. Le premier et le dernier ont donné du pollen (fig. II.27 et II.28). Il s'agit de la même argile noire à cailloux altérés éocènes, à gastéropodes fossiles et traversée de racines actuelles.

En plus, nous avons échantillonné un ravin au sud du canal de drainage. Il s'agit d'une lentille d'argile jaune et brune contenant aussi des cailloux éocènes altérés, des gastéropodes et des morceaux de bois carbonisés. Les deux échantillons se sont révélés stériles.

Unité intermédiaire[=unité (3)]

M.A. Geurts a fait de nombreuses tentatives d'extraction de pollen dans les calcarénites. Elle donne le résultat de 8 analyses (Geurts, 1979) correspondant aux 7 m inférieurs des dépôts accessibles. Nous retenons seulement 3 échantillons qui ont une somme de base acceptable (fig. II.27 et II.28), c.-à-d. à

100 cm, 200 cm et 700 cm de hauteur. Ces trois échantillons sont constitués d'une calcarénite renfermant de la matière organique, le niveau 700 a été prélevé dans un niveau à feuilles.

J.-P. Suc (1980) a traité aussi de nombreux échantillons dont deux seulement ont donné du pollen en quantité suffisante : éch. 2 et éch. 3 (fig. II.27 et II.28). Ces deux échantillons proviennent des niveaux à feuilles fossiles.

Unité supérieure [=unité(4)]

Nous avons prélevé trois échantillons dispersés dans le remplissage karstique riche en restes osseux. C'est une argile oxydée. Ils sont tous les trois stériles.

1.3 Interprétation des spectres

Nous synthétisons les résultats des divers auteurs et des trois unités. En général, le sédiment est pauvre en grains de pollen. Les spectres polliniques sont dominés par les Gymnospermes à l'exception de l'échantillon 2 de l'unité intermédiaire (Suc, 1980). Ils n'ont pas grande signification car le matériel sporopollinique semble avoir été mal conservé.

M.-A. Geurts (comm. pers.) propose une explication pour la mauvaise conservation du pollen des niveaux à feuilles et leur absence des calcarénites. Le pollen se trouvant dans l'air à la saison de la chute des feuilles, a pu être amené dans le lac, collé aux feuilles. Le pollen collé aux feuilles a été exposé tout un temps à l'oxydation avant la sédimentation. Seul le pollen pris entre les feuilles fossiles a pu être partiellement conservé, le pollen des calcarénites d'Incarcal ayant totalement disparu.

L'échantillon 2 contient par contre, divers autres grains de pollen : Cupressaceae, *Quercus*, *Platanus* et Gramineae. A priori, le spectre semble plus fidèle à la réalité. Une comparaison de l'image pollinique aux restes foliaires de ces mêmes niveaux permet d'en apprécier la qualité.

1.4 Comparaison avec la macroflore

De nombreux taxons figurent dans la flore foliaire (Roiron, 1983) dont le pollen est habituellement bien représenté, sont absents des spectres polliniques : *Carpinus orientalis* et *C. betulus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Hedera helix*, *Pterocarya*, *Ilex aquifolium*, *Fraxinus*.

Pour cette raison, nous pensons que le spectre de l'échantillon 2 de l'unité intermédiaire doit être rejeté. Il ne donne pas une bonne image de l'environnement.

1.5 Conclusion

Aucune analyse pollinique ne peut être retenue pour illustrer les paysages végétaux des trois unités d'Incarcal. L'utilisation d'une comparaison avec la liste des

feuilles fossiles met en évidence une mauvaise conservation du pollen.

2 Les tourbes de Marifont

Nous avons prélevé cinq échantillons dans la galerie d'exploitation, de haut en bas sur 50 cm : un échantillon d'argile orange, un échantillon d'argile beige, un échantillon de tourbe (éch. 2), un autre échantillon de tourbe (éch. 1) et un dernier échantillon de calcaire avec des traces de plantes fossiles. Seuls les deux échantillons de tourbe, espacés de 10 cm, ont donné du matériel sporopollinique.

Description des spectres.

La somme de base 1 des diagrammes détaillés et synthétiques (fig. II.29a et b) exclut les spores qui sont répertoriées avec les grains indéterminés et indéterminables dans la somme de base 2.

Les Gymnospermes dominent les spectres : 64% de *Pinus*, moins de 1% de *Abies*, *Picea*, *Tsuga*. Les taxons de la forêt caducifoliée sont représentés par 14% de *Quercus*, 5 à 10% d'*Alnus*, 1% de *Carya*. De nombreux amas d'*Alnus* sont dénombrés dans l'échantillon 2. On notera aussi la présence sporadique d'*Eucommia*, *Pterocarya*, et t.-*Castanea*. Quelques plantes méditerranéennes figurent aussi : *Quercus t.ilex-coccifera*, des *Oleaceae*, *Vitis*. Les *Ericaceae* atteignent 2 à 6%. Les herbacées sont dominées par 3 à 5% de *Cyperaceae*, dont *Cladium cf. mariscus*, et 2% de *Gramineae*. Les spores (hors somme de base 1) sont nombreuses. La présence d'*Osmunda* avec 1 à 3% est remarquable.

La végétation locale est marécageuse. La tourbière, dont l'extension est inconnue, porte au moins localement une Aulnaie à Osmondes. Les *Ericaceae*, les *Cyperaceae*, les *Gramineae*, t.-*Frangula* et les spores participent, pour la majeure partie de leur pourcentage, à cette formation végétale. La végétation régionale a probablement un caractère plus sec : une chênaie avec beaucoup de pins et des îlots de végétation méditerranéenne.

De tels spectres polliniques pourraient être rattachés au Bavelien ou au Cromérien. En effet, une série de plantes amenées à disparaître de ces régions sont encore présentes : *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* et *Eucommia*.

Les spectres de Marifont n'ont pas d'équivalent connu dans les diagrammes du bassin lacustre de Banyoles.

Si les tourbes de Marifont anté-cromériennes sont effectivement plus récentes que les "rhythmites" de Moli Vell, nous pouvons préciser l'âge de Moli Vell. Ce dépôt ne peut être d'âge holsteinien. D'après la palynologie, les deux sites de Marifont et Moli Vell dateraient plutôt du complexe Cromerien ou du complexe Bavelien.

Chapitre II.VIII : Palynologie du secteur de Banyoles

1 Palynologie de Mas Miquel

1 La dalle calcaire de Mas Miquel

M.-A. Geurts (1977 et 1979) a analysé 8 échantillons provenant des 4 mètres supérieurs de la dalle calcaire (fig.II.4). Dans le but d'éliminer toute pollution superficielle qui aurait pénétré les fissures et trous du calcaire, l'auteur a plongé brièvement ses échantillons dans un bain d'acide chlorhydrique (comm. pers.). Le diagramme provisoire (Geurts, 1979) indique des spectres polliniques dominés par les arbres : *Pinus* de 40 à 75%, *Quercus* 15 à 30%, etc... Les herbacées sont surtout représentées par les *Gramineae* et les *Ericaceae*. L'auteur a trouvé sporadiquement du pollen de plantes aujourd'hui disparues de ces régions : *Pterocarya*, *Carya*, *Liquidambar*, *Nyssa*. Son diagramme confirme l'âge Pléistocène ancien proposé par R. Julià.

Vu l'importance du calcaire de Mas Miquel pour l'interprétation des sites voisins, nous avons poursuivi son analyse palynologique sur le même affleurement, en traitant 8 échantillons également répartis sur les 7 m de paroi (fig.II.4). Pour éviter toute pollution, de petits blocs de calcaire massif dépourvus de fissures et trous, ont été débités à la scie.

Cinq échantillons se sont révélés stériles. Trois échantillons ont donné du matériel sporopollinique en faible quantité. La concentration pollinique n'a pas été calculée à cause de la présence de nombreux amas de pollen dans les préparations qui empêchent un bon comptage.

Ces échantillons (tabl.II.7) sont très pauvres. Les grains de pollen sont en excellent état et la plupart contiennent encore leur cytoplasme. Ces pollens sont donc récents et en position post-sédimentaire dans le calcaire. Il n'y a quasi pas de pollen de plantes ayant disparu aujourd'hui d'Europe, à l'exception de deux grains de *Carya* dans l'échantillon 2.

Il y a une grande quantité d'amas de pollen de formes arrondies ou allongées. Ces amas sont formés de taxons divers, les mêmes que l'on trouve à l'état isolé. Un corps d'Arthropode ainsi que des pattes

Tabl. II.7 Spectres

Mas Miquel Carrière	éch. 1	éch. 2	éch. 3
Pinaceae	23	6	45
Pinus		2	
Corylus	2		
Ericaceae	2		1
Quercus caducifolié	1	2	
Q. t. ilex-coccifera	1		5
Carya		2	
Tilia		2	
Tubuliflorae	1		
Cyperaceae		4	
Gramineae	2	6	2
Amas de Gramineae	2		
Sanguisorba cf. minor	1		
Monoletes lisses		5	
Triletes	1		
Triletes lisses		1	
Triletes non lisses		1	
Indéterminés	1		1
Indéterminables	7	2	2
Total	44	33	56
Grain avec cytoplasme	5	6	7
Amas de grains		16	56
Champignon			1
Arthropodes			2

Tabl. II.8 Spectres

Mas Miquel Puits	
Abies	1
Picea	4
Pinus	38
Tsuga	1
Hedera	1
Alnus	1
Betula	1
Carpinus	6
Corylus	1
Ericaceae	3
Fagus	1
Quercus caducifolié	31
Parrotia cf. persica	4
Carya	8
Pterocarya	3
Fraxinus	1
Tilia	1
Celtis	1
Ulmus-Zelkova	4
Amarant.-Chenop.	1
Tubuliflorae	1
Artemisia	5
Cruciferae	1
Cyperaceae	4
Cladium cf. mariscus	1
Gramineae	10
Plantago	1
Typha-Sparganium	1
Monoletes lisses	4
Monoletes non lisses	1
Indéterminables	6
Total	144
Tetraploa	1
Spirogyra	1
Arthropodes	1
Concentricystes	1
Sigmopollis	1
Pediastrum	1

ont été trouvés dans l'échantillon 3, celui qui contient aussi la plus grande quantité d'amas.

Ces amas sont probablement le résultat d'apports récents par de petits Arthropodes : stockage de nourriture ou excréments. Il est connu que les pelotes de petites abeilles sont aussi parfois constituées de pollen de plantes anémogames (Bottema, 1975).

La grande quantité de pollen frais confirme en tout cas l'interprétation d'un âge post-sédimentaire et subactuel. Le pollen identifié est d'ailleurs compatible avec la végétation actuelle de la région.

L'acétolyse, étape classique dans les traitements palynologiques, était pratiquée par M.-A. Geurts, ce qui confère aux grains actuels un aspect fossilisé. De plus le traitement a dispersé les amas. Notre technique originale d'extraction (Dricot et Leroy, sous presse) beaucoup plus douce, permet de déceler les pollutions par du pollen actuel.

Les quelques grains de *Carya*, *Pterocarya*, etc... proviennent fort probablement du calcaire lui-même bien qu'une pollution de laboratoire ne puisse être exclue.

En conclusion, il n'existe pas de diagramme pollinique significatif du calcaire de Mas Miquel, ni de la formation d'Usall. La méthode douce d'extraction du pollen présente l'avantage de déceler les pollutions par des apports actuels, comme les grains avec leur cytoplasme et les pelotes apportées par les insectes. Il faut rester très prudent quant à l'interprétation de spectres polliniques obtenus sur des calcaires massifs recristallisés et fissurés.

2 Spectre du puits de Mas Miquel

L'échantillon est très riche en pollen qui sont en excellent état (tabl.II.8). Le spectre pollinique est dominé par *Pinus* et *Quercus*. De nombreux autres taxons ont été dénombrés dont *Parrotia cf. persica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Tsuga*, *Ulmus-Zelkova*... Ce spectre offre certaines similitudes avec ceux des diagrammes TPII et BOIV. Mais l'étude de ce dépôt étant préliminaire, il est encore impossible de situer stratigraphiquement le spectre du puits de Mas Miquel.

2. Les analyses palynologiques de Tres Pins

1 Introduction

Rappelons que le dépôt de Tres Pins est connu en trois points différents : le puits, profond de 40 m, ainsi que deux sondages (TP I : 19,40 m et TP II : 27,20 m) réalisés de part et d'autre du bar (fig.II.3 et II.14).

Nous allons voir que les 17 m inférieurs de TP II peuvent être découpés en 5 phases sur la base de changements profonds intervenus dans les spectres polliniques, dans les associations des ostracodes et dans les teneurs en carbonates. Le climat généralement tempéré doux et humide est affecté à la phase 2 d'une diminution des précipitations et à la phase 4 d'une diminution des températures.

2 Le sondage TP II

Le sondage de Tres Pins II a atteint le substratum de marnes éocènes à 27,20 m de profondeur. Les dix mètres sommitaux sont jaune-orange, oxydés et stériles en palynomorphes (fig. II.14).

2.1 Les divers diagrammes

Le diagramme (fig.II.30, 31 et 32) comporte 112 échantillons répartis sur les 17,20 m inférieurs du sondage, dont 6 échantillons stériles : 1, 2, 108, 109, 111 et 112. 115 taxons ont été identifiés. Pour chaque spectre, la somme de base est supérieure à 100 grains sans compter *Pinus*, les *Cyperaceae*, ni les spores. Le calcul de la concentration a été effectué (annexe : tabl. A. 1).

Pour mieux comprendre l'évolution du couvert végétal, des diagrammes ont été établis d'après trois types de sommes de base différentes. Il s'agit de trois variantes de la somme de base 1 (chap. I.II).

Type 1 = somme de base 1
 Type 2 = somme de base 1 - (les spores + les *Cyperaceae*)
 Type 3 = type 2 - *Pinus*

Un premier type de somme de base (n°1) comprend tous les taxons hormis les indéterminés et indéterminables, et seul un diagramme synthétique de ce type a été dessiné (fig.II.17 et II.33a). Un second type (n°2) exclut les spores et les Cyperaceae. Sous cette forme existent un diagramme synthétique et un diagramme détaillé (fig.II.30 et II.33b) qui ignorent la végétation palustre et sont ainsi plus aptes à caractériser l'évolution de la végétation régionale. Un troisième type de somme de base (n°3) exclut, en plus, *Pinus* abondant à tous les niveaux et susceptible d'être largement allochtone. Un diagramme détaillé et un diagramme synthétique sont proposés (fig.II.31 et 33c) pour éclaircir encore l'information. Le commentaire initial s'amorce sur le type n°2 de somme de base et si nécessaire, le commentaire se précise d'après les deux autres types.

Le diagramme de TP II peut être subdivisé en cinq phases, de la base au sommet (fig. II.30):

- ensemble 1, échantillons 3 à 11, 1,50 m d'épaisseur
- ensemble 2, échantillons 12 à 32, 3,10 m d'épaisseur
- ensemble 3, échantillons 33 à 76, 6,45 m d'épaisseur
 - 3a : échantillons 33 à 53
 - 3b : échantillons 54 à 57
 - 3c : échantillons 58 à 76
- ensemble 4, échantillons 77 à 90, 2,00 m d'épaisseur
- ensemble 5, échantillons 91 à 110, 4,15 m d'épaisseur.

Une première publication résultait de l'analyse de 84 échantillons (Leroy, 1987; fig.II.17). La maille a depuis été resserrée par endroits pour atteindre 112 échantillons. Ce supplément a décelé certaines fluctuations (voir *infra*). Les numéros d'ordre des 84 premiers échantillons et des spectres supplémentaires sont indiqués au tableau en annexe A.1, ainsi que la description lithologique, la concentration pollinique, la position dans le sondage (carottier et profondeur), les trois sommes de base...

2.2 Description

Pour l'entièreté du diagramme, le nombre de grains indéterminables fluctue autour de 4%, sans zones particulières de moins bonne conservation.

Ensemble 1

Le sédiment est pauvre en pollen et en spores (tabl. A.1), d'environ 2000 gr./g. Les échantillons 1 (marnes éocènes) et 2 sont stériles. L'échantillon 11 atteint 8505 gr./g.

Hormis *Pinus* (\pm 54%), ce mètre cinquante voit la dominance conjointe de quatre éléments forestiers *Quercus* (20%), *Carpinus* (10 à 13%), *Carya* (8 à 10%) et *Ulmus-Zelkova* (5 à 8%). D'autres taxons forestiers s'y ajoutent, atteignant ensemble jusqu'à 10% : les Ericaceae (2%), *Pterocarya* (1%), *Tilia* (1%) et *Fagus* (<1%). *Picea* a des pourcentages assez variables : entre 1 et 9%. Il y a très peu de grains d'*Abies*.

Au sein des herbacées, les Gramineae dominent avec \pm 7%, avec ensuite *Artemisia* aux pourcentages très variables (de <1% à 4%). On note encore la bonne représentation des monoletes lisses et non lisses, de *Pteris*.

Signalons en outre quelques rares taxons remaniés provenant du substratum éocène.

Ensemble 2

La concentration pollinique (tabl. A.1) est d'environ 3000 gr./g pour les échantillons 12 à 16, 24 et 28. Les valeurs deviennent ensuite plus élevées, de l'ordre de 30000 gr./g.

Les spectres de l'ensemble 2 sont très différents des précédents. Avec 87%, *Pinus* domine largement. Les herbacées sont nettement mieux représentées : les Gramineae et les Compositae montrent ici des maxima respectifs de 21,3% et 7,6% (Ligulifloreae : 6,8%, *Centaurea* présente). Amarantaceae-Chenopodiaceae (<1%), Caryophyllaceae (<1%), *Euphorbia* (<1%), Ranunculaceae (<1%), sauf pour l'échantillon 16 avec 28%), *Typha-Sparganium* (de <1% à 8%), Umbelliferae (<1%) montrent ici leurs pourcentages les plus élevés. Dès l'échantillon 17, s'observe une nette régression des Ericaceae. On note encore de petites poussées de *Typha-Sparganium*, de Cyperaceae, ainsi que la présence de *Populus*, *Ephedra* et *Pinus* t.-haplostellé. *Picea* est bien représenté au début et à la fin de cet ensemble (échantillons 12, 13 et 32). *Abies* commence à réaliser des pourcentages supérieurs à 1 à la fin de l'ensemble 2.

Ensemble 3

La concentration varie de plus de 52000 à 12000 gr./g, sauf aux échantillons 53, 60 et 70 pour lesquels on observe des valeurs inférieures à 6500 gr./g (tabl. A.1).

Sous-ensemble 3a

Les concentrations polliniques sont moyennes. Elles diminuent de 40000 à 20000 gr./g.

Les taxons de l'ensemble 1 reprennent de l'ampleur entre les échantillons 29 et 33, soit sur 70 cm seulement. Le détail des analyses montre toutefois une diversité taxonomique légèrement atténuée. La forêt caducifoliée reste dominée par les quatre mêmes taxons : *Quercus* (qui décroît de 18 à 7%), *Carpinus* (qui varie fort mais tend à augmenter, environ 15%), *Carya* (qui augmente de 6 à 12%), *Ulmus-Zelkova* (6%). *Fagus* est plus discret qu'à l'ensemble 1 ainsi que *Pterocarya*, *Tilia*, Ericaceae, *Parthenocissus*. *Abies* augmente fort par rapport à l'ensemble 1 ainsi que *Parrotia* et *Corylus* dans de moindres proportions. La représentation des herbacées est similaire à l'ensemble 1 avec cependant une augmentation de *Typha-Sparganium* et une diminution de *Thelypteris* et *Pteris*.

Sous-ensemble 3b

La concentration pollinique est d'environ 12000 gr./g sauf l'échantillon 56 avec 44642 gr./g.

Ce sous-ensemble est caractérisé par une augmentation de *Pinus*, *Abies*, *Picea* et *Cyperaceae* et une réduction des pourcentages de *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus-Zelkova*, *Corylus*, *Parrotia*, *Ericaceae*, *Tilia*, *Gramineae* et *Artemisia*. Il n'y a pas d'*Alnus*, pourtant présent dans les sous-ensembles 3a et 3c.

Sous-ensemble 3c

A l'exception de concentrations polliniques plus élevées d'environ 20000 gr./g, l'ensemble 3c rappelle les conditions de la sous-phase 3a. Il y a toutefois une augmentation de *Betula*, *Parrotia* et *Pterocarya*. Quatre taxons voient ici le maximum de leur représentation de tout le diagramme : *Myrica*, *Artemisia*, *Rosaceae* et *Typha-Sparganium*. Le centre de ce sous-ensemble a enregistré des pourcentages plus faibles en *Picea* et *Abies*.

Ensemble 4

Les 4 échantillons 78, 81, 82 et 90 ont des concentrations supérieures à 70000 gr./g. L'échantillon 86 est plus pauvre : 11300gr./g (tabl. A.1).

L'ensemble 4 se caractérise par le développement extraordinaire de certains taxons. Les *Cyperaceae* atteignent des pourcentages très élevés, parfois jusqu'à 72%, (éch. 81 et 82). A l'échantillon 84, on compte 72% de monoletes lisses et à l'échantillon 85, 60% de monoletes non lisses. Les *Cyperaceae* et les monoletes se présentent parfois encore en amas, fragments d'étamines ou de sporanges (fig. II.16).

Pinus atteint 63% dans les échantillons 78 et 85. C'est dans cet ensemble qu'*Abies* livre ses pourcentages les plus élevés 15%. *Corylus*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Parrotia* et *Eucommia* régressent. On notera la présence de *Salix* et *Populus*. Le taxon principal de la forêt caducifoliée est *Carpinus* (~13%). *Quercus* fluctue très fort, de moins de 3% à plus de 20%. Sont stables : *Carya* (5%) et *Ulmus-Zelkova* (4%). Les deux types de *Typha* et *Potamogeton* disparaissent. *Calystegia* connaît une poussée petite et unique (3% aux éch. 81 et 82). *Artemisia* se réduit fortement mais les autres *Compositae* augmentent discrètement.

Ensemble 5

La concentration (tabl. A.1) est encore assez élevée. Elle se situe vers 40000 gr./g, sauf pour l'échantillon 105 avec 90370 gr./g. Les échantillons 108, 109, 111 et 112 sont stériles. Ils proviennent de la zone oxydée du sondage. L'échantillon 110 ne contient que 110 gr./g et n'est donc pas significatif. Les grains de pollen et spores y sont affectés d'une mauvaise conservation, comme l'indiquerait le nombre très réduit des *Pinus* et *Picea*. Cette suggestion, contraire aux idées en cours, est étayée dans un chapitre ultérieur (chap. IV.I).

Abies donne encore de forts pourcentages au début de cet ensemble.

Quatre taxons dominent : *Carpinus* (16-19%), *Quercus* (15%), *Carya* (7-9%) et *Ulmus-Zelkova* (6%). *Corylus* (2 à 3%) atteint des pourcentages maxima. *Eucommia* ne réapparaît quasi plus. Les différences avec le sous-ensemble 3c sont : moins de *Quercus*, pas d'*Eucommia*, plus de *Corylus*. *Parrotia*

cf. *persica* retrouve les pourcentages de l'ensemble 3c.

Parmi les herbacées, on constate moins d'*Artemisia* qu'à l'ensemble 3c, ainsi que moins de *Gramineae* et de *Typha-Sparganium*. Pour la première fois *Typha* cf. *latifolia* atteint des pourcentages similaires à *Typha-Sparganium* (1 à 2%). Les *Cyperaceae* reviennent à des valeurs plus basses (4%) tandis que les monoletes non lisses oscillent autour de 20%. Les monoletes lisses atteignent encore par trois fois des valeurs très élevées, éch. 105, 106 et 107 : plus de 30%.

La plupart des *Cyperaceae* appartiennent au taxon *Cladium* cf. *mariscus* (pl.1, fig. 10 et 11). Un autre type de *Cyperaceae* apparaît dans l'ensemble 4. La majorité des monoletes non lisses est *Thelypteris* cf. *palustris* (pl.1, fig. 1 et 4), et probablement aussi une bonne partie des monoletes lisses.

2.3 Interprétation

Phase 1

Les spectres polliniques indiquent l'existence d'une forêt caducifoliée, probablement une chênaie-charmaie. Elle est très diversifiée car de nombreux taxons jouent un rôle secondaire. Cet étage forestier, assez fermé, serait relayé en altitude par *Fagus*, *Picea* et une partie des *Ericaceae*. Avec la somme de base de type n° 3 (fig.II.31), la dominance de *Quercus* sur les autres taxons forestiers se marque bien.

Phase 2

Le recul très net des pourcentages des taxons de la forêt caducifoliée s'opère au bénéfice des éléments de milieux ouverts à *Pinus* et herbacées, surtout les *Composées*. *Populus* bordait peut-être les rives du lac. Cette association indique un milieu devenu steppique, où la production pollinique locale s'amenuise.

Phase 3

Sous-phase 3a : Les spectres indiquent que la forêt caducifoliée dominée par *Quercus* se développe à nouveau. Cette recolonisation a donné une forêt différente, avec une diversité spécifique légèrement atténuée suite à des disparitions lors de la phase précédente, comme *Pteris* notamment. Les pourcentages élevés dans la phase 1 de *Fagus*, des *Ericaceae*, de *Pterocarya* et de *Tilia* ne se retrouvent plus ici. Les taxons de la forêt caducifoliée ont légèrement diminué. En effet, au début de la phase 3a,

celle-ci apparaît très bien développée, pour ensuite décroître doucement, évolution qui se poursuit même dans la phase 3b. Avec la phase 3c, la reprise est très nette.

Sous-phase 3b : On enregistre le recul de la classe 2, hormis *Carya*, et une augmentation des Gymnospermes d'altitude (*Abies* et *Picea*). Si la cause de ce changement est d'origine climatique, le milieu reste humide mais plus frais.

Sous-phase 3c : Le climat serait légèrement plus frais. Cela ne se marque pas par les pourcentages de la forêt caducifoliée qui restent élevés mais par les types de taxons (*Betula*, *Artemisia*,...).

En bref, pour la phase 3, l'évolution de la végétation a été interrompue probablement par une légère diminution de la température.

Phase 4

La concentration pollinique est assez élevée car une production locale de plantes de milieux humides vient s'ajouter à la production plus régionale. Les échantillons 78, 81 à 83 contiennent beaucoup de Cyperaceae, l'échantillon 84 et 90, beaucoup de monoletes lisses et l'échantillon 85, des monoletes non lisses.

Les pics à *Cladium* cf. *mariscus* et à *Thelypteris* cf. *palustris*, la présence d'amas de grains de ces deux espèces ainsi que la quantité de spores à périspore intacte, indiquent un transport très court. A proximité de l'emplacement du sondage, l'étendue des berges du lac s'est accrue. Localement, un paysage ouvert et humide s'est installé, colonisé par des Ptéridophytes et les Cyperaceae.

En outre, bien que le diagramme indique des pourcentages plus faibles pour la forêt caducifoliée, celle-ci reste bien présente et se diversifie. *Calystegia*, *Salix* et *Abies* surtout indiqueraient des températures un peu plus fraîches.

La représentation des herbacées des milieux xériques augmente légèrement. Quelques espaces ouverts assez restreints se développent avec *Pinus* et les herbacées.

L'interprétation de cette phase doit tenir compte des fluctuations du plan d'eau. Dans cette région karstique, il peut s'en produire sans changement climatique. Toutefois,

nous pouvons tenter de déceler un changement climatique éventuel. Si l'on exclut des spectres, les grains de *Pinus*, les Cyperaceae et les spores (somme de base de type n°3, fig.II.31 et 33c), on constate que la forêt caducifoliée ne recule que légèrement. Or, l'accroissement des grains de *Pinus* peut s'expliquer par l'ouverture locale du paysage, propice à l'augmentation proportionnelle des apports plus lointains tels que *Pinus*. *Calystegia*, une liane, renforce cette idée d'ouverture du paysage. *Abies*, un conifère mal représenté par son pollen, a une abondance relative dans la phase 4 qui implique donc une source proche du lac. Le diagramme synthétique, avec une somme de base de type 3 (fig. 33c), montre une récession très brève de la forêt caducifoliée où les conifères prennent de l'importance. Cette récession se déroule seulement sur 5 échantillons, sur 70 cm de sédiment.

On pourrait attribuer ce changement du couvert végétal en dehors du marécage à une baisse légère des températures, sans modification notable de la quantité de précipitations. Les conséquences sur la végétation locale marécageuse (somme de type n°1, fig.II.33a et II.17) sont très importantes.

Les effets d'une légère baisse de température soupçonnés à la phase 4 expliqueraient pour la phase 5 la quasi disparition d'*Eucommia* réputé plus thermophile. L'examen des spectres polliniques pourrait admettre que la phase 5 a été un peu plus fraîche que la phase 3.

Phase 5

L'augmentation des pourcentages des taxons de la forêt caducifoliée semble répondre à la colonisation par cette forêt d'une partie des rives rendues marécageuses à la phase précédente. Ce recul des berges marécageuses est aussi indiqué par le retour à de bas pourcentages des Cyperaceae. Le maintien des *Thelypteris* et le retour des *Typha* résultent de la persistance de fonds humides nettement plus pauvres en Cyperaceae qu'à la phase 4.

2.4 Apport avantageux de 28 échantillons supplémentaires (112-84)

Une première étude se limitait à 84 échantillons (Leroy, 1987; fig.II.17). Porter ce nombre à 112 a mis en évidence quelques petites fluctuations (par exemple à 73, 54,

55, 56, 38) et en a confirmé d'autres comme 14-15, 16-17, 34 à 37 (fig. II.32). La division en trois de la phase 3 s'est aussi bien assise sans toutefois mettre en lumière un éventuel dynamisme de végétation, par remplacement d'un arbre par un autre suite à une amélioration climatique.

2.5 Synthèse des informations : pollen, ostracodes et carbonates

Phase 1

Les carbonates ont des teneurs moyennes. Le pollen indique une forêt bien développée avec beaucoup d'espèces forestières différentes.

Phase 2

Des gastéropodes de milieux temporaires et les ostracodes d'eau saumâtre et temporaire sont présents. Les teneurs en carbonates augmentent très fort et leurs faciès indiquent des milieux littoraux.

Les spectres polliniques donnent l'image d'une steppe à Liguliflores. Le climat est donc sec. Nous verrons par ailleurs (lac 2 de Bòbila Ordis) qu'une steppe à Liguliflores correspond à de températures un peu plus basses.

Phase 3

Le climat serait tempéré humide et modérément chaud. Un court événement un peu plus frais (3b) vient interrompre le développement de la végétation et maintenir une série d'arbres de milieu modérément frais. Prétendre à plus de précision nous paraît utopique.

Phase 4

Le pollen montre surtout le développement d'une végétation de berges marécageuses. Les ostracodes par contre indiquent un refroidissement des eaux. Cette chute de la température n'est pas incompatible avec nos spectres polliniques. Ils recèlent quelques taxons qui pourraient aussi indiquer une modification de la température. L'augmentation de la teneur en carbonates et leur faciès moins fin sont compatibles avec une faible tranche d'eau et un site de sédimentation en eaux agitées.

Phase 5.

La phase 5 correspond au sommet du comblement du lac. Une végétation marécageuse se maintient par endroit, la plupart des ostracodes disparaissent jusqu'à la fin de cette phase 5. Les gastéropodes terrestres sont seuls présents. Ils caractérisent un milieu forestier humide, fermé et frais.

3 Le puits du bar

L'échantillon de tourbe provenant d'une profondeur estimée à 30 m environ et prélevé dans les déblais, a montré pour un comptage sur 127 grains (tabl. II.9) la présence d'abondants grains de *Pinus*. Les éléments de la forêt caducifoliée sont dominés par *Quercus* (15 grains), *Carya* et *Ulmus-Zelkova*. Ce spectre n'a aucun équivalent dans ceux des deux sondages voisins. Notons cependant que la liste des taxons n'est pas incompatible. Il est possible que l'échantillon prélevé à une plus grande profondeur se place dans une phase d'évolution antérieure au diagramme de TP II. La présence du substrat éocène, à 27,20 m seulement de profondeur et à 15 m environ de distance, suggère aussi l'existence de failles à l'intérieur d'une poche de dissolution et donc peut-être de dépôts d'âges différents à des profondeurs similaires.

4 Le sondage TP I

4.1 Les échantillons

Sept échantillons répartis sur l'ensemble du sondage ont été traités : à 19,30 m, à 19,25 m, à 17,05 m, à 13,05 m, à 10,75 m, à 8,35 m et à 2,55 m (fig. II.14). Le reste des carottes de TP I a été détruit accidentellement.

Seuls les cinq échantillons inférieurs ont donné du matériel sporopollinique (fig. II.34 et 35) en quantité faible. Les échantillons 6 et 7 sont stériles car ils proviennent des dix premiers mètres qui sont complètement oxydés.

La somme de base 1 du diagramme détaillé (fig. II.34) exclut les spores, qui sont incluses toutefois dans la somme de base 1 du diagramme synthétique (fig. II.35).

A côté du pollen et des spores de Ptéridophytes et Bryophytes, d'autres microfossiles sont observés : une spore sans marque trilète ressemblant à celle de *Lycopodium* (pl. 4, fig. 9) (éch. 1 et 2), *Spiniferites* (éch. 1, 2, 3 et 5), *Concentricystes* (éch. 2, 3 et 4), des champignons (éch. 2), des diatomées (éch. 5), des grains remaniés (éch. 5) et divers autres microfossiles indéterminés.

Tabl.II.9 : Spectre pollinique de la tourbe du puits de Tres Pins à -30m

Abies	1
Picea	4
Pinus	80
Ericaceae	2
Quercus	15
Q.t. ilex-cocc.	1
Carya	4
Ulmus-Zelkova	4
Amar.-Chenopod.	1
Cyperaceae	1
Gramineae	1
Monoletes lisses	2
Indéterminables	10
Indéterminés	1
Total	127

4.2 Description des spectres

Les grains de pollen et spores sont en assez mauvais état de conservation. Ils sont pliés et cassés. Le nombre d'indéterminables varie entre 5 et 14%.

Les spectres ne montrent pas de grandes différences entre eux. Les pourcentages de *Pinus* dominant partout largement (de 67 à 96%).

Il y a des pourcentages très élevés de cf. *Lycopodium* dans les échantillons 1 et 2 ($\pm 30\%$), des pourcentages relativement plus élevés d'Ericaceae, d'*Ulmus-Zelkova* et de Gramineae dans l'échantillon 1, d'*Alnus*, de *Quercus* et de *Carya* dans l'échantillon 4, d'*Elaeagnus* dans l'échantillon 5.

4.3 Interprétation

Sous les dix mètres oxydés en continu (fig.II.14), le sédiment présente encore quelques passées oxydées. Le matériel du sondage de TPI est dans l'ensemble plus grossier que celui du sondage TP II. Il est plus riche en aleurites. Certains microfossiles indiquent un remaniement depuis l'Eocène encaissant (*Spiniferites*, les grains de pollen et spores remaniés) et d'autres suggèrent un ruissellement (*Concentricystes*). Cf. *Lycopodium* atteint 30%. Comme il s'agit d'une spore très résistante, on peut supposer que son abondance résulte de la disparition sélective d'autres grains moins résistants. Cette abondance pourrait aussi indiquer la proximité de milieux à faible profondeur d'eau et à forte énergie qui aurait dégradé mécaniquement les grains.

Les spectres de TP I ne donnent pas une bonne image pollinique de la végétation. Ils proviennent d'un milieu de sédimentation influencé par des conditions locales comme la proximité des rives. Les deux seules informations sont l'existence de milieux humides de faible profondeur et un âge antérieur au Pléistocène moyen, vu la présence de cf.-*Lycopodium* et de taxons aujourd'hui disparus d'Europe.

4.4 Corrélation avec TP II

Vu la proximité des sondages TP I et TP II, distants d'une douzaine de mètres seulement, on doit supposer que les deux sondages appartiennent au même dépôt. Les spectres de TP I, assez altérés, ne sont pourtant pas assez similaires de ceux de TP II aux mêmes profondeurs; les taxons restent les mêmes mais les pourcentages varient. Il

se peut qu'une faille normale, subverticale sépare les sédiments des 2 sondages. Ce type de faille d'effondrement est fréquent dans les remplissages de cuvettes karstiques de la région de Banyoles.

5 Conclusion

En conclusion, une forêt caducifoliée de climat tempéré humide et moyennement chaud régresse à deux reprises. A la phase 2, le climat s'assèche et devient probablement plus froid. A la phase 4, le climat est nettement froid. Ces résultats ont été obtenus grâce à la complémentarité des informations climatiques données par le pollen et les ostracodes.

Le diagramme pollinique de TP II illustrerait une portion tempérée fraîche d'un interglaciaire affectée de courts événements.

Deux dépôts tout proches, TP I et le puits, semblent ne pouvoir se raccorder à TP II du fait de failles.

Rappelons que l'âge du dépôt n'est pas connu. D'après la palynologie et la présence de taxons disparus aujourd'hui d'Europe, il pourrait dater du Pléistocène ancien, sans plus de précision.

3. Bòbila Ordís : les analyses palynologiques du lac 1

1 Introduction

Une tentative d'analyse palynologique sur le calcaire de la dalle de Bòbila Ordís a confirmé la stérilité du matériel (Julià et Suc, 1980). Une bonne concentration pollinique, par contre, est apparue sous la dalle, dans notre sondage de 52,14 m. De nombreuses fluctuations des températures, des précipitations et de l'épaisseur de la tranche d'eau sont notées.

2 Description

Le sondage BO IV a donné 146 spectres polliniques, résultat du comptage de plus de 60000 grains de pollen et spores (fig.II.36 et 37). Le diagramme se subdivise en 10 ensembles polliniques. Les données concernant les sommes de base, les profondeurs, les lithologies des échantillons et les concentrations polliniques, sont rassemblées en annexe dans le tableau A.2. Le diagramme détaillé est présenté en deux parties vu sa longueur (fig.II.36 a et b). Le diagramme synthétique reprend tous les échantillons (fig.II.37). Les pertes lors du sondage sont indiquées dans la colonne à droite du diagramme synthétique (fig.II.37).

- L'ensemble 1 : 52,10 à 32,10 m, échantillons 1 à 41.

Il s'agit de l'ensemble le plus long, divisé en deux sous-ensembles.

Sous-ensemble 1a, de 52,10 à 37,20 m, échantillons de 1 à 30.

La concentration pollinique est moyenne, soit de 40000 gr./g environ. L'échantillon 25 est stérile et les deux suivants sont très pauvres, d'environ 4500 gr./g.

Les spectres sont dominés par *Pinus* avec 45%. *Abies* donne ici son maximum à ~2%, avec des pointes de 4%, avant de reculer dans les derniers niveaux à moins de 1%, valeur qu'il conservera dans le reste du sondage. Les pourcentages de *Picea* fluctuent entre 7 et 12%. Les éléments de la forêt caducifoliée réalisent moins de 40% des spectres. Les grains de *Carya* y dominent avec 16%, ensuite ceux de *Quercus*, 10% en moyenne avec des pointes à 20%. *Carpinus* et *Ulmus-Zelkova* totalisent chacun 5%. On notera encore la présence quasi continue de *Parrotia cf. persica*, des Ericaceae, de *Tilia*, de *Fagus* et

d'*Eucommia* . *Elaeagnus* n'est fréquent qu'ici. On enregistre encore quelques grains de *Celtis*, *Parthenocissus*, *Ilex*, *Hedera*, *Pterocarya* . *Buxus* apparaît sporadiquement. Il faut encore signaler deux grains de *Symplocos* et un grain de t. *Taxodium*, qui constituent une curiosité.

Les herbacées sont au total assez réduites. Les Gramineae dominent avec souvent plus de 5%. Viennent ensuite les Cyperaceae, avec *Cladium* cf. *mariscus* entre autres, les spores de Ptéridophytes avec le maximum de *Thelypteris* cf. *palustris* (souvent plus de 1%) et le maximum de *Pteris* .

La fin du sous-ensemble 1a contient une petite fluctuation liée probablement à une variation lithologique. En effet, l'échantillon 25, stérile, provient d'une couche de sable gris. Les deux échantillons suivants sont très pauvres en matériel sporopollinique. Les herbacées y sont mieux représentées (Gramineae et *Artemisia*) ainsi que *Picea* et *Abies* . D'autres taxons ont leurs pourcentages qui chutent : les Ericaceae, *Fagus*, *Ulmus-Zelkova*, *Carya*, *Tilia* et *Thelypteris* cf. *palustris* .

Le sous-ensemble 1b, de 37,16 à 32,09 m, échantillons 31 à 41.

La concentration pollinique est moyenne ~ 40000 gr./g. Ce sous-ensemble se distingue du précédent par la régression définitive d'*Abies*, la diminution des Gramineae, des monoletes lisses, la fin de *Pteris* et la légère augmentation de *Quercus* et *Carpinus* .

-L'ensemble 2 : 31,40 à 28,15 m, échantillons 42 à 55.

La concentration pollinique est élevée. Elle fluctue entre 40000 et 70000 gr./g, à l'exception de l'échantillon 53 avec 152197 gr./g et de l'échantillon 50 avec seulement 4479 gr./g.

Il y a de très fortes variations du rapport entre *Pinus* et la classe de la forêt caducifoliée. Les pourcentages de *Pinus* sont faibles avec 28% sauf pour trois pointes de plus de 50%. *Picea* diminue de 10% à 3%.

La forêt caducifoliée est dominée par *Quercus* (11 à 25%) qui accuse toutefois de fortes variations. Les pourcentages de *Carya* sont très constants avec 14%. Les valeurs de *Carpinus* oscillent entre 3 et 12%. *Parrotia* livre ici un des deux maxima du sondage avec 6% en moyenne. Pour *Ulmus-Zelkova* les pourcentages sont proches de 5% et pour *Pterocarya* de 2%. *Eucommia* est quasi continu.

Les herbacées sont peu représentées. Les Gramineae réalisent des pourcentages de 5% environ. *Cladium* cf. *mariscus* disparaît temporairement à partir de l'échantillon 47.

On observe donc pour l'ensemble 2 une forte régression des Cyperaceae, des spores de Ptéridophytes, des Compositae et une augmentation de *Carpinus*, de *Quercus*, de *Pterocarya* et surtout de *Parrotia*.

-L'ensemble 3 : 28,10 à 27,66 m, échantillons 56 à 61.

La concentration pollinique reste assez basse, tout en variant entre 11824 et 59292 gr./g. Cet ensemble épais seulement de 0,44 m se caractérise par de nettes fluctuations des spectres.

Pinus augmente à nouveau mais sans atteindre les valeurs maximales du sondage. Il se situe à

~40% avec deux pointes supérieures à 58%.

Quercus et *Ulmus-Zelkova* chutent très fort, jusqu'à 3 ou 4%. *Carpinus*, *Pterocarya*, *Parrotia* et les Ericaceae diminuent fortement aussi.

Par ailleurs, la variété taxonomique des herbacées s'accroît considérablement. Les *Artemisia* dominent largement avec des fortes valeurs : jusqu'à 14% et les Gramineae jusqu'à 25%. Les Liguliflores, Tubuliflores, monoletes lisses et *Thelypteris* cf. *palustris* sont présents de manière continue. S'observent fréquemment encore : *Helianthemum*, *Centaurea*, *Plantago*, *Polygonum*, *Thalictrum*, Rosaceae, *Sanguisorba* cf. *minor*, *Galium* etc... La variété taxonomique des herbacées se maintiendra encore un peu dans l'ensemble suivant mais avec de plus faibles pourcentages.

- L'ensemble 4 : 27,55 à 24,05 m, échantillons de 62 à 73.

La concentration pollinique est peu élevée à l'exception des échantillons 63 et 64. A plusieurs reprises elle tombe à moins de 10000 gr./g.

Les *Pinus* donnent ici leurs pourcentages les plus faibles de tout le sondage, avec environ 15%. *Picea* est variable avec de 3 à 9%.

Les pollens de la forêt caducifoliée atteignent leur maximum, largement dominés par *Quercus* (25%) et *Carya* (10 à 30%). *Ulmus-Zelkova* atteint un maximum en début d'ensemble avec 20%, puis décroît doucement jusqu'à 10% environ. *Pterocarya* atteint un maximum à 10% dans la seconde moitié de l'ensemble. *Carpinus* reste toujours aux mêmes valeurs que précédemment ainsi que *Parrotia* cf. *persica* . *Hedera* est continuellement présent avec moins de 1%. *Eucommia* se raréfie de plus en plus. *Alnus* réalise 3% aux échantillons 71 et 72. Dans la seconde moitié de l'ensemble, les Ericaceae donnent des pourcentages supérieurs à 1%. Quelques grains de *Fraxinus* ont été observés.

La changement de composition de la forêt caducifoliée se modifie par rapport à l'ensemble 2 : chute de *Parrotia*, *Carpinus* et Ericaceae, augmentation de *Carya* et d'*Ulmus-Zelkova*.

Les pollens des herbacées ont retrouvé des pourcentages faibles. *Artemisia* compte encore souvent plus de 2%, ce qui est relativement élevé. Les Gramineae, avec 4%, forment le reste des pourcentages. Les spores sont rares. Il y a deux petites pointes de *Nymphaea* cf. *alba* .

- L'ensemble 5 : 23,88 à 20,25 m, échantillons 74 à 92.

Avec pertes de sédiment lors du sondage de 23,85 à 23,80 m, de 20,95 à 20,65 m et de 20,20 à 19,49 m.

La concentration pollinique est peu élevée. Quelques niveaux ont donné moins de 10000 gr./g. Pour faciliter l'interprétation, nous divisons cet ensemble en trois sous-ensembles.

5a : 23,88 à 22,88 m, échantillons 74 à 79

5b : 22,44 à 21,01 m, échantillons 80 à 85, dont 5 stériles : 80, 82 à 85

5c : 20,64 à 20,25 m, échantillons 86 à 92, dont un stérile, 92.

Dans l'ensemble, le rapport entre *Pinus* et la classe de la forêt caducifoliée est fluctuant. Les pourcentages de *Pinus* augmentent et atteignent souvent plus de 40%. La forêt caducifoliée est dominée par *Quercus* (8 à 26%) et *Carya* (4 à 23%). *Ulmus-Zelkova* et *Carpinus* fluctuent irrégulièrement aussi : entre 1 et 12%. Les quatre taxons suivants sont fréquents dans l'ensemble 5a et à l'échantillon 81, puis régressent très fort : *Parrotia* 6%, *Pterocarya* parfois 2 %, *Hedera* jusqu'à 4% et les Ericaceae jusqu'à 10%.

Les pollens de Gramineae dominent les herbacées avec 2 à 3% aux échantillons 74 à 81 et puis ~6% de 86 à 91. *Artemisia* réalise souvent plus de 3% surtout de 87 à 91. Les Cyperaceae font 3% des spectres et 10% à l'échantillon 86. *Cladium* cf. *mariscus* réapparaît de manière subcontinue de 87 à 91. *Myriophyllum* dégage une petite pointe de 8% à l'échantillon 75, ainsi qu'une autre plante d'eau, *Potamogeton*, qui se développe bien aussi avec 3% à l'échantillon 77. Les échantillons stériles 80 et 83 contiennent quelques spores cf. *Lycopodium* comme dans les échantillons du sondage TP I à Tres Pins.

Cet ensemble contient un maximum de grains indéterminables, surtout entre 76 et 81, avec plus de 13%.

-L'ensemble 6 : 19,45 à 16,39 m, échantillons de 93 à 103.

La concentration pollinique est élevée, toujours supérieure à 47548 gr./g et souvent > 125000 gr./g.

Les grains de *Pinus* atteignent un maximum avec 70% de moyenne. Les grains de *Picea* atteignent rarement plus de 1%. Par contre, *Tsuga* fait son apparition avec ~4%. Il semblerait que dans le diagramme, ces deux taxons s'excluent mutuellement.

La forêt caducifoliée marque une régression très prononcée. Elle s'appauvrit en espèces. Elle est dominée par les grains de *Quercus* (10 à 20%). Les autres pollens d'arbres sont très réduits : *Carpinus*, *Carya* et *Ulmus-Zelkova*.

Les herbacées ne révèlent aucune évolution particulière : Gramineae avec ~4%, rares grains d'*Artemisia*, Cyperaceae ~1%, avec la présence continue de *Cladium* cf. *mariscus* (<1%). Il y a très peu de spores et de grains indéterminables.

- L'ensemble 7 : 16,01 à 12,92 m, échantillons 104 à 117.

La concentration pollinique est très fluctuante, de 9174 à 294930 gr./g. tout en restant en général inférieure à 45000 gr./g.

Les grains de *Pinus* accusent de fortes variations de pourcentages : de 14 à 73%, souvent avec des valeurs proches de 60%. *Picea* reste inférieur à 1% et *Tsuga* a un maximum avec ~10%. Cet ensemble est caractérisé par cf. *Cathaya* avec ~8%.

Les grains de *Quercus* dominent, mais avec de fortes variations : de 3 à 42%. Les Ericaceae atteignent le maximum du sondage dans cet ensemble avec 6%. Quelques tétrades à rapprocher de *Rhododendron* sont signalées. La présence de *Fagus* et de *Parrotia* est continue mais avec de très basses valeurs.

Les herbacées atteignent leurs pourcentages les plus faibles pour tout le sondage. Les pourcentages de Gramineae varient de 2 à 6%. Ceux des Cyperaceae, des spores et des grains indéterminables sont quasi nuls. *Vigna* est signalé (semblable à ceux du lac 2) aux échantillons : 104, 109 et 110.

La forêt caducifoliée (*Carpinus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova*) semble se développer vers la fin de la séquence, à moins que les pourcentages accrus ne résulte d'une diminution de *Pinus*.

- L'ensemble 8 : 12,67 à 10,82 m, échantillons 118 à 125.

Il s'agit d'un ensemble stérile à l'exception des échantillons 122 et 123 qui sont très pauvres, respectivement avec 5023 et 1102 gr./g. Nous estimons ne pas pouvoir en tenir compte vu cette pauvreté qui doit déformer l'image du couvert végétal. Le sédiment est par ailleurs oxydé. Les deux échantillons seraient à rattacher éventuellement à l'ensemble supérieur.

- L'ensemble 9 : 10,25 à 9,85 m, échantillons 126 à 130.

La concentration pollinique est moyenne : de 45816 à 91258 gr./g.

Les pourcentages de *Pinus* sont de 63%. *Picea* décroît de 12 à 4%, tandis que *Tsuga* n'est plus représenté que par de très rares grains. La forêt caducifoliée est très réduite, plus encore qu'à la phase 3. Quelques arbres subsistent, dont *Quercus* principalement avec ~3%, *Carya* avec 3% et *Carpinus* avec 1%.

Les herbacées sont assez abondantes mais peu diversifiées : beaucoup de Cyperaceae (8%), des Gramineae (5%), *Artemisia* (2%), quelques Typhacées et peu de spores.

Cet ensemble est différent de l'ensemble 7. Ce passage d'une formation végétale à l'autre s'est déroulé au niveau de l'ensemble 8, stérile en pollen.

- L'ensemble 10 : 9,81 à 6,38 m, échantillons 131 à 146.

Les concentrations polliniques sont élevées, de 17600 à 192247 gr./g. Les deux derniers échantillons sont stériles.

Pinus atteint souvent plus de 50%, *Picea* ~5% et *Tsuga* connaît un très léger retour avec ~1%.

Les pourcentages de pollen de la forêt caducifoliée sont assez bas, environ 30% dominés par *Carya* avec 12%, *Quercus* 9%, *Carpinus* (9%). *Ulmus-Zelkova* ne réalise que de faibles pourcentages, inférieurs à 3%. Les Ericaceae donnent des pourcentages souvent supérieurs à 1%. Quelques grains d'*Alnus* sont présents (~1%). *Parrotia* voit ici se développer son second maximum avec de 5 à 8%. Dans l'échantillon 135, un grain de *Pachysandra-Sarcococca* a été observé.

Les pollens d'herbacées sont peu nombreux mais présentent quelques particularités. Les grains de Gramineae (4%) dominent, comme très souvent. Les Cyperaceae, Tubuliflorae, *Artemisia*, Liguliflorae, Amaranthaceae -Chenopodiaceae sont régulièrement présents, ainsi que sporadiquement diverses Dipsacaceae (4 types polliniques), Malvaceae, *Thalictrum*, *Galium*, ... de plusieurs plantes d'eau :

Myriophyllum, *Nymphaea*, *Typha*, des spores monoletes lisses et *Osmunda*.

Une légère régression de la forêt caducifoliée est observée vers la fin.

3 Les autres microfossiles

Les autres microfossiles observés dans le sondage sont : *Pediastrum*, *Spirogyra*, t. *Zygnema*, Diatomées, *Cosmarium*, kystes de Chrysophycées, spicules de Spongiaires, zygosporés de Desmidiaceae *Concentricystes*, *Spiniferites*, *Sigmopollis*, épines foliaires de *Ceratophyllum*, Thécamoebiens, *Tetraploa*, Cladocères, Chironomides et pattes d'Arachnides..

La présence de *Concentricystes* (échantillons entre 75 et 82) ainsi que de *Spiniferites* (échantillons de 75 à 86 et de 1 à 42) indiquent le ruissellement. La tranche d'eau serait toutefois peu épaisse pour les échantillons de 126 à 130 et 74 ainsi que l'indiquerait t. *Zygnema*. En effet, la sporulation de la plupart des Zygnématacées s'effectue sous une faible tranche d'eau. Par ailleurs, certains microfossiles auraient une distribution non aléatoire :

- *Ceratophyllum* : fréquent de l'échantillon 1 à 74 et sporadique plus haut,
- *Pediastrum* : de l'échantillon 136 à 144 et fréquent de 1 à 53,
- les diatomées : de l'échantillon 97 à 109 et de 1 à 60,
- *Sigmopollis* : de l'échantillon 134 à 138,
- kystes de Chrysophycées : de l'échantillon 1 à 29.

4 Essai d'analyses par J.P. Suc

J.-P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980) a étudié quatre échantillons provenant de marnes finement litées à restes végétaux et à passées calcaires de 1 à 3 cm d'épaisseur. Cet ensemble de couches d'un mètre de puissance affleure sous un bloc de dalle de Bòbila Ordís, sur le plateau à l'est de la carrière (fig.II.3). Vu l'abondance des Gymnospermes, l'auteur a conclu soit à un mauvais état de conservation, soit à un paysage dominé par une formation de conifères d'altitude.

Nous pouvons assez facilement établir le raccord de cet ensemble avec les échantillons du sondage BO IV, grâce à une bonne ressemblance avec le dernier échantillon, le 144. Le pollen des spectres de J.P.Suc aurait été mal conservé. Nos propres analyses du sondage et de dalle de Bòbila Ordís indiquent en effet que les sédiments à ces niveaux sont défavorables à la bonne préservation du pollen.

5 Interprétation

Phase 1, 52,10 à 32,10 m :

Les grains *Carya* et *Quercus* dominent les pourcentages de la classe de la forêt. *Carya* est probablement un arbre de milieux localement humides comme des bords

d'étangs ou de rivières. Quant à *Quercus*, son espèce est impossible à préciser. Or, au Plio-Pléistocène existent de nombreuses espèces de Chênes à écologies assez variées. Devant cette imprécision, on ne peut proposer une image fiable de l'environnement. La forêt pouvait constituer un couvert continu ou discontinu, le climat pouvait être chaud et humide mais aussi relativement sec et frais.

Par ailleurs, dans les mêmes spectres, certains arbres d'altitude et de milieux frais sont relativement bien développés : *Abies*, *Picea*, *Fagus* ainsi que les Ericaceae. Il est donc possible que le couvert forestier au niveau du lac ait été assez discontinu. L'ensemble 1b représenterait une légère amélioration climatique.

Phase 2, 31,40 à 28,15 m :

La forêt acquiert un nouvel élément : *Parrotia cf. persica*, arbre de climat tempéré chaud et humide typique de la région hyrcanienne. Mais il a une large amplitude écologique (S. Yazvenko, comm. pers.). Cette diversification forestière n'a pu s'opérer qu'à l'occasion d'une amélioration du climat.

L'ensemble 3, 28,10 à 27,66 m :

Les grains de pollen sont bien conservés et la variété taxonomique est très élevée. Par contre, la concentration pollinique chute, ce qui traduit une diminution de la biomasse.

Cet ensemble apparaît brusquement, puis régresse assez progressivement. Il illustre une steppe arborée. Les pourcentages les plus forts d'*Artemisia* pour tous les diagrammes de Bòbila Ordís et de Tres Pins, sont atteints dans cet ensemble. Cet autre type de steppe est probablement dû à de conditions climatiques rigoureuses, légèrement différentes de celles qui ont favorisé la steppe à Liguliflores, normalement développée dans la région (zone 2 de TP II, le lac 2 : BOC III et IV, le lac 3 : phase 2 de J.P. Suc).

D'après la végétation de l'ensemble 4 surincombant, les bouleversements représentés par cette steppe n'ont été que temporaires. Ils n'ont guère laissé de traces dans la végétation postérieure. En effet, le couvert forestier se reconstitue rapidement et sans modification de ses composants. Cette phase pourrait caractériser pour BO IV un "short event" climatique.

Phase 4, 27,55 à 24,05 m :

Les conséquences de la dégradation climatique de l'ensemble précédent ne se font que modérément sentir. Certains arbres comme *Quercus* et *Ulmus-Zelkova* recolonisent tout de suite, d'autres comme *Pterocarya* réclament un certain délai, tandis que certains comme *Parrotia* restent temporairement absents. Toutefois, la forêt caducifoliée atteint son maximum de représentation, avec près de 70% du pollen. Elle devient très diversifiée. La phase 4 marquerait l'optimum climatique chaud et humide pour ce diagramme.

Phase 5, 23,88 à 20,25 m :

Le climat reste identique, mais les grains de pollen sont moins bien conservés, comme le confirme l'augmentation de *Pinus* et l'augmentation des grains indéterminables. L'analyse du contenu pollinique, avec *Concentricystes* et *Spiniferites*, indique un fort ruissellement. L'abondance de grains indéterminables et de cf. *Lycopodium* corrobore cette affirmation. Comme nous le verrons plus loin, cette phase 5 résulte d'une discordance.

La concentration pollinique est faible. Or, vu le couvert végétal important, la biomasse et par conséquent la production pollinique sont élevées. La faible concentration pollinique devrait pouvoir s'expliquer par un taux de sédimentation élevé.

Phase 6, 19,45 à 16,39 m :

La phase 6 marque un changement complet et brutal de végétation.

Le climat reste humide mais devient froid (*Tsuga*). Grâce à des mesures effectuées dans des forêts de *Tsuga* en Amérique du Nord, on sait que cet arbre n'est ni sur-représenté, ni sous-représenté dans les spectres polliniques (Ritchie, 1987). Ceci suggère qu'un étage de végétation montagnarde couvrait les collines avoisinant le lac. Au niveau du lac et un peu plus bas, des chênes participaient au couvert végétal. Les autres espèces de la forêt caducifoliée ont temporairement disparu.

Phase 7, 16,01 à 12,92 m :

Cet ensemble est caractérisé par la présence de grains de cf. *Cathaya*. Il s'agit d'un pollen offrant certaines ressemblances avec celui d'une Gymnosperme

chinoise. Dans l'ignorance du genre exact, aucune information écologique ne peut être dégagée.

Le climat devient plus froid encore et plus humide. Un sous-bois d'Ericaceae, comprenant *Rhododendron*, est enregistré. La forêt caducifoliée se développerait à nouveau légèrement vers la fin de cette phase 7.

Phase 9, 10,25 à 9,85 m :

La bonne représentation de *Pinus*, de *Picea*, des herbacées dont *Artemisia*, et les pourcentages plus restreints des éléments de la forêt caducifoliée indiquent l'existence d'un climat rigoureux, mais sans qu'il soit possible de préciser si les températures plutôt que les précipitations sont le facteur responsable. Il est fort probable que ces spectres provenant d'un sédiment formé dans des eaux peu profondes (présence de t. *Zygnema*) aient été affectés par une mauvaise conservation.

Phase 10, 9,81 à 6,38 m :

Avec 30% des spectres, la forêt caducifoliée est assez mal représentée. Localement se développe une Aulnaie à Osmondes, sur des rives assez proches et devenues marécageuses. Cette faible profondeur à BO IV, pour la phase 10, est confirmée plus loin, par les ostracodes et les gastéropodes.

Il y a peu d'herbacées mais qui révèlent quelques indices de milieux ouverts.

6 Discussion générale

L'étude pluridisciplinaire conforte et précise les données de la palynologie. Pour chaque ensemble, les changements observés sont résumés au tableau II.10 qui confirme la zonation proposée par la palynologie d'après l'étude des gastéropodes, des ostracodes et la lithologie, pour lesquels les détails ont été donnés dans un chapitre antérieur (II.V).

Phases palynologiques	Ens. malacologiques	Ech. ostracodologiques	Lithologie
10 9,81 à 6,38 m	Vc,Vb, 6 de Va 9,30 à 6,45 m	8,9 à 6,5 m	9,85 à 6,30 m -----
9 10,25 à 9,85 m	7 de Va 9,97 m	10,0 m	12,63 à 9,85 m
8 12,67 à 10,82 m	8 et 9 de Va 11,32 à 11,00 m	12,1 à 11,0 m	-----
7 16,01 à 12,92 m	14 à 10 de IV 15,44 à 12,97 m	15,4 à 13,6 m	16,60 à 12,63 m -----
6 19,45 à 16,39 m	18 à 15 de IV 19,37 à 16,15 m	18,95 à 16,5 m	20,20 à 16,60 m -----
5c 20,64 à 20,25 m	19 de IV 20,42 m	20,4 m	
5b 22,44 à 21,01 m	21 et 20 de III 21,52 à 21,10 m	22,4 à 21,4 m	23,96 à 20,20 m
5a 23,88 à 22,88 m	25 et 24 de IIb; 23 et 22 de III 23,65 à 22,05 m	23,2 m	-----
4 27,55 à 24,05 m	28 à 26 de IIb 27,17 à 24,25 m	27,4 à 24,25 m	28,17 à 23,96 m
3 28,10 à 27,66 m	29 de IIb 27,82 m	27,9 m	-----
2 31,40 à 28,15 m	IIa 30,80 à 28,37 m	30,85 à 28,18 m	37,20 à 28,17 m -----
1b 37,16 à 32,09 m	IIb; 40 et 41 de Ia 37,65 à 31,40 m	37,0 à 32,0 m	52,14 à 37,20 m
1a 52,10 à 37,20 m	42 à 53 de Ia 51,60 à 38,60 m	51,6 à 37,7 m	

Tabl.II.10

S'y ajoute une tentative de reconstituer les températures, les précipitations et l'épaisseur de la tranche d'eau tout au long du sondage (fig.II.38).

Phase 1, 52,10 à 32,10 m :

Il s'agit d'un ensemble sédimentaire épais de 20 m, très homogène, de silt gris foncé non structuré, à rapprocher du faciès 5 (chap. II.III). Le pollen indique des températures et précipitations moyennes, avec un réchauffement possible mais modeste

de 1a à 1b. Les quelques apports très ponctuels de gastéropodes terrestres indiquent une végétation ouverte (couvert forestier discontinu et proche de la forêt méditerranéenne actuelle). La présence de l'ostracode *Metacypris cordata*, indique des eaux douces et permanentes, sous un climat méditerranéen. D'après le pollen, un couvert végétal discontinu est compatible avec les spectres. Mais la végétation n'a rien de méditerranéen.

La faune de l'ensemble 1b est très peu abondante, et un taux de sédimentation élevé l'expliquerait, bien que les concentrations polliniques n'aient pas baissé.

La phase 1 correspond donc à un milieu lacustre profond au sein d'un paysage à forêt discontinue. Pourraient être évoquées une température moyenne et des précipitations peut-être faibles.

Phase 2, 31,40 à 28,15 m :

Le sédiment est encore assez homogène. Il s'agit d'une argile plastique noire non structurée à classer aussi dans le faciès 5.

Le pollen indiquerait une légère amélioration climatique, plutôt des températures que des précipitations. Les gastéropodes montrent l'existence d'un milieu aquatique bien oxygéné.

Phase 3, 28,10 à 27,66 m :

Cet ensemble, ainsi que le suivant, sont constitués d'un sédiment finement lité à nombreuses tiges de Characées brisées. Le milieu était assez calme et assez profond pour l'édification de ce fin litage, tout en permettant des apports détritiques et le transport des Characées.

Le pollen indique un changement radical de végétation. Une steppe arborée se développe. Les précipitations auraient donc diminué mais les spectres ne fournissent aucune information sur les paléotempératures. Les gastéropodes ne montrent aucune évolution. Les ostracodes accusent un pullulement de certaines espèces et surtout la quasi disparition temporaire de *Metacypris cordata* à 27,90 m. Cette disparition peut être causée par une chute des températures ou par une augmentation des salinité de l'eau.

Une steppe correspond donc à la phase 3. *Artemisia* abondant suggérerait classiquement une augmentation de la sécheresse.

Phase 4, 27,55 à 24,05 m :

Les spectres polliniques donnent l'image d'une végétation climacique correspondant à l'optimum climatique. Selon les gastéropodes, le milieu est encore bien oxygéné mais petit à petit, la tranche d'eau commence à diminuer.

Phase 5, 23,88 à 20,25 m :

De 23,88 m à 20,00 m, la phase 5 correspond à un sédiment intensément perturbé. Il est en plus parsemé de hiatus dus au sondage, en raison de multiples variations lithologiques.

L'origine des ces perturbations complexes, sur 4 mètres, doit être attribuée à la fois à des failles et à des apports de paquets remaniés en vrac, probablement par gravité. Des gastéropodes terrestres indiqueraient un slump depuis la berge du lac. La partie supérieure de l'ensemble 5 offre une large similitude avec les niveaux situés près de sa base.

En gros, la phase 5 témoignerait d'un optimum climatique identique à celui de l'ensemble 4 sous-jacent, même si le contenu des spectres polliniques s'est modifié.

Un examen plus détaillé corrobore cette proposition.

Sous-phase 5a, de 23,88 à 22,88 m :

Au sommet de la phase 4 à 23,96 m (tabl.II.1), le litage régulier d'un sédiment fin cesse brusquement avec l'apparition de sable calcaire jaune et de matériel stratifié où alternent silts, sables, débris organiques. Comme le confirment les apports de *Spiniferites* et *Concentricystes*, ainsi que la présence de quelques gastéropodes terrestres enregistrés à partir de 2340-2345 cm, ces faciès de la phase 5a se sont mis en place à une faible distance d'une berge du lac. Vers 23,65 cm, il y a un silt à nombreux débris épars. L'augmentation de *Pinus*, des plantes aquatiques et de spores de *t. Zygnema* indiquant une faible tranche d'eau, s'accorde avec l'examen des gastéropodes. La tranche d'eau continuerait donc de décroître, avec une proximité de plus en plus marquée de la rive et de l'apparition de milieux aquatiques intermittents.

Les ostracodes appartiennent à la série assez homogène, en place de 52,14 à 20,39 m, caractérisée par de grandes formes d'*Ilyocypris*, par *Metacypris cordata* et par *Herpetocypris* sp. Des éléments détritiques remaniés depuis l'encaissant éocène marin

sont observés en grande quantité à 2320-2323 cm, comme le confirment des ostracodes *Pterygocythereis* ainsi que des foraminifères caractéristiques, Nummulites et Miliolites.

Vu l'importance du ruissellement depuis l'Eocène, le contenu pollinique d'un échantillon de marnes de Banyoles a été analysé. Il s'est révélé stérile.

Sous-phase 5b, de 22,44 à 21,01 m

Après une brève période d'émersion qu'indiqueraient notamment les traces d'un caliche, se déposent un silt à nodules épais de carbonates et des débris de matière organique. Le sédiment devient à nouveau plus fin. Il est affecté de failles vers 2145 cm.

Cinq échantillons sur six sont stériles en pollen. Celui qui en contient donne un spectre similaire au sous-ensemble 5a, avec *Spiniferites*, *Concentricystes* et cf. *Lycopodium*, indicateurs de la proximité des berges.

Les gastéropodes sont tous terrestres et semblables à ceux qui étaient associés à une majorité d'aquatiques vers 23,4 m de profondeur. Il n'y a plus d'ostracodes. Quelques éléments éocènes sont encore présents.

Sous-phase 5c, de 20,64 à 20,25 m.

Le sédiment est perturbé (fig.II.8c, photo C14 à 2040 cm). Le pollen, les gastéropodes (surtout aquatiques et peu de terrestres) et les ostracodes (ensemble 52,14 à 20,39 m) sont similaires à ceux du sous-ensemble 5a. Le pollen indique des associations proches de 5a mais les spectres ont des caractéristiques différentes, car quatre taxons régressent fortement entre 5a et 5c.

Il pourrait s'agir d'un sédiment légèrement postérieur à 5a et qui serait contemporain d'une remise en eau, avec une reprise de la sédimentation lacustre. Il est possible aussi que l'ensemble 5c soit arrivé avec le bloc 5b., mais se soit retourné. La polarité magnétique inverse s'accorderait avec la similitude des spectres polliniques de l'ensemble sous-jacent.

En bref, pour l'ensemble 5, on doit évoquer la superposition de paquets remaniés dans une zone lacustre peu profonde, voire temporaire. Le climat était tempéré chaud et humide, et logiquement favorable à des apports d'eau de surface.

Quoiqu'il en soit, la phase 5 correspond à une zone de séparation nette entre

deux séries bien distinctes. Comme nous allons le voir, les ensembles 6 à 10 surincombants appartiennent à un milieu différent. Après s'être à peu près comblé, le lac s'approfondit à nouveau.

L'origine karstique des lacs successifs de Banyoles pourrait aisément expliquer les fortes perturbations sédimentaires de la phase 5, ses failles et le changement de milieu de l'ensemble 6 surincombant.

La phase 5, mélange de sédiments d'eaux peu profondes et d'apports terrestres, correspond à la fin d'un remplissage lacustre. Au niveau 5b, les débris de caliche indiquent l'amorce de processus sub-pédologiques.

Le relief est devenu très faible et la berge ne se différencie pratiquement plus de la zone lacustre. Survient ensuite un effondrement karstique, coffré par des failles normales, obliques, à contours circulaires, processus habituel à Banyoles, encore observé de nos jours. Une falaise se forme, associée à des miroirs de failles qui cisailent et décrochent des paquets de sédiments. Mis en porte-à-faux, ces paquets s'effondrent par gravité et servent d'assise à la séquence sédimentaire lacustre des phases 6 à 10. C'est le lac 1B.

Il est possible que le rejeu de cette faille ou le jeu d'une nouvelle faille, ait aussi déplacé suivant une composante latérale les sédiments du lac 1B (présence de stries verticales). Dans ce cas, la base de la phase 6, dans le sondage, pourrait ne pas correspondre à la base de la séquence lacustre du lac 1B. La seconde faille pourrait être celle qui se perçoit en surface du plateau de Bòbila Ordis, qui découpe la dalle calcaire et l'affecte de miroirs de failles à pendage d'environ 60°. Quoiqu'il en soit, une discordance et une lacune séparent le lac 1A et le lac 1B. L'analyse des ensembles 6 à 10 le démontre.

Les résultats préliminaires de la géochimie indiqueraient un changement d'alimentation du lac vers 20 m. De 52,14 m à 20,00 m, l'eau du lac aurait été plus douce que celle du lac 1B. du fait peut-être d'apports d'eaux de surface importants pour le lac 1A, et d'apports essentiellement souterrains pour le lac 1B.

Phase 6, 19,45 à 16,39 m :

De 20,0 à 16,6 m, le sédiment est composé d'argile silteuse gris foncé à beige

clair, avec quelques couches pluricentimétriques d'aleurites jaunes à Characées. Ce serait un faciès profond structuré.

Le développement de *Tsuga* indique sans conteste un climat froid et humide. Ces basses températures sont confirmées par le refroidissement des eaux du lac (recul du Mg/Ca). Ce phénomène s'amplifie jusqu'à la fin de l'ensemble 7 au moins.

Les gastéropodes des ensembles 6 et 7 montrent un milieu aquatique riche en végétation aquatique. *Islamia* est caractéristique d'eaux froides.

Les sédiments de la phase 6 indiqueraient un changement total du milieu. La césure avec les séquences sous-jacentes est nette, soulignée par la phase 5. Cette césure marque aussi une lacune de sédimentation.

Le sondage BO IV, que nous nommons le "lac 1 de Banyoles", pourrait plus correctement s'assimiler à la superposition des sédiments appartenant à deux lacs successifs, le lac 1A et le lac 1B. Rien ne permet d'apprécier le laps de temps qui pourrait les séparer.

Phase 7, 16,01 à 12,92 m :

Le sédiment est très régulièrement lité et ce litage s'atténue à partir de 13,15 m, le sédiment devenant plus grossier.

Les premiers *Cyprideis* sont enregistrés à 16,5 m, indicateurs d'eaux saumâtres mais encore permanentes. Selon le pollen et les mesures de Mg/Ca, les températures resteraient basses.

En bref, la tranche d'eau diminue, la salinité augmente, les précipitations d'abord élevées commencent à baisser. La température reste basse.

Phase 8, 12,67 à 10,82 m :

Le sédiment reste grossier et de couleur claire. Il porte même des traces d'oxydation soulignées par de petits lits de sable rose. De 11,75 à 10,86 m, le sédiment est particulièrement grossier. Il contient de nombreux débris centimétriques de calcaires détritiques. Il a subi une forte induration intergranulaire. Le pollen en a disparu.

Les gastéropodes sont aquatiques, des espèces littorales se développent progressivement. Des granules de *Lombric* ont été observées.

A 11,00 m, une nummulite est encore rencontrée. Il y a dû y avoir des apports

ruisselés depuis les berges. *Cyprideis* devient dominant à partir de 12,1 m. *Candona compressa* et/ou *marchica* l'emporte sur *C.neglecta* jusqu'au sommet du sondage. Le milieu devient plus littoral. Aucune donnée climatique n'est directement disponible. L'accroissement de salinité pourrait indiquer un milieu plus sec.

Phase 9, 10,25 à 9,85 m :

Le sédiment est similaire à celui de l'ensemble précédent. Les spectres polliniques illustrent une forte régression de la forêt caducifoliée au profit de *Pinus* et des herbacées. L'algue zygnématacée, t. *Zygnema*, indique des eaux peu profondes.

Des formes d'ostracodes d'eaux temporaires apparaissent. Les valves de *Cypris pubera* sont toujours brisées. Elles auraient été transportées. Les gastéropodes s'enrichissent encore en formes de milieux littoraux.

Le climat devait être sec.

Phase 10, 9,81 à 6,38 m :

Le sédiment est une argile claire silteuse, compacte, avec deux passées de matière organique noire.

Les analyses polliniques fournissent des spectres qu'il est difficile d'interpréter. La forêt caducifoliée est incontestablement présente, mais le cortège des herbacées contient de nouveaux éléments de milieux ouverts.

Les ostracodes indiquent un comblement du lac et une salinité élevée. Deux *Potamocypris wolfi* indiqueraient des températures basses mais deux spécimens ne peuvent être aussi significatifs que les quantités très élevées de ce taxon dans le lac 2 où les températures sont nettement plus basses.

Les gastéropodes sont représentés par une faune aquatique de milieu palustre temporaire. Un élément terrestre est caractéristique d'un environnement steppique (de 8,75 à 7,16 m). Il y aurait eu une légère remise en eau de 6,8 à 6,45 m. Cette remise en eau n'est ressentie par les ostracodes que plus haut, à 4,00 et 2,00 m dans la dalle calcaire.

Le climat continue donc à se dégrader. Les précipitations ont chuté par rapport aux phases 6 et 7. Les températures ont baissé mais nettement moins que dans le lac 2. Le pollen donne une image de l'environnement plutôt confuse, où espaces ouverts et

forêt caducifoliée seraient contigus.

En bref, le sondage BO IV a mis en évidence le déroulement d'un interglaciaire (phases 1 à 5) interrompu par une lacune de sédimentation de durée inconnue (fin de l'ensemble 5) et suivi de la fin d'un interglaciaire (ensembles 6 et 7) et le début d'une phase glaciaire (phases 8 à 10). Aucun dynamisme de végétation similaire à celui de Nogaret (chap.III.VII), ou du tardiglaciaire et de l'Holocène, n'est perceptible dans ce diagramme. Plusieurs raisons peuvent être invoquées :

-a- la localisation géographique du site de Banyoles n'est pas favorable à l'enregistrement du détail des successions des végétations car le pollen de plusieurs zones ou même de plusieurs étages se mélangerait constamment,

Réfuter cette hypothèse peut reposer sur une comparaison avec les séquences polliniques tardiglaciaires et holocènes d'Olot, région volcanique assez proche de Banyoles, où le dynamisme végétal est particulièrement bien exprimé (Perez, 1987).

-b- le taux de sédimentation n'est pas favorable à l'enregistrement détaillé de changements climatiques,

-c- la maille d'échantillonnage est trop lâche.

Nous excluons d'office ces deux dernières hypothèses. D'une part, des changements climatiques se perçoivent avec un certain détail, parfois mieux exprimé par les ostracodes, parfois par les gastéropodes ou par le pollen. D'autre part, un essai à Tres Pins de resserrer fortement la maille d'échantillonnage n'a pas dégagé de dynamisme végétal.

-d- les périodes froides n'ont pas été assez longues ou rigoureuses pour repousser très loin les refuges de plantes thermophiles. Ces dernières pourront donc toutes recoloniser, simultanément et rapidement, dès l'amélioration climatique.

L'hypothèse reste intéressante. Elle paraît conforme aux dernières courbes isotopiques des séquences océaniques (Williams, Thunell *et al.*, 1988). Les alternances glaciaires-interglaciaires se sont accentuées drastiquement vers -0,9 Ma. Certes l'hypothèse de refuges proches, quelle que soit la rigueur de la phase glaciaire, est habituelle en palynologie. Est-elle vraiment fondée ?

7 Conclusion

L'approche pluridisciplinaire s'est révélée performante. Elle a réuni à la palynologie, les ostracodes (systématique et géochimie), les gastéropodes et le paléomagnétisme. Elle a pu indiquer les variations de la qualité de l'eau : salinité, température, épaisseur, liées à des changements locaux du fonctionnement du lac et donc indirectement au climat.

En bref, le sondage BO IV a mis en évidence le déroulement d'un interglaciaire (phases 1 à 5) interrompu par une lacune de sédimentation (fin de l'ensemble 5) et suivi de la fin d'un interglaciaire (ensembles 6 et 7) et le début d'un glaciaire (phases 8 à 10). Au début, les températures sont moyennes et les précipitations sont faibles à moyennes (ensemble 1a). Puis ces deux éléments du climat augmentent pour atteindre un maximum (ensemble 4). Après la lacune, les températures chutent et les précipitations restent abondantes (ensembles 6 et 7). Finalement, l'interglaciaire fait place à l'annonce d'un épisode glaciaire, mieux indiqué par les ostracodes que par la palynologie, (ensembles 8 à 10) avec des températures et précipitations basses.

Comme nous l'avons vu au chapitre II.V, le lac 1B a un âge proche de -1,1 Ma, c.-à-d. de l'événement de Cobb, mesuré à la fin de l'ensemble 6 et au début de l'ensemble 7.

4. Palynologie du lac 2 : BOC III, BOC IV et BOC Noir

1 Introduction

Les sédiments du lac 2 contiennent certaines injections pluricentimétriques qu'il est facile de rejeter. D'autres contaminations en lits millimétriques, voire même plus fins, sont à envisager. Un indice pollinique Cp / Cy a été mis au point. Il permet de comparer les diagrammes entre eux et de déceler l'éventuelle influence d'une contamination des spectres. Les injections pluricentimétriques ont été ainsi écartées. Les autres spectres ne paraissent pas contaminés. Ils donnent l'image pollinique d'une steppe interrompue par un interstadiaire.

Nous verrons qu'il sera possible de donner une bonne idée de la température des steppes à Liguliflores.

2 Description

2.1 Introduction

Une première série de 6 échantillons prélevés sur la paroi est de la carrière couvre 13 m d'épaisseur : diagrammes BOC III (fig.II.39a et II.40). Une deuxième série couvre les 8 m supérieurs de la même paroi. Elle comporte 25 échantillons : diagrammes BOC IV (fig.II.41 et 40). Trois échantillons appartiennent à trois injections décimétriques noires nettement distinctes : deux ont pénétré les aleurites en biseaux subhorizontaux, une troisième est plaquée sur le miroir de faille oblique. Ce sont les spectres 1 à 3 de BOC Noir (fig.II.39b et 40). Ils ont été étudiés séparément. 17.356 grains ont été comptés au total.

Les concentrations polliniques varient de 1536 gr./g à 50.200 gr./g (tabl.A.11). Les sédiments noirs sont les plus riches et les aleurites claires les plus pauvres.

76 taxons différents ont été identifiés. Parmi ces taxons, 45 sont des herbacées.

Les grains présentent un état de conservation excellent.

Pour chaque série d'échantillons, un diagramme analytique détaillé et un diagramme synthétique sont présentés. Les spores, les grains indéterminés et les grains indéterminables sont calculés par rapport à une somme les excluant. Dans le diagramme synthétique, les taxons sont groupés en 8 classes. Les Liguliflores, abondantes dans certains niveaux, sont représentées par un symbole particulier : la croix (+).

2.2 Le diagramme BOC IV

Dans les spectres de la section BOC IV (fig.II.41), les grains d'arbres caducifoliés cumulent à environ 10 %. Dans le tiers inférieur de la coupe, ce groupe atteint toutefois 37 %. Ses principaux taxons sont *Quercus* (-> 11%), *Carpinus*, *Carya* (-> 7%), *Ulmus-Zelkova* (-> 7%) et *Parrotia cf. persica* (->9%). *Carpinus* décroît de la base vers le haut, passant de 20 % à 1 % environ.

Au sein des Gymnospermes, *Pinus* varie de 35 à 60 %, *Abies* est présent partout en faibles pourcentages et *Picea* atteint 6 à 9 %.

Parmi les herbacées, l'abondance des Liguliflores est grande, jusqu'à 31 %. *Artemisia* apparaît irrégulièrement. Les Gramineae atteignent 27 % mais oscillent le plus souvent autour de 15 %. Les Cyperaceae et les Carduaceae se distinguent par des pourcentages relativement constants, d'environ 5 %. De nombreuses autres herbes apparaissent de manière régulière mais faible : *Helianthemum*, *Centaurea t. jacea*, *Sanguisorba cf. minor*, diverses Dipsacaceae.

Ephedra est représenté par quelques grains. Les spores de Ptéridophytes restent très discrètes.

2.3 Le diagramme BOC III

Dans 2 spectres de la section BOC III (fig.II.39a), les Gramineae atteignent des pourcentages très élevés : 35% (éch.2) et 56 % (éch.6). Pour le reste, le diagramme BOC III ressemble à celui de BOC IV.

L'échantillonnage espacé dans la section BOC III permet d'étendre vers le bas les résultats du diagramme BOC IV.

2.4 Le diagramme BOC Noir

Les 3 échantillons (fig.II.39 b) de micrite noire injectée dans les aleurites claires ont donné des spectres très semblables entre eux. Ils sont dominés par *Pinus*, environ 60 %. Les éléments de la forêt caducifoliée atteignent 35 % dans ces 3 échantillons avec principalement *Carya* (10 %), suivi de *Quercus* ($\pm 6\%$), *Carpinus* ($\pm 3\%$), *Parrotia cf. persica* ($\pm 3\%$) et *Ulmus-Zelkova* ($\pm 1\%$). Les pourcentages d'herbacées

sont très faibles.

3 Discussion

L'interprétation de l'analyse pollinique dans les aleurites claires implique de nettes réserves préalables. Comme décrit ci-dessus, certains faciès de ce dépôt montrent nettement la présence de perturbations postsédimentaires liées à l'activité d'un réseau de failles normales, synthétiques et antithétiques.

A côté des injections décimétriques évidentes au sein des aleurites claires, on soupçonne l'existence d'injections plus diffuses, voire de contaminations plus ponctuelles, imperceptibles à l'examen visuel du sédiment en coupe.

Pour l'ensemble des échantillons étudiés dans ce travail, on distingue 5 types de spectres polliniques :

- celui des injections décimétriques de micrite noire (BOC Noir) et
- les 4 types de spectres successifs dans les aleurites claires de la paroi (BOC III et BOC IV, ensembles 1 à 4).

3.1 Injections décimétriques de micrite noire : BOC Noir.

L'analyse de 3 injections a donné des concentrations polliniques élevées : de 40 000 à 50 000 gr./g. Les spectres reflètent une forêt caducifoliée avec 10 % environ de *Carya*.

Un rapport

Carpinus + Ulmus-Zelkova + Quercus + Parrotia cf. persica

Carya

a été calculé. Cet indice vaut ici de 1,4 à 1,8 (en annexe tabl. A.11). Il peut être considéré comme l'indicateur sommaire de l'importance de *Carya* au sein de la forêt caducifoliée. Nous l'appellerons l'indice Cp/Cy. Il est d'autant plus bas que la présence de *Carya* est élevée (tabl. I.3 a et b).

Dans les argiles de remplissage des poches d'effondrement (le lac 3, cf. *infra*), les sondages ont révélé une forêt caducifoliée dont le rapport Cp/Cy est dans l'ensemble

supérieur à 10, soit un paysage pauvre en *Carya*. Ce même sédiment se caractérise par des spores de Ptéridophytes, environ trois fois plus abondantes que dans les injections. Ces dernières, en outre, contiennent systématiquement environ 2,8 fois plus de *Picea* que d'*Abies*. Le lac 3 présente un rapport inverse. Il comporte toujours 5 à 10 % d'*Alnus*, absent dans les injections. De plus, *Parrotia cf. persica* est au moins trois fois plus importante dans ces injections que dans le remplissage.

L'origine des injections ne semble donc pas devoir être recherchée dans les niveaux du lac 3. On sait par des sondages prospectifs de l'exploitant qu'il existe encore au moins une vingtaine de mètres de micrite sombre dans le fond des poches de remplissage en dessous des sondages de 30 m. Ces dépôts profonds n'ont pas encore fait l'objet d'analyses. Il est permis d'envisager, à titre d'hypothèse, que les injections décimétriques analysées ici pourraient avoir leur origine dans ces niveaux. Les injections constitueraient dès lors les seuls témoignages d'une phase à *Carya*, à situer stratigraphiquement sous le lac 3.

3.2 Les niveaux aleuritiques : BOC III et BOC IV

La paroi d'aleurites claires, litées et contaminées par les injections décimétriques de micrite noire, est analysée dans les diagrammes BOC III et BOC IV.

Les spectres polliniques donnent pour l'ensemble de la paroi des ensembles de taxons herbacés indiquant un milieu steppique avec jusqu'à 30 % de Liguliflorae. Toutefois les arbres de la forêt caducifoliée ne sont absents à aucun niveau. Ce groupe d'arbres varie entre 2,5 % et 37 %.

Vu la situation du dépôt contigu à une faille, l'image palynologique d'une steppe avec des poussées de forêt de climat un peu plus chaud et plus humide est dépendante de l'identification préalable de contaminations diffuses éventuelles dont il faut alors préciser l'origine et l'importance.

3.2.1 Ensemble 2 : Echantillons 2 à 7 - 1,65 m d'épaisseur.

La concentration en pollen est moyenne, d'environ 28.680 gr./g et même pour trois niveaux de 40.000 gr./g. Les pourcentages de grains de forêt caducifoliée

atteignent 37%, nettement dominés par *Carpinus*. Le rapport Cp/Cy reste supérieur à 4.

Une contamination depuis les dépôts du lac 3 reconnus dans le sondage BO III ne peut guère être admise, malgré certaines similitudes. Dans BO III, les concentrations sont de 35 000 gr./g et le rapport Cp/Cy est supérieur à 10. Il est dû à une forte proportion de *Carpinus*.

L'examen des concentrations en palynomorphes contribue à réfuter une contamination diffuse des aleurites. Les niveaux supérieurs nettement steppiques de la paroi BOC IV (éch. 8 à éch. 25) ont une concentration moyenne d'environ 12 480 gr./g. On pourrait considérer qu'une contamination par les micrites du lac 3 serait donc responsable de l'apport moyen de $28\ 680 - 12\ 480 = 16\ 200$ gr./g. 56,5 % du contenu pollinique seraient dès lors originaires des couches du lac 3. Or, les spectres de l'ensemble 2 ne peuvent être assimilés à des spectres résultant d'apports aussi importants pour les raisons suivantes. *Alnus* est représenté toujours par plus de 8 % dans les argiles de remplissage ; un spectre contaminé à raison de 56,5 % devrait contenir plus de 4 % d'*Alnus*, taxon qui est partout absent dans les aleurites. Inversement, *Parrotia cf. persica* est représenté dans les argiles de remplissage par 1 %. On trouve pourtant 3 % de cette espèce dans les aleurites. D'autres exemples comparables vont à l'encontre d'une contamination marquante : *Abies*, *Picea* notamment.

Il faut aussi rejeter une contamination par des injections de micrite noire, malgré certaines ressemblances : importance de *Parrotia cf. persica*, moins de 1 % de spores de Ptéridophytes, rapport *Picea/Abies* élevé (5). Toutefois, le rapport Cp/Cy réfute la contamination. Les injections donnent un rapport entre 1 et 2 tandis que les échantillons de l'ensemble 2 ont un rapport supérieur à 4. De plus un calcul de proportions à partir des concentrations, comme ci-dessus, renforce cette idée.

Une origine, depuis une série palynologique inconnue, est infirmée par le levé sédimentologique de la coupe. On observe une interstratification non discordante des faciès aleuritiques clairs et des faciès micritiques sombres d'épaisseur millimétrique. Des injections aussi minces seraient discontinues et non concordantes.

L'interprétation de l'ensemble 2 est donc fort probablement celle d'un paysage steppique très atténué par la présence d'éléments forestiers nécessitant un peu plus de chaleur et d'humidité. La sédimentation de micrites noires millimétriques interstratifiées,

riches en palynomorphes, n'est possible que si les groupements forestiers responsables des 37 % de grains de forêt caducifoliée sont proches. On peut supposer une ceinture forestière autour du lac, peut-être aussi des apports depuis un petit affluent dont la vallée serait occupée par une forêt.

3.2.2 Les ensembles 1, 3 et 4 de BOC III et BOC IV.

Ensemble 1 : 3 échantillons inférieurs de BOC III + éch. 1 de BOC IV, 6 m.

Ensemble 3 : éch. 8 à 16 de BOC IV

Ensemble 4 : éch. 17 à 25

} 6m

Les spectres sont très nettement steppiques. Les herbacées dominent largement. Le pollen de la forêt caducifoliée est limité à moins de 10 %.

Les rapports Cp/Cy distinguent l'ensemble 4 pour ses valeurs faibles 0,5 à 1,5, donc à prédominance de *Carya*, des ensembles 1 et 3 dominés par *Carpinus* (tabl. A.11 en annexe).

4 Evolution du paysage végétal

Les aleurites claires sont en contact par failles avec les boues micritiques noires qui les ont localement contaminées. En effet, des contaminations par injections décimétriques (dans lesquelles *Carya* est bien représenté) sont nettes. Peut-être pourrait-on suspecter une provenance des niveaux situés actuellement à plus de 30 mètres sous le plancher de la carrière et qui n'ont pas encore pu être échantillonnés. Ces injections ont des spectres polliniques relativement proches de ceux de la dernière phase du sondage BO IV (rapports Cp/Cy, en moyenne de 2). Toutefois le sédiment est totalement différent.

Il semblerait qu'en dehors de ces grosses injections, les aleurites claires n'aient guère subi de contamination importante. Le paysage steppique qu'elles livrent à l'analyse pollinique est significatif. Les aleurites claires, par leur contenu pollinique ainsi d'ailleurs que par leur contenu sédimentaire, indiquent une dégradation climatique marquée par le développement d'une steppe. Le climat était donc sec. Les ostracodes nous apprennent par ailleurs que la température avait fortement chuté.

Le paysage reconstitué est en effet d'abord celui d'une steppe à Compositae et Gramineae. C'est l'ensemble 1. L'ensemble 2 montre que le caractère steppique s'atténue. Une ceinture de forêt caducifoliée à *Carpinus* dominant, à *Quercus*, *Parrotia* cf. *persica* et *Carya* se serait développée temporairement à proximité du lac.

Toutefois, il est très surprenant d'assister à une poussée forestière dominée dès le début par *Carpinus* sans les phases pionnières intermédiaires. Les ensembles 3 et 4 indiqueraient une recrudescence de la steppe et un recul de la forêt, dans laquelle *Carpinus* est d'abord dominant, puis *Carya*.

Des proportions élevées de Liguliflores ont été trouvées dans la fluctuation de la phase 2 de TP II à Tres Pins, 500 m au nord de la briquetterie (Leroy, 1987) et dans les phases 2 et 3 du diagramme du lac 3 de la paroi de Bòbila Ordis (Julià et Suc, 1980). Cette abondance de Liguliflorae se révèle donc caractéristique des phases steppiques de climat sec dans la région pour le Pliocène final et le Pléistocène inférieur.

5 La température des steppes à Liguliflores : la solution par les ostracodes

Nous avons vu au chapitre II.V que les dépôts du lac 2 ont fourni d'abondants ostracodes de climat nettement froid et sec. Cette information complète celle de la palynologie sur les précipitations. **Les steppes à Liguliflores correspondraient à un climat nettement froid et sec.**

6 Conclusion

Les diagrammes du BOC III et BOC IV établis dans les aleurites appartenant au lac 2 révèlent un épisode steppique, de climat sec et froid. Ce résultat provient de l'étude conjointe des sédiments par la palynologie et l'ostracodologie.

Les résultats proviennent d'analyses polliniques précédées de l'élimination d'échantillons contaminés, injectés au travers d'un miroir de faille, depuis un matériel encore inconnu et peut-être enfoui sous les argiles de remplissage du lac 3. D'autres sources de contaminations ne sont pas à exclure, bien qu'elles paraissent négligeables.

Le lac 2 se serait formé sous un climat de période glaciaire. La phase 2 serait un interstadiaire.

5. Palynologie du lac 3

1 Introduction

Les dépôts du lac 3 de Bòbila Ordis sont connus depuis longtemps. En effet, ils sont d'accès facile car exploités pour la briqueterie. L'avancement du front d'exploitation a fait disparaître progressivement les affleurements étudiés par H. Elhaï (1966), M.-A. Geurts (1977) et J.P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980). Il est en conséquence difficile de retrouver des points de repère pour raccorder entre elles les coupes successives. Nous avons sondé le plancher de la briqueterie.

2 Travaux antérieurs

H. Elhaï (1966) a étudié en coupe la paroi de ce qu'il regardait comme une ancienne "terrasse" du lac de Banyoles. Il a prélevé des échantillons argileux sur 2,5 m de paroi à l'est de l'ancienne route, à l'occasion d'un congrès (R. Julià, comm. pers.). Cette coupe était mal localisée et, de toute façon, la paroi et tout le dépôt ont été exploités aujourd'hui.

Selon R. Julià (comm. pers.), le dépôt étudié par H. Elhaï était soit juste postérieur à la dalle de Bòbila Ordis et donc d'un âge compris entre le lac 1 et le lac 2; soit, plus probablement, une partie des dépôts du lac 3 qui recouvrent encore localement la dalle de Bòbila Ordis.

Le diagramme détaillé (Elhaï, 1966) indique une forte dominance des arbres : *Pinus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Quercus*, *Corylus*. *Ostrya*, *Zelkova*, *Carya* et *Tsuga* sont aussi signalés mais il y avait absence de *Pterocarya*. D'après les données publiées par H. Elhaï, nous avons dressé le diagramme synthétique (fig. II.42). L'auteur proposait un âge cromérien d'après l'existence d'*Hippopotamus major* et de grains "exotiques".

Postérieurement au travail de H. Elhaï, l'exploitant a dégagé une paroi à l'ouest de l'ancienne route dans la partie inférieure du même dépôt. M.-A. Geurts y a étudié trois affleurements (Geurts, comm. pers. et 1977 ; Geurts *in* : Julià, 1980). Seuls quatre échantillons de la coupe HPI (1,20 m d'épaisseur), des argiles laminées provenant de la base de l'affleurement, à l'altitude actuelle de la briqueterie, ont fourni du matériel sporopollinique en quantité suffisante.

Les spectres de ces échantillons sont dominés par le pollen de *Pinus*, de *Picea* et d'*Abies*. Les

grains de la forêt caducifoliée comportent *Alnus*, *Carpinus* et *Ulmus*. L'échantillon 1 contient aussi beaucoup de *Quercus*. La présence de *Carya*, *Pterocarya* et *Tsuga* est signalée. Le pollen des Ericaceae et des Gramineae sont nombreux. Seuls les grains de *Myrica* forment les pourcentages de la classe 1. Nous avons transposé les résultats de cette analyse en un diagramme synthétique (fig. II.42).

M.-A. Geurts propose aussi un âge Cromérien, notamment par comparaison avec d'autres diagrammes de la région (Geurts, 1977 et 1979).

J.P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980) a publié le résultat de 36 analyses provenant de ce même dépôt. L'auteur divise son diagramme (fig.II.5b) en trois phases. Il affirme que "la forêt caducifoliée (*Carpinus*, *Parrotia*, *Carya*, ...) s'étalait en plaine du fait de la présence de lacs mais avait vraisemblablement une certaine extension en altitude (phase 1). Cette forêt, tout comme celle de conifères, régresse au bénéfice des formations ouvertes à *Pinus*, *Ephedra* et *Artemisia* (phase 2). Puis s'installent aux abords du lac de nouveaux groupements forestiers (phase 3) moins denses à *Corylus* et *Quercus* cependant qu'en plaine s'étendent les groupements méditerranéens".

Notons que les herbacées de la phase 2, steppique, comportent beaucoup de Liguliflores. Les espèces méditerranéennes présentes lors de la phase 3 sont : *Quercus t. ilex-coccifera*, *Olea* et *Platanus*, avec des pourcentages très faibles.

L'interprétation climatique proposée par J.P. Suc est la suivante : "à un climat à précipitations estivales (phase 1), succéderait un climat plus sec à saisons plus contrastées (phases 2 et 3) : refroidissements hivernaux, diminution ou absence de précipitations l'été".

Pour J.-P. Suc, la paroi de Bòbila Ordis est la référence stratigraphique d'une partie du Waalien : le PI III (Zagwijn et Suc, 1984).

3 Les sondages du lac 3 de Bòbila Ordis : BO II et BO III

Deux diagrammes polliniques ont été dressés d'après sondages (Leroy, 1987) : le premier (BO II) comprend 52 échantillons répartis sur les 12 m inférieurs (fig.I.43, 44 et 47) et le second (BO III), 56 échantillons prélevés sur les 29 m du sondage (fig.II.45 et 46). Pour BO II et BO III, plus de cent taxons ont été identifiés dont 35 sont nouveaux pour ce site. Les informations sur la description lithologique des échantillons, leurs sommes de base, la profondeur du prélèvement et la concentration pollinique sont rassemblés en annexe aux tableaux A.3 et A.4.

La concentration pollinique calculée pour BO III est moyenne et constante sur les trente mètres, d'environ 30.000 gr./g. *Carpinus* (19%), *Ulmus-Zelkova* (10%), *Quercus* (10%) et *Alnus* (jusqu'à 8%) constituent 30 à 55% des spectres. S'y ajoutent : *Acer*, *Eucommia*, *Parrotia cf. persica*, *Carya*, *Pterocarya*,

Parthenocissus, *Tilia*, *Buxus*... L'importance de ces taxons suggère une formation forestière caducifoliée très diversifiée. Les grains de *Pinus* atteignent 20 à 47%. *Abies* est important et, avec *Picea*, il ne dépasse pas 14%. Les valeurs de *Tsuga* restent proches de 1%. Les pourcentages des herbacées et des quelques rares éléments subméditerranéens, surtout *Ligustrum*, sont faibles.

Cette palynoflore évoque donc une riche formation forestière décidue qui devait s'étendre largement autour du lac. Elle cédait la place en altitude à des conifères. Ce type de paysage ne semble pas s'être modifié sur les 30 mètres du dépôt. Tout au plus, pour les deux sondages, peut-on déceler une augmentation progressive de l'importance des taxons de la formation caducifoliée au détriment de *Pinus* : progressent *Ulmus-Zelkova*, *Alnus*, *Buxus*, Ericaceae, *Vitis* ; *Carya* régresse légèrement.

La grande homogénéité des diagrammes sur une trentaine de mètres s'explique par un taux élevé de sédimentation dans une cuvette karstique alimentée par une source souterraine. Le sédiment est du type du faciès 5 non structuré.

4 Autres échantillons : sondage BO I et le slump

Un slump affleure au sud de la carrière. Il est indiqué sur une coupe levée par R. Julià (*in* : Julià et Suc, 1980). Nous avons pu analyser un échantillon de micrite noire prélevée sous le slump (fig.II.21) et un échantillon de sable calcaire jaune pris dans le slump lui-même, à 9,7 m de profondeur dans le sondage BO I.

Le sable du slump est stérile tandis que l'échantillon de micrite (tabl. II.11) a donné un spectre très semblable à ceux des sondages. Cela signifie donc que le bloc affecté par le slump appartient au même dépôt que celui des deux autres sondages, BO II et BO III, ont traversé.

5 Raccord stratigraphique relatif des diagrammes du lac 3 et évolution de la végétation

La position géométrique des séquences situe d'abord les diagrammes des sondages parallèles BO II et BO III. Vient ensuite le matériel issu de l'affleurement étudié par J.-P.Suc, relayé vers le haut par celui de H. Elhaï. D'après leur lithologie et leur position dans la carrière, les échantillons du diagramme HP I de M.A. Geurts pourraient se raccorder à ceux de la phase 1 de J.P.Suc et plus particulièrement aux échantillons 3 à 14. Les spectres polliniques sont toutefois différents en pourcentages. A l'exception de l'échantillon 1, le diagramme synthétique HP I montre des proportions de classes quasi jamais retrouvées ailleurs. D'après les pourcentages d'*Abies*, l'échantillon 5 ressemble un peu à la transition de la phase 1 à la phase 2 du diagramme de J.P. Suc.

Les diagrammes des sondages BO II et BO III se raccordent très bien à celui de J.P. Suc provenant de la paroi de la carrière. Sur les 40 m inférieurs analysés, la forêt

Tabl. II.11 : Spectre pollinique de l'échantillon
sous le slump du lac 3, à Bòbila Ordis

Pinaceae	170
Abies	26
Picea	8
Tsuga	1
Hedera	4
Alnus	3
Carpinus	72
Ericaceae	1
Eucommia	3
Fagus	1
Quercus caduc.	27
Q. t. ilex-cocc.	2
Parrotia cf. persica	9
Carya	23
Ligustrum	2
Tilia	8
Ulmus-Zelkova	26
Parthenocissus	1
Centaurea t. jacea	1
Liguliflorae	1
Cyperaceae	16
Gramineae	6
Linaceae	1
Monocot. monocolp.	1
Labiatae	1
Polygonaceae	1
Monolete lisse	4
Monolete non lisse	1
Pteris	1
Osmunda	1
Total 1	418
Indéterminés	3
Indéterminables	15
Total 2	436
Spiniferites	1

caducifoliée est l'association dominante, avec quatre taxons principaux. L'ensemble de nos spectres doit être rattaché à la phase 1.

Le diagramme de H. Elhaï indique beaucoup de *Carpinus* comme BO II et BO III; mais il a, en plus, *Corylus*, en pourcentages jamais atteints ailleurs. Les proportions entre les diverses classes du diagramme synthétique sont fort similaires, à l'exception de plus forts pourcentages de *Quercus t. ilex-coccifera* chez H. Elhaï.

L'ensemble des diagrammes du lac 1 appartiennent à un même interglaciaire. Les spectres palynologiques indiquent un paysage à forêt caducifoliée dominante, à climat chaud et humide très constant, et dont l'ampleur croît progressivement vers le haut, jusqu'à l'apparition d'une brève phase steppique au sommet de la séquence. Un retour à des conditions climatiques plus douces se marquerait par une végétation où *Corylus* joue un rôle certain.

6 Conclusion

Les sondages du lac 3 ont donné des spectres palynologiques très monotones. Une charmaie domine le paysage tout comme dans la phase 1 de J.P. Suc à laquelle nous raccordons nos échantillons.

Chapitre II.IX : Couverts végétaux, paléoclimats et palynostratigraphique en Catalogne

1 Introduction

Dans un premier temps, l'interprétation du contenu des spectres polliniques consiste en une **tentative de reconstituer le couvert végétal**. La démarche est forcément limitée en raison d'incertitudes inévitables : pollen non fossilisé, pollen mal dispersé,...

Malgré leurs imperfections, les couverts végétaux reconstitués comportent suffisamment de particularités pour être à coup sûr bien distingués entre eux. Pour la Catalogne, **onze formations végétales** ont été retenues pour nos séquences plio-pléistocènes.

Dans un deuxième temps, une **signature paléoclimatique** est attribuée à chaque formation végétale. Là aussi, les incertitudes sont multiples et surtout les imprécisions. Trop d'espèces ont disparu de cette région, trop de déterminations sont limitées au genre. Or, les diverses espèces d'un genre peuvent recouvrir un large éventail d'écologies.

C'est en troisième lieu la superposition des spectres, dans les diagrammes, qui fournit les bases de la **reconstitution de l'évolution paléoclimatique**. Les éléments des changements et l'intensité des changements définissent les phases glaciaires ou interglaciaires, les stades ou interstades, voire l'apparition fugace de "short events".

C'est enfin d'après les courbes paléoclimatiques ainsi dressées que sont tentés les **raccords stratigraphiques**. En principe, la règle est de retrouver et étayer des corrélations rigoureuses avec des échelles palynostratigraphiques de référence. Cette cinquième étape de la démarche est bien délicate. Nous allons le constater pour le Plio-Pléistocène de la Catalogne, pour lequel un minimum de rigueur interdit tout

raccord qui se voudrait un peu précis.

2 Types de couverts végétaux et paléoclimats en Catalogne

D'après les spectres polliniques, onze formations végétales différentes peuvent être distinguées selon leurs affinités climatiques. La palynologie seule ne peut que très imparfaitement nuancer les paléoclimats correspondant à chacune de ces formations, les déterminations des taxons s'arrêtant souvent au genre qui regroupe plusieurs espèces d'écologie variée.

Nos diagrammes polliniques proviennent tous exactement de la même région, pour laquelle de nombreux facteurs environnementaux restent évidemment inchangés d'un diagramme à l'autre : l'altitude, les formes du relief, la latitude, la longitude, la roche mère, les sols, etc.... Les changements de végétation qui apparaissent à la comparaison des diagrammes sont donc liés plus directement aux modifications climatiques. Onze couverts végétaux sont distingués et une signification paléoclimatique est proposée.

D'après la palynologie, quatre types de forêts caducifoliées se différencient :

CV1 : une chênaie avec *Carya*

* phases 1 et 2 de BO IV. Nous avons vu que selon le type de Chêne, deux interprétations palynologiques sont possibles : un couvert forestier continu ou un couvert discontinu. Un couvert discontinu est plus conforme aux données des gastéropodes fossiles, notamment des espèces terrestres de forêts discontinues. La forêt discontinue est conforme aussi aux ostracodes piégés dans le sédiment, comme *Metacypris cordata*, commun de nos jours dans les régions de climat méditerranéen.

CV2 : une chênaie-charmaie à *Carya*

* phase 3a de TP II

CV3 : une charmaie avec *Quercus*, *Ulmus-Zelkova* et *Alnus*

* Tous les diagrammes du lac 3, à l'exception des phases 2 et 3 définies par J.-P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980). Les pourcentages de *Carya* et de *Pterocarya* diminuent dans le lac 3. Ces deux taxons ont déjà bien entamé la restriction de

leur aire géographique avant de disparaître ensuite au cours du complexe Cromérien et à l'Holsteinien.

CV4 : une forêt très variée

CV4.1 : phase 4 de BO IV : *Quercus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova*, *Carpinus* ;
secondairement : *Pterocarya*

CV4.2 : phase 1 de TP II : *Quercus*, *Carpinus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova* ;
secondairement : *Pterocarya*, *Tilia*, *Fagus*, Ericaceae

CV4.3 phase 3c de TP II : *Quercus*, *Carpinus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova* ;
secondairement : *Pterocarya*, *Betula*, *Parrotia*

CV4.4 phase 5 de TP II : *Quercus*, *Carpinus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova* ;
secondairement : *Pterocarya*, *Parrotia*, *Corylus* .

Ces assemblages polliniques, de CV4.1 à CV4.4, indiquent tous une forêt caducifoliée et un **climat tempéré chaud et humide**. Par l'étude des ostracodes et des gastéropodes, certaines nuances peuvent être apportées : les formations CV4.1 sont probablement un peu moins humides.

Deux types de forêts ouvertes ont été identifiées :

CV5 : à *Carya*, *Quercus*, *Carpinus* et *Parrotia* : phase 10 de BO IV

CV6 : à *Carpinus*, *Quercus*, *Parrotia*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova* : phase 2 du lac 2.

Pour CV5, une certaine dégradation climatique doit s'être opérée. Elle se marque dans les spectres par les faibles pourcentages polliniques des taxons forestiers. Le climat était **peut-être plus frais et relativement sec**. Pour CV6, il s'agit d'une amélioration climatique, probablement interstadienne, au sein d'une période glaciaire (chap.II.VIII).

Deux types de forêts mixtes, à caducifoliés et à conifères, sont distincts :

CV7 : forêt mixte à *Tsuga* : phases 6 et 7 de BO IV

CV8 : forêt mixte à *Abies* : phase 4 de TP II propre

L'abondance de Gymnospermes d'un étage de végétation montagnarde, indique un **climat nettement froid et humide**. Les ostracodes le confirment.

Les formations végétales ouvertes sont aussi de deux types :

CV9 : une steppe arborée à *Artemisia* : phase 3 de BO IV

CV10 : une steppe à *Liguliflorae* : phase 2 de J.P. Suc (*in* : Julià et Suc, 1980), les phases 1, 3 et 4 du lac 2 et la phase 2 de TP II.

La présence d'une steppe indique un **climat nettement sec**. Nous savons en outre par l'étude des ostracodes, que la formation CV10 était **froide**.

Une formation strictement édaphique :

CV11 un milieu humide de marécage : phase 4 de TP II, proparte.

Cette formation n'indique pas un climat à proprement parler puisqu'elle reflète des conditions locales marécageuses. Toutefois, un tel marécage ne peut guère se concevoir sous un climat très sec. L'étude des ostracodes indique un refroidissement temporaire des eaux.

3 Identification paléoclimatique des changements de couverts végétaux en Catalogne et interprétation palynostratigraphique

Les échelles palynostratigraphiques de référence, publiées pour l'Europe du Nord et pour l'Europe du Sud, n'ont pas pu s'appliquer à nos séquences plio-pléistocènes. Tout au plus pouvons-nous proposer une **stratigraphie régionale relative**.

Certes pourrions-nous rattacher au Waalien ou au Ménapien du Nord-Ouest de l'Europe, nos sédiments du lac 1 de Bòbila Ordis. Le raccord s'appuie sur l'inversion magnétique de Cobb et la présence d'*Allophaiomys pliocaenicus* (chap. II. V).

Le lac 3 daterait du complexe bavelien ou du début du complexe cromérien, d'après les restes d'*Hippopotamus incognitus* et de *Mimomys savini* (chap. II. V).

Or, chacun de ces étages classiques d'Europe du Nord regroupe en gros 300.000 à 400.000 ans. Et rien dans nos sédiments, n'indique pour chaque séquence des durées longues à ce point. Nos séquences, en réalité, sont à accrocher en face des échelles palynostratigraphiques de référence, mais il serait illusoire de vouloir établir à quel échelon chacune appartient. Plus exactement, il y aurait lieu de **subdiviser les échelles palynostratigraphiques de référence en échelons nombreux**,

encore non identifiés. Les concepts de Tiglien, Eburonien, Waalien et de Ménapien regroupent de nombreuses fluctuations climatiques dont le nombre et l'ampleur respective sont encore inconnus pour les courbes continentales. Par ailleurs, quelques auteurs comme B. Menke (1975), G. Herter (1985) et E. Dricot (1962) ont décelé des fluctuations climatiques nombreuses au travers du Plio-Pléistocène, qu'il n'est pas possible de rattacher aux courbes de référence des Pays-Bas. Les courbes des isotopes de l'oxygène des sondages marins profonds paraissent bien plus détaillées et donc plus précises. Avant -0,91 Ma, elles reconstituent une cyclicité climatique d'une durée de 40000 à 50000 ans (Willams, Thunell *et al.*, 1988; Raymo, Ruddiman *et al.*, 1989), plus conforme à celle de nos séquences lacustres.

Le tableau II.12 regroupe l'inventaire de nos séquences pour Bòbila Ordis et Tres Pins. Il les superpose selon un ordre stratigraphique assez probable mais de valeur strictement relative et régionale. Les séparations horizontales du tableau marquent les périodes dépourvues d'enregistrements reconnus dans la région et qui sont de durée totalement ignorée. Ces séparations sont figurées sur le terrain par des failles normales d'effondrement.

La position des 5 phases de Tres Pins ne peut être située par rapport aux ensembles de Bòbila Ordis. Les assemblages polliniques de Tres Pins sont différents de tous ceux qui ont été identifiés à Bòbila Ordis. La séquence de Tres Pins peut aussi bien se situer avant qu'après les lacs fossiles de Bòbila Ordis, ou encore en face de l'une des nombreuses lacunes entre les lacs.

Par respect des lois internationales de stratigraphie, le tableau II.12 propose une nomenclature régionale aux événements identifiés. Il s'efforce aussi, très brièvement, de rappeler pour ces événements l'essentiel de leurs caractéristiques climatiques, déduit des formations végétales définies ci-dessus.

Le sondage de BO IV a bien montré la superposition de deux séquences lacustres distinctes, que nous avons appelées respectivement lac 1A et lac 1B. La végétation du lac 1A est clairement interglaciaire, bien que les changements climatiques classiques pour un interglaciaire ne soient ici que faiblement ébauchés. Comme vu auparavant (chap. II.VIII), il semble que les phases 1 et 2 indiquent un climat chaud et relativement sec. Nous appellerons cet interglaciaire " l'Interglaciaire d'Usall". Le "short event" de la phase 3 constituerait peut-être un stadiaire : le "Stade d'Espolla".

tabl. II.12 : Phases climatiques et palynostratigraphie régionale de Catalogne

Séquence	Phase	Couvert végétal	Climat	Palynostratigraphie régionale	Inter-glaciaire de Tres Pins
Tres Pins	5	cv 4	tempéré chaud et humide	stade de Can Terrades	Inter-glaciaire de Tres Pins
	4	cv11 et 8	froid et humide		
	3	cv 2 et 4	tempéré chaud et humide	stade de Sta Eugenia	
	2	cv 10	froid et sec		
	1	cv 4	tempéré chaud et humide		
Bòbila Ordis lac 3	2	cv 10	froid et sec (J.-P.Suc)	stade ou phase glaciaire	
	1	cv 3	chaud et humide (J.P.-Suc pro parte)	interglaciaire de Can Ordis	
lac 2	3.-4.	cv 10	très froid et sec	interstade de Martís	Glaciaire de Can Po
	2	cv 6	brève amélioration		
	1	cv 10	très froid et sec		
lac 1B	9.-10.	cv 5	sec pour les ostracodes	glaciaire ?	
	8		stérile en pollen, sec pour les ostrac.		
	6.-7.	cv 7	froid et humide	fin d'un interglaciaire	
lac I A	4.-5.	cv 4	chaud et humide	stade d'Espolla	Interglaciaire d'Usall
	3	cv 9	frais (?) et sec (steppe à Artemisia)		
	1.-2.	cv 1	chaud et relativement sec		

Par contre pour le lac 1B, il est plus facile d'établir l'existence d'un climat froid et humide à partir des phases 6 et 7.

La végétation du lac 2 s'est formée au cours d'un glaciaire, que nous qualifions de "**Glaciaire de Can Po**". La brève amélioration climatique constituerait un interstade, l'"**Interstade de Martís**".

La végétation de la phase 1 du lac 3 (sondages BO II, BO III et diagramme de J.P.Suc pro parte) est interglaciaire : " l'**Interglaciaire de Can Ordis**". Les changements observés en paroi par J.P. Suc (phases 2 et 3) indiquent soit un stadiaire, soit un début de glaciaire.

Le diagramme de Tres Pins II, malgré sa complexité peut être assimilé à un interglaciaire, l' "**Interglaciaire de Pins**". A la phase 2, la forêt caducifoliée recule très nettement au profit d'une steppe. Nous faisons de la phase 2 le "**stade de Santa Eugenia**". Les phénomènes très spectaculaires de la phase 4 ne seraient causés que par un autre stadiaire : "**Stade de Can Terrades**".

4 Conclusion

Onze formations végétales ont colonisé la région de Banyoles durant le Plio-Pléistocène. Elles indiquent de fortes modifications du couvert végétal, depuis la forêt caducifoliée jusqu'aux steppes. Elles indiquent aussi **des fluctuations climatiques majeures, depuis les climats chauds et humides jusqu'aux climats secs, parfois nettement froids**. Des nuances ou d'autres précisions sont souvent apportées par d'autres disciplines, comme l'étude des gastéropodes et les analyses systématiques et biochimiques des ostracodes. Les sédiments analysés rassemblent plusieurs séquences assez complètes mais chaque fois séparées par des lacunes de durée inquantifiable.

Les échelles palynostratigraphiques continentales de référence sont trop imprécises pour le Plio-Pléistocène. Leur cyclicité beaucoup trop longue est inadaptée à la réalité des sédiments continentaux. Les courbes isotopiques de l'oxygène, établies d'après l'analyse des sondages océaniques paraissent beaucoup plus conformes à nos résultats. S'y raccorder, pour nos séquences de Catalogne, serait aléatoire dans l'état actuel des données disponibles. Il nous a fallu nous limiter à présenter une stratigraphie

relative régionale, avec sa nomenclature propre, d'après les noms locaux.

Il devrait être possible de pousser plus loin les reconstitutions climatiques de ces diverses formations. L'étude de la systématique des ostracodes permet déjà d'ajouter des informations climatiques comme nous l'avons vu par exemple pour la phase 4 de TP II. Une quantification des paramètres climatiques est même probable à partir d'analyses géochimiques des valves d'ostracodes qui sont susceptibles de quantifier les salinités et les températures accompagnant chacune de ces onze formations végétales.

Pour les onze formations végétales, l'application d'une fonction de transfert palynologique parviendra probablement à proposer dans l'avenir ses modèles paléoclimatiques. Toutefois pour le Plio-Pléistocène, vu le nombre d'espèces disparues de ces régions, vu l'impossibilité de déterminations spécifiques du pollen, de tels modèles nécessiteraient le contrôle croisé des autres disciplines : isotopes, ostracodes, gastéropodes, faciès sédimentaires,...

Troisième partie : Le Languedoc

Chapitre III. 1 : Contexte géologique languedocien

1 Géologie régionale

Les sédiments lacustres de Bernasso et de Nogaret se trouvent dans le massif de l'Escandorgue (Haut-Languedoc); ceux de Saint-Macaire dans le Bas-Languedoc (fig. III.1 et 2). L'Escandorgue est un large plateau basaltique de 750 m d'altitude moyenne. Les roches sédimentaires sont mésozoïques dans la partie septentrionale et permienne dans sa partie méridionale (Lodévois). Le Bas-Languedoc par contre est surtout constitué de terrains du Cénozoïque supérieur.

L'histoire géologique présentée ci-dessous, fortement résumée, est notamment tirée des notices des cartes géologiques de Lodève (feuille 26-43) et de Pézenas (feuille 26-44).

Le Permien (de -270 à -230 Ma), formation dominante du Lodévois, est représenté par des poudingues, pélites et schistes autuniens et par des grès rouges, argilites et pélites lie de vin du Saxonien. La série permienne comprend près de 3000 m de sédiments laguno-détritiques.

Du Trias au Crétacé moyen (de -230 à -100 Ma) s'individualise le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France. La mer venait alors déjà du Sud (transgression triasique). La sédimentation est marneuse au centre et carbonatée sur les bordures. Epaisse dans le Lodévois (300 m), la série diminue au nord du Caylar ainsi qu'au pied de la Montagne Noire et des Cévennes. Le Jurassique est la formation principale des Causses et du mésozoïque lodévois. L'Hettangien est dolomitique ou calcaro-dolomitique. Le Sinémurien constitue la suite continue de la sédimentation hettangienne. Il est représenté par des faciès beaucoup plus calcaires. Le reste du Lias

est d'abord calcaire puis devient progressivement marneux (dont le Toarcien) pour repasser ensuite à des séries calcaréo-marneuses. Le Jurassique moyen est bien développé : calcaires, dolomies et marnes. Le Jurassique supérieur se rencontre surtout au nord de l'Escandorgue. Ailleurs, il est peu représenté ou peu définissable.

Le Crétacé est peu présent. Sa partie inférieure est marine et sa partie supérieure continentale. Quelques gisements de bauxite de cet âge sont exploités entre autres au sud de Carlencas.

Le Tertiaire est essentiellement une longue période continentale. Au Paléocène-Eocène (de -68 à -45 Ma), le Languedoc et la Provence subissent un plissement majeur, la phase compressive pyrénéo-provençale. Toutefois l'Escandorgue se trouve dans l'avant-pays tabulaire et sa couverture mésozoïque est peu affectée. A cette époque les dépôts sont continentaux et peu volumineux : grès, marnes, calcaires.

A l'Oligocène (de -45 à -25 Ma), une phase de distension suit le plissement et le massif de l'Hérault s'affaisse. Les dépôts sont relativement rares (région de Montagnac) et souvent conglomératiques.

Le compartiment effondré de l'Hérault se comble de sédiments, notamment lors des transgressions marines du Miocène Inférieur. En effet, les coteaux et la plaine du Bas-Languedoc sont formés de sables et de marnes déposés lors de cette transgression dans un golfe profond qui sera successivement entaillé par les vallées messiniennes et quaternaires de l'Hérault et de ses affluents (Aguilar, Bessedik *et al.*, 1983). Durant le Miocène, le domaine marin du Midi méditerranéen français correspondait au débouché du bras de mer périalpin dans le bassin provençal.

Au Messinien, un creusement très important a lieu suite à l'abaissement soudain et intense du niveau eustatique méditerranéen (Clauzon 1982).

Au Pliocène, intervient un fort relèvement du niveau de base (+ 110 m NGF). La mer dépasse Lyon dans la vallée du Rhône. La ria, comblée surtout de marnes bleues, s'étend sur 300 km de long. Sa profondeur à son débouché, aux Saintes-Maries-de-la-Mer, est de plus de 1200 m. Si la mer remonte loin à l'intérieur des terres, elle n'occupe pourtant plus un territoire aussi vaste qu'au Miocène. Le Pliocène s'inscrit dans les terrains encaissants par le biais d'une topographie de ravinement qui se traduit par la "surface d'érosion messinienne". Le Languedoc où régnait un climat chaud à saisons contrastées du point de vue hydrique (Suc, 1989; Pons, Suc *et al.*, sous presse)

est le siège d'un intense transfert fluvial du continent vers la mer.

Depuis le Crétacé, l'Escandorgue a connu une longue période d'évolution presque continuellement en domaine continental, pendant laquelle plusieurs cycles d'érosion karstique se sont succédé en taillant profondément les grandes surfaces calcaires, et faisant reculer leurs bordures vers le Nord. Vers la fin du Tertiaire, une grande partie de la couverture sédimentaire avait déjà été enlevée et les grandes lignes morphologiques étaient acquises.

C'est sur une morphologie pliocène en pente douce, à vallées peu encaissées, que les volcans plio-pléistocènes de l'Escandorgue ont déversé leurs laves. Leur alignement Nord-Sud suit vraisemblablement le tracé d'une fracture profonde distensive (Gèze, 1976).

L'érosion régressive en environnement basaltique a ensuite conduit progressivement au paysage actuel.

En aval, en Bas-Languedoc, des dépôts se sont formés sur le fond de larges vallées de l'Hérault et de ses principaux affluents de la rive droite : la Boyne, la Payne et la Thongue. La composition des alluvions est variable et diffère selon leur origine : les Cévennes pour la rivière de l'Hérault et la Montagne Noire pour les affluents de rive droite. C'est aussi en rive droite que les coulées volcaniques pléistocènes se sont épanchées, dans le prolongement méridional des volcans de l'Escandorgue.

2 Tectonique régionale

La tectonique affecte surtout le sud de la région qui nous intéresse. En effet, le nord est constitué de massifs cristallins sur lesquels repose le Jurassique des Causses à disposition tabulaire. Au sud, le Bas-Languedoc est composé de terrains secondaires et tertiaires plissés au cours de l'orogénèse pyrénéo-provençale (Gastaud, 1981). Les plissements et les écaillages les plus importants datent de l'Eocène supérieur. Les chevauchements languedociens recouvrent un avant-pays fortement faillé.

Les failles s'entrecroisent suivant 2 directions N 80°E et N 30°E. Les écaillages sont dirigés du sud vers le nord depuis l'axe pyrénéo-provençal existant à la place de l'actuel Golfe de Lion. Les restes de cette chaîne sont représentés par les Corbières orientales, le chaînon de Saint-Chinian et le pli de Montpellier dont le déplacement horizontal est évalué à une vingtaine de km.

Une partie de cette chaîne, entre les Pyrénées et la Provence, s'est effondrée à la fin de l'Oligocène, période de genèse de nombreux fossés de direction SS0-NNE. Le Bas-Languedoc se trouve à l'Oligocène sur la zone de distension qui va de l'ouest de la Mer du Nord au sud de la Sardaigne (Debrand-Passard, Courbouleix *et al.*, 1984) causant de nombreux effondrements subméridiens. La distension ouest-est fait rejouer en failles normales tous les accidents convenablement orientés. Le faisceau

d'accidents cévenols (sud-ouest - nord-est) constitue la limite entre le secteur nord stable et le secteur sud p l i s s é .

Une phase tectonique fini-miocène peut être reconnue dans le bassin de Montbazin-Gigean, entre Montpellier et Agde, où l'on aperçoit le Miocène moyen plissé.

Au Plio-Pléistocène, plusieurs failles ont rejoué en décrochement, par exemple les failles d'Arles et de Nîmes.

3 Le volcanisme régional

Le volcanisme du centre de la France répond à une distribution géographique en 3 branches divergentes à partir du Cantal, vieux de 20 Ma (Froidevaux, Brousse *et al.*, 1974). La partie distale de chaque branche a connu une activité récente. L'âge décroît progressivement du centre vers les 3 extrémités. La branche septentrionale s'étend du Cantal jusqu'à la chaîne des Puys, la branche orientale jusqu'à l'Ardèche et la branche méridionale jusqu'à Agde.

Le volume de matériel déversé décroît de manière générale du centre vers l'extrémité des branches (Froidevaux, Brousse *et al.*, 1974) (fig. III.3). Toutefois il y a un changement correspondant à peu près à l'axe structural Montagne Noire - Cévennes méridionales. Le secteur volcanique caussenard produit un faible volume : des cônes stromboliens hauts de quelques décamètres et des coulées peu épaisses. Tandis que dans le district languedocien, les cônes et les coulées prennent plus d'ampleur, les produits pyroclastiques sont plus abondants et des épanchements fissuraux de caractère quasi hawaïen ont donné des tables de lave de plusieurs km². Par exemple, le volcan d'Agde a couvert de ses laves environ 13 km² (et plus encore avec les coulées sous-marines), tandis que son cône de lapilli, scories, blocs et bombes en fuseau domine encore le pays voisin d'une centaine de mètres (Gèze 1976).

Selon R. Brousse et Y. Gillot (1976), l'alcalinité des laves décroît du Cantal vers Agde. Dans cet ensemble, il y a toutefois lieu d'identifier une rupture dans l'évolution du nord vers le sud. En effet si les basaltes deviennent de plus en plus alcalins du Cantal au sud des Causses, cette tendance s'inverse, et, bien au contraire, les basaltes apparaissent de moins en moins alcalins au sud, jusqu'à Agde. Le lieu de renversement d'alcalinité est appelé le front languedocien.

Les datations absolues ont montré un rajeunissement progressif du volcanisme depuis le Causse du Larzac (Mio-Pliocène), passant par l'Escandorgue (Plio-Pléistocène), jusqu'à la vallée de l'Hérault (Pléistocène).

La plupart des activités volcaniques ont débuté par des maars. Les diverses nappes phréatiques cénozoïque, mésozoïque ou paléozoïque ont pu causer le phréatomagmatisme et les violentes explosions qui ont fortement ramoné les cheminées. A ces centres d'explosion sont parfois associées des montées basaltiques massives qui forment des necks, des dykes ou des sills.

Les dykes qui matérialisent la direction réellement empruntée par le liquide magmatique indiquent des directions N 0° - N 20° E, compatibles avec les mesures de contraintes actuelles (Gastaud *et al.*, 1983). Dans l'ensemble, la composition chimique des roches est peu différenciée : basaltes, basanites, ankaramites et limburgites. L'âge des systèmes filoniens recouvre la durée de l'activité effusive, soit que les filons se soient mis en place lors de l'explosion soit qu'ils se soient formés à la fin de la vidange de la chambre magmatique (Gastaud *et al.*, 1983).

Sauf dans la vallée de l'Hérault, le nombre de volcans "avortés" est très élevé. Dans les Causses, l'Escandorgue et le Lodévois, il y a de nombreux diatèmes qui renferment surtout une brèche à éléments magmatiques associés à des produits de ramonage. Par contre dans la vallée de l'Hérault, ce sont des tufs assez particuliers qui occupent de grandes surfaces, par exemple ceux de la carrière des Peydals, à la Bégude de Jordi. Beaucoup d'entre eux correspondent à des hyaloclastites (Bessineton-Bodivit, 1974) : sous les basaltes d'Agde par exemple. Ces derniers témoignent de phénomènes explosifs liés au début du volcanisme et survenus dans un milieu soit marécageux, soit marin.

L'aspect linéaire du volcanisme découle de la configuration de la chambre magmatique. Le volcanisme du Languedoc se situe en réseau filiforme dans une région à croûte amincie. Il se révèle indépendant des dispositions structurales superficielles orientées différemment (SSO-NNE). Par contre, l'existence d'alignements préférentiels garantit l'existence d'une liaison avec des causes structurales profondes (Gèze, 1976).

P. Ambert (1982) divise la région qui nous intéresse en 4 zones correspondant à des périodes d'activités différentes.

* L'Escandorgue Nord (de -2,4 à -2,2 Ma) correspond à un mince interfluve de dolomies bathoniennes (entre les bassins de l'Orb et de la Lergue), en relief à l'orée du volcanisme. La position altimétrique dominante de la plupart des laves est donc originelle.

* L'Escandorgue Sud (de -2,2 à -1,5 Ma) montre les meilleurs exemples de paléoréseau fluvial, fossilisé par le volcanisme et parfois porté en inversion de relief. En amont du système, il y a les plus belles coupes : Vasplongues, Bernasso.... Tandis qu'en aval du système (Valquières), la sensibilité supérieure à l'érosion des argilites permienes porte les basaltes en inversion de relief.

* Le volcanisme des Monts de Faugères (aux environs de -1,6 à -1 Ma) avec d'abondantes laves est mal daté. Les laves moulent des pédiments plio-pléistocènes et à

Lézignan-la-Cèbe, elles recouvrent la plus haute des nappes alluviales de l'Hérault. L'incision quaternaire des rivières est donc antérieure à l'activité volcanique de cette région. L'âge en serait de -1,96 à -1,5 Ma. Valros, la dernière de ces activités volcaniques, est daté de -1,6 à -1,4 Ma, Il est donc pénécotemporain des dernières grandes coulées de l'Escandorgue.

* La basse vallée de l'Hérault (de 0,68 à -0,35 Ma). Le Pliocène et ses colluvions pointent sous le basalte assez récent de cette vallée (Agde, Saint-Thibéry...).

4 L'Escandorgue

Les sites que nous avons étudiés sont situés dans le nord de l'Escandorgue : Nogaret et Bernasso. Des tentatives d'analyses polliniques infructueuses ont porté sur La Gras et Valquières.

Le massif de l'Escandorgue (altitude moyenne : 650 m), a fait l'objet de nombreux travaux révélant la complexité des édifices volcaniques d'âge plio-pléistocène. La paléogéographie pré-volcanique a pu être précisée en certains points (Ildefonse, 1970; Ambert, 1982) ainsi que l'âge des multiples coulées, dykes et produits pyroclastiques variés (K/Ar : Ildefonse, Bellon *et al.* 1972, Gillot 1974; Gastaud, Campredon *et al.*, 1983). Des mesures paléomagnétiques (sur coulées : Ildefonse, Bellon *et al.*, 1972, sur sédiments associés : Sémah et Biquand 1981) apportent également une contribution à l'élaboration du cadre chronostratigraphique.

L'âge du volcanisme est compris entre 2,5 et 1,6 Ma. Selon les auteurs il y aurait soit 2 périodes d'activité, l'une à 2,5 et l'autre à 1,6 Ma (Ildefonse, Bellon *et al.*, 1972), soit une seule en continu de 1,9 à 1,6 Ma (Gastaud, Campredon *et al.*, 1983).

M. Khodayar, A. de Goër de Herve *et al.* (1989) explique les mécanismes du volcanisme dans le nord de l'Escandorgue :

" le magma a rencontré la nappe aquifère stockée au toit du Toarcien. Les interactions violentes qui en résultèrent ont donné naissance à une dizaine d'entonnoirs d'origine phréatomagmatique (maars) qui percent la dalle du Dogger... Les produits projetés consistent en des brèches (tufs de maar *s.l.*) à fragments de roches mésozoïques ou précambriennes du substratum. ... Certains de ces appareils, dont les parois sont entaillées dans le Toarcien étanche, ont alors été remplis par des lacs profonds alimentés par l'aquifère captif à l'interface Toarcien-Dogger. Des calcaires lacustres et des diatomites s'y sont sédimentés... Une reprise ultérieure de l'activité, réutilisant le même ensemble de conduits éruptifs, a engendré, du fait de la tranche d'eau importante, l'apparition de produits à caractères 'surtseyens'. Ce sont pour l'essentiel des tufs hyaloclastiques, affectés d'une palagonitisation parfois intense... Ces formations, dont la puissance actuelle à l'affleurement atteint 100m, incorporent des xénoclastes de calcaires lacustres et de diatomites ... seuls

témoins de l'existence de lacs de cratères entre les phases d'activité. ... La présence de hyaloclastites typiques implique l'existence d'un lac de volume et de bathymétrie notables. Dans le contexte karstique du Causse du Larzac, seul un remplissage de cratère de maar est susceptible d'atteindre un volume suffisant." Dans certains secteurs : "on passe directement du phréatomagmatisme à un stade magmatique 'strombolien', avec blocs, scories soudées et bombes en fuseaux. Cette évolution brusque indique un tarissement local de la source phréatique."

" Les manifestations hydromagmatiques ne caractérisent ici que les phases initiales du volcanisme, l'activité évoluant ensuite sans intervention de l'eau. Ceci implique un tarissement, non seulement au niveau d'un appareil, mais régional, de l'alimentation en eau. Ces caractères distinguent l'Escandorgue nord d'autres régions du Massif Central."

Chapitre III. II : Géologie de Bernasso

1 Introduction

Le site de Bernasso, étudié déjà par plusieurs auteurs, était au Pliocène Supérieur un plateau calcaire que défouillait un réseau de canyons profondément creusés. Lors d'une première activité éruptive, le canyon de Bernasso s'est vu obturé par un, voire plusieurs, barrages volcaniques. Un lac profond d'environ 50 mètres s'est ensuite colmaté et un réseau de dykes subverticaux a recoupé le sédiment du colmatage. Lors d'une dernière phase éruptive, un épandage basaltique a fossilisé les sédiments lacustres, les canyons, tout l'ensemble de la région. Ainsi s'est édifié le plateau basaltique de l'Escandorgue.

Nos levés de terrain, la collaboration avec des spécialistes des datations absolues et du paléomagnétisme, nous ont amenée à largement préciser toute cette évolution, étape par étape, et à revoir la datation de chacune de ces étapes.

2 Paléoréseau hydrographique anté-basaltique

L'entablement basaltique de l'Escandorgue septentrional, épais par endroits de 250 m, recouvre toute la région. Il fossilise un causse, c'est-à-dire un plateau calcaire défouillé par de profondes vallées.

Le causse s'est formé dans un calcaire dolomitique hettangien en position subhorizontale. La série du Lias dolomitique est monotone et a près de 200 m à son maximum de développement. Cette série comprend une succession rythmique de dolomies et de calcaires dolomitiques gris clair à beiges, en bancs décimétriques à métriques, à débitage parallélipédiques. Le grain est généralement fin et périodiquement s'intercalent des bancs à structure laminaire centimétrique d'origine algale, à faciès stromatolitiques.

L'âge du creusement du causse par un réseau hydrographique est mal connu. La région a subi depuis son émergence au début de l'ère tertiaire une longue évolution continentale. L'existence du volcan aérien des Eglazines (Ambert, sous presse) qui a explosé dans le fond de la vallée du Tarn, il y a 13 millions d'années, indique un creusement déjà important au Serravallien.

Au Pliocène, les vallées du Causse de Lunas dessinaient un réseau du nord vers le sud, en gros perpendiculaire aux écoulements actuels qui se partagent vers l'est et vers l'ouest. Nous allons voir que le réseau actuel s'est mis en place au Quaternaire, après l'épandage d'une dalle basaltique dont la base est datée de -1,6 Ma (Ildefonse, Bellon *et al.*, 1972). C'est d'ailleurs à la faveur des entailles profondes creusées par le réseau actuel qu'il est possible de reconstituer le tracé du premier réseau hydrographique et d'analyser les sédiments qui en ont colmatés certaines vallées, à la suite des premières manifestations volcaniques et d'observer le remplissage des vallées fossiles (Ildefonse 1970; Ambert 1982).

J.P. Ildefonse (1970) a décrit plusieurs paléovallées à pente douce, à parois très raides, qu'il a qualifiées de canyons d'origine karstique et à écoulement temporaire (Ildefonse op. cit. p.69).

Les paléovallées de Bernasso et de Ladournié en sont un bel exemple (fig.III.4). Il s'agit de deux vallées fossiles grossièrement parallèles. Celle de Bernasso, exhumée à la source de Bernasso, au Saut de Baptiste et au Mas de Vailhé, a subi à l'amont d'un barrage volcanique, un remplissage partiellement lacustre, épais d'au moins 80 m qui fait l'objet de notre recherche.

3 Travaux antérieurs

3.1 La paléovallée de Ladournié.

Sous la ferme de Ladournié, un conglomérat fluviatile typique repose sur les calcaires hettangiens, à une altitude de 465 m (fig.III.5). Ce conglomérat est lui-même recouvert horizontalement par un "tuffolave, ... Certains pipes bréchiques se sont épanchés à la surface, en donnant des coulées bréchiques" (Ildefonse, 1970, p. 2). L'auteur ajoute " Le caractère extrusif des pipes semble être assez fréquent dans la partie sud de l'Escandorgue, si l'on considère le grand nombre de tuffolaves que l'on peut observer interstratifiés avec des coulées basaltiques massives remplissant les vallées karstiques creusées dans la table calcaire hettangienne...Les tuffolaves se présentent en coulées atteignant 15 m de puissance, sur des distances de 800 à 1000 m parfois. Elles se sont mises en place à des températures beaucoup plus basses que les laves massives. Elles ont un aspect qui rappelle certaines ignimbrites du Latium italien avec une composition chimique proche de celle des basabites à analcime".

Le tuffolave est surmonté d'un empilement de basaltes massifs. De part et d'autre de la ferme de Ladournié, un contact horizontal basalte-calcaires se situe à une altitude voisine de 550 m. La paléovallée de Ladournié comporte donc un colmatage de 85 m (550 m-465 m) (fig. III.5). Ce colmatage est une superposition d'alternances de graviers fluviatiles grossiers à charge basaltique et de couches volcano-sédimentaires émises par un volcan situé à l'amont de la vallée, mais encore inconnu car fossilisé sous la dalle basaltique sommitale.

3.2 La paléovallée de Bernasso

La paléovallée d'orientation nord-sud est exhumée en quatre points, de l'amont vers l'aval : le Mas de Vailhé, la source de Bernasso, le Saut de Baptiste et les Ajougadoux (Ildefonse, 1970) (fig.III.4). Elle confuait avec celle de Ladournié un peu au nord du volcan de Mont Saint-Amans.

Le barrage

La paléovallée au niveau de sa source de Bernasso (lat N 43° 43' 34"; long E 3° 15' 25", alt. 512 m) est colmatée par 60 mètres environ de sédiments (fig. III. 4, 6, 7 et 8). A la base, 20 m de sédiments fluviatiles à gros galets sont surmontés de 35 m de sédiments lacustres accumulés à l'amont d'un barrage volcanique.

Pour J. P. Ildefonse (1970), le barrage résulte d'une coulée volcanique hypothétique. Il pourrait s'agir soit du volcan du Mont Saint-Amans, soit de celui des Ajougadoux. Les cônes de ces deux volcans ne s'individualisent plus dans la morphologie car ils ont été ennoyés par les coulées postérieures. La nature précise du barrage restait donc inconnue.

J.-P. Ildefonse (1970) a relevé la présence de lambeaux de diatomites incorporés aux projections qui surmontent les dépôts volcano-sédimentaires de Ladournié, ainsi que dans une couche de cinérite intercalée dans le matériel détritique du Saut de Baptiste. La présence de ces diatomites remaniées dans les projections volcaniques indique une première phase de sédimentation lacustre antérieure à celle que nous avons étudiée. Ce premier lac se serait situé plus à l'aval, et aurait été crevé par un le volcan qui aurait projeté les lambeaux de diatomites et formé le barrage. M. Khodayar *et al.* (1989) signalent l'existence fréquente de lacs de cratère provisoires, survenus entre des phases volcaniques explosives, de type maar, et dont les traces sont des xénoclastes incorporés aux tuffs.

Le lever cartographique des sédiments lacustres de la vallée de Bernasso attribue au lac une longueur d'au moins 2 km et une largeur variant de 300 à 500 m. Les bords du lac étaient très redressés, avec des pentes souvent supérieures à 50°, héritées de la paléovallée en canyon. La pente longitudinale vers l'aval était proche de 3%.

Une activité volcanique antérieure au barrage est suggérée par la présence d'un bloc basaltique pluridécimétrique dans le cailloutis de base de la série de Bernasso (Suc, 1978).

Le remplissage et les coulées basaltiques supérieures

Le sommet des dépôts lacustres est recouvert par des coulées volcaniques dont l'altitude décroît du nord vers le sud : 534 m au Mas de Vailhé, 528 m à Bernasso, 521 m au Saut de Baptiste (fig.III.6).

Les formations sédimentaires lacustres sont à leur sommet de fines laminites carbonatées, riches en diatomées. Elles sont localement recouvertes, notamment à Bernasso, d'un ensemble aleuritique de plus en plus grossier vers le haut, à disposition lenticulaire entrecroisée et avec des ripple-marks. Le faciès lacustre de faible énergie passe à un faciès à plus haute énergie, probablement de plage. Cette succession suggère la fin d'un colmatage lacustre.

Au Saut de Baptiste (fig.III.6), la coulée de basalte surmonte directement les diatomites. Le contact est net. Le basalte ne semble pas avoir érodé le sédiment. Or le contact se situe à 521 m d'altitude, soit à 7 m sous la base de la dalle de Bernasso. Cette différence d'altitude de 7 m indique soit une érosion déjà bien entamée du sédiment lacustre avant l'épandage basaltique, soit l'appartenance du dépôt lacustre du Saut de Baptiste à une séquence distincte de celle de Bernasso. L'analyse pollinique favorise cette seconde hypothèse, que des datations K/Ar, en cours de la dalle du Saut de Baptiste contribueront à renforcer ou à réfuter (A. Boven, comm.pers.).

Le tuffolave, puis le basalte, ont achevé le colmatage des paléovallées. Les dernières émissions basaltiques, n'étant plus canalisées par un réseau hydrographique comblé, se sont étalées sur l'ensemble de la région, édifiant ainsi le plateau sud de l'Escandorgue d'altitude d'environ 700 m.

4 Description des sédiments du remplissage fluviolacustre

Les sédiments sont fossilisés sous les coulées basaltiques. C'est donc le long des versants des vallées actuelles que leur levé et leur échantillonnage est possible. Trois sites principaux d'affleurement ont été analysés en détail : la source de Bernasso, le Saut de Baptiste et le Mas de Vailhé.

4.1 - La source de Bernasso

Plusieurs auteurs ont déjà décrit les sédiments de la source de Bernasso : J.P. Ildefonse (1970, p.78) repris par J.P. Suc (1980), fig. III.7 et A. Chanson et H. Guiot (1987, inédit).

Nous avons en outre participé à des sondages (1987) et à plusieurs campagnes de levés qui ont permis de compléter les descriptions. Nos recherches sur le terrain ont profité de coupes nouvelles dues à l'élargissement d'un chemin en 1988.

La description des 17 coupes levées par A. Chanson et H. Guiot est schématisée à la figure III.8.

Le bas de la coupe montre le calcaire dolomitique hettangien altéré, surmonté d'un gravier calcaire passant progressivement à du sable calcaire.

Les niveaux surincombants sont constitués d'un cailloutis fluviatile épais de 21 m environ, probablement mis en place par une rivière anastomosée comme en témoigne l'existence de point bars de sédiments grossiers alternant avec des lentilles fines sablo-silteuses.

Localement, et notamment de part et d'autre du dyke n° 2, un travertin de versant repose sur les cailloutis.

En rive droite de la paléovallée, à l'ouest du dyke n°2 (fig.III.4), au contact de l'Hettangien, les dépôts de pente sont recouverts sur une dizaine de mètres par des dépôts pyroclastiques lités, à faciès de tuff ring (fig.III.9). Ces couches contiennent de très nombreux xénolithes arrachés à l'encaissant hettangien. Le contact avec les dépôts lacustres se fait par une forte discordance angulaire.

Le dépôt lacustre s'est accumulé sur 39 m. Ce sont d'abord 7 m environ de silts calcaires. Une bombe volcanique longue de 20 cm, d'origine inconnue a été trouvée à l'altitude de 490 m. Elle s'est déposée au cours de la sédimentation lacustre car elle déforme les couches. Les silts sont recouverts par plus de 7 m de dépôts deltaïques grossiers à foreset beds. La séquence deltaïque a perturbé la succession régulière des dépôts de fond de lac. Les coupes situées le long du dyke n°2 devraient fournir les séquences manquantes à l'endroit du delta. Partout ailleurs, latéralement, le matériel lacustre est constitué d'une superposition de couches minces, silto-argileuses.

Le sondage BN I

Un sondage a été réalisé à la source de Bernasso à 515 m. Il recoupe 8 m de sédiment. Son but était de combler une lacune de 10 m de sédiments non accessibles en coupe, de 502 m à 512 m.

La base du sondage recoupe le versant de la paléovallée (sur 2,50 m), marqué par des débris de plaquettes calcaires et une charge cinéritique à sphène. A partir de la moitié supérieure du sondage (-2,50 m) jusqu'à 4 m au-dessus de la route, la sédimentation est une laminite calcaire à diatomées. Il s'agit de fines lamines millimétriques, d'apparence varvée, à alternance de couches sombres et claires.

Le sondage a été implanté sur un replat situé à 60 cm en contre bas du point où le chemin traverse la rivière, sous la source. Il est un peu décalé vers l'est par rapport à l'axe de la vallée. A cause de problèmes techniques de sondage, 8 mètres de sédiment ont dû être prélevés dans 38 carottes. De plus, le sédiment s'est fortement étiré à l'intérieur des carottiers.

Le sondage est constitué de bas en haut (fig.III.11) :

- de -800 à -580 cm : dépôts de pentes caractérisés par des plaquettes détritiques de calcaire hettangien, et à matrice à grains de sphène d'origine volcanique et de quartz
- de -580 à -555 cm : dépôts de solifluxion sur versant, à éclats de carbonates noyés dans une matière organique noire, à grains de quartz et de feldspaths
- de -555 à -550 cm : cinérite surmontée de débris de feuilles et de bois
- de -550 à -262 cm : laminites carbonatées à diatomées, avec cinérites
- de -262 à -257 cm : cinérite
- de -257 cm à la surface : zone décarbonatée et horizons pédologiques.

Il y a donc lacune d'observation de 5 m entre le bas du sondage qui a buté contre le versant de la paléovallée et l'affleurement de la série sédimentaire sous-jacente.

Laminites à empreintes foliaires.

A une altitude proche de celle du sondage et à 300 m à l'ouest de celui-ci, dans la tranchée de la route (fig.III.4), des laminites millimétriques ont piégé à plat de très belles empreintes de feuilles (Ildefonse, Suc *et al.*, 1976)(chap.II.IV). Jusqu'en 1988, cet affleurement à macrorestes foliaires était le seul connu. Depuis l'élargissement du chemin, les macrorestes foliaires sont visibles du maar à la source (en cours d'étude par P. Roiron). Une lame mince révèle un sable fin carbonaté interstratifié contenant des niveaux riches en diatomées. Le litage est perturbé par des structures de compaction et des structures pénécontemporaines de la sédimentation, notamment des structures de charge (load cast) et des drop stones. Quelques grains de quartz subissent une métasomatose calcique. Cette laminite ressemble fort à celle de la coupe aux macrorestes de Nogaret (chap. IV.3).

Intrusion de dykes

Avant de passer au tuffolave (8 à 10 m d'épaisseur), le sédiment devient plus grossier sur une dizaine de mètres, il perd sa couleur gris foncé et devient jaunâtre. Il s'agit d'un silt puis d'une aleurite à gastéropodes.

Entre la paléovallée de Ladournié et celle de Bernasso, les calcaires hettangiens de l'interfluve ont été recoupés par plusieurs dykes verticaux (fig.III.4). L'un d'entre eux recoupe le remplissage fluvio-lacustre (dyke n°2). Il s'invagine au contact des

cailloutis fluviatiles calcaires dont bon sont rougis par la cuisson. Un peu en contre-haut, le flanc du dyke porte de délicates formes de pillow-lava (fig.III.10) ainsi que les moulages de lits de diatomites. Au-dessus du chemin, le contact du dyke et des coulées du plateau n'est pas visible à cause d'éboulis qui le masque. L'observation des pillow lava et des moulages des diatomites est capitale pour notre travail. Le dyke recoupe les sédiments lacustres, auxquels il est donc postérieur. Or il a pu être daté par K/Ar de $-1,77 \text{ Ma} \pm 0,05$ (A.Boven communication personnelle).

Une mesure de température du dyke au moment de son intrusion a donné : 700°C (J.-L. Pingot, comm. pers.).

Le thermométamorphisme de quelques argiles au contact d'un dyke basaltique a déjà été étudié dans la région. Parfois, les argiles restent intactes au contact du basalte. Dans d'autres cas, elles subissent un noircissement et il se forme de petits prismes pélitiques disposés perpendiculairement aux épontes. Les modifications du chimisme des roches sédimentaires encaissantes se limite à de très courtes distances (Ildefonse, 1970).

4.2 - Le ravin du Saut de Baptiste

La partie aval du remplissage lacustre de la paléovallée de Bernasso est dégagée le long du thalweg du petit ruisseau du Saut de Baptiste.

J.P. Ildefonse (1970) a décrit la coupe des 10 derniers mètres du remplissage du saut de Baltiste (fig.III.6). Il a relevé une cinérite pluridécimétrique à 517 m d'altitude et une passée décimétrique de lignite à 515 m. La base de la coulée basaltique surincombante est située à 520 m.

De nouvelles observations (Ambert, Boven, Leroy, Lövlie et Seret, en préparation), du bas vers le haut :

- calcaires hettangiens;
- éboulis et alluvions anté-volcaniques;
- formations contemporaines du phréatomagmatisme initial et de l'édification du barrage : alluvions, tufs volcaniques, travertins, lentilles argileuses et projections phréatomagmatiques (semblables à celles décrites ci-avant au niveau de la source de Bernasso);
- latéralement, sur le flanc ouest de la vallée, un cône strombolien;
- dans l'axe de la vallée, un remplissage lacustre à pollen et à restes foliaires (P. Roiron, en cours d'étude) : des silts et des argiles, et sur les 20 derniers mètres des sédiments laminés;
- des coulées basaltiques.

Un dyke basaltique recoupe le bas du remplissage.

Les dépôts volcaniques visibles sur le flanc septentrional de la paléovallée suggèrent l'existence d'un barrage situé légèrement en aval, dans un secteur complètement fossilisé par les coulées. Ces dépôts volcaniques sont surmontés d'un reste de cône strombolien adossé au versant droit de la paléovallée.

4.3 - le Mas de Vailhé

Au Nord de la source de Bernasso, les sédiments de la partie amont du remplissage de la paléovallée sont visibles au Mas de Vailhé. L'affleurement est de mauvaise qualité et il a fallu le rafraîchir le long d'un petit ruisseau coulant du SW au NE (fig.III.4).

J.-P. Ildefonse (1970) a décrit dix mètres du remplissage sédimentaire (fig.III.6). Au-dessus de quelques mètres d'éboulis, il a observé 3 m environ de laminites et de marnes laminées, surmontées d'environ 5 m d'éboulis sans atteindre une couche basaltique. Il situe cette coupe entre 525 m et 535 m d'altitude.

Nous avons pu compléter les observations de J.-P. Ildefonse entre les altitudes 475 m et 565 m (fig .III.4). D'après la carte topographique, le chemin recoupe le thalweg à deux reprises : à 550 m et à 480 m, et la coulée basaltique a ici sa base à 560 m. Il s'est en effet rapidement avéré que J.-P. Ildefonse n'a pas décrit ces affleurements.

Du bas vers le haut, nous observons :

- les calcaires Hettangiens;
- les éboulis et alluvions anté-volcaniques;
- les formations contemporaines du phréatomagmatisme initial et de l'édification du barrage en amont : alluvions, travertins et tufs volcaniques, épais de plusieurs mètres. Ces dépôts sont recoupés par un chemin.
- le colmatage lacustre à pollen et à feuilles : surtout laminites et marnes litées;
- un dyke (n°3) traverse cette formation, et la métamorphose à son contact; des lambeaux d'argiles brunifiées lui sont soudés. Vers le nord, le rafraichissement de la coupe a mis en évidence de micro-invaginations d'argiles plus cuites au sein d'un sédiment visiblement lui aussi affecté par la chaleur du dyke. Ce dyke n°3 est daté de 1.77 M.A. ± 0,05.
- le phréatomagmatisme supérieur que traverse le chemin du haut
- la suite du remblaiement lacustre, constitué surtout d'argiles et de silts oxydés
- une cinérite très indurée pluridécimétrique, quelques mètres sous la première coulée
- les coulées basaltiques, 10 m environ au-dessus du chemin.

La coupe donnée par J.-P. Ildefonse s'intercale probablement sous le dyke qu'il a pu confondre avec la base de la coulée.

5 Composition minéralogique des cinérites

De nombreuses cinérites sont intercalées dans l'ensemble du remplissage.

Une synthèse des résultats est tirée des travaux de fin d'étude en géographie de A. Chanson et H. Guiot (1987, inédit), dirigé par le Professeur G. Seret. Elle porte principalement sur les coupes dans le thalweg de Bernasso.

L'analyse des minéraux lourds a été effectuée pour 56 échantillons, le long du remplissage lacustre et des cailloutis sous-jacents de la paléovallée. Les 20 échantillons du sondage sont numérotés de 1 à 20 (fig.III.8 et tabl.III.1). En outre les sédiments lacustres contiennent eux-mêmes une charge volcanique identifiable. Une analyse de groupement selon les critères de Ward a été opérée sur 49 échantillons comportant plus de 50 minéraux lourds volcaniques déterminés, à l'exclusion des minéraux ubiquistes. Les échantillons se regroupent suivant 4 associations bien distinctes (tabl.III.2 et fig.III.8).

Tableau III.2 : Analyse de groupement sur les minéraux lourds volcaniques

classe 1 : volcanisme à augite

basalte,
+1390, +1260, +1100, +1070, +1055, +1045 = silt et aleurite
20, 11 = sol actuel et base du dépôt de versant
-1675 = silt

classe 2 : volcanisme à composition variée à enstatite-bronzite

17 à 19 = macrocinérite du sondage
5 = sondage, dépôt de versant

classe 3 : volcanisme à sphène

3 = dépôt de versant (éch. non repris dans l'analyse de groupement)
-4647 = base du cailloutis de base (éch. non repris dans l'analyse de groupement)
-4710 = karst dans le calcaire dolomitique hettangien

classes 4 : volcanisme à forstérite

a
brèche effusive
+ 975 = silt
+275, +106, +100 = laminites et silt
9 à 13 = début laminites
6, 2 = dépôts de versant
-876 à -880 = sommet delta
-972, -1186 = delta
-1348, -1693, -1867, -2100, -2209, -2283, -2343, = silt
-2465 = cinérite sur sommet cailloutis

b

+700 = silt
+510 = silt
+ 255, +250, +200 = silt et laminites
14 = début des laminites
8 = cinérite
7 = dépôt de versant
-844 à -850 = sommet delta
bombe

6 Paléomagnétisme et datations K/Ar

6.1 Anciennes mesures

La paléovallée de Ladournié (coupes des Briandes, la ferme de Ladournié à Lacan de Nize et la coupe de Vasplongues; fig. III.5) a été comblée presque exclusivement de coulées. Celles-ci sont venues du nord (Ildefonse, 1970).

Les datations K/Ar (Ildefonse, Bellon *et al.*, 1972) indiquent deux groupes d'âges pour les coulées. La première période est de paléomagnétisme direct et date d'environ 2,24 Ma (Vasplongues et Briandes). La seconde période, synchrone des basaltes de Bernasso, est inverse et date de $-1,64 \pm 0,25$ (les Briandes).

F. Gastaud (1981) a daté de $-1,62 \pm 0,06$ Ma une coulée à la ferme même de Ladournié, que l'auteur considère comme l'équivalente latérale des basaltes qui coiffent le remplissage lacustre à Bernasso. A Vasplongues, 5 échantillons ont donné de $-1,92 \pm 0,07$ à $-1,76 \pm 0,08$ Ma. pour l'auteur, le volcanisme régional se limite à une seule période d'activité, qui aurait débuté vers -1,9 Ma.

J.-P. Ildefonse, H. Bellon *et al.* (1972) donnent les directions du paléomagnétisme et les datations K/Ar pour 2 échantillons de Bernasso. L'un est le tufolave qui est inverse et vieux de -1,53 Ma, date qui est rejetée par les auteurs. En effet, l'âge de l'échantillon surincombant est de $-1,65 \pm 0,20$ Ma et de paléomagnétisme inverse. La position exacte des échantillons est inconnue. J. P. Ildefonse n'a retenu que ce dernier échantillon, pour conclure que la série de Bernasso appartient à la période Matuyama.

Y. Bandet (comm. pers., 1988) nous signale une autre date obtenue récemment sur le basalte de la première coulée de Bernasso : $-1,55 \pm 0,1$ Ma. Cette date concorde bien avec l'ensemble des données chronologiques de la région.

La coulée du Plan de la Croix située dans le bassin d'alimentation de la paléovallée de Bernasso, a donné : $-1,77 \pm 0,06$ Ma.

F. Sémah et D. Biquand (1979 et 1981) ont mesuré les directions paléomagnétiques de 26 échantillons qui couvrent l'ensemble du remplissage lacustre de la vallée. Les 26 échantillons montrent une déclinaison inverse. Les auteurs en concluent que si les basaltes sont postérieurs à l'épisode direct d'Olduvai (de -1,65 à -1,85 Ma), les dépôts lacustres sont également postérieurs à Olduvai. Ils en déduisent que les sédiments se sont déposés rapidement et que la datation des basaltes est valable également pour les dépôts lacustres sous-jacents.

Toutefois dans la publication de 1981, les auteurs admettent qu'en toute rigueur, les sédiments pourraient être anté-Olduvai.

6.2 Nouvelles dates K/Ar et nouvelles mesures du paléomagnétisme

A notre demande, une nouvelle série de datations K/Ar et de mesures du paléomagnétisme a été réalisée, respectivement par A. Boven et R. Lövlie, que nous remercions vivement.

Entre Bernasso et Ladournié, le dyke n°1 (fig. III.4) recoupe l'encaissant hettangien. Ce dyke est daté de $2,05 \pm 0,06$ Ma et est de paléomagnétisme inverse (tabl.III.3). Il se serait mis en place lors de la première phase d'activité volcanique de l'Escandorgue.

Les âges apparents des dykes n° 2 et 3 (fig.III.4), traversant le remplissage lacustre, l'un à Bernasso et l'autre au Mas de Vailhé, sont proches et de $-1,77$ Ma (tabl.III.3). Le paléomagnétisme de ces deux dykes est direct (tabl.III.3). C'est donc la première fois qu'un volcanisme contemporain de l'événement Olduvai a été trouvé entre les Grands Causses et la mer Méditerranée

La coulée de lave au Mas de Vailhé, qui coiffe le remplissage lacustre date de $1,77 \pm 0,06$ et $1,72 \pm 0,06$ Ma. Ces âges sont considérés comme reproductibles. De nouvelles datations sont en cours pour la base de la coulée sommitale de Bernasso et pour celle du Saut de Baptiste, en vue d'établir leur synchronisme éventuel.

En conclusion, le remplissage de la paléovallée de Bernasso est certainement antérieur à $1,77 \pm 0,04$ Ma, et appartient bien à Olduvai. Vu son paléomagnétisme inverse. Le remplissage lacustre est forcément antérieur à Olduvai, donc à 1,87 Ma environ.

7 Conclusion

Des observations nouvelles permettent de bien dater les événements survenus à Bernasso au Plio-Pléistocène. La découverte de produits pyroclastiques au Saut de Baptiste et sur le versant droit de la paléovallée de Bernasso indique une activité volcanique explosive qui était mal connue dans l'Escandorgue (Khodayar, Goër de Herve *et al.*, 1989). Au Saut de Baptiste, les tufs volcaniques sont recouverts d'un cône strombolien. Cet ensemble éruptif a probablement formé le barrage de la vallée. Le

Tabl.III.3 : Paléomagnétisme et datations K/Ar de la paléovallée de Bernasso (Ambert et al., en préparation)

Directions paléomagnétiques moyennes (R. Lövlie)

n° du dyke	N	Dec	Inc	alpha 95	kappa	R	Polarité	N									
								Dec	Inc	alpha 95	kappa	R	nombre d'échantillons/ déclinaison moyenne	nombre de mesures inclinaison moyenne	nombre de confiance cercle angulaire de confiance	nombre de précision paramètre de précision des vecteurs unitaires	
1	1./5.	186	-61	5,6	184,4	4,9	inverse										
2	2./9.	342	52	10,2	26,3	8,6	normale										
3	1./5.	70	86	9,1	7,07	4,9	normale										

Résultats analytiques K/Ar sur dykes et coulées basaltiques, A. Boven

Echantillon	K en %	Argon rad.	Argon comm.	Age en Ma
Bernasso				
Dyke n°2	roche totale 1,91 ± 0,02	1,318	0,702	1,78 ± 0,04
		1,304	0,746	1,76 ± 0,04
Dyke n°1	roche totale 1,81 ± 0,01	1,415	0,82	2,01 ± 0,06
		1,47	1,014	2,09 ± 0,06
Mas de Vailhé				
Dyke n°3	matrice 2,11 ± 0,02	1,448	5,737	1,77 ± 0,15
Coulée	roche totale 2,25 ± 0,14	1,738	1,929	1,77 ± 0,06
		1,685	1,958	1,72 ± 0,06

Argon rad. = argon radiogénique en ml STP x 10⁻⁷ /g
 Argon comm. = argon commun en ml STP x 10⁻⁷ /g

dyke n°1 s'est mis en place vers -2,05 Ma ± 0,06. Ce dyke ainsi que le barrage sont à rattacher à la première période d'activité volcanique régionale.

Après le remplissage de la vallée par des sédiments lacustres riches en feuilles et pollen, les dykes n° 2 et 3, se sont mis en place au travers du sédiment. Ces dykes sont datés de -1,77 Ma ± 0,15 et sont de polarité directe. Ils appartiennent donc à l'événement Olduvai.

Les sédiments lacustres, à polarité inverse, se situent donc entre -2,05 Ma et -1,87 Ma, base de l'Olduvai. Les observations livrent ainsi une fourchette d'âges remarquablement précise. Comme nous le verrons plus loin, l'analyse pétrologique des cinérites devrait permettre d'espérer un raccord satisfaisant avec la séquence lacustre de Nogaret.

Chapitre III.III : Géologie du maar de Nogaret

1 Introduction

Pierre de Rouville publiait en 1896 une coupe des sédiments de Nogaret ($x=670,4$; $y=165,83$; $z=690$) (fig.III.2). Il attribuait le remplissage du maar à une cinérite stratifiée. Récemment ces dépôts ont connu une recrudescence d'intérêt due à la présence conjointe de restes de grands mammifères, de macrorestes végétaux ainsi que de grains de pollen (Brugal, Ambert *et al.*, sous presse)... Le maar de Nogaret est le premier site de l'Escandorgue à associer restes animaux et végétaux. La possibilité d'obtenir des âges K/Ar ajoute à l'intérêt de cette localité.

Le remplissage lacustre consiste surtout en une laminite calcaire à diatomées contenant de nombreux niveaux de cinérites.

Etant donné cette richesse et variété de renseignements, il est possible de reconstituer un paléoenvironnement assez complet qu'il est relativement facile de situer dans les cycles climatiques plio-pléistocènes.

2 Description du site du maar

Le maar cartographié par P. Ambert (*in*: Brugal *et al.*, sous presse) (fig. III.12) s'inscrit dans une étroite bande de marnes toarciennes (Lias), qui butte par faille distensive au nord-ouest contre un calcaire sinémurien (Lias inférieur). Au sud-est, les marnes sont dominées par un escarpement de dolomies bajociennes qui passe vers le nord (route de Roqueredonde) à un escarpement de faille. Ces failles (notice de la carte géologique de Nant) sont dues à la subsidence du fossé des causses devant le haut-fond cévenol. Leur jeu s'est répété à de nombreux moments, dont les premiers pendant la sédimentation elle-même, principalement entre le Lias inférieur et le Lias moyen, puis à la fin du Bajocien et au début du Bathonien.

Le maar occupe la partie sommitale de cette bande marneuse. Avant l'activité volcanique, les marnes étaient déjà largement affouillées par l'érosion. Aujourd'hui, les vestiges de l'appareil volcanique sont réduits à quelques lambeaux de brèches explosives, à une partie du remplissage lacustre et à un dyke basaltique au voisinage de la faille occidentale. Seule subsiste la partie sud-ouest du maar. Toute sa partie

nord-est est entièrement évidée par l'érosion, et notamment par la solifluxion dont les loupes sont clairement visibles en contrebas vers le nord et vers le sud.

Les pertes karstiques drainaient l'impluvium surimcombant du Causse des Gardies (à 725 m d'altitude, 35 m au-dessus du maar aujourd'hui). Cette alimentation permanente en eau a peut-être été un des éléments en faveur de la nature phréatomagmatique des explosions. Ensuite cette eau a pu alimenter le lac de maar.

Il s'agit d'un appareil monogénique témoignant d'une activité relativement courte. Le dyke, suivant un schéma classique (Rittmann, 1963), en serait le terme ultime, contemporain de la vidange de la chambre magmatique et de son affaissement qui préluèrent à l'installation d'un lac et de son remplissage.

3 Description des sédiments : affleurements et sondages

La position respective des nombreux sondages et affleurements a été mesurée au théodolite (G. Seret et D. Garcia, comm. pers.) (fig.III.13).

Dans un premier temps, quelques tranchées (seule la coupe C est reprise sur les schémas) à la pelle mécanique avaient été réalisées en 1981. Leur contenu pollinique (J.-P. Suc, comm. pers.) étant encourageant, deux campagnes de sondages (G. Seret et son équipe) ainsi que des prélèvements en parois ont été entrepris. Le sondage le plus profond, NO2, 14,20 m, a traversé de nombreux niveaux à cinérites et brèches basaltiques. Le sondage a été arrêté sur un niveau plus dur. Il n'est donc pas certain que le fond du dépôt ait été atteint.

La localisation des sondages a été guidée par le souci de prélever au mieux la plus longue séquence possible, sans trop s'écarter du chemin, à la demande de l'exploitant des terres. Les sondages NO I et NO II sont au-dessus de la convexité sommitale de l'évidement par l'érosion. Les sondages NO IV et NO III sont situés géométriquement en contre-haut, au bord sud-ouest du maar, à proximité des dolomies encaissantes (fig. III.12).

Une brève description des principaux affleurements et sondages de Nogaret est donnée ci-après. La description lithologique de tous les échantillons palynologiques se trouve en annexe (tabl.A.6).

- NOC II = affleurement aux macrorestes végétaux
1,50 m d'épaisseur et 7 échantillons palynologiques.
Laminites calcaires à diatomées. A 20 cm, une cinérite noire grossière de 1 cm d'épaisseur.

- NO III = sondage de 1,60 m au pied de la coupe aux macrorestes, 12 échantillons palynologiques.
Laminite calcaire à diatomée. Les premiers centimètres contiennent des blocs centimétriques de dolomie encaissante. Cinérite à 116 cm.

- NO II = sondage de 14,20 m et 48 échantillons palynologiques.
Silt non lité ou faiblement lité de la base jusqu'à 9 m, ensuite laminite calcaire à diatomées. Epais niveaux cinéritiques et de grenailles basaltiques : de 14,20 à 13,85 m, de 12,50 à 12,20 m, de 10,15 à 9,30 m, de 7,75 à 6,50 m et de 2,10 à 1,90 m. D'autres cinérites plus fines : 4,8 m; 8,78 m, 8,88 m; 1,20 m et 4,72 m.

Un niveau détritique à 5,60 m.

- NO IV = sondage de 3,70 m et 9 échantillons palynologiques.
Laminite calcaire à diatomées. Cinérite de 1,60 à 1,00 m. Sa granulométrie et sa couleur permettent de le corréler latéralement à la pépélite (NOC I) qui affleure latéralement. Cinérite à 0,19 m et à 2,35 m.
Niveau orange détritique à 2,21 m, niveau détritique à verre à 3,70 m.

- affleurement G = 1 m d'épaisseur, nombreux macrorestes végétaux et 3 échantillons palynologiques.
Une laminite claire à feuilles passant à un silt non lité vers la haut. Quelques blocs décimétriques de dolomie encaissante.

- NOC I = pépélite en affleurement (52 cm).

- NO I = sondage de 5,35 m et 9 échantillons palynologiques.
Laminite à diatomée (5,35 à 5,08 m), ensuite silt lité et non lité avec des niveaux plus argileux. Quelques horizons oxydés. Sol à partir de 1,57 m. Cinérite à 4,60 m.

- tranchée C = 4,20 m et 7 échantillons palynologiques.
Laminite calcaire à diatomées. Cinérite à la base sur 5 cm, et de -1,40 m à -0,96 m. De -0,96 à -0,40 m, laminite riche en macrorestes foliaires.

- tranchée B = 1,20 m et 3 échantillons palynologiques.
Alternance de niveaux cinéritiques et de laminites calcaires à diatomées.

- NOC III = couche centimétrique de carbonates moulant le tuff ring. D'après P.Ambert(comm. pers.), ce matériel est probablement associé à l'activité volcanique.
Stérile en pollen.

La coupe G ainsi que le sondage NO III, et d'autres petits sondages prospectifs aux alentours de la coupe aux macrorestes (coupe A) (fig.III.12) ont rencontré de nombreux gros blocs pluridécimétriques de dolomies tombés dans le paléolac. L'affleurement de dolomies encaissantes devait être en surplomb lors du colmatage et la falaise favorisait le détachement de blocs.

4 Analyse minéralogique des laminites

J. Vanderhouwera (comm. pers.) a étudié la composition minéralogique des lames claires et foncées pour sa thèse annexe présentée à Louvain-la-Neuve en 1988. L'échantillon étudié provient de NO IV C1 210 cm, entre les échantillons palynologiques 5 et 6.

Lors de l'observation macroscopique et microscopique des laminites, il est possible de distinguer des lames noires correspondant à des niveaux carbonatés (fig.III.14) et des lames claires à des niveaux à diatomées (granulométrie très fine). La taille moyenne des lames est de 0,5 mm, les lames claires ayant souvent une taille légèrement supérieure à celle des lames foncées.

L'origine des carbonates des lames noires est discutée. La plupart de ces carbonates montrent des plages de calcite rhomboédrique de petite taille (fig.III.14b). De plus, ces niveaux carbonatés contiennent parfois des débris de carbonates de taille nettement plus grande (10 x), de composition calcitique ou dolomitique. Les lames noires ne comportent pas de débris d'organismes, mais des éléments

détritiques, du quartz, du mica et des minéraux lourds. Un matériel brun, amorphe, est parfois mélangé aux carbonates. Il a été interprété comme étant de la matière organique.

Ainsi donc, le carbonate résulte d'une précipitation chimique inorganique à partir des eaux du lac. Le bicarbonate pourrait être livré au lac par la circulation karstique dans l'encaissant carbonaté. Contrairement à l'essentiel du contenu des lamines foncées, les débris de carbonates de grande taille qui s'y retrouvent sont vraisemblablement d'une origine détritique (calcite ou dolomie).

Les lamines claires sont constituées de diatomées (fig.III.14.a). La principale source de silice pour la formation des frustules dans cette région calcaire et dolomitique est à chercher dans les projections volcaniques.

En corollaire, l'alternance d'une précipitation chimique de calcite et d'une précipitation biochimique siliceuse est probablement liée à des variations saisonnières. On aurait alors la précipitation de carbonates au cours des mois chauds, comme l'indiquerait la couleur foncée attribuée à la présence de matière organique (grains de pollen, débris de plantes...). A l'automne, il y aurait prolifération des diatomées lorsque la couche de fond riche en silice est mise en circulation vers la surface où elle peut être oxygénée.

5 Minéralogie des cinérites

L'analyse des minéraux lourds de quatorze niveaux cinéritiques a été réalisée par G. Seret. Les résultats sont présentés au tableau III.4 Les échantillons sont riches en olivine et en augite. On trouve fréquemment la hornblende basaltique, l'enstatite et l'enstatite-bronzite. Quelques grains de rutile, tourmaline, zircon, hypersthène et apatite sont plus rarement observés. Deux niveaux se distinguent par l'absence d'olivine : NOIV à 234 cm et NOC II, à 20 cm. Dans l'ensemble le cortège des minéraux lourds correspond bien à un volcanisme ferromagnésien.

Pour distinguer les autres cinérites et les utiliser comme niveaux repères éventuels, il faudrait faire une étude microchimique (microsonde). Un tel travail serait utile car susceptible d'établir une corrélation avec les cinérites de Bernasso. Il serait éventuellement possible de situer un ordre chronologiquement Nogaret, puisque Bernasso a pu être daté par K/Ar et la paléomagnétisme (chap.III.II).

6 Quelques données sur la flore diatomique

L'ensemble du sédiment est très riche en diatomées qui se retrouvent notamment en abondance dans les préparations palynologiques. On peut y voir une grande variété de formes ainsi que les changements d'associations aux diverses profondeurs. Les diatomées sont accompagnées dans de nombreux niveaux de Desmidiacées et de spicules de Spongiaires d'eau douce.

Tabl.III.4 : Analyse minéralogique des cinérites de Nogaret (G.Seret)

	Olivine	Aug col	Aug inc	Aug aeg.	Horn bas	Enstatite	E - B	Verre	
No IV 19	27	xxx	12		5	1?			augite coloré
NO IV 118	32	xxx	10		5	11	2	xxx	augite incolore
NO IV 234		19		1?		7?			augite aegyrinique
NO II 121	39	xxx	3		3	x			hornblende basaltique
NO II 205	19.	+ de 9	1		2.	18.	4.		E - B
NO II 480	x	x			x				xxx très abondant
NO II 750	xxx	xx		x	0	x			xx abondant
NO II 878	31	xxx	1					altéré	x rare
NO II 888	x	xxx							
NO II 940	23	24	7			3	1		
NO II 1410	26	19	2			13	2		
NO I 460	14	59				4?	1?	xxx	
NOC2, 20		XXX				x			
NOIII 116	0,50%	99%							

Malheureusement jusqu'à présent, seules les diatomées de quelques échantillons (8 échantillons de la coupe C et 4 échantillons de la coupe B) ont été examinées par une spécialiste. S. Servant de Paris a communiqué quelques observations (lettre du 12 avril 1983) résumées ci-dessous.

Les diatomites de Nogaret contiennent une flore très riche en *Cyclotella* (avec une grande variété spécifique) comparable aux diatomites du Massif Central, du Miocène au "Villafranchien" : *Melosira bellicosa* (= *Aulacosira islandica*), *Cyclotella temperei*, *C. notata*, *C. perforata*, *C. comta* var. *lichvinensis* et *C.* sp. Ces cyclotelles sont associées à des espèces d'eau douce. Elles sont planctoniques et laissent présumer qu'il s'agissait d'un lac relativement profond. Dans la coupe C, une diminution de la profondeur est très nette à mi-hauteur. Les *Cyclotella* disparaissent et sont remplacées par une flore essentiellement constituée de pennales d'eau douce, et peu profonde comme *Epithemia argus*, *Cymbella leptoceros*, *C. ehrenbergii*, *C. cymbiformis*, *Diploneis ovalis*, *Rhopalodia gibba*, *Cocconeis placentula*, *Navicula oblonga*, *N. radiosa*,... Vers le haut de la tranchée, les Cyclotelles réapparaissent.

Toujours selon S. Servant, il est très difficile, en raison de l'état insuffisant des recherches sur les diatomées françaises, de déterminer l'âge précis de Nogaret. La présence de *Cyclotella perforata*, *C. notata*, *C. temperei* et *Aulacosira islandica* donne à la flore de Nogaret, une physionomie très proche de la flore "villafranchienne" du Velay et du Pliocène supérieur du bassin de la rivière Kama en URSS.

7 La faune des mammifères

J.-Ph. Brugal a étudié une centaine de restes osseux et dentaires. Le matériel a été recueilli épars sur la surface des champs. Cette faune ne peut donc donner que la limite stratigraphique supérieure des dépôts de Nogaret (Brugal, Ambert *et al.*, sous presse).

Les espèces reconnues sont les suivantes (tabl.III.5) :

Tabl.III.5

Cervidae : <i>Eucladoceros senezensis</i> Deperet, 1919	: 7,4%
" <i>Cervus</i> " <i>philisi</i> Schaub 1941	: 63%
<i>Croizetoceros ramosus</i> Croizet et Jobert 1828	: 3,7%
Bovidae : cf. <i>Leptobos</i>	: 5,5%
Equidae : <i>Equus stenonis</i> aff. <i>vireti</i> Pratt 1964	: 1,8%
Felidae : cf. <i>Megarteron</i>	: 1,8%

Un certain nombre d'andouillers et de fragments de fourche de Cervidés n'ont pu être rapportés à un taxon précis.

Cet ensemble semble bien représentatif d'une association naturelle de mammifères, dans un contexte périlacustre, avec la présence d'un carnivore félin et d'herbivores. Cette association faunique de Nogaret montre un ensemble d'espèces typiques des faunes villafranchiennes. On retrouve trois espèces de Cervidés, classiquement présentes dans les gisements de cette période, en rapport avec trois niches écologiques selon leur taille. Il faut noter l'absence d'Antilopinae et de Caprinae, alors qu'ils sont fréquents dans de nombreux autres sites, particulièrement à Sènèze. Cette absence pourrait être liée à des facteurs

bioclimatiques particuliers : moyenne montagne méditerranéenne. La faune est à rapprocher de celle de Saint-Vallier (MN17). D'après D. Torre (1987), cette faune de Saint-Vallier se trouve de -2,0 à -1,8 Ma; mais pour C. Guérin (1982) cette même zone s'étendrait de -2,5 à -1,9 Ma.

L'intérêt de la faune de Nogaret, pour notre analyse palynologique, est de **situer les sédiments lacustres à proximité de -2 à -1,8 Ma.**

8 Les macrorestes foliaires

Des macrorestes foliaires ont été trouvés dans trois affleurements : NOCIII, G et C. Environ 20 espèces ont pu être déterminées par P. Roiron (Brugal, Ambert *et al.*, sous presse)(chap.I.IV).

Le détail des résultats est donné dans le chapitre concernant la flore foliaire de Languedoc et Catalogne.

La macroflore comprend une dizaine d'espèces. Les Dicotylédones présentes sont toutes des espèces à feuillage caduc. Parmi celles-ci, la plus abondamment représentée par ses feuilles ou ses involucre est *Carpinus orientalis*. Viennent ensuite en quantité moindre *Acer integerrimum*, *Tilia* sp., et *Carya minor*. Une comparaison a été avancée avec l'étage collinéen euxinien de l'Anatolie septentrionale où des formations forestières à *Carpinus orientalis* dominant.

9 Les datations absolues

Un échantillon de la pépérite (alt. 692 m) a été envoyé à J. Westgate de l'Université de Toronto, Canada. La présence de microlites a empêché toute datation (comm. pers.). J. Westgate a utilisé la méthode "isothermal fission-track". Cette même pépérite a été confiée à A. Boven de la V.U.B. pour en mesurer le rapport K/Ar. Il utilise la méthode par chauffage à des paliers successifs. Les dates obtenues, de -12 Ma et -18 Ma, sont aberrantes en raison soit d'un excès d'Argon, soit d'un lessivage du Potassium. Un nouvel essai par l'emploi du rayon laser est prévu dès que l'équipement nécessaire sera disponible.

Trois échantillons basaltiques proches du site de Nogaret ont été analysés par Y. Bandet (in : Brugal, Ambert *et al.*, sous presse). Deux coulées basaltiques et le dyke ont été datés et livrent l'âge de l'activité volcanique régionale (fig.III.12 et tabl.III.6) d'environ -2,0 à -1,8 Ma. La faible dispersion de ces âges confirme l'appartenance de ces trois manifestations volcaniques à la première période d'émission du système fissural de l'Escandorgue, centrée autour de -1,9 Ma (Gastaud, Campredon *et al.*, 1983). Le secteur septentrional, auquel appartient le maar de Nogaret, à l'inverse de la partie plus méridionale du massif (secteur de Bernasso) relève sauf exception (volcan de Romiguières)(Khodayar, Goer de Herve *et al.*,

1989), d'une volcanogenèse monogénique de courte durée. Par la simplicité de son appareil, le maar de Nogaret en fournit un bon exemple, assurant en conséquence un bon calage chronologique à la faune découverte dans le remplissage. Ce dernier sert également de réceptacle aux retombées pyroclastiques des volcans voisins.

Toutefois, les conditions actuelles de l'affleurement ne permettent pas de préciser la position du dyke par rapport au remplissage sédimentaire du maar. Formellement, les datations absolues disponibles ne peuvent autoriser à dater le maar sans réserve.

Tableau III.6

Dyke de Nogaret. K % : 2,53 ± 0,05			
poids (g)	40 Ar rad %	40 Ar rad mole	Age conv. ± Ma
0,8080	0,40	6,37.10 ⁻¹²	1,80 ± 0,06
0,8530	0,46	7,16.10 ⁻¹²	1,91 ± 0,06
Coulée de Roqueredonde. K % : 2,63 ± 0,05			
poids (g)	40 Ar rad %	40 Ar rad mole	Age conv. ± Ma
0,8110	0,41	7,68.10 ⁻¹²	2,08 ± 0,06
1,0350	0,55	9,14.10 ⁻¹²	1,94 ± 0,05
Coulée du Col Rouge. K % : 1,25 ± 0,02			
poids (g)	40 Ar rad %	40 Ar rad mole	Age conv. ± Ma
0,6075	0,14	2,62.10 ⁻¹²	2,00 ± 0,20
0,6500	0,23	2,90.10 ⁻¹²	2,00 ± 0,10

10 Le paléomagnétisme

F.Sémah (comm. pers.) a effectué des tentatives de mesures paléomagnétiques sur 8 échantillons des sédiments lacustres des tranchées B et C. Il a estimé que les résultats sont peu significatifs car le sédiment est défavorable car trop peu aimanté.

F. Levêque (comm. pers.) a également effectué deux essais. Le premier sur un échantillon de la coupe A. Une orientation inverse semble perceptible malgré une forte instabilité due aux lamines. Le second échantillon est la pépérite, qui révèle une viscosité très élevée et un paléomagnétisme direct très fort. D'après F. Levêque, il pourrait peut-être s'agir d'une aimantation accidentelle due à un coup de foudre.

En l'état actuel des choses, l'étude du paléomagnétisme des dépôts de Nogaret n'est pas assez probante pour préciser l'âge du maar et celui de son remplissage sédimentaire.

11 Conclusion

Le remplissage du maar de Nogaret est en grande partie constitué d'un sédiment finement lité, en laminites où alternent les passées diatomitiques et des passées de carbonates néoformés. Plusieurs cinérites interrompent cette sédimentation. Toute la partie nord-est du remplissage est érodée.

Les diatomées indiquent en général un lac profond. Les associations sont celles de la fin du Tertiaire, du Miocène au "Villafranchien". Cette appartenance à la fin du Pliocène, soit environ -2 Ma, est grosso modo confortée par les restes de mammifères, ainsi que par les datations absolues de l'essentiel de l'activité volcanique dans la région. Dans l'hypothèse d'un dyke contemporain de la vidange de la chambre magmatique, le remplissage serait donc immédiatement postérieur à environ -1,9 ou -1,8 Ma.

Chapitre III.IV : Les travertins de Valquières et le volcan de La Gras

1 Les travertins de Valquières

Les travertins et les argiles calcaires proviennent d'un affleurement d'environ 2 m de haut ($43^{\circ} 39' 30''$ lat N; $3^{\circ} 14' 40''$ long E; alt. 430 m) (fig.III.2) situé au sud-est du village de Valquières au lieu-dit du Puits de Liguères.

Ce sédiment a été cartographié par D. Albert et R. Albert (1967) (fig.III.2). Il repose sur du Trias inférieur et est sous-jacent à une brèche d'explosion. Des coulées de basalte surmontent le tout. Elles constituent le plateau de Carlencas. Des filons au sud du village du même nom ont été datés de $1,47 \pm 0,05$ Ma. (Gastaud, 1981). Un faisceau de dykes affleurant au sud-ouest du village de Valquières près du col de la Borée date de $1,75 \pm 0,08$ Ma (Gastaud, 1981).

Le basalte du plateau fossilise un paléoréseau hydrographique comme c'est le cas pour les vallées de Bernasso et Ladournié. Les 3 coulées Fournut-Caylus (Marc, 1985) ont une pente E-NE vers W-SW. Il y avait donc, avant l'activité volcanique, une rivière affluente de l'Orb. D. et R. Albert distinguent 2 reculées dues à l'érosion régressive des rivières : une à Valquières et l'autre à Vernazoubres. Le travertin a comme origine probable le fonctionnement d'une source karstique.

Les échantillons prélevés au bord du chemin sont stériles en matériel sporopollinique.

2 Le volcan de La Gras

Le site de La Gras est perché sur une colline à 520 m d'altitude au nord de Bernasso ($43^{\circ} 43' 20''$ lat N; $3^{\circ} 12' 50''$ long E) (fig.III.2). Des marnes avec quelques ossements affleurent dans un champ surmontant des basaltes. L'appareil volcanique s'est mis en place dans des calcaires hettangiens.

L'âge des basaltes est inconnu. Ils sont très altérés et ne conviennent pas pour des dosages K/Ar. Des coulées voisines sont connues avec plus de précisions. Les coulées les plus anciennes de Vasplongues dateraient de $-2,42 \pm 0,05$ Ma (Ildefonse, Bellon *et al.* 1972). L'ensemble des coulées datent de $-1,75$ à $-1,92$ Ma pour J. Gastaud (1981). Les basaltes de la coupe des Briandes ont un âge de $-2,24 \pm 0,15$ et $-1,64 \pm 0,25$ (Ildefonse, Bellon *et al.* 1972).

Des mesures au théodolite (G. Seret) ont montré que le basalte affleurerait au nord-est à une altitude de 518 m et au sud à 510 m. Ces deux affleurements sont distants d'environ 300 m. Un sondage

réalisé par G. Seret et son équipe fut implanté près du chemin qui mène à la ferme. Il se trouve entre les deux basaltes à 100 m de l'affleurement nord. Ce sondage après avoir traversé 5,80 m de marnes vertes ou brunes riches en éléments détritiques grossiers et 1 m de matériel volcanosédimentaire a atteint un basalte à 6,73 m.

L'interprétation donnée par P. Ambert (comm. pers.) serait celle d'un lac de lave dont la bordure septentrionale affleure au nord et dont le neck affleure au sud du champs. Le reste de l'appareil volcanique aurait disparu par érosion. Les marnes seraient le résultat de l'existence d'une pièce d'eau peu profonde et sans doute temporaire.

Quatre échantillons provenant chacun d'un faciès sédimentaire différent se sont révélés stériles en matériel sporopollinique.

Chapitre III. V : Géologie du maar de Saint Macaire

1 Cadre géologique du maar de Saint-Macaire

La plupart des volcans du Bas-Languedoc sont localisés en rive droite de l'Hérault. Ils constituent l'extrémité de la branche méridionale du volcanisme du centre de la France et sont d'activité relativement récente.

La situation perchée des coulées résulte d'une inversion de relief par érosion depuis le Pléistocène moyen. Les interfluves cernés par les coulées ont disparu au profit de nouvelles vallées (P. Ambert, comm. pers.).

Les volcans les plus importants des environs sont ceux de : Valros, Saint-Thibéry, Vias, Roque-Haute, Agde, Saint-Martial et Saint-Macaire (encore appelé Saint-Adrien). Leur paléomagnétisme et leurs datations K/Ar sont, pour certains d'entre eux, établis depuis longtemps (tabl.III.7).

Site	Datation K/Ar	Référence	Paléomagnétisme
Valros	1,4 ± 0,1	Frechen <i>et al.</i> , 1965 Sémah <i>et al.</i> , 1979	(-)
Agde	1,61 ± *	Evernden <i>et al.</i> 1964	(-)
	0,74 ± 0,07 et	Frechen <i>et al.</i> , 1965	
	0,73 ± 0,07	Sallèles, 1965 et 1967	(-)
	0,75 ± 0,04	Gastaud <i>et al.</i> , 1983	
St Thibéry	1,0 ± 0,2 et	Bessineton-Bodivit, 1974	(-)
	0,85 ± 0,1		
	0,68 ± 0,06	Frechen <i>et al.</i> , 1965 Sémah <i>et al.</i> , 1979 Sallèles, 1965 et 1967 Kloosterman 1960	(+)
Tufs Vias	0,67 ± 0,05	Frechen <i>et al.</i> , 1965 Sallèles, 1965 et 1967	(+)
Tufs St Adrien		Sallèles, 1965 et 1967	(+)
Tufs St Macaire		Sallèles, 1965 et 1967	(+)
Roque Haute	0,64 ± 0,09	Frechen <i>et al.</i> , 1965 Sallèles, 1965 et 1967	(+)

* Non précisé par l'auteur

Tabl.III.7

Les laves de Saint-Thibéry et la majorité des autres centres d'émission sont déficitaires en silice; les laves d'Agde sont un peu plus riches en silice : ce sont alors des trachybasaltes; celles du plateau de l'Escandorgue sont encore plus pauvres en silice que celles de Saint-Thibéry.

2 Les dépôts

L'appareil volcanique de Saint-Macaire est localisé à environ 4 km au sud-est de Servian. Son relief est très atténué, largement oblitéré par l'érosion, l'édification de glacis et masqué par des colluvions et autres dépôts plus récents (Ambert, comm. pers.)(fig.III.15).

Le lac de ce maar a été progressivement comblé. On y trouve en surface les calcaires lacustres de Saint-Adrien. Il n'est pas certain que les calcaires lacustres de Sainte-Cécile, 1 km plus au sud, relèvent du même système. La découverte de quelques fragments osseux laisse espérer l'obtention d'une faune de mammifères susceptible d'apporter des précisions chronostratigraphiques .

Les deux calcaires lacustres sont séparés par une formation dont l'origine n'a pas pu être déterminée avec certitude : le matériel des carrières des Peydals (carrières Saint-Adrien) autrefois exploité pour la fabrication de moëllons. Il s'agit d'une formation volcano-détritique à l'aspect bréchique à ciment calcaire (Kloosterman, 1960). Des éléments sédimentaires provenant de l'encaissant et des éléments volcaniques y sont mélangés. P. Ambert avance l'hypothèse d'un lac de lave. Il est fort probable que cette brèche soit antérieure au comblement et donc que les deux calcaires lacustres appartiennent à un même maar. Mais cette brèche peut aussi être postérieure au remplissage lacustre. En effet une éruption postérieure est possible. Elle peut perturber la structure du sédiment. Nous n'avons pu trancher car le contact sédiment-brèche n'a pu être observé.

Le tuff ring est cartographiable sur environ la moitié de sa circonférence. Il contient aussi de nombreux éléments détritiques issus des diverses formations sédimentaires sous-jacentes. Certains xénolithes sont décimétriques. Le tuff ring s'observe le long de la RN 113 au niveau de la carrière, dans le lit du ruisseau de la Bégude de Jordy et dans le bois entre le parc du château de Saint-Macaire et le point d'implantation du sondage. En ce même lieu, dans le lit de la rivière, il est possible d'observer le contact du bord externe du tuff ring surmontant le Pliocène continental conglomératique.

Des sources d'eaux gazeuses sont encore en activité à 200 m à l'est de la ferme de la Roque située à l'est de la face externe du maar...

3 L'âge du remplissage

La disposition des dépôts découle de la paléogéographie prévolcanique et d'une évolution postvolcanique complexe (Ambert, Leroy et Suc, en préparation). Il est possible d'en retrouver les grands traits dans la région de Servian ainsi que d'en reconstituer leur chronologie relative.

D'une part le système volcanique de Valros à 4 km au nord-est de Saint-Macaire, scelle et matérialise, à peu de choses près, le plan de départ de l'érosion quaternaire . Il est daté de -1,6 Ma

(Evernden, Savage *et al.*, 1964) et $-1,4 \pm 0,1$ Ma (Frechen et Lippolt, 1965).

D'autre part, le système des terrasses étagées de la rivière de la Thongue est inscrit dans les sédiments de remplissage du maar (Ambert, en préparation; Ambert, Leroy et Suc, en préparation). Ces terrasses peuvent être corrélées avec assez de vraisemblance aux 3 niveaux de la rivière de l'Hérault qui supportent le volcan de Saint-Thibéry, quoique la continuité des terrasses ne soit pas visible sur le terrain. Il s'agit des terrasses T7, T6 et T5. La terrasse supérieure, la plus ancienne, T7, est postérieure aux grandes coulées de Clermont-l'Hérault et Pézenas, datant de -1,5 à -1,0 Ma. La terrasse T6, supporte des pyroclastes provenant du volcan de Vias, daté de -0,67 Ma. La terrasse T5, connue seulement par un petit lambeau, est contemporaine du volcanisme de Saint-Thibéry. Une faune y a été trouvée dont *Equus caballus* et *Rhinoceros mercki* (Sallèles 1967) qui indique un âge plus récent que -0,7 Ma et antérieur à -0,25 Ma (Guérin, 1982).

Le volcan de St-Thibéry, appelé aussi les Monts Ramus en raison des 3 collines qui en sont les derniers témoins, est situé à 8 km à l'est de notre site. Son âge selon A. Sallèles (1967) est de $-0,68 \pm 0,06$ Ma.

A. Sallèles (1965) a effectué diverses mesures paléomagnétiques du volcanisme de la région. Les tufs de Saint-Adrien (la localisation exacte de l'échantillon est inconnue; d'après la description, il s'agit probablement de la brèche des Peydals), ceux de Vias, le volcan de Saint-Thibéry sont de polarité directe. F. Sémah et D. Biquand (1981) ont mis en évidence une aimantation directe dans les deux terrasses sous-jacentes aux coulées de Saint-Thibéry (T7 et T6).

Celui-ci et la terrasse sous-jacente (T5) se seraient donc mis en place au cours de la période Brunhes. La terrasse T6 appartiendrait à l'épisode direct Jaramillo (-0,90 à -0,97 Ma; Mankinen *et al.*, 1979). La terrasse T7 s'est mise en place lors d'un épisode direct de Matuyama et est postérieure à un volcanisme daté de -1,5 à -1,0 Ma.

Le volcanisme de Saint-Macaire et son remplissage sont donc compris entre deux âges : l'âge le plus ancien du volcanisme de Valros , -1,6 Ma et au moins antérieur à la base de Jaramillo, -0,97 Ma. (fig.III.18).

Le paléomagnétisme de quatre échantillons du remplissage du maar de Saint-Macaire a été mesuré par F. Sémah (comm. pers.). Ces échantillons proviennent d'une tranchée profonde de 5 m (tranchée n°1)(fig.III.16 et 17) creusée dans les dépôts de remplissage nettement sous-jacents au calcaire lacustre. Les trois échantillons inférieurs sont inverses et le dernier est direct.

D'après ces mesures, il resterait une hypothèse compatible avec la fourchette d'âges minimum de -0,97 Ma et maximum de -1,6 Ma tirée des relations géomorphologiques. Le remplissage du lac de maar appartiendrait à l'époque Matuyama, juste au passage à l'événement Cobb (-1,1 Ma) (Mankinen, Donnelly *et al.*,

1978). Nous tenons à rappeler que cette hypothèse est échafaudée à partir de nombreuses relations indirectes et demandant à être étayées. (fig.III.18).

4 Les coupes et le sondage SM I

Les excavations et le sondage réalisés dans le but d'une étude palynologique ont été implantés sur la bordure septentrionale du maar (lat. N 43° 24' 35", long E 3° 19'30") (fig. III.16). Un sondage de 18,40 m a été réalisé par G. Seret, J.-P. Suc, J.-L. de Beaulieu et nous-même. La base du remplissage n'a pas été atteinte. Diverses tranchées avaient déjà été creusées à la pelle mécanique. Le sondage et une seule tranchée contiennent du pollen. L'analyse de la tranchée avait été réalisée par J.-P. Suc (comm. pers.).

L'ensemble des sédiments étudiés porte sur une épaisseur de 26,40 m (fig.III.17). Ils sont surmontés de plusieurs mètres de dalles calcaires lacustres.

Les formations superficielles de 49 m à 45 m d'altitude sont un ensemble de sables et siltites très riches en projections et alternant avec des bancs de calcaire dur. Il s'agit du calcaire indiqué sur la carte de P. Ambert (fig.III.15).

De 45 m à 35 m d'altitude, le sédiment est rubéfié, brunâtre ou ocre. L'oxydation post-sédimentaire a détruit le matériel sporopollinique. Il s'agit du même matériel que le sédiment sous-jacent.

De 45 m à 21 m (dont 14,15 m non oxydés), le sédiment est constitué d'un mélange très hétérogène composé majoritairement d'une micrite.

Le trou n°2 à l'altitude de 28 m à 31 m a traversé des limons bruns à coquilles qui appartiendraient à des colluvions récentes.

5 Diverses études sédimentaires et minéralogiques

Trois lames minces, provenant du sondage de St Macaire, des niveaux 1220 cm, 1715 cm et 1670 cm, étudiées par G. Seret, montrent une micrite dans laquelle il y a, épars, des grains de silt et de sable. La micrite comporte des silicates, des débris minéralisés de microrestes végétaux, une matrice interstitielle secondaire de carbonates. Les silts et sables sont constitués d'éclats anguleux de quartz, de quelques feldspaths, apatites, clinopyroxènes, oxydes, débris organiques. Des plages submillimétriques de carbonates néoformés imprègnent des structures fantomatiques filamenteuses d'origine algale probable. Quelques éléments millimétriques de marne proviennent des formations encaissantes. Un réseau de microfissurations constitue des zones préférentielles de percolation des oxydes, notamment de manganèse, d'humates, de carbonates. L'ensemble se caractérise par une absence de structures sédimentaires perceptibles.

Les argiles de l'échantillon à 1220 cm de profondeur ont été analysées par diffraction X (G. Wansard, comm. pers.). Le diffractogramme montre une prédominance de smectite, argile gonflante. Celle-ci

pourrait provenir de l'altération des roches volcaniques sous climat froid et sec. Les autres éléments présents sont le quartz, la calcite, l'illite, la kaolinite.

J. Kloosterman en 1960 a étudié les minéraux lourds de divers échantillons prélevés en surface, près et dans le maar. Un échantillon de la brèche (carrière des Peydals ?) donne une composition en éléments volcaniques dominée par des augites. Deux échantillons provenant du remplissage du maar indiquent une origine double des minéraux lourds : d'une part des éléments volcaniques : augites ; et d'autre part des éléments du paramétamorphisme sédimentés dans les terrains miocènes : épidote, staurotide, grenat, andalousite, sillimanite, brookite.

Onze échantillons du sondage SM I ont été prélevés pour une étude des minéraux lourds. La double origine des minéraux lourds se retrouve tout au long du sondage. Les minéraux du volcanisme sont en général idiomorphes et peu affectés par l'altération. Beaucoup sont enrobés dans une gangue de verre volcanique ayant subi un début de palagonitisation. Les minéraux du métamorphisme sont souvent moins idiomorphes et enrobés d'une gangue d'oxydation.

Le remaniement des minéraux lourds des terrains miocènes s'est fait soit par le biais de l'explosion du maar et de l'érosion consécutive de l'anneau pyroclastique, soit par le transport fluvial par les ancêtres de la Lène et de la Thongue qui coulent sur le Miocène en amont du maar.

Le contenu en quartz a été obtenu par une analyse de fluorescence X, réalisée par J. Naud (comm. pers.), sur la fraction totale de quatre échantillons du sondage : à 600 cm, à 1000 cm, à 1650 cm et à 1840 cm. La teneur en Si O₂ varie de 46,11% à 47,4%. Elle est donc assez constante.

6 Conclusion

Le sédiment de remplissage du maar est hétérométrique. Sa composition témoigne d'une origine multiple : micrite néoformée, marnes de l'encaissant, minéraux du métamorphisme provenant des formations tertiaires sous-jacentes et des affleurements en amont...

En se basant sur des données géomorphologiques, il est possible d'avancer une hypothèse sur l'âge du remplissage de maar de Saint-Macaire. Ce dernier se serait formé entre -1,6 Ma et -0,97 Ma. Des mesures du paléomagnétisme permettraient même de proposer l'âge de -1,1 Ma, c.-à-d. l'inversion de polarité à la base de l'événement Cobb. Toutefois cette hypothèse est très aléatoire car elle ne repose que sur un seul échantillon.

Chapitre III.VI : Palynologie de la paléovallée de Bernasso

1 Introduction

Les études polliniques des sédiments de la paléovallée de Bernasso au voisinage de la source de Bernasso ont déjà fait l'objet de deux publications. La première étude (J.P. Suc : *in* Ildefonse *et al.*, 1976) allait de pair avec la description de quelques empreintes foliaires; elle a été réalisée sur deux échantillons provenant des niveaux lacustres laminés, l'un dans l'affleurement aux macrorestes, l'autre légèrement au-dessus au niveau de la source. La seconde étude (Suc, 1978) a couvert quasiment l'ensemble des dépôts lacustres affleurant alors.

Nous avons repris l'analyse palynologique du remplissage lacustre de la paléovallée de Bernasso. Au niveau du thalweg du ruisseau de Bernasso, notre but était de combler par un sondage la lacune de 10 mètres restant après le travail de J.P. Suc (1978).

Au Saut de Baptiste et au Mas de Vailhé, respectivement en aval et en amont de la paléovallée, aucune analyse n'avait pratiquement été effectuée.

Nous verrons que notre apport se situe non seulement au niveau de nouvelles analyses palynologiques mais aussi au niveau de l'interprétation chronologique des dépôts. Des sédiments qui étaient considérés comme appartenant à une phase interstadiaire devraient être considérés comme ceux de la fin d'un interglaciaire.

2 Travaux antérieurs

2.1 Description

Dans le travail publié en 1978 par J.-P. Suc, 45 échantillons riches en pollen sont pris en compte (fig. III. 7 et 19).

L'ensemble du diagramme pollinique a été divisé en trois phases : phase I, échantillons 1 à 16 ;

phase II, échantillons 17 à 33 ; phase III, échantillons 34 à 45. La concentration en grains de pollen par gramme de sédiment en gr./g, évolue dans les fourchettes suivantes : phase I, de 92 à 10.353 ; phase II, de 4.154 à 45.923 ; phase III, de 491 à 18.522.

Dans la phase II, les pollens d'arbres dominent largement les spectres : *Carya*, *Ulmus-Zelkova*, *Tsuga*, *Carpinus*, *Picea*, *Acer*, *Pterocarya*... *Pinus* joue un rôle secondaire ainsi que cf. *Cathaya*, *Acer*, *Ilex*, *Hedera*, *Erica*, *Eucommia*, *Juglans*... La diversité des pollens d'herbes est par contre faible. *Artemisia* et les Gramineae sont bien représentées. Quelques plantes aquatiques sont présentes : *Potamogeton*, *Typha* et *Myriophyllum* ainsi que diverses Renonculacées.

Les phases I et III sont assez semblables. *Pinus* et les herbacées dominent largement l'ensemble des spectres. Les pollens d'arbres autres que ceux des Cupressaceae et d'*Ephedra* sont très rares. Les herbacées comptent : Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Compositae diverses dont *Artemisia* et Liguliflores, Gramineae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Labiatae dont *Phlomis* cf. *fruticosa*, Ranunculaceae... Il y a moins de plantes aquatiques que précédemment.

Le passage entre les phases II et III est assez brutal, vers six mètres de hauteur au-dessus du chemin, entre les échantillons 34 et 35. Par ailleurs, le passage de la phase I à la phase II n'a pu être documenté. L'hypothèse avait été avancée que ce passage se trouvait dans un dépôt impossible à échantillonner en affleurement. En effet, le sédiment du thalweg de Bernasso sous le chemin est recouvert d'un enchevêtrement de troncs d'arbres, de déblais du chemin et de blocs de basalte instables. Toutefois nous avons vu qu'à cet endroit du thalweg le sédiment lacustre est localement remplacé par un sédiment deltaïque (chap.III.II).

La flore pollinique des phases I et III traduit une végétation très ouverte tandis que celle de la phase II évoque un milieu forestier.

Les spectres polliniques préalablement publiés (A3 et B2) (Ildefonse, Suc *et al.*, 1976) s'insèrent parfaitement dans la phase II. Tous les taxons identifiés à partir des macrorestes sont représentés par leur pollen à l'exception de *Parrotia persica* et *Ceratophyllum demersum*.

2.2 Reconstitution des paléoenvironnements et paléoclimats

J.-P. Suc (1978) nous apprend qu'à l'aide des macrorestes végétaux, il a été possible d'établir des affinités pour la phase II avec les groupements forestiers qui se trouvent aujourd'hui en Europe de l'Est tempérée et méditerranéenne où les précipitations sont fortes toute l'année avec un minimum estival.

Les environs de Bernasso étaient couverts "d'une forêt caducifoliée où dominaient vraisemblablement *Carpinus orientalis*, *Zelkova*, *Acer*, *Carya*, *Ulmus*, *Celtis* et *Pterocarya* accompagnés

d'*Alnus*, *Eucommia*, *Tilia* et *Parrotia persica*... Plus rares et participant seulement au sous-bois, on pouvait rencontrer : *Ilex*, *Hedera* et *Erica*. Cependant devaient se perpétuer plus régionalement des végétations ouvertes à *Artemisia* et Gramineae", peut-être sur les versants orientés au nord-ouest et sur les sommets du plateau très voisins. Des groupements forestiers d'altitude fournissaient les pollens d'*Abies*, cf. *Cathaya*, *Picea*, *Tsuga* (au moins quatre types polliniques) et *Fagus*. "De même on décèle des apports pouvant provenir de la plaine languedocienne : *Quercus t. ilex-coccifera*, *Elaeagnus*, *Rhamnus*, *Cistus*, *Olea* et *Phillyrea*".

J.-P. Suc (1978) compare les steppes des phases I et III à des steppes d'altitude de Méditerranée orientale où les hivers sont rigoureux et les étés secs. Le climat des phases I et III devait être sec et relativement frais. En effet, dans le cas de Bernasso, la présence de *Phlomis* cf. *fruticosa*, buisson thermophile de milieux secs est indicatrice. Il s'agit d'une plante entomogame qui produit donc peu de pollen. Quand un pour cent de ce pollen est observé, la plante pousse quasiment sur place. Cette plante thermophile se trouve dans les mêmes spectres qu'*Artemisia* dont le pollen abonde aux périodes froides. Cela plaide pour une température fraîche, plus basse que celle de la phase II mais moins froide que les steppes du Pléistocène récent.

Nous relevons l'interprétation suivante dans le travail de J.-P. Suc (1978) concernant la phase II : "elle semblerait correspondre à un climat chaud et humide. Les saisons pouvaient être alors peu marquées avec toutefois une baisse sensible des précipitations en été. C'est une pluviosité relativement plus importante qui permettrait d'expliquer les pourcentages plus élevés du groupe formé par les pollens d'*Abies*, cf. *Cathaya*, *Picea*, *Tsuga* et *Fagus*...". A propos du climat des phases I et III, il conclut : "il était sec avec des refroidissements hivernaux et des précipitations faibles, celles-ci étant absentes lors de la période estivale". L'idée en cours à l'époque était celle de l'existence d'un climat à rythme méditerranéen. Nous citons encore J.P. Suc (1978) : " Cette étude permet de mettre en évidence la constance du caractère méditerranéen pour chaque phase climatique." Le site de Bernasso, après celui de Tenaghi Phillippon (van der Hammen, Wijmstra *et al.*, 1971), a été parmi les premiers sites où l'importance des précipitations a été considérée.

2.3 Stratigraphie

Les arguments de J.-P. Suc et J.-L. Vernet (*in* : Ildefonse *et al.*, 1976) pour l'attribution de la phase II à un interstade sont les suivants :

- a- pas ou peu de pollens de chênes donc pas de végétation forestière climacique;
- b- un seul *Charme* (*Carpinus* cf. *orientalis*);
- c- les deux phases steppiques encadrant l'épisode forestier;
- d- des pourcentages d'*Artemisia* relativement élevés dans la phase II.

Nous verrons :

- qu'une phase de végétation à chênes a peut-être existé avant la phase à *Tsuga* ;

- qu'il y avait les deux espèces de Charme (chap.IV.IV);
- que l'épisode forestier n'est probablement connu aujourd'hui qu'en partie; de futures recherches pourraient révéler d'autres phases de végétation forestière;
- que les grandes quantités d'*Artemisia* dans la phase II sont peut-être liées à l'altitude.

Ce raisonnement de J.-P. Suc et J.-L. Vernet qui favorise le rattachement de la phase II à un interstade au sein d'une période glaciaire est correct s'il n'y a pas de lacune de sédimentation entre les 3 phases. Faute d'avoir pu déceler de lacune, J.-P. Suc a considéré que l'hypothèse la plus plausible était de rapporter ces sédiments antérieurs à -1,65 Ma et de paléomagnétisme inverse au second glaciaire, c'est-à-dire l'Eburonien. Toutefois la limite chronologique inférieure à ces dépôts n'avait pu être précisée.

2.4 Quelques données sur les diatomées

F. Gasse en 1978 (comm. pers.) a étudié 3 échantillons répartis sur l'ensemble du remplissage lacustre et provenant chacun d'un ensemble pollinique différent : phases I, II et III. Les deux échantillons inférieurs et supérieurs sont stériles. Par contre, l'échantillon appartenant à l'ensemble II est très riche en diatomées. Les genres *Cyclotella*, *Melosira* et *Synedra* indiqueraient un lac assez profond. Aucune analyse ultérieure n'a été réalisée.

3 Nouvel échantillonnage à Bernasso

Comme nous l'avons dit précédemment, le but du sondage était de combler une lacune d'échantillonnage du travail de J.-P. Suc (1978). Il a étudié quelques échantillons provenant du delta que nous avons décrit antérieurement. Ils se sont révélés stériles ou très pauvres. Parmi ceux-ci, seuls les échantillons 15 et 16 ont été publiés. Leurs pourcentages élevés en *Pinus* indiquent une mauvaise conservation. L'absence d'informations polliniques s'étend donc de la base du delta, vers 17 m sous le chemin (échantillon 14), jusqu'à 3,5 m sous le chemin (échantillon 17), c'est-à-dire 13,5 m.

La coupe 3 (fig.III.7) se situe un peu plus bas que l'échantillon 1 de J.-P. Suc. Elle concerne les tout premiers niveaux lacustres surmontant de quelques centimètres au-dessus le cailloutis fluviatile le plus élevé dans le thalweg. Le but recherché à travers l'examen des deux échantillons de la coupe 11 (fig.III.7), déjà brièvement étudiée par J.-P. Suc, consistait à approfondir la comparaison entre macroflore et microflore sur la base d'un traitement d'extraction des pollens du sédiment plus doux que celui pratiqué par J.-P. Suc et de comptages plus poussés.

Au total, ont été traités 58 échantillons dont 28 contenaient du matériel sporopollinique en quantités correctes. La liste des échantillons traités et analysés ainsi

que leur concentration en pollen, leur contenu en diatomées (présence-absence) et leur description lithologique se trouvent en annexe (tabl. A.5).

4 Description des spectres

La localisation des échantillons est indiquée sur la figure III.7.

4.1 Coupe 3

Les quatre échantillons de la coupe 3 se trouvent altitudinalement en-dessous de l'échantillon 1 de J. P. Suc. Ils ont été prélevés dans les tout premiers niveaux lacustres juste au-dessus de la cinérite qui recouvre les derniers cailloutis fluviatiles (fig.III.7, 20 et 21).

Les spectres sont dominés par *Pinus*, *Artemisia* et Gramineae. Les autres taxons présentent des pourcentages généralement inférieurs à 1%. *Abies* et *Picea* sont absents de nos comptages. Ces spectres complètent parfaitement vers le bas ceux de l'ensemble I.

4.2 Coupes 8, 9 et 10

Les faciès les plus fins du delta ont été échantillonnés (fig.III.8). Ils sont tous stériles ne comptant que quelques grains de *Pinus* et quelques spores de *Sphagnum*. Les diatomées en sont absentes. Il s'agit d'un sédiment de delta qui a subi, semble-t-il, une trop forte oxygénation, et qui a été transporté par des courants et déposé relativement rapidement, ce qui est défavorable à la conservation des diatomées, du pollen et des spores.

4.3 Sondage BN I

19 échantillons (tabl.A.5) répartis dans le sondage entre les profondeurs 2,40 m et 5,54 m (fig.III.11) nous ont donné le diagramme BN I (fig.III.21 et 22). Les autres échantillons traités se sont révélés stériles. En effet les deux échantillons pris dans les carottes C1 et C2 sont stériles à cause de l'altération pédologique moderne. Les 2 échantillons des carottes C23 et C25 sont stériles car il s'agit d'une cinérite. Les 8 échantillons des carottes C26 à C33 sont stériles car ils proviennent de boue de solifluxion et les 8 échantillons des carottes C33 à C38 des dépôts de versants, mis en place à l'air libre. La lacune résiduelle s'étend donc de l'échantillon 1 du sondage (présent travail) à l'échantillon 14 du diagramme de J.-P. Suc (1978) (=la base du delta), c'est-à-dire sur une dizaine de mètres de sédiment.

La concentration en palynomorphes est relativement élevée dans les échantillons fertiles (tabl. A.5). Elle est en moyenne de 50.000 gr./g, à l'exception de l'échantillon 19 trop proche des niveaux décarbonatés de surface. Un maximum est atteint avec l'échantillon 4 : 100.162 gr./g.

Les spectres polliniques sont largement dominés par 4 taxons : *Pinus*, *Tsuga*, *Carya* et *Ulmus-Zelkova*.

Les pourcentages de *Tsuga* augmentent progressivement de 2 à 19%. Deux ensembles sont discernables. Les échantillons 1 à 10 sont caractérisés par *Pinus* 30%, *Tsuga* 4%, *Carya* 26%, *Ulmus-Zelkova* 17%, *Parrotia* 3%. Les échantillons de 11 à 19 sont caractérisés par les pourcentages suivants : *Pinus* 20%, *Tsuga* 16%, *Carya* 25%, *Ulmus-Zelkova* 19%, *Pterocarya* 2%. La différence essentielle porte sur les pourcentages de *Parrotia cf. persica* et de *Pterocarya*. *Carpinus* est présent en faibles pourcentages (2% en moyenne). Des grains des deux types de *Carpinus* sont fréquemment rencontrés (chap. IV. IV). Des grains de *Parthenocissus* et de *Parrotia cf. persica* sont observés pour la première fois à Bernasso.

Divers autres microfossiles ont été observés. Des Diatomées, des Desmidiacées (algue verte) et les kystes de Chrysophycées (pl.4; fig.3) sont très abondants. Ce dernier microplancton d'eau douce est présent exclusivement dans la phase II de Bernasso. Il est commun à Nogaret dans le sondage NO II des échantillons 14 à 40. Les derniers échantillons de ce sondage (chap.III.VII) montrent les mêmes assemblages polliniques que ceux de Bernasso. De rares *Pediastrum* (famille Euchlorophycées chlorococcales), épines de feuilles de *Ceratophyllum*, des *Tetraploa* (type n°89 de van Geel, conidie de champignon) et d'autres microfossiles sont présents aussi.

La comparaison avec les échantillons 17 à 21 du diagramme de J.-P. Suc qui sont à la même altitude que les échantillons 14 à 19 du sondage BN I mais à une quinzaine de mètres de distance, est édifiante (fig.III.21). Ces 5 spectres (Suc, 1978) se distinguent des autres de l'ensemble II par leur richesse en grains de *Carpinus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Potamogeton* et Ericaceae. Ils ressemblent à ceux du sondage.

Le passage de la phase I à la phase II n'a pas été atteint. Il se trouve probablement dans des sédiments lacustres latéralement au delta. Toutefois les spectres du sondage indiquent une période de développement du *Tsuga*. Succède-t-elle directement à l'épisode steppique ou à d'autres phases végétales dont le témoignage n'a pu encore être retrouvé? Il s'agit d'une question capitale pour discuter de l'âge du dépôt et pour la compréhension des mécanismes de recolonisation végétale par des groupements qui n'existent plus aujourd'hui et qui aux Pays-Bas sont considérés opérer des recolonisations brusques (Zagwijn et de Jong, 1985).

4.4 Coupe 11, au bord du chemin

Deux échantillons ont été analysés (fig. III.23a et 21). La concentration de l'échantillon 1 est de 19127 gr./g. Par rapport au sondage, il y a moins de grains

d'*Ulmus-Zelkova* et de *Carpinus*, mais davantage de *Quercus* et de *Pinus*. Les deux spectres de la coupe 11 sont relativement riches en pollen de *Quercus* (9%).

Dans l'ensemble, ce diagramme est fort comparable à celui de la phase II de J.-P. Suc. C'est exactement la même coupe que celle dont proviennent les échantillons 22 à 32. Une caractéristique commune avec les résultats de J.-P. Suc (1978) est qu'il y a moins de grains de *Carpinus* que dans le sondage et les échantillons 17 à 21.

4.5 Coupe aux macrorestes

Deux échantillons proviennent de la coupe qui a livré d'abondantes feuilles fossiles (P. Roiron, comm. pers.; Vernet, 1981; Ildefonse, Suc et al., 1976) (fig.III.23b et 21). Les spectres polliniques ressemblent plus à la partie inférieure du sondage : moins de grains de *Tsuga* et *Pterocarya*, plus de grains de *Parrotia cf. persica*, de *Carya* et d'*Ulmus-Zelkova*.

Dans le cadre de la comparaison avec la macroflore (chap.II.IV), il est important de noter la présence de *Parrotia cf. persica* (plus de 3%) et des deux *Carpinus*.

4.6 Echantillons près du dyke n°2

Un échantillon de laminites a été prélevé au bord du chemin entre le tuff ring et le dyke n°2 (alt. 520 m). Il s'est révélé stérile. Un autre échantillon de laminites provient de l'est de ce même dyke (tab.III.8). Les grains de pollen y sont très abimés. Il y a très peu de Gymnospermes (0,4% de *Pinus* et 0,9% de *Tsuga*). Le pollen de la forêt caducifoliée est composé de 40,8% de *Quercus* et de 4,8% de *Betula*. Les herbacées sont dominées par 8,8% d'*Artemisia* et 5,7% de Gramineae.

Malgré le mauvais état des grains, il apparaît que ce spectre ne correspond à aucun autre spectre connu aujourd'hui à Bernasso. Il pourrait indiquer l'existence d'une phase forestière autre que celle à *Tsuga* (phase II). Il serait toutefois prématuré d'en tirer des conclusions pour l'instant.

5 Interprétation et discussion des spectres de Bernasso

Ces nouveaux résultats nous amènent à discuter quelques points, en particulier : un découpage de la phase II (5.1), la profondeur du lac (5.2) et la relation avec la macroflore(5.3).

Tabl.III.8 : Spectre pollinique à l'est du dyke n°2 à Bernasso

	%
Pinaceae	0,4
Tsuga	0,9
Acer	7
Ilex	1,7
Hedera	2,2
Alnus	0,4
Betula	4,8
Carpinus	2,2
Corylus	0,4
Ericaceae	6,6
Fagus	0,4
Quercus	40,8
Carya	0,4
Pterocarya	1,3
Tilia	1,3
Celtis	7
Ulmus-Zelkova	2,2
Amarant.-Chenopod.	0,4
Artemisia	8,8
Tubuliflorae	0,4
Liguliflorae	0,4
Cyperaceae	0,4
Gramineae	5,7
Potamogeton	3
Selaginella t. sibirica	0,4
Somme 1	228
Indéterminés	1,8
Indéterminables	28,6
Somme 2	328

5.1 -Découpage de la phase II

Nous conservons les trois phases précédemment définies par J. P. Suc (1978). Toutefois la phase II est subdivisée en trois parties : IIa, IIb et IIc, caractérisées comme suit, de bas en haut (tabl.III.9) :

IIa : sondage , échantillons de 1 à 10 coupe aux macrorestes) maximum de <i>Parrotia cf. persica</i>)
IIb : haut sondage, échantillons de 11 à 19 échantillons 17 à 21 de Suc coupe 11, échantillons +40 cm et +250 cm) maximum de <i>Pterocarya</i> et de <i>Tsuga</i> ,) minimum de <i>Pinus</i>)
IIc : échantillons 22 à 34 de Suc) maximum de <i>Celtis</i> , minimum de <i>Carya</i> et <i>Carpinus</i>

Tabl.III.9

Les pourcentages de *Carya* et *Parrotia cf. persica* décroissent progressivement à l'intérieur de la phase II.

Le passage de la phase II à III se fait entre deux échantillons distants de 20 cm (Suc, 1978) ce qui est très bref. Il peut y avoir plusieurs raisons : soit les arbres régressent réellement en une fois, soit le sédiment n'enregistre pas leur recul progressif, soit il y a une lacune.

5.2 - La profondeur du lac

J.-P. Suc, pour la phase II, se basant sur la quantité très faible de spores, la présence continue de Potamot et celle de kystes de microplancton d'eau douce, avait déduit une sédimentation lacustre calme. Nous pouvons compléter ces informations comme suit.

Ceratophyllum est une plante d'eau totalement submergée et arhize. Elle vit dans les eaux dormantes ou à cours lent, fréquemment en association avec le Potamot, plante aquatique à rhizome. Cette dernière est bien représentée dans la phase II par ses

pollens et *Ceratophyllum* par ses épines foliaires. Le lac aurait eu, à côté des versants assez verticaux de canyon, des surfaces assez grandes d'eaux relativement peu profondes. Une hypothèse serait que les eaux du lac après avoir rempli le canyon commençaient à déborder sur le plateau

Par contre, les diatomées de la phase II indiqueraient une forte épaisseur d'eau.

La rivière qui a laissé comme trace des dépôts deltaïques d'épaisseur inappréciée, doit avoir eu pendant la phase II soit une existence temporaire, soit une ampleur temporaire. On sait que son bassin amont était très réduit (Ildéfense, 1970).

La hauteur du plan d'eau est dépendante de la hauteur du barrage. Or celui-ci est mal connu. Au sein des dépôts illustrant la phase pollinique III, il y a le passage d'une sédimentation lacustre calme à une aleurite à sédimentation entrecroisée, déposée en milieu de forte énergie. Les Gastéropodes en cours d'étude sont en mauvais état (F. Magnin, comm. pers.). Le sommet de cette aleurite se trouve à 529 m d'altitude.

Donc les eaux étaient non seulement calmes mais des zones de faible profondeur devaient border un lac profond. Le barrage devait se situer au moins à l'altitude de 529 m.

5.3 Commentaires concernant la macroflore

Tous les taxons représentés par des feuilles (chap.I.IV) ont été retrouvés dans la flore pollinique au niveau du genre, depuis que nous avons mis en évidence des grains de *Parrotia cf. persica* dans les phases boisées de Bernasso. De même, nous avons trouvé des traces de *Ceratophyllum* dans les préparations palynologiques par le biais des épines de ses feuilles.

Le pollen d'*Acer* est toujours sous-représenté dans les spectres polliniques car il s'agit d'un arbre partiellement entomogame. Or, de nombreuses feuilles fossiles de cet arbre ont été trouvées dans le dépôt. Il y avait fort probablement diverses érablières (à *Tsuga* et à *Carya*).

L'ancien affleurement aux macrorestes correspond à la phase II a. J.P. Ildéfense (1970) a trouvé en affleurement des macrorestes sous la route dans le thalweg, dans ce qui est actuellement la phase II b. Il est possible de trouver aujourd'hui des macrorestes

végétaux tout au long du chemin car il descend en pente douce depuis la source de Bernasso où les sédiments attribués à la phase IIb affleurent, jusqu'au dyke n°2. Les horizons à feuilles sont donc présents sur une certaine épaisseur de sédiment (P. Roiron, en cours).

6 Analyses palynologiques au Mas de Vailhé

6.1 Les échantillons

Dix-neuf échantillons ont été traités. Seuls cinq ont livré du matériel sporopollinique en quantité et qualité suffisantes pour une analyse.

De bas vers le haut, nous observons :

- la coupe 1 (fig.III.4), située au-dessus des travertins de base et des cailloutis fluviaux, s'observe sur une dizaine de mètres au-dessus du chemin du bas du thalweg. Il s'agit du début du remblaiement lacustre.

un éch. argile litée orangée décarbonatée avec projections, stérile

- la coupe 2 (fig.III.4) constituée de laminites est épaisse de 5 m. Elle est observable plusieurs mètres en dessous du dyke. Douze échantillons y ont été prélevés.

- 1 : laminite foncée, bon spectre
- 2 : silt lité foncé, bon spectre
- 4 : argile litée, grains indéterminables
- 6 : laminite, grains indéterminables
- 7 : laminite, indéterminables
- 8 : laminite, bon spectre
- 9 : argile bleue non structurée, bon spectre
- 11 : silt beige non lité, indéterminables
- 12 : silt gris induré, stérile
- 13 : argile silteuse gris non lité, bon spectre
- 14 : argile silteuse foncée non litée, stérile
- 15 : argile silteuse beige non litée, grains indéterminables

- la coupe 3 (fig.III.6 et 4), sous la coulée, a environ 5,30 m d'épaisseur et sa base est environ 4 m au-dessus du chemin. Tous les échantillons sont stériles.

- 20 : silt sableux jaune décarbonaté
- 21 : beige meuble décarbonaté

- 22 : argile beige litée décarbonatée
 23 : friable beige décarbonaté, avec projections
 24 : argile silteuse non litée décarbonatée
 26 : argile silteuse beige carbonatée avec lentilles d'argile brune

6.2 Description des spectres de la coupe 2

L'état des grains est très mauvais dans l'ensemble, avec de 18 à 30% d'indéterminables (tabl.III.10).

Un nombre étonnamment bas de grains de *Pinus*, 3 à 18%, a été compté. *Tsuga* est bien représenté, de 1 à 15%. Les pourcentages des grains de *Carpinus* atteignent parfois 5%. Les pourcentages de *Quercus* sont assez bas sauf dans l'échantillon 8 (jusqu'à 8%) car ce spectre contient très peu de *Pinus*. *Carya* et *Ulmus-Zelkova* dominant au sein des éléments de la forêt caducifoliée.

Du côté des herbacées, *Artemisia* a toujours des pourcentages élevés, de 9 à 34 %. Les Gramineae sont bien représentées, de 4 à 14 %.

6.3 Interprétation palynologique

Malgré le mauvais état des grains, les spectres du Mas de Vailhé fournissent suffisamment d'informations pour les rattacher à la phase II de la source de Bernasso. Ils offrent certaines caractéristiques communes avec la phase 2b (*Quercus*, *Pterocarya*, *Potamogeton*) et sur d'autres points se rapprochent de la phase IIc (*Artemisia*, *Celtis*, Gramineae).

6.4 Conclusion

Le remplissage de la paléovallée dans le thalweg du Mas de Vailhé a pu être observé pour la première fois sur la quasi totalité de son épaisseur. De nouvelles mesures des isotopes du K/Ar (dyke et coulée supérieure) et du paléomagnétisme (dyke) ont clairement confirmé la contemporanéité avec l'affleurement de Bernasso et surtout l'antériorité du remplissage aux dykes et donc aussi à l'événement d'Olduvaï.

La palynologie confirme la similarité des sédiments (coupe 2) à la phase 2 de la source de Bernasso.

La corrélation proposée par J.P. Ildfonse (1970)(fig.III.6) est confirmée pour ce qui concerne le Mas de Vailhé et la source de Bernasso.

Tabl.III.10 : Analyses palynologiques du Mas de Vailhé

Mas de Vailhé	éch.13	éch. 9	éch. 8	éch. 2	éch. 1
Coupe 2, en %					
Pinaceae	17,8	13,3	3,4	9,1	17
Cedrus					1,2
Tsuga	14,6	10,3	1,1	10,7	7,5
Picea	4,4	3		1,2	2,1
Cupressaceae					0,4
Acer	0,6	0,8	1,1	0,6	0,8
Ilex			0,6		0,8
Hedera	1,9	1,3	1,1	0,6	0,8
Alnus				0,3	
Betula	1,9	1,6		1,6	1,2
Carpinus	3,2	2,2	4,5	5,3	2,9
Corylus		0,3			
Buxus				0,3	
Elaeagnus			0,6		
Ericaceae	2,5	0,8	5,1	1,6	1,6
Eucommia	0,6			0,6	
t. Castanea		0,5	0,6		
Fagus					0,8
Quercus	3,8	4,3	7,9	3,4	2,9
Q. t. ilex-coccifera				0,3	
Parrotia cf. persica		0,8		1,2	0,4
Carya	7,6	14,4	3,4	17,9	22,4
Engelhardtia					0,4
Pterocarya	3,8	2,4	2,2	1,6	2,5
Myrica		0,3			
Tilia	0,6	0,5	1,1	0,3	
Celtis	6,4	0,8	2,2	0,9	0,4
Ulmus-Zelkova	3,8	15,4	4,5	16,3	11,6
Parthenocissus			0,6		
Vitis			1,1		
Amarant.-Chenop.			2,2		0,8
Boraginaceae			0,6		
Caryophyllaceae				0,3	
Tubuliflorae	1,3	0,5	1,1	0,3	0,4
Artemisia	17,8	10,8	33,9	8,8	12
Centaurea					
Liguliflorae	0,6	0,3	1,1		
Cruciferae		0,5	1,1		
Cyperaceae	0,6			2,2	
Gentianaceae			0,6		
Gramineae	5,1	7,3	14,1	8,2	3,7
Myriophyllum		1,3	1,7		
Labiatae		0,8			
Papilionaceae					0,4
Polygonum		0,3			
Polyg. t. persicaria		0,3			
Potamogeton		4,1	0,6	5	4,1
Thalictrum					0,4
Rosaceae			0,6		
Umbelliferae			1,1		
Monoletes lisses		0,3		1,2	
Triletes non lisses	0,6	0,3			
Somme de base 1	157	369	177	318	241
Indéterminés	0,9	0,9	4,4	0,8	0,9
Indéterminables	30,3	18,5	25,1	17,9	26
Somme de base 2	228	458	251	391	330

7 Analyses polliniques du Saut de Baptiste

7.1 Etude préliminaire par J.P.Suc

Une étude préliminaire du contenu pollinique avait été réalisée par J.P.Suc au Saut de Baptiste. Il s'agit d'échantillons tests dont les résultats n'ont jamais été publiés. Cinq échantillons avaient été prélevés dans les laminites situées sous la coulée basaltique. Les lames obtenues après traitement se sont révélées très pauvres. La simple observation indique la présence de *Pinus*, *Tsuga*, *Artemisia*, *Ulmus-Zelkova*, *Carya*, Gramineae, *Celtis*,... Aucun grain de *Quercus* n'a été observé.

7.2 Nouveaux échantillons

De nouveaux prélèvements répartis sur trois coupes ont été effectués au Saut de Baptiste (fig.III.4).

De bas en haut :

- les échantillons de la coupe 1 proviennent d'une couche de quatre mètres environ intercalée dans les cailloutis fluviatiles de la base du remplissage. (fig.III.24).

Coupe 1

éch 3. argile silteuse avec lits de matière organique. Bon spectre

éch 2. argile brune. Bon spectre

éch 1. argile brune. Bon spectre

- la coupe 2 (fig.III.4) se situe à une dizaine de mètres sous le lignite de la coupe 3. Elle comprend deux cinérites pluridécimétriques interstratifiées dans une argile brunâtre non carbonatée.

Coupe 2

deux échantillons d'argile brunâtre décarbonatée. Stérile ou à grains indéterminables.

- la localisation de la coupe 3 est indiquée sur le log à la fig.III.6. Les échantillons ont été prélevés de part et d'autre de la cinérite dans les sédiments lacustres laminés et dans le lignite.

Coupe 3

cinq échantillons de laminite ont donnés des grains indéterminables

deux éch. silt non lité - stériles

un éch. de lignite - grains indéterminables

éch. 4 de silt lité gris - bon spectre (tabl. III.11.)

Tabl. III.11 : Spectre pollinique de l'échantillon 4 de la coupe 3 du Saut de Baptiste

Saut de Baptiste %	Coupe 3 Echantillon 4
Pinaceae	23,2
Acer	0,5
Hedera	1,6
Betula	1
Carpinus	11,3
Corylus	1,6
Ericaceae	2,7
Quercus	16,2
Parrotia cf. persica	0,5
Carya	8,1
Celtis	0,5
Ulmus-Zelkova	8,6
Tubuliflorae	1
Artemisia	1
Centaurea	0,5
Liguliflorae	1
Cyperaceae	3,2
Gramineae	5,9
Myriophyllum	1,6
Papilionaceae	0,5
Potamogeton	0,5
Ranunculaceae	1,6
Monoletes lisses	4,3
Thelypteris cf. palustris	1,6
Pteris	0,5
Somme de base 1	185
Indéterminés	
Indéterminables	22,6
Somme de base 2	239

Quatorze échantillons ont été traités, seuls quatre permettent une analyse.

7.3 Description des spectres

Les 3 échantillons de la coupe 1 (fig.III.24 a et b) donnent l'image pollinique d'une steppe. Les pourcentages d'*Ephedra* (2,5 à 5,2 %) sont les plus élevés rencontrés dans la paléovallée. L'échantillon 4 (tabl.III.11) de la coupe 3 se caractérise par de relativement forts pourcentages de *Quercus* (16,2 %) et de *Carpinus* (11,3%). Il n'y a pas de *Tsuga*. La classe 2, celle de la forêt caducifoliée, représente 42,6 % du spectre.

7.4 Interprétation palynologique

Cette steppe diffère de celle de la coupe 3 de la source de Bernasso (présent travail) par son plus grand nombre d'*Ephedra*. Elle offre plus de ressemblances avec la steppe de la phase 1 de J.P.Suc (1978), notamment par la quantité d'*Artemisia* et d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae.

Ces spectres steppiques sont peut-être antérieurs à ce qui est connu puisque la phase 1 de la source de Bernasso (coupe 3 et échantillons 1 à 16, Suc 1978) est au-dessus du dernier cailloutis et puisque les sédiments à image steppique du Saut de Baptiste sont intercalés dans les cailloutis.

L'échantillon 4 de la coupe 2 ne peut pas correspondre à la phase 2 de la source de Bernasso. Il ressemble un peu à l'échantillon isolé prélevé près du dyke n°2 (dyke est). Il y a en effet la même quantité élevée de *Quercus* (41% pour le dyke et 16,2 % pour l'échantillon 4) mais aussi dans les deux cas beaucoup de grains indéterminables (respectivement 28,6 % et 22,6 %). *Tsuga* est quasi absent de ces deux spectres. Les pourcentages de *Pinus* diffèrent fortement : respectivement 0,4% et 23,2%. Cette différence est sans doute liée à une mauvaise conservation.

7.5 Conclusion

En conclusion, de nombreuses données géologiques nouvelles ont permis de bien établir l'existence d'une activité phréatomagmatique suivie de l'édification d'un cône strombolien.

Les quelques nouvelles analyses polliniques ont révélé pour la vallée un nouveau type de steppe à *Ephedra*.

Un spectre isolé a donné l'image pollinique d'une forêt de Chênes et de Charmes. Aucun équivalent n'est connu, si ce n'est un autre spectre près du dyke n°2 qui contient les mêmes pourcentages élevés de *Quercus*. Toutefois, ces deux spectres sont probablement mal conservés et l'image pollinique qu'ils donnent doit être interprétée avec grande prudence.

Le raccord avec les coupes de Bernasso est donc impossible pour l'instant. Deux hypothèses sont à envisager : soit il s'agit d'un autre dépôt lacustre, soit il s'agit d'une autre phase de végétation.

8 Nouvelle interprétation paléoclimatique

L'interprétation climatique donnée en 1978 a été précisée à la lumière des connaissances actuelles qui ont fort progressé grâce à la multiplication des analyses palynologiques à travers le domaine méditerranéen : Australie, Californie ... (Pons, Suc *et al.*, sous presse) et dans les régions voisines. Rappelons que Bernasso n'appartient pas au domaine méditerranéen. Ce site à 600 m d'altitude appartient à l'étage subméditerranéen, à la série du chêne pubescent.

Climat phase II

L'hypothèse de températures relativement élevées et d'une baisse des précipitations en été entraînant une sécheresse estivale (Suc, 1978) n'est pas possible pour la phase II. Nous verrons au chap.IV.III et III.VII que *Tsuga* est un arbre de milieu froid et humide.

Climat des phases I et III

Le climat des phases I et III devait être sec et peut-être relativement froid, comme en témoignent respectivement l'importance des éléments de formations végétales ouvertes et l'abondance d'*Artemisia*.

La présence d'*Artemisia* serait due à deux causes. L'altitude est responsable de températures plus basses. Ce serait un peu le même phénomène qu'à Villaroya, Sierra de Cameros (Rémy, 1958), du Pliocène supérieur (Moissonnet, 1982; Alberdi, Arias *et al.*, 1982). Dans ce site on trouve 10 à 60 % d'*Artemisia*, même dans les périodes les plus chaudes et humides, notamment celle qui contient 3% de pollen de

L i q u i d a m b a r

L'autre cause serait en partie due à une baisse générale des températures.

Or l'image pollinique d'une steppe ne donne aucune information sur la température (chap.IV.II). Les steppes peuvent être sèches et froides ou sèches et chaudes. Toutefois on connaît par ailleurs l'existence de températures basses par l'étude des isotopes de l'oxygène en mer Tyrhénienne. (Vergnaud-Grazzini, Saliège *et al.*, sous presse).

Artemisia n'est pas indicatrice de températures. Il faut regarder les espèces compagnes d'*Artemisia*. Dans le cas de Bernasso, il y a *Phlomis* (surtout phase II) qui indiquent que les températures à 600 m d'altitude n'étaient pas très basses.

Nous voyons une certaine différence entre les deux phases steppiques. Dans la première il y a plus de *Pinus*, d'*Ephedra* et d'*Erodium*; tandis que dans la seconde, il y a plus d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, de Gramineae, de *Phlomis*, de Cyperaceae, Caryophyllaceae et quelques arbres. Le climat de la phase 1 paraît un peu plus rigoureux que celui de la phase III.

Il est possible que les périodes à végétation ouverte (phase I et II) soient des stades glaciaires (s. gl.) ou des phases glaciaires (p. glac.).

phase III	s. glac.	p. glac.	s. glac.	p. glac.
phase II	intergl.	intergl./interst.	intergl.	intergl./interst.
phase I	s. glac.	p. glac.	s. glac.	s. gl.

Il est possible que la steppe de la phase I appartienne à un cœur de période glaciaire, tandis que la seconde steppe est soit un stade sec et frais, soit le début d'une période glaciaire après la phase tempérée fraîche et humide à *Tsuga*. Nous verrons grâce à une comparaison à un site voisin d'âge proche, que cette phase à *Tsuga* peut correspondre à la fin d'une succession de végétations interglaciaires.

Conclusion sur le climat

Il n'y a donc pas un climat méditerranéen pour la phase II. Le climat de la phase II est froid et humide (chap.IV.III et chap.III.VII).

9 Durée du remplissage et stratigraphie

J.-P. Ildfonse, en 1970, estime que les graviers du fond de vallée ont pu se déposer en quelques centaines d'années car ils représentent une sédimentation détritique grossière qui s'est formée selon lui en amont d'une retenue d'eau. Si les diatomites sont des varves, elles sont donc annuelles. Il estime le nombre de paires de lamines par mètre dans le thalweg de Bernasso et au Saut de Baptiste. Il obtient 6,25 mm par an et donc sur 20 m : 3200 ans. Au total, selon lui, le lac de Bernasso n'a pas eu une durée de vie excédant 4000 ans. C'est très court. Nous verrons au chapitre suivant que la durée d'un interglaciaire à cette époque pouvait varier entre 20000 et 40000 ans.

J.-P. Suc et J.-L. Vernet ont estimé que la phase II appartenait à un interstade. Dans leur raisonnement, rien n'exclut pour les phases I et III la possibilité d'avoir deux morceaux de deux périodes glaciaires différentes ou bien l'une des deux phases est glaciaire et l'autre est stadiaire.

La phase II pourrait appartenir soit à un interstade soit à une période de fin d'interglaciaire, donc de début de dégradation climatique. Nous donnerons notre interprétation après le chapitre sur la palynologie du site voisin de Nogaret qui a un âge proche de celui de Bernasso.

Rappelons que les âges des dykes n° 2 et 3 indiquent que le sédiment lacustre est antérieur à 1,77 Ma. Leur paléomagnétisme est direct. Ils se sont mis en place au

cours de l'événement Olduvai (-1,87 à -1,67 Ma). Les sédiments du lac qui ont une polarité inverse, sont antérieurs à -1,87 Ma.

10 Conclusion

L'âge du remplissage est compris entre -2,05 et -1,87 Ma.

Contrairement à ce qui avait été proposé auparavant, la phase II de Bernasso révélerait plutôt un climat froid et humide. Un caractère méditerranéen du climat est incompatible avec une forêt de *Tsuga*.

Il semblerait qu'il y ait des lacunes importantes dans la sédimentation et dans l'échantillonnage, peut-être même au point d'avoir oblitéré plusieurs phases climatiques.

Il n'est pas encore déterminé si la phase II est interstadienne ou interglaciaire. Les données provenant du site voisin de Nogaret permettront de mieux interpréter les végétations et l'âge du remplissage lacustre de Bernasso. Nous verrons que le pollen et les feuilles fossiles de la phase II se retrouvent exactement à Nogaret, à la fin d'un interglaciaire montrant des successions de végétation

Quelques échantillons contenant du pollen altéré pourraient montrer l'existence d'une phase forestière à *Quercus*. Il s'agit notamment d'un échantillon prélevé près du dyke n°2 à Bernasso et de quelques échantillons de laminites du Saut de Baptiste.

Les spectres polliniques obtenus à partir des laminites du Mas de Vailhé indiquent le rattachement de ce dépôt à la phase II de Bernasso.

Chapitre III.VII : Analyse palynologique du maar de Nogaret

1 Introduction

Des analyses palynologiques proviennent de nombreux affleurements, tranchées et sondages différents. Nous allons voir qu'une série d'entre elles devra être rejetée à cause de la mauvaise conservation du pollen. Les séquences qui ont été sélectionnées pour leur image de bonne qualité illustrent un dynamisme végétal qui, jusqu'à présent, avait été ignoré pour le Plio-Pléistocène.

2 Description et interprétation

2.1 Coupe A : sondage NO III et affleurement NOC II

La coupe A (Brugal, Ambert, Bandet, Leroy, Roiron, Suc et Vernet, 1990) est constituée du sondage NO III (12 échantillons sur 1,6 m) et de l'affleurement NOC II (7 échantillons sur 1,5 m) (tabl. A.6), le sondage se trouvant exactement au pied de l'affleurement. De nombreux macrorestes végétaux ont été trouvés en affleurement (chap.I.IV).

Les grains de pollen sont presque tous devenus assez transparents. Beaucoup sont indéterminables (5 à 15%; fig. III.25 et 26) : amincissement de la paroi, gonflement, transparence et plus rarement perforations. Une concentration faible, de 964 et 16749 gr./g (tabl.A.6), pour les échantillons de l'affleurement, résulte sans doute de cette dégradation. Vu ces faibles teneurs, le calcul de la concentration n'a pas été réalisé pour le sondage.

Les Pinaceae (fig.III.25 et 26) représentent la part la plus grande des spectres, de 36 à 89%. La diversité des taxons de la forêt caducifoliée est très faible. Les taxons les mieux représentés sont *Carya* (2 à 37%) et *Ulmus-Zelkova* (1 à 17%). Viennent ensuite *Celtis* (1 à 3 %) et *Carpinus* (0 à 3%). Les Chênes ne sont représentés que par quelques grains seulement. La représentation de *Tsuga* reste inférieure à 1%. Les

herbacées réalisent des pourcentages très faibles partout inférieurs à 8% : rarement plus de 1% de Gramineae, quelques rares *Artemisia*. Les plantes aquatiques sont quasi absentes.

Vers le bas, *Abies* atteint quelques pourcents et *Picea* jusqu'à 16%; vers le haut, ces 2 taxons chutent. La seule évolution marquante est la régression des conifères (*Pinus*, *Picea*, *Abies*) du bas vers le haut.

Deux interprétations sont possibles : soit un paysage assez ouvert avec une forêt dégradée, soit un couvert végétal mal restitué en raison du mauvais état de conservation du pollen fossile.

La seconde interprétation s'impose. En effet, le nombre de grains de pollen indéterminables est élevé. La plupart des grains sont devenus anormalement transparents et ont perdu leurs caractères distinctifs. La variété taxonomique paraît donc très faible et les pourcentages d'herbacées trop insignifiants. Pourtant, les feuilles fossiles (P. Roiron *in* : Brugal *et al.*, 1990) indiquent, de leur côté, une flore diversifiée. L'abondance des feuilles de *Carpinus* est sans commune mesure avec sa faible représentation en pollen. Ces derniers sont donc soit disparus, soit inclus dans les indéterminables. Selon A. Havinga (1964), les grains de pollen de *Carpinus betulus* sont effectivement assez sensibles à l'oxydation.

Une interprétation même prudente des spectres polliniques qui suggérerait un paysage assez ouvert de forêt dégradée est à rejeter. Les macrorestes foliaires indiquent une forêt dense et variée avec *Vitis* et *Tilia*, témoins d'un climat chaud et humide bien qu'on soit à 690 m d'altitude.

A l'inverse, *Ulmus-Zelkova*, bien représenté dans les spectres polliniques, ne donne pas de feuilles fossiles à Nogaret, bien que ce type de feuilles soit bien préservé dans d'autres sites.

En bref, il faut admettre que le contenu pollinique identifié est non représentatif. Les proportions des divers taxons au sein des spectres et l'évolution spectre à spectre résulte trop largement d'une conservation différentielle du matériel sporopollinique.

2.2 Sondage NO II

Le sondage NO II profond de 14,20 m, a recoupé 5 niveaux épais de plus de 15 cm, de projections pyroclastiques (chap.III.III). Le diagramme pollinique (48

Tabl.III.12 : Spectre pollinique de l'échantillon à 17 cm dans le sondage NO II à Nogaret

NO II	17cm	
Picea	0,8	
Pinus	11,7	
Tsuga	0,8	
Acer	2,1	
Hedera	0,4	
Betula	0,8	
Carpinus	9,2	
Ericaceae	1,2	
Quercus	5,8	
Parrotia	0,8	
Carya	9,2	
Pterocarya	4,2	
Viscum	0,4	
Tilia	0,8	
Celtis	0,8	
Ulmus-Zelkova	44,8	
Caryophyll	0,4	
Tubulifl	0,4	
Artemisia	0,4	
Gramineae	4,6	
Total 1	239	
Indéterminable	17,0	
Total2	288	8957 gr./g
Concentration pollinique		

échantillons, 21470 grains, tabl. : A .7; fig. III.27 et 28) a permis de distinguer cinq phases. L'échantillon du haut du sondage situé à 17 cm sous la surface (tabl.III.12) a été étudié aussi. Mais il n'est pas inclus dans le diagramme car à l'évidence très altéré.

-Phase 1, à *Pinus* et Gramineae,

échantillons 1 à 6 - profondeur : de 1372 à 1321 cm.

La concentration est en général inférieure à 24000 gr./g (tabl.A7). L'échantillon 5 est quasi stérile. La concentration en gr./g de cette phase est la plus faible de tout le sondage.

Les grains de *Pinus*, avec ~80%, dominent largement les spectres. Les pourcentages de *Quercus* augmentent régulièrement de moins de 1 % à 11%. *Carpinus* et *Ulmus-Zelkova* sont peu abondants (< 2%). *Carya* est assez rare. *Ephedra* est présent de manière quasi continue. Les Gramineae atteignent 10%. Les autres herbacées présentes sont : Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, *Artemisia* (1%), diverses *Centaurea*, des Liguliflores (1%), d'autres Compositae, quelques grains de *Knautia*.

A côté de grains bien conservés, il y a aussi des grains cassés, déchirés, pliés, sales, mais non anormalement transparents. Cet état des grains n'est pas semblable à celui de la coupe A où la dégradation est due à une forte corrosion biochimique. Par contre, le pollen compté ici a l'aspect "fatigué". Cela est probablement dû à des causes mécaniques. Ces grains indéterminables sont synsédimentaires. Ce ne sont pas des grains remaniés car il y a une évolution palynologique. Le sédiment est plus grossier, riche en pyroclastes, en apports détritiques et en grains de pollen remaniés provenant de l'encaissant.

Malgré la faible concentration pollinique, ces spectres conservent leur signification. En effet ils donnent l'image pollinique d'une steppe arbustive, c.-à-d. d'un milieu pauvre en biomasse et qui produit peu de pollen. De plus, cette phase de végétation connaîtra un développement logique.

-Phase 2, à *Quercus*,

échantillons 7 à 13 - profondeur : de 1300 à 1117 cm.

La concentration (tabl.A.7) varie fortement de 16000 à 186000 gr./g. en augmentant vers le haut.

Les spectres indiquent une nette décroissance de *Pinus* : de 43 à 10%. Le Chêne augmente encore jusqu'à atteindre un maximum de 33%. *Ulmus-Zelkova* entame une croissance progressive pour se stabiliser vers 8%. *Carpinus* et *Carya* démarrent vers la fin de la phase 2. *Ephedra* et *Acer* sont présents en

permanence mais de façon discrète.

Au sein des herbacées, on constate d'abord un accroissement des pourcentages des Amaranthaceae-Chenopodiaceae et des Caryophyllaceae, suivi de leur recul définitif. Cette phase enregistre le maximum d'*Artemisia* et de Liguliflores qui atteignent tous deux 2 à 3%. *Centaurea* et les autres Compositae sont présents en traces, de manière continue. Les Gramineae se maintiennent à près de 10%.

C'est ici qu'il y a le maximum de grains indéterminables. L'impossibilité de déterminer les grains est due à des causes mécaniques comme dans la phase 1. Les spectres sont considérés comme significatifs. Ils évoquent une forêt de chênes.

-Phase 3, à *Carpinus*,

échantillons 14 à 21 - profondeur : de 1080 à 890 cm.

Le sédiment est riche : de 46250 à 113000 gr/g (tabl.A.7).

Les pourcentages de *Pinus* augmentent à nouveau légèrement jusqu'à 30%. C'est ici que débute la courbe de *Picea*. *Quercus* décroît fortement et régulièrement jusqu'à 7%; par contre, *Carpinus* atteint un maximum avec 17%. *Ulmus-Zelkova* se maintient. *Carya* entame une croissance nette. Dans la seconde moitié de cette phase, il y a une première poussée de *Pterocarya* (3%). L'échantillon 19 montre un petit pic de *Betula*. Les grains de *Celtis* atteignent à diverses reprises 1%.

L'ensemble des herbacées diminue, surtout les Gramineae et tous les types de Compositae. Le Potamot acquiert une représentation permanente.

L'échantillon 18 repose sur la cinérite comprise entre les profondeurs de 1020 à 930 cm. Il contient de nombreux grains en assez bon état mais difficiles à déterminer (20,5%) car leur morphologie est inhabituelle sur certains aspects. Ce sont principalement les grains porés : *Carpinus*, *Celtis*, *Carya*, etc... Le changement de composition du sol dû à la cinérite a peut-être influencé la pollinisation des plantes et c'est peut-être la raison de la modification de l'aspect des grains. L'échantillon suivant, le spectre 19, aurait enregistré les grains de pollen d'une végétation localement recolonisatrice d'espaces dévastés par la retombée pyroclastique avec *Betula* notamment.

L'image pollinique générale de cette phase est celle d'une forêt de Charmes.

-Phase 4, à *Picea* et *Carya*,

échantillons 22 à 30 - profondeur : de 858 à 490 cm.

Le sédiment est très riche : de 33000 à 330587 gr./g (tabl.A.7).

Cette phase est caractérisée par les maxima de *Carya* (34%) et de *Picea* (7%). *Quercus* est réduit à 4%. *Pinus* et *Ulmus-Zelkova* se maintiennent. A la fin de cette phase, débute la courbe de *Tsuga*. Il y a aussi une décroissance de *Carpinus* qui se stabilise à ~ 3%. C'est le début de la présence en continu de *Parrotia* cf.

persica avec 1 à 2%. La fin de la première poussée de *Pterocarya* se situe au milieu de la phase. *Fagus* est continuellement présent avec moins de 1%. *Celtis* est souvent représenté par des pourcentages légèrement supérieurs à 1.

Les herbacées totalisent de faibles pourcentages. Les Gramineae et *Artemisia* fluctuent irrégulièrement, respectivement entre 1 et 8% et entre 0 et 5%. Les Cyperaceae et *Potamogeton* atteignent parfois 1%.

La forêt de conifères, à *Picea*, de la phase 4, dont les sites plus humides et plus abrités étaient colonisés par *Carya*, se différencie bien des deux types forestiers antérieurs, à *Quercus* (phase 2) et à *Carpinus* (phase 3).

-Phase 5, à *Ulmus-Zelkova*, *Pterocarya* et *Tsuga*,

échantillons 31 à 48 - profondeur : de 477 à 40 cm.

La concentration est fort variable, de plus de 117850 gr./g à 18000 gr./g (tabl.A.7), sauf pour le haut du diagramme où quelques échantillons proches de la surface ont des concentrations particulièrement faibles : échantillons 42 et 47. Le sédiment de ces 2 échantillons n'est plus une laminite mais une argile brune litée pour l'échantillon 42 et un silt noir pour l'échantillon 47. Les pourcentages de grains indéterminables sont comparables aux échantillons plus riches, ce qui suggère que les spectres polliniques aient gardé leur signification.

Les pourcentages de *Pinus* décroissent progressivement de 45 à 15%. *Picea* se maintient autour de 6%. *Tsuga* montre une belle croissance et se stabilise vers 20% avec un maximum de 28% pour l'échantillon 48. *Ulmus-Zelkova* est bien représenté et atteint son apogée avec 25%. Les pourcentages de *Pterocarya* connaissent une reprise au cours de la seconde moitié de la phase, jusqu'à 6%. *Parrotia* cf. *persica* atteint souvent plus de 1%. A la fin de cette phase, les Ericaceae maintiennent leurs pourcentages au-dessus de 1%. La représentation de *Quercus* (2%), *Carpinus* (3%), *Carya* et *Celtis* se maintient. De rares grains de *Fagus* sont présents.

Les herbacées restent peu importantes et quelques *Centaurea* réapparaissent. Trois grains de Malvaceae ont été comptés.

La forêt de la phase 5 s'est fortement enrichie en *Tsuga*. L'image pollinique de cette phase est celle d'une forêt de conifères : *Tsuga* et *Picea*. *Carya* et *Ulmus-Zelkova* devaient pousser dans les lieux les plus humides et les plus abrités.

L'échantillon provenant de 17 cm sous la surface (tabl.III.12) est fortement affecté par une altération différentielle. Il se distingue fort de l'échantillon 48, situé 20 cm plus bas. Sa concentration pollinique est relativement faible : 8957 gr./g. Il est caractérisé

par 12% de *Pinus*, 0,8% de *Tsuga*, 2% d'*Acer*, 9% de *Carpinus*, 9% de *Carya*, 45% d'*Ulmus-Zelkova*. Le spectre est altéré, il sera discuté en détail au paragraphe se rapportant aux problèmes de conservation.

Le diagramme du sondage NO II met en évidence une colonisation progressive d'un espace ouvert par les arbres illustrant une série évolutive progressive. Les taxons forestiers se développent et la forêt se diversifie. Elle s'appauvrit ensuite en éléments caducifoliés au profit des conifères qui se développent vers le haut du sondage. Les cinq phases du sondage peuvent être interprétées comme suit :

- phase 1 : steppe arbustive
- phase 2 : passage d'une forêt ouverte à une forêt fermée, à *Quercus*
- phase 3 : forêt mélangée à *Quercus-Carpinus*
- phase 4 : forêt caducifoliée avec des conifères
- phase 5 : forêt de conifères avec quelques arbres décidus

2.3 Sondage NO IV

Neuf échantillons (tabl. A.8) - profondeur 3,70 m.

La concentration (tabl.A.8) varie entre 42800 et 62500 gr./g, le sédiment est donc riche. Ces concentrations sont similaires à celles de la seconde moitié de la phase 5 du diagramme NO II.

Les pourcentages de *Pinus* (fig. III.29 et 30) varient entre 17 et 39%, ceux de *Tsuga* entre 4 et 28%, avec de rares *Abies* et ~4 % de *Picea*. Les grains de pollen de la forêt caducifoliée sont dominés par *Carya* (15 à 26%) et par *Ulmus-Zelkova* (11 à 18%). *Pterocarya* (2%) et *Carpinus* (5%) ont une présence continue, tandis que les Ericaceae, *Quercus*, *Parrotia*, *Celtis*, *Tilia* et *Acer* sont discrètes. Des grains de *Fagus* sont observés sporadiquement.

Les herbacées sont en faibles pourcentages avec la dominance des Gramineae, avec 4% et le Potamot, fréquent. Il n'y a que quelques grains d'*Artemisia*.

Le sondage NO IV livre des spectres polliniques très semblables à ceux de la phase 5 de NO II, c.-à-d. une forêt mélangée de conifères et d'arbres caducifoliés.

2.4 Affleurement G

3 échantillons (tabl.A.8) - épaisseur 1 m et abondance de macrorestes végétaux (chap.I.IV).

La concentration (tabl.A.8) de l'échantillon 1 est de 33117gr./g, celle de l'échantillon 2 est de 4107 gr./g et celle de l'échantillon 3 est non calculée. L'état de conservation est très variable.

Les pourcentages de *Pinus* (fig.III.29 et 30) augmentent de 32 à 48% avec d'abondants grains de *Tsuga* (~20%) et 5% de *Picea*. La forêt caducifoliée est dominée par un seul taxon : *Ulmus-Zelkova* avec ~18%. Il y a une chute des pourcentages de *Carya* qui passe de l'échantillon 1, avec 11%, aux échantillons 2 et 3 avec 2%. *Carpinus* (3%) et de *Pterocarya* (1%) sont présents de manière continue mais faible. Les autres éléments de la forêt caducifoliée sont *Quercus* (~1%), *Parrotia* (~1%), les Ericaceae (< 1%), *Celtis* (<1%) et de rares *Acer*.

Les herbacées sont en faibles pourcentages : Gramineae (~1%) et *Artemisia* (1%).

Aucune feuille de *Carya* n'a été trouvée dans cette coupe (P. Roiron, comm. pers.) alors qu'elles sont fréquentes dans les coupes A et C. Les spectres polliniques donnent l'image d'une forêt de conifères bien développée. L'évolution est très nette, *Pinus* augmente et *Carya* diminue.

2.5 Sondage NO I

9 échantillons (tabl.A.9) - profondeur 5,35 m.

La concentration pollinique n'a pas été calculée mais semble assez faible. Après traitement, les culots sont petits, pauvres en matière organique et surtout riches en minéraux.

Les spectres polliniques (fig. III.31 et 32) sont dominés par les taxons de la forêt caducifoliée. Le cortège floristique est le suivant : *Carya* (5 à 28%), *Ulmus-Zelkova* (8 à 18%), *Quercus* (1 à 24 %), *Celtis* (~8%), *Carpinus* (1 à 7%), *Acer* (0 à 7%), Ericaceae (~4%), *Parrotia cf. persica* (~4%)... Au sein des Gymnospermes, on notera la présence de *Pinus* (de 7 à 42%), de *Picea* (1%), de *Tsuga* (moins de 1%), et de quelques grains d'*Abies*... Il faut remarquer que la quantité de pollen de *Pinus* dans les derniers échantillons (5 à 9) est extrêmement faible. Les herbes atteignent 10% au maximum : principalement des Gramineae, quelques *Potamogeton*, Ranunculaceae, Liguliflorae, un grain de *Centaurea*. A noter, l'absence des Dipsacaceae. Les spores restent très discrètes, toutefois *Selaginella t. sibirica* est présente dans l'échantillon 8.

Les pourcentages d'indéterminables sont en croissance très progressive, de 3 à 19%. Dans les derniers niveaux, les grains sont mal conservés : gonflement, transparence et amincissement de la paroi. Les grains indéterminables sont

principalement des grains porés pouvant appartenir aux genres *Carpinus*, *Celtis*, *Carya*...

Comme pour la coupe A, deux interprétations sont possibles. La première repose sur l'interprétation directe des spectres. Les pourcentages de la forêt caducifoliée sont en progression régulière à travers l'ensemble du diagramme : de 46 à 70%, avec, pour les derniers échantillons, des pourcentages très élevés. Au fur et à mesure de la diminution de *Pinus*, jusqu'à des valeurs extrêmement faibles, il semble que la forêt change de composition : *Carya* régresse au profit de *Quercus*. Ceci se déroule en même temps qu'une plus grande diversification du cortège pollinique : *Acer*, *Hedera*, *Fagus*, *Parrotia cf. persica*, et *Myrica* atteignent leurs pourcentages les plus élevés.

La seconde interprétation tient compte d'une disparition sélective des grains de pollen déjà suggérée par l'oxydation du sédiment, de teinte jaune orangé, le petit volume des culots et la faible quantité de matière organique. Dans le haut du sondage, des grains des éléments de la forêt caducifoliée rangés dans les indéterminables et les *Pinus* en quantités anormalement basses modifient les spectres.

En effet, à côté des grains de *Carya*, *Carpinus* et *Celtis* identifiés avec certitude, de nombreux autres, pouvant appartenir à l'un de ces trois taxons, sont comptabilisés dans les indéterminables.

En général, les grains de *Pinus* subsistent les derniers quand un échantillon est altéré car leur pollen contient plus de sporopollenine (Havinga, 1964). Or à Nogaret et à Bernasso, dans plusieurs échantillons nous observons des quantités anormalement basses de *Pinus*. D'autre part, tous les comptages entrepris dans la région, qu'il s'agisse de Nogaret ou Bernasso, comportent un minimum d'environ 20% de grains de ce pollen. Certains pins abondent sur sols calcaires. Ces arbres poussent sur des éboulis, dans des zones mal exposées et en plus leur pollen provient facilement de stations éloignées. Le site de Nogaret sur un causse calcaire se trouve dans une situation telle que l'apport de pollen de pins a persisté avec une certaine abondance sous tous les climats.

Ces pourcentages suffisants (~20%) de *Pinus* ne se trouvent que dans les 4 échantillons du bas du sondage NO I.

La quantité moindre de grains indéterminables, de 3 à 8% pour les deux échantillons inférieurs, et des pourcentages plus courants de *Pinus*, suggèrent des

spectres réellement significatifs. De plus, une série de taxons habituellement présents avec moins de 1% montrent un développement surprenant : *Acer*, *Hedera*, *Fagus*, *Parrotia cf. persica*, *Myrica*. Cette altération des spectres augmente de bas en haut, vers la surface topographique. Au moins les deux premiers échantillons du sondage sont probablement plus significatifs étant donné leurs faibles pourcentages de grains indéterminables et les pourcentages plus courants de *Pinus* et d'autres grains (*Acer*, *Hedera*, etc...).

Il s'ensuit que les spectres du haut du sondage (3 à 9), apparemment significatifs, sont en réalité complètement déformés.

2.6 Tranchée B

3 échantillons (analyses de J.-P.Suc) - profondeur 1,20 m. (Brugal, Ambert *et al.*, 1990).

Les spectres (fig. III.33 et 34) sont dominés par *Pinus* (~20 à 35%), *Carya* (~9 à 20%), *Ulmus-Zelkova* (~16%), *Carpinus* (~18%). *Tsuga* est quasi absent. Il y a une présence continue de *Celtis*, *Pterocarya* et des Ericaceae. Les herbacées sont représentées par ~2% de Gramineae, quelques Compositae, *Artemisia*, *Potamogeton* et Urticaceae. Beaucoup de grains sont indéterminables (12%).

D'après J.-P.Suc, la flore pollinique est tenue pour non significative vu l'abondance d'épais niveaux cinéritiques qui ont été recoupés et la situation en bordure de maar, au contact du tuff ring.

2.7 Tranchée C

7 échantillons (analyses de J.-P.Suc) - profondeur 4,20 m. (Brugal, Ambert *et al.*, 1990).

Empreintes foliaires situées à 50 cm au-dessus du dernier échantillon pollinique significatif (chap.I.IV).

Les spectres polliniques (fig. III.35 et 36) sont composés de 7 à 30% de *Pinus*, de 1 à 10% de *Tsuga*, de ~20% d'*Ulmus-Zelkova*, de ~10% de *Carya*, de 2 à 15% de *Quercus*, de ~18% de *Carpinus*. Les herbacées sont illustrées par du pollen de Gramineae (> 10%), d'*Artemisia* (de 0 à 10%), de Potamot (3 à 5%), principalement.

Ces spectres donnent l'image pollinique d'une forêt mélangée d'arbres caducifoliés et de conifères.

3 Les autres microfossiles

En général, toutes les préparations palynologiques de Nogaret contiennent quelques minéraux et de grandes quantités de sclérites de Spongiaires, de frustules de Diatomées et quelques autres microfossiles divers. Ce sont :

*Coupe A, affleurement NOC II : *Botryococcus*, t. *Zygnema*.

et sondage NO III : *Spirogyra*, *Pediastrum*.

*sondage NO II:

- phases 1 et 2 : grains de pollen et spores remaniés, provenant probablement des dépôts bajociens, toarciens et sinémuriens encaissants; des minéraux (oxydes et verre volcanique).

-phase 3 : début de la présence dans le sondage des kystes de Chrysophycées (pl.4, fig.3).

-phase 4 : *Pediastrum*, *Spirogyra*, *Concentricystes*.

-phase 5 : kystes de Chrysophycées jusqu' à l'échantillon 40 et remplacés ensuite par quelques minéraux divers. Présence de *Pediastrum*.

Dans le sondage, il y a quelques rares poils de *Ceratophyllum*, des restes d'Arthropodes et t.*Zygnema*.

*sondage NO IV : kystes de Chrysophycées, minéraux, *Botryococcus*, *Pediastrum*

* coupe G : *Pediastrum*, restes d'Arthropodes, kystes de Chrysophycées.

*sondage NO I : *Amphitrema flavum*, *Pediastrum*, *Botryococcus*, *Spirogyra*, pas de kystes de Chrysophycées et quelques minéraux.

4 Corrélation des spectres polliniques de Nogaret

Dans la mesure où l'érosion a épargné le maar de Nogaret, le contenu pollinique de six séquences voisines a été analysé d'ouest en est (fig.III.13) : sondage NO I, coupe C, sondage NO II, sondage NO IV, coupe G et coupe A. Nous venons de voir que pour certaines d'entre elles : sondage NO I et coupe A, les spectres obtenus se sont révélés faussés par la dégradation sélective d'une partie des grains. Leur interprétation en terme de végétation et de stratigraphie est rendue délicate. Des spectres de référence vont d'abord être sélectionnés dans des séquences vraisemblablement intactes et présentant une succession logique : sondages NO II et NO IV et coupe G. Une corrélation avec les spectres de toute évidence altérés sera ensuite tentée.

1 - Nous pouvons avec une bonne confiance relier 3 séquences. L'ensemble des diagrammes NO II + NO IV + G représente une évolution logique. Six phases se

succèdent :

- phases 1 à 4 dans le sondage NO II
- phase 5 dans les sondages NO II et NO IV
- phase 6 dans la coupe G.

La phase 6 montre un appauvrissement en feuillus par rapport à la phase 5. Il ne reste plus qu'*Ulmus-Zelkova* à côté des conifères. L'ensemble de ces 6 phases représente en termes de phytosociologie une série évolutive progressive suivie du début d'une série régressive.

Par comparaison des spectres polliniques, il est possible que l'ensemble des sédiments de NO IV répète le haut du sondage NO II. Le premier échantillon de la coupe G ressemble au dernier échantillon du sondage NOIV. Un nivellement sommaire entre la localisation de ces séquences indiquerait une disposition légèrement synforme des couches, ce qui correspond bien à un sédiment de fond de maar.

2 - Vu leur composition pollinique respective, les diagrammes de NO I et de la coupe C, ainsi que de la coupe A, ne peuvent être raccordés, sans réserve, ni entre eux, ni à aucune des trois autres séquences. Nous avons précédemment admis que les spectres polliniques du haut du sondage de NO I, apparemment très significatifs, sont en réalité altérés, affectés d'une disparition sélective des grains de pollen.

Les spectres du bas du sondage de NO I, s'ils sont réellement significatifs, pourraient alors se rattacher à la phase 4 de NO II. Le raccord reste toutefois peu satisfaisant : les pourcentages respectifs en *Picea* varient du simple au triple (de <1% à 4% dans NO I et 3% à 12% dans NO II).

Dans le sondage NO I, la succession des spectres polliniques montre vers le haut un remplacement progressif de *Carya* par *Quercus*. Ce type d'évolution n'est retrouvé nulle part ailleurs, ni dans les autres sites français et espagnols, ni dans la littérature, sauf une fois dans des conditions très particulières et fort différentes, à Camerota (Brénac, 1984) au niveau de la mer, à près de 4 degrés de latitude plus au Sud.

En bref, la distorsion de la représentation pollinique au sein des spectres de NO I explique la difficulté d'un raccord acceptable entre ce sondage et les autres séquences de Nogaret. Ce raccord serait d'ailleurs pratiquement mis en doute par le

remplacement peu plausible de *Carya* par *Quercus*. Les deux échantillons inférieurs de NO I pourraient à la rigueur se rattacher à la phase 4 de NOII.

Le pollen de la coupe C, proche d'une vingtaine de mètres de NO II, a été analysé par J.-P. Suc (*in* : Brugal *et al.*, 1990). Les spectres ne peuvent se raccorder à la séquence NO II + NO IV + G. Dans la coupe C, *Tsuga* coexiste avec de forts pourcentages de *Carpinus*, ce qui est inconnu dans NO II. Un examen des lames s'impose pour apprécier une éventuelle altération.

La macroflore de la coupe A (NO III + NOC II) est assez similaire à celle de la tranchée C. Du point de vue palynologique, les spectres de la coupe A et ceux de la coupe C (50 cm en dessous des feuilles), sont aussi relativement comparables du moins si l'on accepte pour la coupe A la disparition de certains taxons par altération sélective et disparition quasi totale de : *Carpinus*, *Quercus*, *Tsuga*, *Acer*, *Betula*, *Ericaceae*, *Artemisia*. Même en tenant compte du mauvais état de conservation du pollen, on ne peut faire que peu de rapprochement avec le haut du sondage NO II et avec le sondage NO IV situés à des altitudes proches de la coupe A. Ainsi donc, la coupe A, vu les graves problèmes de conservation pollinique, ne peut être utilisée pour retracer l'histoire du remplissage du maar.

3 - En conclusion, malgré l'établissement de 6 diagrammes à partir de séquences toutes prélevées dans un même remplissage de maar, l'évolution du couvert végétal contemporain de ce remplissage reste délicate à déduire. Les sédiments issus de différents endroits du maar, à des altitudes proches, ne donnent pas du tout la même image pollinique. A côté de causes géométriques comme la non-horizontalité des couches, des effondrements probables par failles normales concentriques, classiques à l'intérieur des maars, il faut impérativement se prémunir contre la mauvaise conservation des grains qui, par altération sélective du pollen, entraîne une distorsion importante des spectres.

Grâce à la multiplication des diagrammes dans un même site, il a été possible d'en éliminer certains sur la base de leur moins bonne conservation pollinique.

Au total, six phases successives ont été reconnues. Elles indiquent d'abord le

Les six phases devraient ainsi délimiter une partie du cycle climatique : **amélioration, optimum, dégradation**, qui, ensemble, définissent un interglaciaire. C'est l'**Interglaciaire de Nogaret**. L'enregistrement du retour vers la steppe n'est qu'amorcé à la phase 6.

5.3 Les cycles climatiques

Pour le dernier cycle du Quaternaire récent, le déroulement d'un interglaciaire, d'après la littérature, montre que l'augmentation des températures précède l'augmentation des précipitations. Inversement, la dégradation climatique de la fin de l'interglaciaire se marque par un recul des températures avant celui des précipitations. Cette observation semble pouvoir bien se généraliser (tabl. III.13) d'après J. Iversen (1958), V. Grichuk (1964), T. Van der Hammen *et al.*, (1971) et S. Bottema (1975b).

Pour des périodes plus anciennes du Quaternaire, à Tenaghi Philippon, en Méditerranée orientale, de - 300000 à -900000 ans, cinq groupements végétaux principaux se succèdent sans qu'un dynamisme de végétation ne puisse être décelé. (Van der Wiel et Wijmstra, 1987 a et b).

5.4. Les cycles de végétation au Plio-Pléistocène

Pour le Plio-Pléistocène, au Schleswig-Holstein, le dynamisme de végétation est exprimé par la succession de 5 "zones" (Menke, 1975)(tabl.III.14) :

- 1 - La zone du bouleau : dominance de *Betula* ou de *Betula* et *Pinus*. Faible participation d'*Alnus viridis*. Diminution des héliophiles dont *Artemisia*.
Températures froides.
- 2 - La zone inférieure du Pin : dominance de *Pinus* ou de *Pinus* et *Betula*. Maximum d'*Alnus viridis* et de cf. *Larix*. Traces d'éléments thermophiles, surtout *Ulmus* et *Quercus*.
Augmentation des températures.
- 3 - La zone inférieure de forêt mixte : recul très net de *Pinus* et de *Betula*. Maximum d'*Ulmus* et de *Quercus* ainsi que de cf. *Ostrya*. Participation régulière de *Carpinus* et d'*Alnus cf. glutinosa*. Recul d'*Alnus viridis* et de cf. *Larix*.
Températures optimales.

- 4 - La zone supérieure de forêt mixte : augmentation de *Carpinus*. Faible recul de cf. *Ostrya*. Extension maximale d'*Eucommia* et de *Pterocarya*. *Alnus cf. glutinosa* inchangé.
Températures optimales, précipitations élevées.
- 5 - La zone supérieure du *Pinus* : Recul des thermophiles. Augmentation d'*Alnus viridis* et de cf. *Larix*.
Chute des températures.

tabl.III.14

De la succession de ces 5 "zones" se déduisent aisément les changements de température. Les variations de pluviosité ne sont pas partout évidentes.

Avant le Pléistocène moyen, aucun dynamisme de la végétation n'apparaîtrait, du moins d'après J. de Jong (1988). Auparavant, d'après cet auteur, les refuges restaient toujours assez proches et, après une dégradation climatique, les plantes pouvaient facilement recoloniser simultanément les territoires qu'elles avaient provisoirement abandonnés.

A Nogaret, au Plio-Pléistocène, nos analyses ont pu montrer que, de toute évidence, **colonisations et reculs de la végétation se sont opérés suivant une dynamique évolutive**. La progressivité des changements climatiques peut s'en déduire, telle qu'elle a été mise en évidence pour l'interglaciaire du dernier cycle. La progressivité clairement marquée de cette dynamique végétale lors de l'Interglaciaire de Nogaret va à l'encontre des conclusions de J. de Jong (1988) : colonisations et décolonisations sont progressives et non simultanées. Une multiplication des travaux détaillés concernant le Plio-Pléistocène devrait permettre de mettre en évidence ce dynamisme un peu partout en Europe.

Il est intéressant de noter que, pour le Plio-Pléistocène de l'Europe du Nord, B. Menke (1975) au Schleswig-Holstein, a décelé une dynamique végétale qui présente des points communs avec Nogaret. Les seuls taxons "exotiques" sont *Eucommia* et *Pterocarya*, dont l'extension maximum se situe à la fin de l'optimum interglaciaire et au début de la dégradation climatique. A Nogaret, *Eucommia* est présent mais en quantités trop faibles pour noter les étapes d'une évolution. *Pterocarya*, par contre, comme au Schleswig-Holstein, marque à Nogaret la fin de l'optimum et le début de la dégradation.

5.5. Causes du dynamisme végétal

A Nogaret, la distinction de six phases polliniques résulte probablement des conditions paléogéographiques du maar. Ces conditions expliquent en même temps le bon enregistrement du dynamisme végétal.

Le maar de Nogaret se situe sur un vaste plateau à une altitude entre 600 et 700 m. L'étage de végétation momentanément développé à cette altitude, sur le plateau selon les changements du climat (succession de six phases polliniques), dispose d'une très grande surface pour s'étendre, bien à l'écart des autres étages de végétation. Le pollen capté dans le lac est donc principalement celui de ce seul étage de végétation. L'information est claire. Au fur et à mesure des variations climatiques, c'est une autre végétation qui viendra dominer le plateau et ce seront ses assemblages polliniques qui seront tout aussi bien clairement captés dans le maar.

L'avantage d'un site de plateau est le même que celui d'une vaste plaine. L'information enregistrée est forte et claire. A l'opposé, quand un site se trouve à flanc de montagne ou à proximité de forts reliefs, le pollen capté provient simultanément de plusieurs étages. L'information est complexe. Le détail du dynamisme de végétation est noyé.

La steppe qui domine avant l'Interglaciaire de Nogaret témoigne de conditions climatiques rigoureuses, certainement plus sèches, et peut-être aussi plus froides. A cette époque, les courbes des rapports isotopiques de l'oxygène en Méditerranée (Vergnaud-Grazzini, Saliège *et al.*, sous presse; Bertoldi, Rio *et al.*, 1989) indiquent un refroidissement. Le déroulement probable d'une glaciation importante, lors de la phase steppique de Nogaret, fournirait les causes du dynamisme de la végétation. Les espèces thermophiles de l'optimum de l'Interglaciaire ont dû être refoulées très loin, en principe vers le sud. La notion classique de refuges deviendrait utile au processus de recolonisation végétale.

L'Interglaciaire de Bernasso situé entre -2,05 et -1,87 Ma est peut-être synchrone de celui de Nogaret. Si non, il est en tout cas d'un âge proche. L'Interglaciaire de Bernasso est bien encadré par deux steppes qui renforcent encore notre hypothèse de glaciations importantes au Plio-Pléistocène. Certes, les traces sédimentologiques des phases froides anciennes sont connues en Europe du

Nord-Ouest, mais elles restent à découvrir sur le continent dans les régions méditerranéennes.

6 Durée de l'Interglaciaire de Nogaret

La durée d'un interglaciaire au Plio-Pléistocène n'a jamais été bien précisée à partir de données continentales. On peut pourtant tenter de donner une réponse.

La durée estimée de l'Eemien et de l'Holsteinien (Woillard, 1979; Beaulieu et Reille, 1984; Wijmstra et Smit, 1976; Müller, 1974; Meyer, 1974) atteint des valeurs de l'ordre de 10000 à 16000 ans.

Si on se base sur les stades isotopiques dont le nombre est assez bien connu pour la période de Brunhes et estimé pour celle de Matuyama, la durée moyenne d'un interglaciaire aurait progressivement diminué du fini-Pliocène à l'Actuel. Entre le stade 43 (1,3 Ma) et le stage 62 (1,88 Ma) (Williams, Thunell *et al.*, 1988)(fig.1.3), se succèdent 10 glaciaires et 10 interglaciaires. La durée moyenne d'un glaciaire serait pour ces périodes anciennes de 30300 ans et de 23500 ans pour les interglaciaires. Selon ces estimations, la moyenne de 23500 ans obtenue pour un interglaciaire du Pléistocène ancien serait donc plus élevée que celle de l'Eemien, estimée à 16000 ans au maximum. D'autres auteurs (Raymo, Ruddiman *et al.*, 1989) à partir d'une série de sites de l'Atlantique Nord, ont reconnu 116 stades isotopiques s'étendant jusqu'à -2,73 Ma. Pour la période de -1,6 à -2,1 Ma, les cycles climatiques sont dominés par la périodicité de 41000 ans correspondant au cycle astronomique de l'obliquité de l'axe de la terre. La précession des équinoxes toutefois, avec un cycle de 23000 ans et l'excentricité de l'elliptique (96000 ans) se marquent aussi dans les courbes des isotopes de l'oxygène pour cette tranche d'âge.

Un autre biais pour estimer la durée du dépôt de Nogaret repose sur le comptage des laminites. Si on assimile celles-ci à des varves vraies, annuelles, formées dans un lac monomictique, leur comptage autorise une estimation de la durée du dépôt en valeur absolue. Un doublet fait en moyenne 216 μm (G.Seret, comm. pers.) soit 113 μm pour les lamines noires et 103 μm pour les lamines claires. Ces valeurs ont été calculées par mesure directe au microscope pétrographique sur lames minces après induration du sédiment. L'échantillon provient de la coupe A, NOC II à 40 cm de hauteur.

Il correspond à l'échantillon palynologique 3. Les épaisseurs moyennes ne reflètent qu'assez sommairement les épaisseurs réelles dont les extrêmes fluctuent de 9 à 600 μm . Néanmoins, pour d'autres échantillons de Nogaret, des mesures plus dispersées ont montré qu'une valeur moyenne de 216 μm environ d'épaisseur pour un doublet est significative en tout cas pour l'épaisseur de sédiment allant de la seconde moitié de la phase 3 à la phase 6, soit 9 m d'épaisseur totale. De ces 9 m est déduite l'épaisseur totale des cinérites. Il est en plus admis que le sondage NO IV répète le haut du sondage NO II.

Les 9 mètres de laminites successives correspondraient en gros à

$9000 \text{ mm} / 0,2 \text{ mm/an} = 41666 \text{ ans}$, soit un chiffre supérieur à 23500 ans calculé pour les 600000 ans des interglaciaires de la partie supérieure de l'époque Matuyama et probablement supérieur aux interglaciaires répondant à la périodicité de l'obliquité, périodicité dominante pour les cycles climatiques de la période allant de -2,1 à -1,6 Ma (Raymo, Ruddiman *et al.*, 1989)(fig.1.3).

7 L'âge du dépôt

L'âge du dépôt est indiqué par les mammifères fossiles qui ont été trouvés à proximité des sondages NO I et NO 2, à la surface du sédiment, où l'érosion les a concentrés. La faune est donc synchronique de la partie supérieure du sédiment. Comme nous l'avons vu précédemment, elle date de la zone de St-Vallier : -2,0 à -1,8 Ma. L'activité volcanique régionale s'est déroulée principalement aux environs de -2,0 Ma : le dyke s'est formé dans un intervalle de temps allant de -1,92 à -1,80 Ma et les coulées entre -1,9 et -2,1 Ma. Il est probable que le maar se soit formé au cours de cette période. Dans la stratigraphie pollinique du nord-ouest de l'Europe (de Jong, 1988), nous pourrions rattacher l'Interglaciaire de Nogaret à une partie du Tiglien.

La phase II de Bernasso est très similaire de la phase 5 de Nogaret. Il est impossible d'en distinguer les spectres polliniques. La macroflore est identique (Nogaret coupes A et C; ruisseau de Bernasso). Il y a donc de fortes présomptions que ces phases soient à peu près synchrones. Or les datations à Bernasso sont bien établies, provenant de plusieurs disciplines. Le synchronisme probable de Bernasso et Nogaret préciserait ainsi l'âge des sédiments de Nogaret. Rappelons que le dépôt de Bernasso a

pu s'accumuler entre -2,05 et -1,87 Ma. Une période de 180.000 environ est disponible. Si la valeur -1,87, base de l'Olduvai, est assez précise, celle de -2,05 Ma n'est qu'une estimation de la formation du barrage volcanique de la vallée.

La figure 6 de M. Raymo, W. Ruddiman *et al.* (1989) (fig.1.3) donne les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pour la période allant de -1,6 à -2,75 Ma. Si on considère que le dépôt interglaciaire de Nogaret s'est mis en place entre -2,0 et -1,8 Ma, il existe dans ce même intervalle de temps plusieurs stades isotopiques : les stades 71, 73, 75, 77 et 79. Le seul stade qui ait une durée suffisamment longue pour être compatible avec celle de 41666 ans est le stade 75 dont l'âge du point moyen est -1,883 Ma. Malgré la longueur du stade 79, il est rejeté car il donne des signes de dégradation climatique au milieu de l'interglaciaire, signes qui ne sont pas perçus dans l'Interglaciaire de Nogaret.

Une comparaison avec les courbes climatostratigraphiques de l'Europe du Nord-Ouest (de Jong, 1988), situerait l'Interglaciaire de Nogaret au Tiglien C. La phase 1, steppique, de Nogaret correspondrait à la fin du Tiglien B et le retour à des conditions climatiques plus dures à la fin du diagramme appartiendrait au début du Tiglien TC 4 c.

8 Conclusion

Grâce à la multiplication des sondages à Nogaret, au calcul de la concentration pollinique, à l'examen de l'état du pollen, on a dû rejeter des diagrammes qui, analysés séparément, auraient pu paraître significatifs et auraient livré des informations fausses.

La sélection rigoureuse de trois séquences sur six a dégagé et permis d'interpréter la dynamique des peuplements végétaux au cours de l'Interglaciaire de Nogaret. C'est la première fois qu'une telle dynamique de la végétation a été mise en évidence pour le sud de l'Europe au Plio-Pléistocène. Les principaux taxons qui marquent ce dynamisme ont aujourd'hui disparu de la région.

Le dépôt est relativement bien daté. Il est compris entre -2,0 et -1,8 Ma. Une comparaison avec le site pénécotemporain de Bernasso permet d'affiner cette fourchette chronologique à la période allant de -1,9 à -1,87 Ma. L'Interglaciaire de Nogaret aurait duré 41000 ans et correspondrait au stade isotopique 75 et au début du Tiglien C de l'Europe du Nord-Ouest. Ce résultat met donc en évidence une fois de plus

l'existence de plusieurs cycles climatiques, glaciaires-interglaciaires à l'intérieur de l'"interglaciaire" Tiglien, concept à revoir.

Chapitre III.VIII : Palynologie du maar de Saint-Macaire

1 Introduction

Le sondage SMI a été étudié entre 5 m et 18,40 m de profondeur. 21 échantillons sur 24 ont donné du pollen (fig.III.38 et 39). Ils proviennent tous de la zone non oxydée. La concentration pollinique est inférieure à 3800 gr./g, ce qui est très faible (tabl.A.10). Le calcul a été réalisé seulement sur 8 des 21 échantillons car la silicification partielle du sédiment a empêché une désagrégation de la roche suffisante pour extraire la totalité du pollen.

Les grains sont dans l'ensemble mal conservés, beaucoup sont brunifiés indépendamment du type pollinique. 74 taxons ont été reconnus. La maille d'échantillonnage est restée assez lâche compte tenu de la valeur difficilement significative des spectres obtenus, comme exposé ci-après.

Les échantillons de la tranchée 1 (fig. III.39 et 40) ont été analysés par J.-P. Suc (comm. pers.). Neuf échantillons sont concentrés dans les 2 mètres inférieurs de la tranchée et un échantillon a été pris un mètre au-dessus des 9 précédents, c'est-à-dire dans la zone oxydée. La concentration est très basse aussi : au maximum 1540 gr./g. 71 taxons ont été reconnus.

L'échantillon 20 du sondage correspond altimétriquement à l'échantillon 10 de la tranchée 1, tandis que l'échantillon 16 correspond à l'échantillon 1 de la tranchée.

2 Description des diagrammes

Dans l'ensemble, les spectres sont largement dominés par *Pinus* t. diplostellé. D'autres Gymnospermes sont aussi notées : *Picea* (3 à 4 %), cf. *Cathaya*, *Abies*, *Pinus* t. haplostellé et quelques plus rares *Tsuga* et *Cedrus*. La classe 1 est représentée par des taxons tels que : des Taxodiaceae diverses (1%), *Nyssa*, *Engelhardtia*, *Distylium*, Sapotaceae...Leurs pourcentages restent bas. Les taxons de la forêt caducifoliée sont : *Quercus* (jusqu'à 8% dans la tranchée), Ericaceae, *Carpinus*, *Carya*, *Ulmus-Zelkova*,

Alnus, entre autres. Leurs pourcentages respectifs cumulés ne dépassent pas 15%, hormis les Ericaceae. Les taxons méditerranéens (classe 6) et les taxons divers (classe 5, y compris *Sphagnum*) sont peu représentés. Gramineae (10 à 15%), Compositae (excepté *Artemisia*), Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Cyperaceae, Cruciferae, Cupressaceae, *Hippophaë cf. rhamnoides* ... constituent la classe 7. La classe 8 est bien développée : 8 à 17 % d'*Artemisia* et 1 à 4% d'*Ephedra*. On peut observer aussi des kystes de Dinoflagellés, d'autres kystes marins, des restes de *Botryococcus*.

Il n'y a pas d'évolution nette dans les diagrammes, si ce n'est deux poussées des Ericaceae (jusqu'à 25 %) : échantillon 3 et échantillons 14 à 16. Les Ericaceae sont accompagnées de Gramineae (augmentation jusqu'à 28%), Cyperaceae, *Lycopodium*, *Sphagnum*. Les Ericaceae sont représentées ici par des formes très variées englobant probablement plusieurs genres et espèces.

La chute des pourcentages de tous les taxons au profit des *Pinus* dans le spectre 10 de la tranchée 1 résulte très probablement d'une conservation sélective qui a concentré les grains de cette Gymnosperme. L'échantillon provient de la zone superficielle oxydée.

3 Problème de la contamination

Les cortèges polliniques identifiés dans la tranchée 1 et le sondage SM I regroupent dans les mêmes niveaux : Sapotaceae, Taxodiaceae, *Nyssa*, *Engelhardtia*, *Distylium*, c'est-à-dire des taxons subtropicaux, ainsi que d'importants pourcentages de *Pinus*, Gramineae, *Artemisia* et surtout des kystes de Dinoflagellés et autres kystes marins.

De tels cortèges polliniques sont sans conteste aberrants pour un site continental, remplissage de maar sans contact avec la mer, du Quaternaire inférieur à moyen. Il y a manifestement mélange avec du matériel marin d'âge antérieur. Les spectres polliniques le montrent. Ceci est confirmé par la présence de nombreux minéraux paramétamorphiques, aux côtés de minéraux volcaniques (chap.III.V). En effet la plupart des taxons de la classe 1 : Sapotaceae, Taxodiaceae, *Nyssa*, *Engelhardtia*, *Distylium* ... d'après ce qui est connu dans la région (Suc, 1986; Roiron, 1979) ont déjà disparu au Quaternaire. Tous les pollens de taxons de la forêt caducifoliée (classe 2) ont aussi une origine douteuse. Vu cette origine multiple, tous les autres grains de pollen et spores doivent être considérés avec réserve car ils peuvent être affectés d'un certain taux de remaniement.

4 Source de la contamination

Les sources de contamination potentielle sont nombreuses : grains entraînés par un hydrothermalisme contemporain de la sédimentation voire postérieur, percolation dans un sédiment hétérométrique perméable, apports de la Thongue et de la Lène, rivières qui ont traversé le maar... Rappelons que tous les niveaux analysés témoignent de mélanges polliniques. Or la matrice assez fine du sédiment exclut une percolation massive du pollen, qu'il soit remonté par les venues hydrothermales ou qu'il soit entraîné par l'infiltration d'eaux de ruissellement. Le bassin amont de la Lène et de la Thongue se limite à des formations miocènes, pliocènes ou pléistocènes défavorables à la conservation du pollen. Il n'y a pas de marnes bleues par exemple.

L'hypothèse la plus plausible pour expliquer la contamination repose sur le remaniement de l'anneau pyroclastique. En effet ce dernier comporte de nombreux xénolithes arrachés aux formations sédimentaires sous-jacentes lors de l'explosion. Leur taille est parfois pluri-décimétrique. Le lac de maar se remplissant, il y a eu érosion progressive du tuff ring. De plus, les dépôts étudiés sont très proches du bord septentrional de l'anneau pyroclastique. Les dépôts de la tranchée montrent un nombre plus élevé de pollen de *Quercus* et de kystes de microplancton par rapport au sondage. Or la tranchée est à moins de 20 m du tuff ring, donc plus proche que le sondage. Les apports par remaniement du tuffring ont davantage affecté les terrains recoupés par la tranchée.

P. Hupé *et al.*, (1961) ont observé dans la région des cheminées d'explosion caractérisées par un remplissage bréchiq ue hétérogène, formé de blocs décimétriques à millimétriques de terrains sédimentaires et de roches ultra-basiques, que cimentent des débris basaltique, vacuolaires et plus ou moins finement divisés. Le coeur des pipes est essentiellement formé de débris basaltiques, alors que l'enveloppe externe est exceptionnellement riche en blocs sédimentaires. Il est possible de délimiter des zones où prédominent les débris de l'un ou l'autre des niveaux stratigraphiques traversés. Toujours selon P. Hupé, la genèse de ces diatrèmes est à rapprocher des maars de l'Eifel.

A Saint-Macaire, des tentatives d'analyses polliniques ont été opérées sur 3 xénolithes d'origine sédimentaire d'âge indéterminé provenant du tuff ring. Les échantillons proviennent de la carrière des Peydals, le long de la route nationale 113, et du lit d'un ruisseau récemment curé, à la Bégude de Jordi. Les trois blocs étaient malheureusement stériles.

Le Pliocène (Suc, 1980 et 1981) et le Miocène (Bessedik, 1985) de la région sont bien connus du point de vue pollinique (fig.III.41). Ces études permettent d'identifier les palynomorphes remaniés.

Au Miocène, la côte comportait plusieurs golfes allongés parallèlement au rivage, correspondant à un réseau de grabens séparés de la mer par des chaînes côtières formées par des horsts, par exemple le massif de la Gardiole. Trois sites appartenant au paléogolfe de Béziers-Montpellier ont été étudiés par M. Bessedik (1985) : Montady, St-Géniès et Montagnac. Le paléogolfe s'est comblé progressivement de l'est vers l'ouest. Ainsi, le golfe, à l'ouest de Béziers, se serait comblé un peu après la zone de Saint-Macaire. A Montady, le sédiment appartiendrait à un miocène plus tardif. Par contre, une comparaison avec les deux sites de Saint-Géniès et Montagnac, de part et d'autre de Saint-Macaire, d'âges plus voisins, montre des spectres polliniques miocènes à forts pourcentages d'*Engelhardtia*, *Olea*, Sapotaceae, *Quercus*, *Carya*, *Buxus*, *Platycarya* et peu de Taxodiaceae.

Le Pliocène marin affleure au nord de Saint-Thibéry. Toutefois le Pliocène (marin ou continental sans précision) est connu par sondages aux environs de Saint-Macaire.

La carte géologique indique les sondages suivants (feuille 26-44) :

- sondage 5-18 à 2 km à l'Ouest de St Macaire, 30 m de Pliocène,
- sondage 6-20 à 1,5 km à l'est, 97 m de Pliocène,
- sondage 6-7 = Montblanc 101, 137 m de Pliocène.

Au Pliocène, les rias étaient perpendiculaires à la mer (fig.III.41). Elles correspondaient aux canyons messiniens envahis par la mer au Pliocène inférieur et comblés par des marnes bleues. J.P. Suc a étudié les sédiments de remplissage du paléogolfe de l'Orb (1981). Les spectres polliniques du site de Corneilhan offrent certaines ressemblances quant aux taxons remaniés de Saint-Macaire : présence de Taxodiaceae, d'*Engelhardtia* et de kystes de Dinoflagellés. Toutefois ni *Nyssa*, ni les Sapotaceae ne s'y trouvent.

Le remaniement pourrait provenir surtout des marnes bleues du Pliocène sous-jacent ou maar, mais une source miocène n'est pas à réfuter totalement, les xénolithes d'un anneau pyroclastique provenant de formations d'âges différents.

5 Evaluation de l'importance de la contamination

Les dinokystes et certains grains de pollen (*Taxodiaceae*, *Nyssa*, *Distylium*, *Engelhardtia*, *Cathaya* = TNDEC) sont étrangers aux spectres quaternaires. Ce groupe que nous appelons ici les "TNDEC" forme des pourcentages assez importants dans les spectres pliocènes (tabl. III.15). Prenons par exemple trois spectres appartenant à des sites pliocènes de la région : échantillon 1 de Bessan (sondage, J.-P. Suc, comm. pers.); l'échantillon 28 du sondage d'Agde 1 (Drivaliari, 1987; Suc, 1989) et l'échantillon 4 de Corneilhan (affleurement; Suc, 1980). Le groupe des "TNDEC" y constituent respectivement les pourcentages suivants : 32,2%, 17,3% et 21,7%. Mais la plupart des

autres taxons de ces spectres pliocènes sont aussi susceptibles de contaminer les spectres quaternaires.

Dans les 10 échantillons de la tranchée 1 de Saint-Macaire, le groupe des "TNDEC" atteint des pourcentages variant entre 2,1% et 10,3%. Quelle est la proportion des autres taxons de Saint-Macaire qui a été amenée depuis des dépôts pré-quaternaires ? Par une règle de trois, il est possible d'estimer cette proportion.

* Spectres pliocènes	% de "TNDEC" = A	% des autres grains = B	B/A
éch. 1, Bessan	32,2	67,8	2,1
éch.28, Agde 1	17,3	82,7	4,9
éch. 4, Corneilhan	21,8	78,2	3,6

* Tranchée 1. SM % de "TNDEC" = remaniés

éch. de 1 à 10 2,1 à 10,3 4,4 à 50,5 ==> moy. = 20,5

Tabl.III.15

Dans les 3 spectres pliocènes : il y a 32,2 %, 17,3 % et 21,8% de grains du groupe des "TNDEC". Les rapports B/A donnent le multiplicateur à appliquer aux pourcentages de "TNDEC" pour obtenir la totalité des spectres; donc les autres grains sont respectivement 2,1 , 4,9 et 3,6 fois plus nombreux que les "TNDEC". Appliquons ces multiplicateurs au pourcentage des "TNDEC" des spectres quaternaires, les "TNDEC" étant remaniés au sein des spectres quaternaires. On obtient les pourcentages de contamination des autres taxons : de 2,1% à 10,3% multiplié par 2,1 et 4,9 et 3,6. Les 30 valeurs obtenues varient entre 4,4% et 50,5%. En moyenne, elles oscillent autour de 20,5 %. Dans les spectres quaternaires, il y aurait donc un grain sur quatre, en plus des grains "TNDEC", qui serait une contamination potentielle provenant du Pliocène.

On sait par ailleurs que les spectres pliocènes contiennent 20 fois plus de taxons d'arbres (*Pinus* inclus) que d'herbes. La pollution porterait donc surtout sur des taxons d'arbres.

Les proportions d'apports par remaniements depuis les formations tertiaires devraient en plus comptabiliser des apports du Miocène, comme les Sapotaceae. Les proportions calculées de 1 à 4%, n'en seraient toutefois guère modifiées.

6 Interprétation du diagramme

Le pourcentage des taxons remaniés est relativement important. Toutefois, il affecte surtout les arbres bien représentés dans les spectres pliocènes. Après élimination des grains contaminés, il se détache une forte majorité de taxons donnant l'image d'une steppe à Gramineae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Artemisia*, autres Compositae, *Ephedra*, *Hippophaë cf. rhamnoides*...

L'importance mineure des Ericaceae dans les spectres pliocènes (~2%) suggère que ces grains soient dans une large majorité contemporains du remplissage du maar. Les deux poussées des Ericaceae dans le sondage SM I deviendraient ainsi significatives. Un second diagramme synthétique (fig .III.42) a été construit pour mieux rencontrer les particularités écologiques des taxons identifiés. Les Ericaceae sont regroupées dans la classe 5. *Sphagnum* est isolé dans une classe supplémentaire à l'extrême droite du diagramme. Les deux fluctuations à Ericaceae, Gramineae, Cyperaceae, *Lycopodium* et *Sphagnum* traduiraient une augmentation d'humidité et le développement d'une tourbière ou d'une lande. Ce phénomène est très bien connu tant dans le dernier cycle climatique (Coûteaux, 1969) que pour des périodes nettement plus anciennes : le Pliocène du Rio Mayor au Portugal (Diniz, 1984). Les Ericaceae devaient être majoritairement des espèces de marécages.

Nous avons voulu vérifier si le développement de cette végétation pouvait correspondre à une acidification temporaire du sol. Des mesures du contenu en silice ont été réalisées sur deux échantillons à spectres à fort développement des Ericaceae, 1000 cm (= éch. 14) et à 1650 cm (= éch. 3) et sur deux échantillons sans Ericaceae, à 600 cm (près de éch. 20) et à 1840 cm (= éch. 1). Une analyse de fluorescence X a été réalisée par J. Naud (comm. pers.), sur la fraction totale de ces quatre échantillons. La teneur en Si O₂ varie de 46,11% à 47,4%. Elle est donc très constante. L'augmentation de végétation de milieux humides et acides ne correspond donc pas à un changement du contenu en silice du dépôt.

De plus, il est impossible de déterminer si ce changement dans le groupe des Ericaceae, Gramineae, Cyperaceae, *Lycopodium* et *Sphagnum* est local donc édaphique, ou régional donc climatique. La concentration pollinique étant très faible en général et l'état des grains assez mauvais, il est clair que l'image pollinique proposée par les spectres de Saint-Macaire est d'assez mauvaise qualité. Quoiqu'il en soit, la composition de l'ensemble des spectres témoigne d'un paysage de steppe avec *Pinus*.

Durant une phase steppique, la production de pollen est très faible. Les apports néogènes par ruissellement sur le tuff ring se font donc proportionnellement fort sentir.

7 Age du dépôt

Comme nous l'avons vu, les données géomorphologiques proposent une fourchette d'âges entre -1,61 et -0,97 Ma. Tandis que les données paléomagnétiques qui indiqueraient peut-être une inversion de champ, reposent seulement sur quatre échantillons provenant du remplissage sédimentaire du maar. Pour sa part, l'analyse pollinique traduit une phase sèche qui ne constitue en soit aucun argument chronologique. Si la présence d'une inversion paléomagnétique est admise et vu les datations disponibles, le remplissage daterait de l'inversion de polarité à la base de l'événement Cobb à -1,1 Ma. Dans l'échelle climatostratigraphique des Pays-Bas, cela pourrait correspondre au Ménapien.

Le début de Jaramillo est de toute manière à exclure car aux Pays-Bas, il correspond à un interglaciaire (Zagwijn et de Jong, 1985). Aucune comparaison n'est possible avec des sites du même âge qui sont rares, voire méconnus dans la région.

Vu l'âge proposé pour le dépôt de Saint-Macaire et la signification d'une partie du spectre pollinique, le remplissage lacustre devrait être assimilé à une période de forte dégradation climatique. Sous réserve de confirmations ultérieures, on peut accepter de le désigner par "le glaciaire de Saint-Macaire".

8 Conclusion

Une contamination a été mise en évidence dans les spectres polliniques du remplissage lacustre du maar de Saint-Macaire. Elle provient de l'encaissant néogène probablement par le biais de xénolithes piégés dans le tuff ring. Grâce à la bonne connaissance des spectres polliniques régionaux du Pliocène et du Miocène, il a été possible d'évaluer l'importance de la contamination. Les spectres "nettoyés" donnent une image pollinique nettement steppique.

L'âge du remplissage est estimé indirectement. Le Glaciaire de Saint-Macaire aurait un âge compris entre -1,61 et -0,97 Ma, plus probablement aux environs de -1,1 Ma.

Quatrième partie : Discussion générale

Chapitre IV.1 : L'altération du pollen et des spores

1 Introduction

E. Cushing (1967) distingue cinq classes parmi les grains mal conservés (deteriorated). Les grains corrodés (corroded) sont troués ou rongés. La corrosion attaque seulement l'ectexine. Ce type de grains se trouve dans les sols (Havinga, 1984) ou dans les tourbes à mousses (Cushing, 1967). Les grains dégradés (degraded) ont l'ectexine qui a subi un "réarrangement structural". Les grains deviennent difficilement déterminables. Ils se rencontrent par exemple dans les silts (Cushing, 1967). Les grains fripés (crumpled) sont chiffonnés, pliés ou effondrés. Certains ont l'exine amincie, d'autres non. Pour ceux qui ont l'exine amincie, l'ornementation n'est pas affectée. La perte en matériel, s'il y en a une, est réduite à l'ectexine. E. Cushing en a trouvé préférentiellement dans les gyttja. Les grains cassés (broken) forment la dernière classe. Tous les taxons indifféremment peuvent être cassés.

Nos échantillons montrent surtout deux types de mauvaise conservation. L'une, biochimique, opère une conservation différentielle tandis que dans l'autre, mécanique, tous les grains sont affectés indifféremment.

2 Altération biochimique

Dans le premier de ces deux types de mauvaise conservation, les grains

sont gonflés. L'exine devient transparente et s'amincit. Dans la classification de E. Cushing, cela correspondrait aux grains dégradés et aux grains fripés et amincis. Toutefois, le caractère gonflé que nous avons fréquemment rencontré n'est pas signalé par E. Cushing (pl.2, fig. 7 et 8).

Le pollen des échantillons du haut des sondages NO I et NO II et de toute la coupe A, à Nogaret et le dernier échantillon du sondage BNI (échantillon 19) à Bernasso appartiennent à cette catégorie.

Des causes biochimiques et chimiques sont vraisemblablement en jeu. Elles résultent de l'attaque conjointe d'organismes vivants, champignons et bactéries, et de l'oxydation. Quand nos échantillons sont affectés de cette manière, il s'agit du résultat d'une altération assimilable à l'action pédogénétique, proche de la surface et probablement soumise aux eaux vadoses.

La conservation différentielle varie selon le milieu et est aussi fonction du contenu en sporopollenine de l'exine (Havinga, 1984). Cet auteur dresse une liste de taxons selon leur contenu décroissant en sporopollenine : *Lycopodium clavatum*, *Pinus sylvestris*, *Tilia* sp., *Alnus incana*, *Corylus avellana*, *Betula verrucosa*, *Carpinus betulus*, *Ulmus* sp., *Acer negundo*, *Quercus sessiliflora*, *Populus alba*. A. Havinga (1984) a compilé des informations sur la susceptibilité à la corrosion dans des milieux à activité biologique faible. Il donne une séquence de susceptibilité croissante : *Lycopodium*, conifères, *Tilia*, *Corylus*, *Alnus* et *Betula*, *Quercus*, *Fagus*. De plus, il a noté que : *Carpinus* est plus susceptible que *Tilia* ; *Salix* est plus susceptible que *Corylus* ; *Fraxinus*, *Populus* et *Ulmus* sont plus susceptibles que *Alnus* et *Betula*.

Quand des grains présentent ce type de détérioration chimique et biochimique, les spectres polliniques ne représentent plus la paléovégétation. Il y a en effet une sur-représentation de grains résistants et une tendance à la disparition des autres.

Par exemple, dans le spectre 10 de la tranchée 1 de Saint-Macaire (analyses J.-P.Suc), la chute des pourcentages de tous les taxons au profit des *Pinus* résulte très probablement d'une conservation sélective qui a concentré les grains de cette gymnosperme. L'échantillon provient de la zone superficielle oxydée.

Toutefois, certains de nos échantillons présentent de toute évidence une

disparition différentielle de certains Gymnospermes, *Pinus* et *Tsuga*, même si ceux-ci sont réputés très résistants à l'altération, car riches en sporopollenine.

Echantillon	Prof. en cm	<i>Pinus</i>	<i>Tsuga</i>	Indéterminables	Concentration en gr./g
Suc, 17 à 21	paroi	10%	12%	-	13400 à 37300
BNI	174				stérile
BNI	200				stérile
BNI, 19	240	5,5%	3,0%	22% ?	3014
BNI, 18	248	11%	9%	14%	44025
BNI, 17	270	19%	17%	15%	38600
NOIV+G	sondage	~ 30%	~ 20%	~ 8%	~ 40000
NO II,	17	11,7%	0,8%	17,0%	8957
NOII, 48	40	19%	18%	11%	33430
MV, 8	paroi	3,4%	1,1%	25%	NC
MV, 2	paroi	9,1%	10,7%	18%	NC
BN, dyke est	paroi	0,4%	0,9%	28,6%	NC

Tabl.IV.1 : L'altération des Gymnospermes

1° Pour certains échantillons de Bernasso (échantillon 19) et de Nogaret (NO II, -17 cm) (tabl. IV.1), on connaît approximativement les pourcentages de *Pinus* et de *Tsuga* qu'il faut attendre car les échantillons sont calés dans des séquences continues. Les taxons qui ont partiellement disparu sont clairement évalués par différence avec les niveaux proches non affectés. Les spectres altérés se trouvent près de la surface topographique actuelle.

L'échantillon de -17 cm du sondage NO II surmonte de 20 cm l'échantillon 48 du même sondage. Nos raccords stratigraphiques ont montré que l'échantillon -17 cm est sous-jacent à l'ensemble NO IV et G. L'échantillon -17cm de NO II contient 12% de *Pinus* et 0,8% de *Tsuga*. L'échantillon sous-jacent de 20 cm (NO II 48) contient des pourcentages plus élevés (voir tabl.). L'échantillon plus récent, NO IV et G, mais obtenu en sondage, donc préservé, contient plus de *Tsuga* et plus de *Pinus* aussi.

L'échantillon 19 du sondage BNI est surmonté de 2 échantillons qui se sont révélés stériles. Les échantillons 17 et 18, sous-jacents, montrent une augmentation progressive de *Pinus* et de *Tsuga*. L'échantillon 19 est surmonté latéralement par les échantillons 17 à 21 d'une paroi fraîche étudiée par J.-P.Suc (1978). Ces échantillons contiennent beaucoup de *Pinus* et de *Tsuga*.

Le nombre de grains indéterminables et la concentration pollinique renforcent

l'analyse de l'altération. Dans ces deux exemples, le nombre de grains indéterminables est élevé pour l'échantillon altéré et faible pour les autres. La concentration pollinique est plus faible dans l'échantillon altéré et plus élevée dans les échantillons voisins.

Un indice supplémentaire de l'altération de ces spectres réside dans les pourcentages inhabituels de certains taxons. Dans l'échantillon -17cm de NO II, il y a surconcentration d'*Ulmus-Zelkova*, d'*Acer* et de *Carpinus*. Dans l'échantillon 19 de BN I, la surconcentration se marque par *Acer*, des Ericaceae, *Quercus* et *Hedera*.

2° Dans d'autres cas, bien que les spectres soient isolés, l'altération peut être décelée. Les indices sont la pauvreté des échantillons en pollen, le mauvais état des grains et surtout la quantité élevée de grains indéterminables. Sont dans ce cas (tabl.), l'échantillon à l'est du dyke de Bernasso (BN est dyke) et deux échantillons du Mas de Vailhé (MV).

3° Le cas de NO I. Une altération progressive affecte des échantillons de NO I, du bas vers le haut (chap .III.VII). Le nombre de *Pinus* décroît. *Tsuga* est partout peu abondant et il est difficile d'identifier une éventuelle disparition.

Pour appréhender dans quelle mesure l'altération modifie les spectres et éventuellement même change le sens d'une évolution, les grains indéterminables sont intégrés dans la somme de base (Hall, 1981). Rappelons que la plupart des grains indéterminables sont des grains porés, appartenant à des éléments de la forêt caducifoliée : *Carya*, *Carpinus*, *Celtis*. Ils ne contiennent probablement pas de *Quercus*. Dans le cas présent, les pourcentages de *Quercus* sont donc recalculés par rapport à la somme de base 2 (fig.IV.1). La courbe des pourcentages de *Quercus* ainsi corrigée a une pente un peu plus faible qui augmente encore vers le haut et ne diffère de la précédente que de 3% au maximum. Or, comme en plus nous soupçonnons la disparition sélective de *Pinus*, un autre calcul élimine *Pinus* de la somme de base 1, puis de la somme de base 2 (fig.IV.1). Le résultat obtenu n'est pas modifié. Les pourcentages de *Quercus* continuent à augmenter vers le haut. L'augmentation de *Quercus* dans le sondage NO I, vers la surface, résulte d'un autre artefact. Le plus probable est une disparition sélective de certains grains.

En bref, la disparition importante des Gymnospermes a de graves conséquences

: certaines courbes polliniques doivent probablement être réinterprétées. Si *Tsuga* disparaît facilement dans certaines conditions, son absence du Saut de Baptiste et de la coupe A de Nogaret est due à la mauvaise conservation du pollen. La coupe A se trouve près du sondage NO IV et à la même altitude que la phase 5, caractérisée par l'abondance de *Tsuga*. Or peut-être *Tsuga* était-il présent dans la coupe A ? Et dans ce cas, la coupe A se raccorderait bien avec la phase 5 de NO II.

3 Altération mécanique

Dans le second type de dégradation du pollen, l'état des grains est caractéristique. Ils sont sales, cassés, pliés, broyés. Cela correspond aux classes "crumpled" sans amincissement de l'ensemble de l'exine et "broken" de E. Cushing.

Cette mauvaise conservation est causée par les actions mécaniques. Il y a abrasion physique du grain, fragmentation et usure. La paroi est parfois érodée irrégulièrement.

Cela affecte tous les grains indifféremment. Les phénomènes physiques mis en cause ne sont pas clairs. Les auteurs évoquent l'érosion, le ruissellement, la remise en mouvement des grains par transport secondaire. Ceci s'observe :

* pour un sédiment déposé dans un milieu de haute énergie (sondage TP I) à Tres Pins. Il y a au maximum 14% de grains indéterminables. Une concentration particulièrement élevée de *Lycopodium* dans les échantillons 1 et 2, suggère la destruction d'un grand nombre de grains moins résistants.

* pour les phases 1 et 2 du sondage NO II, dans des faciès plus grossiers de phase steppique et de début de boisement : les silts, enrichis de pyroclastes.

* pour l'ensemble des échantillons de Saint-Macaire. Le sondage SM I a donné des spectres polliniques très pauvres en pollen avec une contamination évidente par des sédiments Pliocènes. La présence de palynomorphes aujourd'hui disparus indique même des apports antérieurs au Cénozoïque moyen. L'ensemble des grains quaternaires et pliocènes sont abîmés. Beaucoup de grains sont cassés. Beaucoup de tétrades d'Ericaceae sont effondrées; elles peuvent être rangées parmi les grains "crumpled" de E. Cushing. Les grains d'un même taxon ont souvent des couleurs différentes. Beaucoup de grains quaternaires ont été apportés dans le lac de maar par ruissellement dans un milieu à végétation clairsemée, action mécanique possible d'usure. Le nombre de grains indéterminables varie autour de 10%. A l'échantillon 5, il atteint même 20%. Cet échantillon est très pauvre : concentration pollinique de 631 gr./g.

* pour les phases 5 et 7 du sondage de BOIV. Les maxima de grains indéterminables de ce sondage se situent à la phase 5 (-> 17%) et à la phase 7 (-> 9%); la phase 6 étant stérile.

La phase 5 correspond probablement à l'optimum climatique. Des signes importants de ruissellement sont enregistrés comme le montrent des nummulites éocènes, présentes dans la fraction grossière et absentes du reste du sondage. Dans les préparations palynologiques, de nombreux restes de *Concentricystes* et de *Spiniferites* confirment ces apports par ruissellement. La concentration pollinique est assez basse par comparaison au reste du sondage. Elle varie de 8000 à 21000 gr./g, pour les 5 derniers échantillons de la phase 5.

La phase 7 est soit un éboulis provenant des berges comme l'indique le nombre élevé de gastéropodes terrestres, soit un atterrissement de bord de lac. Les concentrations polliniques des 3 premiers échantillons de cette phase sont assez basses : de 15000 à 31900 gr./g.

D'autres cas pris dans la littérature illustrent le phénomène d'altération mécanique des grains.

* B. Polak, G. Marleveld *et al.* (1962) en ont trouvé dans des dépôts qui ont subi de fortes pressions dues à la glace et qui, selon leur hypothèse, aurait écrasé les grains.

* V. Rampton (1971) cite le cas de grains dégradés, fripés et déchirés lors d'un transport secondaire et d'une redéposition sous un climat de toundra. Pour cet auteur, le nombre élevé de grains indéterminables sert d'indicateur de remaniement des grains.

* A. Salomon *et al.* (1982) ont observé jusqu'à 60% de grains abîmés dans un sédiment de plaine alluviale. Ils les range dans les classes de E. Cushing : crumpled, degraded et corroded. Ces auteurs affirment en outre que le pollen est rapidement détruit dans les environnements désertiques où il a subi le transport par le ruissellement en nappe. Ce mode de transport serait très abrasif pour le pollen car de très haute énergie. Une exposition initiale au soleil, suivie du mouvement turbulent des eaux de ruissellement fournit un taux élevé de grains abîmés.

En bref, certains milieux sont plus favorables à l'altération mécanique des grains. En priorité, il y a les milieux ouverts (steppes ou toundras) avec ruissellement, ensuite les milieux agités comme les berges d'un lac et d'autres causes de forte énergie ...

4 Conclusion

La plupart des spectres à grains de pollen altérés sont caractérisés par une faible concentration pollinique et par de forts pourcentages de grains indéterminables. Il y a deux types principaux de dégradation, l'une biochimique qui cause une forte altération différentielle, l'autre mécanique qui donne des spectres fiables quoique de qualité moindre.

Une disparition préférentielle des gymnospermes (*Pinus* et *Tsuga*) a été mise en évidence. Elle est très bien étayée par divers exemples.

Chapitre IV.II : La signification des steppes

1 Introduction

Le but de ce chapitre est de mieux connaître les steppes plio-pléistocènes de Catalogne et de Languedoc, de pouvoir ensuite les comparer à des steppes actuelles, et d'en déduire, pour le Plio-Pléistocène les données paléoclimatiques. C'est donc par la recherche de steppes actuelles comparables que la démarche va commencer. Les types de climat de ces steppes actuelles seront ensuite transposés à ceux du Plio-Pléistocène des régions au nord-ouest de la Méditerranée, transposition compliquée par la disparition de certaines espèces, la limitation de la détermination au genre pour de nombreux taxons et l'activité anthropique.

2 Définition des formations végétales ouvertes actuelles

Il est nécessaire de définir d'abord au mieux les divers types de formations végétales ouvertes. Les deux formations principales sont la toundra et diverses variétés de steppes. Notre classification se base sur les dictionnaires de botanique de B. Boullard (1988) et de la collection Penguin (1986).

La toundra

La toundra est une formation végétale caractérisée par la taille très réduite de tous ses constituants, y compris les ligneux. Elle se situe dans les régions à permafrost. Elle est donc une formation essentiellement circumpolaire qui s'étend aujourd'hui entre la taïga et le désert subpolaire. L'eau des précipitations n'est utilisable par les plantes qu'en été, lorsque la couche superficielle du sol dégèle et que de vastes étendues deviennent marécageuses. Les plantes sont soumises à la fois à des froids extrêmes et à une sécheresse physiologique.

La steppe

La steppe est une formation végétale de contrées à climat sec, dominée par des Graminées à feuilles étroites, qui ont moins de 80 cm de hauteur. Il s'agit d'un cas particulier de prairie limité par définition à l'Eurasie. Les précipitations varient de 150 à 250 mm par an (Zohary, 1973). Pour d'autres auteurs (Dictionary of Botany), les limites de précipitations se situent de 250 mm à 500 mm.

La prairie

Il s'agit d'un écosystème dominé par des végétaux herbacés, surtout vivaces, où dominant les Gramineae et les Papilionaceae. Le terme prairie est très général et inclut les steppes, les pampas, la grande prairie nord-américaine,...

La forêt steppique et la steppe arborée

La forêt steppique (Zohary, 1973) est une steppe parsemée d'arbres isolés qui, sous certaines conditions, peut devenir plus boisée et passer à une formation plus forestière. Le terme forêt steppique décrit un paysage de parc. Exemples :

- la forêt steppique xéro-euxinienne avec *Pinus nigra*, *Quercus pubescens* et *Artemisia* ;
- la forêt steppique kurdo-zagrosienne à chênes, avec *Quercus brantii* ;
- les buissons steppiques à *Juniperus*, *Pistacia* et *Amygdalus* .

W. Van Zeist, H. Woldring, *et al.* (1975, p. 110) définissent la forêt steppique ("steppe-forest") comme une végétation de forêt ouverte. La steppe arborée ("forest-steppe") est une végétation steppique avec des arbres épars limités aux endroits les plus favorables. Ce même auteur signale que, dans le nord-ouest de la Syrie, la limite entre la steppe et la steppe arborée correspond à l'isohyète de 300 mm.

Les landes

Les landes sont les régions exposées à des vents forts et dont le sol sableux est pauvre et bien drainé. Ces conditions sont en partie responsables de l'absence d'arbres. Les landes sont courantes le long de la côte atlantique de l'Europe du Nord et dans les plaines nord-européennes. Elles se situent dans des zones bien arrosées. Les sols sont généralement acides et les plantes, surtout des Ericaceae et des Papilionaceae, forment une végétation sous-ligneuse.

La lande correspondrait soit à une formation climacique dans les parties les plus océaniques de l'Europe (Boullard, 1988), soit à une formation subclimacique c.-à-d.

dégradée artificiellement (Dictionary of Botany). En effet, l'absence d'arbres de beaucoup de landes résulte de l'influence anthropique.

3 Spectres polliniques des formations ouvertes actuelles

Toundra

Un bon exemple de spectres polliniques d'une région de toundras vient des lacs de Finlande et du nord de la Norvège (Prentice, 1978).

Les spectres des sédiments récents consistent principalement en *Pinus*, *Betula*, *Cyperaceae*, *Ericales*, *Gramineae*, spores de fougères et *Gymnocarpium*. Les herbacées sont plus diversifiées et les fréquences absolues sont plus basses que dans les zones plus méridionales.

Steppe

Le lien entre la végétation steppique actuelle et la pluie pollinique correspondante est assez bien établi dans le Proche-Orient : Turquie, Grèce, Iran, Syrie, Liban. Les données pour les formations ouvertes d'Afrique du Nord sont plus rares.

En Iran (Wright, Mc Andrews, *et al.*, 1967), des échantillons de surface ont été pris dans des mousses des régions de steppes du plateau entre les montagnes de l'Elburz et du Zagros. La végétation naturelle est celle d'une steppe à *Artemisia herba-alba*. Les spectres polliniques comportent : 15 à 65% de *Chenopodiaceae*, ± 15 à 50% d'*Artemisia*, 5% de *Centaurea t. solstitialis*, 3 à 10% d'autres *Tubuliflorae*, 3 à 8% de *Liguliflorae*, moins de 5% de *Plantago*, ± 10% de *Gramineae*, ± 3% d'*Umbelliferae*, près de 0% d'*Ephedra*,... Pour une meilleure compréhension de nos spectres polliniques, rappelons que *Centaurea t. solstitialis* a un type de pollen qui se classe dans le groupe des *Centaurea t. jacea* (Wagenitz, 1955).

En Syrie et au Liban (Bottema et Barkoudah, 1979), des prélèvements de mousses ont été réalisés dans la steppe à *Artemisia herba-alba* et *Poa sinaica* (tabl. IV.2). Dans certaines zones, *Artemisia* a disparu car exploitée pour le chauffage. Les spectres moyens d'une steppe, de la steppe arborée et de la forêt steppique sont les suivants :

	Forêt steppique	Steppe arborée	Steppe
<i>Quercus caduc.</i>	2,0	3,7	1,3
<i>Quercus semp.</i>	0,7	2,6	0,5
<i>Pinus</i>	5,6	4,6	4,5
<i>Juniperus</i>	0,6	4,0	0,3
<i>Olea + Pistacia + Cistaceae + Juglans</i>	7,0	4,5	2,4
<i>Artemisia</i>	17,9	17,1	20,5
Chenopodiaceae	14,3	12,7	30,7
<i>Ephedra</i>	0,5	0,3	0,2
<i>Plantago</i>	3,8	1,7	6,2
Gramineae	11,4	6,7	7,0
<i>Centaurea t. solstitialis</i>	0,8	3,4	1,0
Tubuliflorae	8,2	8,3	10,2
Liguliflorae	7,0	3,1	1,6
Cruciferae	5,3	2,6	5,5
Caryophyllaceae	1,6	2,4	0,8
<i>Sanguisorba minor</i>	1,1	2,2	0,6
AP / T	17,5	21,7	8,4

Tabl. IV.2 Spectres moyens actuels en Syrie et au Liban.

Dans la Turquie du sud-est (Van Zeist, Timmers *et al.*, 1970), des spectres modernes de mousses ont été obtenus dans une zone de végétation steppique où actuellement poussent peu d'*Artemisia*, surtout *A. fragrans*. Un spectre moyen est composé de : 9% de *Pinus*, 5% de *Quercus*, 0,4% de *Juniperus*, 34% de Gramineae, 7% de t. -*Cerealia*, 3% de Caryophyllaceae, 8% de Liguliflores, 5% d'*Artemisia*, 4% de *Centaurea t. solstitialis*, 7% d'autres Tubuliflorae, 6,5% d'Umbelliferae, ... On notera aussi la présence de : *Euphorbia*, *Helianthemum*, *Scabiosa*, *Sanguisorba minor*, *Ephedra*, autres *Centaurea*, *Erodium*, *Galium*, *Thalictrum*, *Plantago* (0,9%)... Le climat est semi-aride froid à très froid (Quézel et Barbéro, 1985). La végétation naturelle est fort transformée par l'agriculture.

Un sondage a été réalisé dans le lac Bozova, au sud-est de la Turquie, en pleine zone steppique (Van Zeist, Timmers *et al.*, 1970). Les sédiments recouvrant les derniers 2590 ans donnent des spectres polliniques fort semblables aux spectres de surface. Toutefois, dans le sédiment, les pourcentages de *Pinus*, des Liguliflores et de *Centaurea solstitialis* sont plus élevés tandis que ceux de *Plantago* et d'*Artemisia* sont moindres. C'est dû au pâturage. On estime en effet que le climat en Turquie n'a pas notablement changé depuis trois à quatre mille ans.

Dans les steppes d'Afrique du Nord et du Maroc l'espèce la plus courante est *A. herba-alba*. (pluviométrie de 100 à 400 mm). Au Maroc, dans les steppes, le contenu de touffes de Graminées (Saadi et Bernard, 1989 et sous presse) a été examiné.

La représentation de la pluie pollinique dans la région du sud-ouest marocain (éch. 63 à 69), seule reprise ici en détail, montre comme dans nos diagrammes de hauts pourcentages de Compositae Liguliflorae. Cette région englobe les steppes à *Artemisia herba-alba* des environs de Souss et Siroua, dans le Haut-Atlas face à l'Atlantique. Les échantillons ont été pris entre les altitudes de 590 m et 1450 m. Les précipitations varient entre 100 et 400 mm. Ces spectres sont caractérisés par $\pm 10\%$ de Gramineae, $\pm 40\%$ d'*Artemisia*, $\pm 10\%$ de Liguliflorae, $\pm 8\%$ de Tubuliflorae, quelques pour cent de Caryophyllaceae, de *Centaurea* et

Chenopodiaceae.

F. Saadi et J. Bernard (sous presse) ont démontré que le passage de la steppe à *A. herba-alba* à la steppe à Chenopodiaceae se fait pour des précipitations encore plus faibles, comprises entre 100 et 200 mm, ce qui correspond à la limite entre les bioclimats aride et saharien.

Par ailleurs, les mêmes auteurs ont noté que des pourcentages de pollen d'*Artemisia* supérieurs à 50% sont nécessaires pour refléter une véritable steppe à *Artemisia*, éloignée de toute formation forestière de quelque importance. De 20 à 40% signifie qu'*Artemisia* est présente dans la formation végétale.

Un autre résultat des études de F. Saadi et J. Bernard au Maroc montre que les apports polliniques allochtones sont élevés dans les milieux ouverts (jusqu'à 20%).

Des fluxages des poussières de surface ont été réalisés le long d'un transect Oran - Mali (Cour et Duzer, 1976 et 1980). Il est apparu que le pollen d'*Artemisia* est caractéristique des régions présahariennes et des régions saharo-méditerranéennes montagnardes. Les grains d'*Artemisia* sont allochtones au Sahara, montagnes exceptées. Les autres Compositae sont présentes jusqu'aux régions tropicales. L'influence des Liguliflores diminue beaucoup plus rapidement avec la latitude que celle des Tubuliflores, pour devenir pratiquement nulle au sud du tropique du Cancer.

Vu l'insuffisance des informations disponibles sur les spectres modernes d'Afrique du Nord, notre inventaire s'est étendu à des sédiments appartenant à l'ensemble de l'Holocène. L'expansion d'*Artemisia* à la fin de l'Holocène semble avoir été favorisée par l'activité anthropique.

En Tunisie (Brun, 1979 et 1985), un transect de sondages marins à travers le Golfe de Gabès révèle des spectres steppiques riches en Compositae autres qu'*Artemisia* : 10% de Liguliflores, quelques pour cent de *Centaurea*, 12% de Tubuliflores, ainsi que 10% de Gramineae, du Plantain et de Chenopodiaceae. Cette steppe est particulièrement bien développée entre 10000 et 5000 ans B.P. De 5000 ans B.P. à aujourd'hui, le nombre de grains d'*Artemisia* augmente à cause de la déforestation anthropique. De nos jours, le Golfe de Gabès est entouré au sud de territoires à végétation désertique et à l'ouest, à végétation steppique.

Le marécage d'Oum-el-Khaled datant de la seconde moitié de l'Holocène a été étudié dans le Haut Plateau algérien (Ritchie, 1984). Il est situé aujourd'hui en région steppique à 500 m d'altitude. Le climat est aride, avec des précipitations de 350 mm, la température moyenne mensuelle de juillet est de 26°C et celle de janvier de 5°C. La zone 2, de 4000 à 1000 ans B.P. environ, montre des spectres à $\sim 20\%$ de *Pinus*, $\sim 10\%$ de *Quercus*, $\sim 20\%$ de Gramineae, $\sim 5\%$ d'*Artemisia*, $\sim 10\%$ de Liguliflores, $\sim 15\%$ de Cruciferae, $\sim 5\%$ d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, $\sim 4\%$ de Tubuliflorae, ... La zone 3 (un seul échantillon), d'un âge estimé à 500 ans B.P., montre une nette augmentation d'*Artemisia* aux dépens des Liguliflorae, Cruciferae et *Pinus*. Pour l'auteur, cette augmentation d'*Artemisia* est due au surpâturage car il estime que les conditions actuelles de climat et de végétation se sont établies dès 4000 ans B.P.

Plusieurs sites postglaciaires ont été étudiés dans le Moyen et le Haut-Atlas marocains (Reille, 1976). Au début de l'Holocène, en haute montagne, s'est développée une végétation nettement

steppique, à *Chenopodiaceae*, *Ephedra* et *Artemisia*. Par contre, les spectres subatlantiques sont riches en *Compositae* autres qu'*Artemisia*, en *Gramineae*, en *Cyperaceae* et quelques arbres (*Quercus ilex*, *Pinus*, *Juniperus*). Ils montrent l'influence humaine.

4 Spectres polliniques des formations ouvertes plio-pléistocènes

Dans le nord-ouest de l'Europe, les périodes glaciaires sont caractérisées par des toundras : *Gramineae*, *Ericaceae*, *Cyperaceae*, peu ou pas d'*Artemisia*, peu ou pas de *Compositae*. Il s'agit de régions à influence océanique, à climat froid et humide. Voici quelques exemples pris dans la littérature :

- au Schleswig-Holstein (Menke, 1975) : 20 à 50% de *Gramineae*, 20 à 40% de *Cyperaceae*, 15% d'*Ericaceae*, 15% de *Pinus*, quelques rares grains d'*Artemisia*, presque pas de *Compositae*;
- en East Anglia (West, 1961) : 50% d'*Ericaceae*, 35% de *Pinus*, 15% de *Gramineae*, 2 à 3% d'*Artemisia*, 10% d'*Alnus*, *Betula*, *Picea* ;
- aux Pays-Bas (Zagwijn, 1960) : 10 à 50% de *Gramineae*, 10 à 40% de *Cyperaceae*, 1% de *Compositae*, quelques pour cent d'*Artemisia*, 10 à 40% d'*Ericaceae*, 20 à 80% de *Pinus*, 5 à 10% de *Betula*, ± 10% de *Salix*, présence d'*Alnus viridis*.

Dans le centre et l'est de la France (Bresse, Ceysac, Senèze) et dans le Wetterau (nord de Francfort), une mosaïque de toundras et de steppes est caractérisée par *Pinus*, des *Gramineae*, des *Compositae*, peu d'*Ericaceae*, peu d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae* et des pourcentages variables d'*Artemisia*.

- en Bresse du Nord (Bachiri, 1987) : 0 à 60% d'*Artemisia*, 30% de *Gramineae*, 20% de *Cyperaceae*, 15 à 40% de *Pinaceae*, 0 à 10% de *Compositae*, rares *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*;
- en Bresse centrale (Farjanel, 1985) : jusqu'à 40% de *Compositae* (dont une forte majorité de *Liguliflores*), 5 à 10% de *Gramineae*, jusqu'à 29% de *Picea*, jusqu'à 77% de *Pinus*, rares *Artemisia* ;
- dans le ravin de Ceysac en Haute-Loire (Ablin, 1985) : jusqu'à 70% de *Pinus*, moins de 15% d'*Artemisia*, nombreuses herbacées variées, 15% de *Compositae*, 50% de *Gramineae*, 5% d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*. L'ensemble "*Cistus-Liguliflorae-Ephedra*" est caractéristique de ces steppes.
- à Senèze (Elhaï, 1969) : le calcul des pourcentages repose sur une somme de base incluant uniquement les arbres, 80% de *Pinus*, 120% de *Gramineae*, 120% d'*Artemisia*, 0 à 20% d'*Ericaceae*, 0 à 20% d'autres *Compositae*, 0 à 20% d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*.
- dans le Wetterau (Herter, 1985) : 60% de *Pinus*, 5 à 30% de *Juniperus*, 10 à 70% de *Gramineae*, 0 à 40% d'*Ericaceae*, 0 à 10% d'*Artemisia*, 0 à 5% de *Chenopodiaceae*.

Dans le Sud de la France, nos informations proviennent d'un site en altitude et d'un sondage marin. En général, les paysages ouverts se traduisent par beaucoup d'*Artemisia* et

d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*. Il s'agit de formations steppiques.

- à Bernasso (Suc, 1978; Ambert, Boven *et al.*, en préparation) : 25% *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, 25% *Artemisia*, 25% de *Pinus* et 25% de *Gramineae*. Présence de *Compositae* et *Ephedra*.
- dans le sondage Autan I, en mer, au large du Roussillon (Suc, 1980) : plus de 20% d'éléments steppiques (*Artemisia* 17% et *Ephedra*), 10% d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, 10% de *Compositae*, moins de 5% de *Gramineae*,...

En Catalogne, nos informations proviennent du bassin lacustre de Banyoles-Besalù et d'un sondage marin au large de Barcelone.

- sondage de Tres Pins II à la phase 2 (Leroy, 1987) les pourcentages, non compris les *Cyperacées* et les spores monoletes : ± 75% de *Pinus*, 4 à 12% de *Gramineae*, 6% de *Liguliflorae*, 1% de *Centaurea*, 1 à 4% d'*Artemisia*, 2% d'autres *Composées*.
- carrière de Bòbila Ordis, lac 3, à la phase 3 (Julià et Suc, 1980) : 50% de *Pinus*, 5 à 55% de *Liguliflorae*, 8% d'*Artemisia*, 5% d'autres *Composées*, 5 à 10% de *Gramineae*. Nous avons eu l'occasion d'examiner les lames de J.P. Suc. Elles ne contiennent pas de *Centaurea t. jacea* (Wagenitz, 1955).
- carrière de Bòbila Ordis, lac 2, BOC III (Leroy, 1988) : 20 à 30% de *Pinus*, 15 à 20% de *Gramineae*, 8 à 15% de *Liguliflorae*, 1% de *Centaurea t. jacea*, 5 à 8% d'autres *Composées*, 5% de *Cyperaceae*, 4% d'*Artemisia*.
- carrière de Bòbila Ordis, lac 1, sondage BO IV à la phase 3 : 30 à 60% de *Pinus*, 10 à 25% de *Gramineae*, de *Liguliflores*, 5 à 15% d'*Artemisia*, très rares *Centaurea*, quelques arbres.
- sondage marin Garraf I (Suc et Cravatte, 1982) : forts pourcentages d'*Artemisia* et de *Pinus*, bonne représentation des *Gramineae*, des *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, des arbres. Les *Centaurea* sont incluses dans les *Tubuliflores*, 6 % de *Liguliflores*.

Les trois premiers sites de Catalogne illustrent un nouveau type de steppes qui se révèle riche en *Liguliflorae* et *Centaurea*, parfois à *Artemisia* et peu d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*. De faibles pourcentages de *Centaurea* et de *Compositae* restent très significatifs car la majorité des plantes de cette famille sont entomogames, à l'exception d'*Artemisia* notamment.

Les paysages évoqués par la phase 3 du lac 1 de Bòbila Ordis, ainsi que pour la fin du sondage Garraf I, sont des steppes arborées. Le pourcentage d'*Artemisia* est assez important. Les *Liguliflores* et autres *Composées* n'y connaissent pas le même développement qu'à Tres Pins ou dans les lacs 2 et 3 de Bòbila Ordis.

En Italie et en Grèce, on observe en général une forte proportion de *Compositae* et d'*Amaranthaceae-Chenopodiaceae*.

- dans le Latium (Arias, Bigazzi *et al.*, en préparation), en Italie, dans le sondage 175 bis, à la zone IV : jusqu'à 22% de *Cupressaceae*, environ 1% de *Chénopodiacées*, 1% de *Liguliflorae*, et 1% de *Tubuliflorae*, moins de 5% d'*Artemisia*, plus de 5% de *Gramineae*. Le pourcentage total d'herbacées étant faible, environ 8%, dans l'ensemble du sondage, l'auteur a dû faire appel aux foraminifères pour attribuer cette zone au Praetiglien (zone à *Neoglobobadrina atlantica*). L'auteur déduit de ses spectres polliniques l'existence de

conditions climatiques sèches.

- à Camerota en Italie (Brénac, 1984) : 12% d'*Artemisia*, 4% de Gramineae, 7% de Compositae, 5% d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, 10% de *Pinus*, 14% de *Quercus*. A notre avis, cette association pollinique reflète une steppe arborée.

- sédiments marins de Crotona en Italie (Combourieu-Nebout, 1987), les ensembles I et II du Praetigien et l'ensemble VI de l'Eburonien :

10% d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, 15% de Compositae (dont une forte proportion de Liguliflores), 4% de Gramineae, 15% d'*Artemisia*, 10 à 30% *Quercus*, 30% de *Cathaya*, 10 à 40% Taxodiaceae, 50 à 60% de *Pinus*.

N. Combourieu-Nebout souligne qu'à Crotona, les steppes sont d'abord des steppes à Compositae (Praetigien), et ensuite seulement apparaissent les steppes à *Artemisia* (Eburonien). Par ailleurs, grâce à l'étude des isotopes stables, on sait que les périodes glaciaires y sont de plus en plus froides. On en conclut qu'en Calabre, l'augmentation de l'espèce d'*Artemisia* correspond à une augmentation du froid.

- Macédoine : (Van der Wiel et Wijmstra, 1987). Les périodes glaciaires du complexe bavelien sont caractérisées par des steppes à *Artemisia* et Chenopodiaceae.

Les spectres de la zone 44 correspondant au glaciaire de Linge comportent : 20% d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, 1% de diverses *Centaurea*, 5% de Compositae, 15 à 20% de Gramineae, 20 à 40% d'*Artemisia*, 10 à 20% de *Pinus*

Les spectres de la zone 48 correspondant au début de l'interglaciaire de Bavel comportent : 20% d'Amaranthaceae-Chenopodiaceae, 50% de Gramineae, 30% d'*Artemisia*, 40% de *Pinus*, 15% de Liguliflorae, pas de *Centaurea* et 20% de Tubuliflorae.

N.B. : La littérature disponible concernant les Beskides (Szafer et Osztas, 1964), la Géorgie (Shatilova, 1974) et une partie de l'Italie (Lona, Bertoldi *et al.*, 1971) ne comporte pas de comptages des herbacées. Elle n'a donc pas pu être prise en considération dans l'inventaire.

5 Signification du pollen d'*Artemisia*

Rappelons que le pollen du genre *Artemisia*, non déterminable au niveau spécifique, regroupe de nombreuses espèces, à écologie variée. En général, ces plantes sont anémogames et pollinisent abondamment. La signification écologique du pollen d'*Artemisia* est délicate à préciser.

Au Maroc (Saadi et Bernard, sous presse), l'amplitude altitudinale du genre est très vaste. Ses exigences pluviométriques de 100 à 400 mm, lui permettent de s'étendre sur une grande partie du pays.

Vu le grand nombre d'espèces d'*Artemisia*, les espèces de plaine étaient fort probablement différentes de celles d'altitude. Le pollen d'*Artemisia* de Bernasso (550 m d'altitude) peut donc avoir appartenu à une espèce d'altitude différente de celle de Garraf (sondage off-shore). En conséquence, les fluctuations des courbes polliniques d'*Artemisia* peuvent avoir des causes distinctes, écologiques et/ou climatiques.

F. Saadi et J. Bernard (sous presse) ont montré qu'au Maroc, l'assemblage pollinique *Artemisia* - Asteraceae-Chenopodiaceae reflète d'abord un paysage steppique plutôt qu'un type de climat. Cet assemblage pollinique se retrouve en effet dans des régions exposées à un climat froid de haute altitude et dans celles des climats chauds et arides de basse altitude. Les deux auteurs tentent de démontrer que le pollen d'*Artemisia* est un bon indicateur de milieux ouverts steppiques. Ils reconnaissent ne pas pouvoir vraiment distinguer, parmi les bioclimats secs, ceux qui sont froids de ceux qui sont chauds.

En Tunisie, A. Brun (1985) a établi un indice A/D, qui exprime le rapport entre les pourcentages de l'Armoise (A) et ceux qui résultent du cumul des autres Composées, des Gramineae (avec *Lygeum spartum*) et des Cyperacées (D). En appliquant l'indice à divers sédiments (Brun, 1979, 1987) des derniers 20000 ans, l'auteur définit trois types de steppes : steppe à Armoise ($A/D > 1$), steppe diversifiée ($0,10 < A/D < 1$), steppe pauvre en Armoise, où l'Armoise n'apparaît que rarement ($A/D < 0,10$). Chacune de ces trois steppes répondrait à des exigences climatiques distinctes. Un régime des pluies trop irrégulier éliminerait *Artemisia*. Selon A. Brun, l'Armoise peut ainsi être utilisée comme indicateur de changement climatique, la raréfaction de l'Armoise indiquant une aridification.

Comme le soulignent M. Coûteaux et A. Pons (1987), "aussi, ..., l'interprétation paléoécologique des fréquences polliniques d'*Artemisia* dans un sédiment repose-t-elle toujours sur d'autres critères, variés au demeurant et plus ou moins compliqués...". Le reste du cortège floristique est souvent décisif. "Le seul facteur paléoécologique commun à toutes les espèces du genre et à tous les milieux révolus que l'analyse pollinique reconstitue à propos des *Artemisia* est l'héliophilie."

6 Signification du pollen des Liguliflores

Les Liguliflores constituent un vaste groupe de plantes entomogames, donc à faible pollinisation. Par contre, de forts pourcentages de Liguliflores sont souvent considérés comme le résultat d'une mauvaise conservation des pollens dans le sédiment. Le pollen de Liguliflores résiste bien à l'oxydation et reste facilement reconnaissable lorsqu'il est corrodé (Suc, 1974; Bottema, 1975a; Reille, 1976).

Les spectres à taux élevés de Liguliflores dans le bassin lacustre de Banyoles-Besalù comportent aussi de nombreux autres taxons bien conservés, alors que certains comme *Parrotia* sont assez fragiles. Les spectres à forts pourcentages de Liguliflores gardent dans ce cas tout leur sens en terme de végétation. Ils caractérisent un type de steppe.

7 Interprétation climatique des spectres de formations ouvertes de type steppique

On vient de constater que le message pollinique des formations végétales ouvertes est ambigu du point de vue paléoclimats. Une formation ouverte steppique, de montagne ou de plaine, relève de précipitations faibles ou de saisons sèches prolongées, qu'il s'agisse de steppes froides ou de steppes chaudes. Les steppes actuelles couvrent en outre une vaste gamme de milieux et sont d'origines très variées, climatique, édaphique, anthropique.

Les spectres polliniques à *Artemisia*, Amaranthaceae- Chenopodiaceae, Compositae, *Ephedra*, *Erodium*, *Thalictrum*, *Plantago*,... n'offrent qu'une possibilité médiocre de préciser les types de paléoclimats car la détermination de ces herbacées se limite souvent au genre. Une identification spécifique du pollen serait nécessaire.

La paléotempérature est un élément qu'il est très difficile de déterminer. Par contre, l'aridité pourrait être mieux cernée, notamment à travers *Artemisia* qui caractériserait les steppes les moins arides. Dans les paysages subsahariens actuels, plus on se rapproche du Sahara, plus diminuent et disparaissent les pourcentages d'*Artemisia* au profit des autres Compositae.

8 La signification climatique des steppes du Plio-Pléistocène en Languedoc et Catalogne

Les spectres polliniques plio-pléistocènes du Languedoc et de Catalogne ne sont jamais identiques à des spectres actuels. Les spectres fossiles sont nettement plus riches en *Pinus* et en Gramineae. De plus, notamment, le pollen de *Plantago* est plus abondant dans le Haut-Atlas marocain, celui des Crucifères plus abondant en Algérie. Les spectres actuels du sud-est de la Turquie sont ceux qui présentent le plus de similitudes. Mais le couvert végétal de cette région est profondément transformé par l'homme depuis plusieurs millénaires.

A Bernasso, les spectres fossiles des phases I et III, caractérisés par l'abondance d'*Artemisia* (25%) indiquent un milieu steppique à sécheresse modérée. L'altitude de 550 m pouvait en outre induire des températures hivernales fraîches. La présence de pollen de *Phlomis* (Suc, 1978) contredirait néanmoins l'existence de froids rigoureux.

Au Plio-Pléistocène, les steppes à Liguliflores, avec Gramineae et Cyperaceae, sont propres à la Catalogne. Leur signification climatique semblerait maintenant bien établie grâce à des informations provenant directement des mêmes sédiments. Ceci est un fait suffisamment rare pour être mentionné. En effet, les sédiments de Bòbila Ordis et de Tres Pins sont très riches en ostracodes fossiles, dont l'étude systématique dans les sédiments du lac 2 a livré des taxons d'eaux froides. L'aridité du climat est ici marquée par des ostracodes d'eau saumâtre et/ou temporaires. **En conséquence, les spectres polliniques à image steppique à Liguliflores sont synchrones d'un climat froid et sec.**

La différence avec les steppes à *Artemisia* pourrait être liée à la continentalité responsable du renforcement des contrastes saisonniers et du régime des précipitations. Les steppes à Liguliflores seraient peut-être un peu plus sèches à différences saisonnières moins tranchées.

9 Conclusion

En général, les spectres polliniques fossiles indicateurs de steppes informent mal sur les conditions de températures. Il faut chercher l'information ailleurs : isotopes de l'oxygène, insectes, structures sédimentaires (fente de gel) biogéochimie des ostracodes, etc... Dans le cas des steppes à Liguliflores de Catalogne, nous disposons d'une preuve directe de formation sous climat sec et froid. Les steppes à *Artemisia* indiqueraient plutôt moins de sécheresse et une alternance saisonnière plus marquée.

Chapitre IV.III : Distributions de *Carya* et *Tsuga*

1. Introduction et relevé des sites plio-pléistocènes

Nous allons tenter de donner une signification paléoclimatique à la présence de *Carya* et de *Tsuga* dans les spectres polliniques plio-pléistocènes.

Carya et *Tsuga* ont été sélectionnés pour cette analyse en raison de plusieurs critères :

- ils sont aujourd'hui tous deux disparus d'Europe probablement pour une cause climatique ;
- leurs fréquences sont en général élevées et, dès lors, leur confèrent une valeur significative ;
- leur détermination est aisée et univoque ;
- leur intérêt paléo-écologique est évident, comme on va le voir.

Des pourcentages élevés de grains de *Carya* ont été observés en Catalogne (sondages BOIV, Tres Pins, etc...) et en Languedoc (Nogaret phases 4 et 5, Bernasso phase II). Il apparaît que *Carya* participe à une formation végétale qui atteint son optimum juste avant celle de *Tsuga*.

Des pourcentages non négligeables de *Tsuga* ont été relevés en Catalogne : moins d'un pour cent dans les sondages BO II et BO III, plus d'un pour cent dans les injections de la coupe BOC Noir, 16 % dans les phases 6 et 7 du sondage BO IV; en Languedoc, 28 % des phases 5 et 6 à Nogaret, 19 % de la phase II à Bernasso.

Ces deux genres ont disparu d'Europe à la fin du Pléistocène ancien ou au début du Pléistocène moyen. Ils vivent encore aujourd'hui en Amérique du Nord et en Asie. Nous allons voir quels enseignements écologiques et climatiques nous pouvons tirer de leur répartition actuelle. Ensuite nous interpréterons leur répartition plio-pléistocène respective.

Actuellement un nombre suffisant de sites plio-pléistocènes est connu à travers l'Europe pour tenter d'estimer et puis d'interpréter les paléodistributions géographiques

de *Carya* et de *Tsuga* (fig.IV.2 et tabl.IV.3).

Nous allons voir que *Carya* apporte des informations sur les paléotempératures et *Tsuga* sur les paléoprécipitations.

Un relevé des sites plio-pléistocènes ayant donné des diagrammes palynologiques est d'abord dressé. La latitude dans l'hémisphère Nord, la référence bibliographique, l'altitude actuelle du site et les altitudes minimales et maximales à moins de 100 km autour du site sont indiquées. Dans le cas du Mont Sila en Calabre, le soulèvement a pu être estimé (Combourieu-Nebout, 1987).

54° 30' - Schleswig-Holstein - Allemagne de l'Ouest - Menke, 1975
au niveau de la mer
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 0 m.

52° 30' - East Anglia - Grande-Bretagne - West, 1961 et 1979
altitude : 6 m
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à plus de 100 m

51° 30' - Campine - Belgique - Dricot, 1962 et communication personnelle
altitude : 6 m
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 750 m

51° 30' - Pays-Bas
* Zagwijn, 1963
altitude : 10 m
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 750 m

*Zagwijn et de Jong, 1985
altitude : sous le niveau de la mer
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 750 m

*Kasse, 1988
partiellement en Belgique
altitude : sous le niveau de la mer
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 750 m

51° - Cologne - Allemagne de l'Ouest - Urban, 1978
altitude 10 m
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 900 m

50° 30' - Wetterau - Allemagne de l'Ouest - Herter, 1985
altitude : environ 200 m
d'altitudes inférieures au niveau de la mer à 900 m

49° 30' - Beskides - Pologne - Szafer et Osztast. 1964
altitude : 530 m
de 100 m à 2660 m

49°N - Normandie - France - Clet-Pellerin, 1983
altitude : 4 m
de 0 à 420 m

47° - Bresse nord-occidentale - France - Méon, Bachiri *et alii*, en préparation
altitude : 210 m
de 100 m à 1700 m

46°30' et 47° - Bresse centre nord - France - Farjanel, 1985
altitude 200 m
de 100 m à 1700 m

46° - Leffe - Italie - Lona, 1950
altitude 450 m
de 0 à 4000 m

45°30' - Senèze - France - Elhaï, 1969
altitude : 400 à 600 m, bords du volcan à 760 m
de 100 m à 1900 m

45°30' - Ceyszac - France - Ablin, 1985 et à paraître
altitude : 750-820 m
de 100 m à 1900 m

44°30' - Stirone - Italie - Lona, Bertoldi *et al.* 1971
altitude 100 m
de 0 à 2200 m

43°30' - Nogaret - France - Ambert, Bandet *et al.*, sous presse; présent travail
altitude : 700 m
de 0 à 1700 m

43°30' - Bernasso - France - Suc, 1978; Ambert, Boven *et al.*, en préparation; présent travail
altitude : 550 m
de 0 à 1700 m

43° - Pietrafitta - Italie - Lona et Bertoldi, 1973
altitude 220 m
de 0 à 2500 m

42° - 43° - Géorgie occidentale - U.R.S.S - Shatilova, 1974
altitude non précisée
de 0 à 5600 m

42° - Bobila Ordís - Espagne - Leroy, 1987; présent travail
altitude 190 m
de 0 à 3000 m

42° - Valle Rica - Italie - Urban, Arias *et al.* 1983
altitude : 90 m
de 0 à 3000 m

41° - Macédoine - Grèce - Van der Wiel et Wijnstra, 1987b
altitude 40 m
de 0 à 2000 m

40° - **Camerota** - Italie - Brénac, 1984
altitude du site : 200 m
de 0 à 1500 m

39° - **Crotone** - Italie - Combourieu-Nebout, 1987
sédiment marin profond aujourd'hui à l'affleurement
Mt Sila au Plio-Pléistocène 1500 m, altitude estimée

Tabl.IV.3

2 *CARYA* : Signification écologique et paléodistribution géographique.

2.1 - Ecologie actuelle

Il existe une vingtaine d'espèces de *Carya* dans le nord-est de l'Amérique du Nord et de 2 à 3 espèces en Asie. Les espèces asiatiques sont très mal connues. *C. cathayensis* Sargent vit en Chine dans le Kweichow oriental et au Kwangsi septentrional (Wang, 1961) et dans le Chekiang occidental (Hui-Lin Li, 1952), *C. tonkinensis* Lecomte au Vietnam et dans le sud et l'ouest du Yunnan (Hu et Channey, 1940 et Hui-Lin Li, 1952).

Carya cathayensis qui est un arbre décidu à grandes feuilles, se trouve dans la "mixed mesophytic forest formation" en montagne en dessous de 1300 m et dans l' "evergreen broad-leaved forest formation" entre 1000 et 1500 m (Wang, 1961). Dans le Kweichow oriental et le Yunnan occidental appartenant à la "mixed mesophytic forest formation", un étagement de la végétation a été décrit par C. Wang. En dessous de 1300 m, en repousse secondaire, dans l' "evergreen broad-leaved forest belt", on trouve *Carya cathayensis* avec une longue série d'arbres dont *Acer*, *Carpinus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Juglans*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Ostrya*, *Pinus*, *Pistacia*, *Quercus*, *Rhododendron* ... De 1300 m à 1700 m une formation caducifoliées à *Castanopsis*, *Pasania*, *Quercus*, *Schima*, *Fagus longipetiola* et *Tetracentron sinensis* où *Tsuga longibracteata* est devenu rare car largement exploité pour le bois. Au-dessus de cette zone, se développent une végétation buissonnante et des prairies de montagnes.

En Amérique du Nord, il existe de nombreuses études sur *Carya*. Toutefois, comme il est impossible de déterminer l'espèce par le pollen, son utilisation dans la reconstruction des paléoenvironnements demeure limitée. Il s'agit en général d'arbres poussant dans la forêt mixte à *Pinus*, *Quercus* et *Carya* (Richard, 1976).

Une comparaison entre le couvert végétal auquel *Carya* appartient (arbres) et son enregistrement pollinique actuel (mousses de surface et sédiments lacustres) indique qu'il s'agit d'un genre qui n'est ni sur représenté ni sous-représenté dans les spectres polliniques (Delcourt et Delcourt, 1984).

A partir de la distribution de certaines plantes sur le territoire nord-américain et de leur coïncidence avec des aires ayant des températures et précipitations délimitées, P. Rey (1960) a été amené à donner une définition ombrothermique théorique des principales essences forestières. En voici les valeurs pour quelques arbres qui nous intéressent plus particulièrement : *Tsuga canadensis* : 9°4 C et 1180 mm; *Carya cordiformis* 13°6 C et 1170 mm; *Carya ovata* 13°9 C et 1205 mm; *Carya glabra* 15°3 C et 1450 mm; *Carya tomentosa* 16° 3 C et 1310 mm. P. Rey estime que ces valeurs sont proches du climax de chaque plante.

2.2 - Espèces fossiles

Les macrorestes foliaires de nos sites plio-pléistocènes ne signalent que *Carya minor* Sap. et Mar., espèce paléontologique. On sait par les fruits qu'au Miocène et au Pliocène, il existait plusieurs espèces en Europe (Grangeon, 1958; Mädler 1939). Selon H. J. Gregor (1985), il y aurait encore plusieurs espèces de *Carya* d'après les fruits dans le gisement Pléistocène de Stirone au nord de l'Italie.

L' affinité de l'espèce paléontologique avec *Carya tomentosa* Nutt. n'est qu'une hypothèse de travail très discutable (Mädler, 1939).

Remarquons que le pollen, les fruits et les feuilles de *Carya* sont relativement courants dans les sédiments. Cet arbre devait pousser dans des milieux proches de l'eau. Il pouvait faire partie de la ripisylve.

Aux Pays-Bas, on trouve *Carya* jusqu'au début du complexe Cromérien. Il disparaît ensuite (de Jong, 1988). En Colchide, il est encore signalé au cours de la période Q1, c.-à-d. jusqu'il y a environ 0,5 Ma (S. Yazvenko, comm. pers.).

2.3 - Distribution géographique plio-pléistocène

Une tentative d'établir une carte de distribution de *Carya* en Europe est faite toutes époques confondues, du Praetiglien au complexe bavelien (fig.IV.2).

Nous reprenons la liste des sites. On indique les pourcentages les plus élevés de *Carya* pour chaque site, ainsi que ceux des autres taxons ayant des pourcentages élevés dans ces spectres. Cela permet d'avoir une idée de l'environnement et du climat. Les caractéristiques climatiques de la période sont notées si elles ont été données par l'auteur. La végétation et le climat de la période ou de la phase suivante sont donnés (tabl.IV.4). Cela permet de voir éventuellement la place de la phase à *Carya* dans un cycle climatique.

54° 30' - Schleswig-Holstein

Tiglien : quelques rares grains de *Carya*, avec *Betula*, *Pinus*, *Alnus*

52° 30' - East Anglia

Tiglien : *Carya* absent
Pinus 25%, *Tsuga* 15%, *Picea* 10%, *Alnus*

51° 30' - Campine

Tiglien : quelques grains de *Carya*
avec *Alnus*, *Betula*, *Quercus* et beaucoup d'herbacées

51°30' - Pays-Bas -

Tiglien TA : *Carya* 2 à 3% avec *Alnus*, *Fagus*, *Pinus*
TC2a à TC3a : *Carya* quelques % avec *Pterocarya* et *Quercus*
TC3b : *Carya* 4% avec *Pterocarya*, *Alnus*, *Quercus*, *Picea*
TC4c : *Carya* quelques % avec *Quercus*

51°30' - Pays-Bas

* Zagwijn, de Jong, 1984
interglaciaire de Bavel
Carya est rare, *Pinus*, *Alnus*, *Tsuga* 15%, *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Picea*
dégradation forestière

*Kasse, 1988
interglaciaire de Bavel
Carya quelques %, *Alnus* 50%, *Tsuga* 11%, *Carpinus*, *Eucommia*

51° - Cologne

Tiglien A (Frechen Interglacial I)
Carya quelques grains, *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Tsuga*, *Carpinus*

50° 30' - Wetterau

Tiglien (zone 5) : *Carya* 1%
Tsuga <4%, *Pinus* 55%, *Juniperus* 5 à 30%, *Alnus* 25%

49° 30' - Beskides

Tiglien ?
Carya 5%, *Tsuga* 17%, *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Picea*

49°N - Normandie

Tiglien : *Carya* ± 1%
Pinus, *Tsuga* 10%, *Picea* 15%, *Abies*, *Chenopodiaceae*

47° - Bresse nord-occidentale

Tiglien : *Carya* quelques %, *Pinus*, *Quercus*

46°30' et 47° - Bresse centre nord

* Tiglien TA (zone 2a)
Carya 10%, *Pinus*, *Tsuga* 11%, *Alnus*, *Ulmus-Zelkova* et *Pterocarya*
période suivante : Tiglien TA, zone 2b
augmentation des herbacées (*Tubuliflorae*), des steppiques et de *Fagus*

*Waalien (ensemble 1)

Carya <1%, *Pinus*, *Tsuga* 12%, avec *Picea* et *Alnus*, phase de climat rigoureux à l'intérieur du Waalien ou à la fin de l'Eburonien

46° - Leffe

en pour cent des arbres
âge selon Zagwijn, 1974
*Tiglien A, *Carya* 29% avec *Quercetum*
période suivante : Tiglien B avec *Pinus* et *Picea*
*Tiglien C, *Carya* 36% avec *Pterocarya*
période suivante : Eburonien avec *Pinus* et *Picea*
* second optimum du Waalien, *Carya* 42% avec *Pterocarya* et *Quercetum*
période suivante : Menapien avec *Pinus* et *Picea*

45°30' - Senèze

Tiglien (zone S3a): *Carya* quelques grains, *Tsuga*, *Picea* et *Ulmus-Zelkova*

45°30' - Ceysac

Tiglien (zone 1), un maximum de 6% de *Carya*
avec *Pinus*, *Picea*, *Pterocarya*, *Ulmus*
période suivante : hiatus

44°30' - Stirone

Waalien
Carya : pourcentages élevés avec *Quercetum* et *Tsuga*

43°30' - Nogaret

Tiglien inférieur
Carya 34%, *Pinus*, *Tsuga*, *Ulmus-Zelkova* et *Picea*
période suivante avec *Pinus*, *Tsuga* et *Ulmus-Zelkova*

43°30' - Bernasso

Tiglien inférieur: *Carya* 36%, *Pinus*, *Tsuga*, *Ulmus-Zelkova*
période suivante : steppe

43° - Pietrafitta

Selon Combourieu-Nebout (1987), Waalien
Carya : pourcentages élevés avec *Quercetum mixtum*
période suivante : *Cedrus* et *Pinus*

42° - 43° - Géorgie occidentale

Tiglien (Gurian I) : *Carya* 15%
avec *Pinus*, *Pterocarya*, *Quercus*

42° - Bòbila Ordis

*lac1 : complexe bavelien ?

Carya max. 32 %, *Pinus*, *Quercus*, *Ulmus-Zelkova*, *Pterocarya*, *Picea*
période suivante : lacune puis phase à *Tsuga*

* lac 3 : complexe bavelien ou plus récent ?

Carya 8%, *Pinus*, *Carpinus*, *Quercus*
Remplacement progressif par *Ulmus-Zelkova*, *Alnus*, *Buxus*, *Ericaceae*, *Vitis*

42° - Valle Rica

Tiglien B: *Carya* 3% avec Taxodiaceae

période suivante : le second maximum de *Tsuga*

41° - Macédoine

Interglaciaire de Leerdam (zone 41): 1% de *Carya*

avec *Quercus*, *Castanea*, *Pinus*, *Ulmus*, très boisé

Interglaciaire de Bavel (zone 47) rares grains de *Carya*

Tsuga 6% avec *Quercus*, *Alnus*, *Castanea* et *Larix*

40° - Camerota

Tiglien : *Carya* 45%

avec *Cedrus*, *Olea*, *Ceratonia*, *Quercus*

N.B. : la prédominance de *Carya* est progressivement relayée par celle de *Quercus* (35%)

39° - Crotone

* Tiglien (ensembles 3,4 et 5), le Tiglien inférieur manque

Carya max. ±6%, *Tsuga* <10%, *Quercus* et *Cedrus*

période suivante : ens. 6, Eburonien, augmentation des herbacées

* interglaciaire de Bavel (ensemble 11)

Carya > 10%, *Tsuga* 15%, *Quercus*, *Cedrus* <4%, phase de dégradation de la forêt

Tabl.IV.4

Carya est observé généralement en association avec des taxons de lieux humides : *Pterocarya*, *Ulmus-Zelkova*, *Alnus* et aussi avec des taxons de sols mieux drainés : *Quercus*, *Carpinus*,...

Les restes de plantes de milieux humides ont plus de chance d'être conservés que ceux de milieux secs, étant donné la proximité des lieux de sédimentation. Vu l'abondance de restes fossiles (feuilles et fruits) de *Carya* (Gregor, 1985; P.Roiron, comm. pers.; Grangeon, 1958; Vernet, 1981; Mädler, 1939), on peut imaginer qu'il s'agissait d'une ou de plusieurs espèces de *Carya* fossiles de milieux humides : bord de rivières, bord de lacs, etc...

Il n'est pas encore bien connu si les climats des premiers interglaciaires étaient plus chauds et plus humides que ceux des interglaciaires plus récents. Certains auteurs (Zagwijn, 1963; Combourieu-Nebout, Vergnaud-Grazzini *et al.*, en préparation) pensent

que la disparition de certaines plantes à la fin du Pléistocène ancien est due à la disparition de leur milieu de vie et donc que le climat des interglaciaires a changé, vers des températures et peut-être des précipitations moindres. Par contre, d'autres auteurs (de Jong, 1988) estiment que leur disparition est due surtout aux périodes glaciaires qui sont devenues de plus en plus froides au cours du Pléistocène repoussant les refuges de plus en plus loin vers le sud. Ils ajoutent que beaucoup de plantes qui ont disparu à la fin du Pléistocène ancien seraient capables de vivre en Europe actuellement.

Nous pensons que les deux hypothèses ci-dessus ne tiennent pas compte de ce que la plupart des espèces plio-pléistocènes n'existent probablement plus et que donc on en ignore l'écologie exacte. Le raisonnement doit se situer au niveau du genre, abstraction faite de l'écologie précise de chaque espèce, certaines de celles-ci ayant probablement disparu.

De toute façon, il est fort probable que les conditions écologiques des ces premiers interglaciaires ne se sont plus reproduites lors des interglaciaires suivants. La niche écologique occupée par *Carya* a probablement disparu à cause de changements de sols, de plantes compagnes, de plantes rivales, de circulation atmosphérique, etc.... A la faveur de cette disparition, d'autres arbres se sont développés dans des conditions proches de celles de *Carya* mais jamais identiques. En Europe, après la disparition de *Carya* et de *Pterocarya* (un autre arbre des milieux humides), plusieurs genres et espèces se sont partagé l'espace libéré : *Alnus*, *Salix*, *Fraxinus*, *Ulmus*,...

2.4 Commentaires de la carte

Le sud de l'Europe (fig.IV.2) donne des spectres polliniques avec des pourcentages élevés de pollen de *Carya* : jusqu'à 45% à Camerota. Les exceptions sont : 1° Valle Rica avec des pourcentages plus faibles car le maximum de *Carya* est daté du Tiglien B, une période plus froide; 2° Vrica, aussi à pourcentages plus faibles, mais il s'agit d'un dépôt marin où le pollen de plantes de plusieurs zones et étages est mélangé; 3° la Macédoine dont le sédiment est plus récent, du complexe bavelien.

Le nord de l'Europe produit des spectres systématiquement assez pauvres en *Carya*, notamment en Normandie, aux Pays-Bas et dans l'East Anglia.

Finalement, il en ressort que *Carya* devait être une plante relativement

thermophile. Sa distribution devait répondre au gradient de température entre le nord-ouest et le sud de l'Europe.

La zone à *Carya*, au maximum de son développement, devait se trouver centrée sur le sud de l'Europe. C'est ainsi que sa limite nord peut être décelée dans le nord de l'Europe.

3 *Tsuga* : paléodistributions en latitude et en altitude. Signification écologique et climatique

3.1 Ecologie actuelle

Le genre *Tsuga* compte aujourd'hui environ 14 espèces réparties en zone tempérée de l'hémisphère Nord : 4 espèces en Amérique du Nord et 10 espèces en Chine, au Japon et dans l'Himalaya.

L'écologie actuelle des diverses espèces à travers le monde est assez similaire pour cerner des caractéristiques propres au genre. Il s'agit en général d'un arbre d'altitude qui nécessite une humidité atmosphérique élevée toute l'année. La plupart des espèces, surtout les espèces asiatiques, les plus nombreuses, ne supportent que des hivers relativement doux avec peu ou pas de gel. *Tsuga* pousse sur des sols intermédiaires ni alcalins ni acides.

Le *Tsuga* se développe soit en formations pures, soit en association avec des espèces caducifoliées. Des études réalisées sur les espèces américaines indiquent que le pollen n'est ni sur-représenté ni sous-représenté par rapport à la couverture végétale (Ritchie, 1987). Il est raisonnable de penser qu'à partir de 5% de grains de *Tsuga* dans un spectre, l'arbre se trouve dans la végétation locale.

Sur le continent nord-américain, les trois espèces principales se répartissent comme suit : *T. canadensis* sur la côte est et *T. mertensiana* et *T. heterophylla* sur la côte ouest.

Au Canada oriental (Richard, 1976), *Tsuga canadensis* croît en mélange avec : *Acer saccharum*, *Betula alleghaniensis* et *Fagus grandifolia*. *T. canadensis* (la pruche) ne résiste pas à la sécheresse. La température annuelle moyenne de l'érablière à bouleau jaune, l'association qui produit les spectres polliniques les plus riches en grains de pruche, est de 3,5 à 4,4 °C. Sa limite méridionale (Ritchie, 1987) est due à la sécheresse et à des étés chauds, tandis que sa limite septentrionale est due à un minimum de 700 mm de précipitation, à -42°C de températures extrêmes de janvier, à une saison de croissance de 6 mois et

des températures de juillet supérieures à 17° C. *T. canadensis* pousse dans une zone de climat relativement tempéré. Avant de passer à la toundra arctique, il existe encore plusieurs formations forestières de transition (Richard, 1976) : la forêt boréale (pessière et sapinière), puis la forêt-toundra, et enfin la vraie toundra.

T. heterophylla est une espèce de la cordillère Pacifique. Elle est l'espèce climacique des zones côtières et intérieures. Son bioclimat est caractérisé par des précipitations annuelles de 1200 à 1500 mm, avec des températures de janvier jusqu'à -5°C. Il résiste mal au gel. Il nécessite une couverture de neige pour le protéger quand il gèle. Il ne supporte pas la sécheresse.

T. mertensiana est un arbre de montagne, présent dans les Rocheuses. Son bioclimat est subalpin et humide, avec un saison de croissance courte et de fortes neiges d'hiver. Les précipitations sont de 1500 mm par an. La température de janvier est de -10°C et celle de juillet de 10°C.

T. caroliniana Engelm (Sargent, 1965) s'observe sur les bancs rocheux de rivières entre 800 m et 1300 m d'altitude, sur le Blue Ridge, du sud-ouest de la Virginie au nord de la Géorgie. En général, il est isolé ou en petits groupes de quelques individus.

Dans l'Himalaya oriental (28° à 30° lat. N) (Legris, 1963), *Tsuga dumosa* appartient à l'étage montagnard humide. Il s'agit de l'étage le plus humide et le plus nébuleux de tout l'Himalaya. De 2700 m à 3000 m d'altitude, *Tsuga dumosa* se rencontre en association avec *Quercus semecarpifolia*. L'étage plus élevé de végétation est celui de la forêt à *Abies* et *Betula utilis*, surmonté ensuite seulement de l'étage alpin, puis nival.

Plus à l'est encore, dans le Se-Tchouan et le Si-Kiang (Legris, 1963), le même étagement se retrouve avec, de 2700 m à 3000 m d'altitude, l'étage tempéré tiède qui est dominé par la forêt plurispécifique à *Tsuga chinensis* et *Acer mono* avec *Abies ernestii* et *Ostrya japonica*.

Au Népal, J.F. Dobremez (1976) observe que *Tsuga dumosa* avec *Quercus semecarpifolia* pousse sous un climat tempéré froid. *Tsuga* est plus rarement observé en peuplements purs, et dans ce cas il s'établit sur les pentes très raides de ravins profonds. Il est intéressant de noter que la Buxaceae, *Sarcococca hookeriana*, pousse en sous-bois sous peuplement de *Tsuga* purs. Un grain de pollen de ce type a été trouvé dans la phase 10 du sondage BO IV.

Le Tibet oriental (Wang, 1961) est un plateau incisé par des rivières dont les versants sont colonisés par les conifères. La forêt de conifères de montagne se situe entre 3000 m et 4000 m avec *Abies*, *Picea* et *Larix*. Au-dessus de cet étage, il y a une végétation alpine à buissons de *Betula*, *Acer*, *Rhododendron*. En-dessous de 3000 m à 2400 m, il s'agit d'une belle forêt de *Tsuga dumosa* avec un sous-bois dense de *Rhododendron*. En-dessous de 2400 m, commence la forêt caducifoliée à *Acer*, *Magnolia* et divers *Quercus* sempervirents.

Dans le Yunnan (Song Zhichen, 1988), l'étage de végétation surmontant celui de la plaine composé d'une forêt sempervirente à larges feuilles, est constitué d'une végétation de forêt mixte formée de *Tsuga* et de *Picea* ainsi que d'*Acer*, *Betula* et *Rhododendron*. Plus haut, on retrouve la forêt de conifères, *Abies* et *Picea*, et une forêt de chênes sempervirents. Au-dessus de 3000 m, la végétation consiste en pelouses et buissons à *Rhododendron*, *Juniperus*, etc...

En conclusion, à l'exception de l'étage de végétation de *T. mertensiana* qui précède l'étage alpin, il existe toujours, en altitude, plusieurs étages et en latitude, plusieurs zones de végétations qui sont relayées par un milieu ouvert : c'est vers le pôle, la toundra arctique, et vers le sommet des montagnes, la pelouse alpine. Le genre *Tsuga* nécessite une humidité suffisante, d'au moins 1000 mm, souvent près de 2000 mm, répartie sur toute l'année. De plus, quand la température devient très basse avec des minima de -42°C, il est remplacé par *Abies* qui résiste mieux au gel.

3.2 Les espèces fossiles

Leux grands types polliniques de *Tsuga* en Europe au Plio-Pléistocène : *T. diversifolia* et *T. canadensis* (West, 1961) se trouvent chez plusieurs espèces actuelles.

Selon R. West (1961), à partir de l'étude des macrorestes végétaux (cônes et aiguilles), il apparaît que deux espèces de *Tsuga* existaient en Europe au Plio-Pléistocène : *T. europaea* (Menzel) Szafer et *T. caroliniana* Engelm. foss. Le premier correspondrait à *T. canadensis* actuel et le second à *T. caroliniana* actuel. Ces deux espèces ont un pollen de type *canadensis*. Des macrorestes d'autres espèces de *Tsuga* susceptibles de produire du pollen du type *T. diversifolia* n'ont pas encore été trouvés (West, 1961).

J. Sivak (1978) après avoir examiné les ultracaractères des grains estime que 48 espèces fossiles peuplaient l'Europe au Plio-Pléistocène. Après avoir examiné les grains de pollen de Bernasso, cet auteur a conclu à la présence de quatre espèces fossiles dans ce site (Suc, 1978). Nous pensons qu'il pourrait s'agir ici d'un cas de polymorphisme pollinique et non de spéciation. 48 espèces est un trop grand nombre pour un taxon appelé à disparaître rapidement. Il n'y aurait eu que deux espèces.

Aux Pays-Bas, *Tsuga* aurait disparu à la fin du complexe cromérien (de Jong, 1988). En Colchide qui aurait joué le rôle de zone relique grâce à son climat particulier, quatre espèces de *Tsuga* identifiées par des feuilles fossiles sont encore présentes jusqu'à la fin de la période Q1 (S. Yazvenko, comm. pers.), c'est-à-dire jusqu'il y a environ 500 000 ans (Maisuradze, 1989). Selon une étude au microscope électronique des grains de pollen de *Tsuga* par N. Mohedlishvili (1982), il existait 12 espèces en Géorgie occidentale au Pliocène et Pléistocène, soit, selon la définition stratigraphique russe, au cours de la période Matuyama. Ce genre disparaît de la région après le Pléistocène moyen, au sens russe du terme, il y a 110 000 ans. N. Mamatsashvili (communication personnelle) signale les derniers grains de *Tsuga* à l'Uzunlarien (-0,4 à -0,26 Ma). Selon V. Zubakov (1988), le Tchaudien (-1,1 à -0,6 Ma) est la période de diversification et d'expansion maximale de ce genre.

En résumé, à partir des types polliniques, il n'est pas possible de rapprocher nos grains fossiles des espèces actuelles. Il semblerait qu'il y ait eu plusieurs espèces au Plio-Pléistocène. Nous ne pouvons pas tirer d'informations écologiques au niveau de l'espèce.

Les espèces ayant des comportements suffisamment semblables pour pouvoir donner des informations au niveau du genre, nous allons dresser une carte de sa répartition spatiale dans l'Europe du Plio-Pléistocène. Ensuite, nous nous intéresserons à sa répartition altitudinale.

3.3 Distribution géographique plio-pléistocène

Les pourcentages de *Tsuga* sont indiqués pour chaque site à partir de la littérature. Les autres taxons bien représentés dans ces spectres sont aussi relevés. Les caractéristiques climatiques de la période sont indiquées si l'auteur les a mentionnées. La même chose est faite pour la période suivante. Ceci permettra au lecteur d'envisager un aperçu synthétique des végétations et climats accompagnant le développement et la régression de *Tsuga* (tabl. IV.5).

54° 30' - Schleswig-Holstein

Tsuga : quelques rares grains au Tiglien, avec *Betula*, *Pinus*, *Alnus*
pas de grains de *Tsuga* à un âge proche de l'interglaciaire de Bavel

52° 30' - East Anglia

* Tiglien A (sous-zone L1b) : *Tsuga* 15% avec *Pinus*, *Alnus*, *Picea*
climat avec précipitations abondantes
période suivante : Tiglien TC4c (Beersien, zone L2)
avec *Empetrum*, Gramineae, *Pinus*, *Alnus*, période froide

* Tiglien C5-6 (zone L3) : *Tsuga* > 10%, avec *Pinus*, *Alnus*, *Picea*
amélioration climatique par rapport à la zone L2
période suivante : Eburonien (zone L4b)
avec Ericaceae, Gramineae
climat froid avec précipitations abondantes
La zone L4a déterminée à Easton Barents n'est pas publiée

51° 30' - Campine

Tiglien C : *Tsuga* 7,4 % avec *Ulmus*, *Quercus*, *Alnus*, *Pinus*
période suivante : Beersien, 85% d'herbacées

51°30' - Pays-Bas

*Tiglien TA : *Tsuga* 11%, période à *Fagus* (28%), étés frais et fortes pluies
période suivante : Tiglien B avec *Pinus*, *Ericaceae*, *Cyperaceae*
dégradation du climat, baisse des températures

*Zagwijn et de Jong, 1984
BV4, interglaciaire de Bavel
Tsuga 30%, avec *Carpinus*, *Eucommia*, *Abies* et *Picea*, dégradation forestière
période suivante : glaciaire de Linge avec *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Pinus*

*Kasse, 1988
interglaciaire de Bavel : *Tsuga* 11%, avec *Carpinus*, *Eucommia* et *Alnus*

51° - Cologne

Tiglien A (Frechen Interglacial I, F4)
Tsuga 32% avec *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Ulmus*
période suivante : Tiglien A, F5a avec *Pinus*, *Picea*

50° 30' - Wetterau

Tiglien A : *Tsuga* <4%, avec *Pinus*, *Juniperus*, *Alnus*

49° 30' - Beskides

Tiglien ? : *Tsuga* 17%, avec *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Picea*
période suivante : glaciaire avec + de 50% d'herbacées et *Alnus*

49°N - Normandie

Tiglien A (zone 5) : *Tsuga* 10%, avec *Picea* 15%, *Pinus*, *Abies*, *Betula*
périodes suivantes : zone 6 du Tiglien A, début dégradation climatique, lande à *Ericaceae*
Tiglien B, climat plus frais et plus sec, *Pinus*

46°30' et 47° - Bresse centre nord

* Tiglien TA (zone 2a) : *Tsuga* 11%, avec *Alnus*, *Ulmus-Zelkova* et *Pterocarya*
périodes suivantes : Tiglien A(zone 2b) avec *Fagus*, *Tubuliflorae*
Tiglien B (zone 3) avec *Picea* et *Pinus*, températures basses, précipitations abondantes

* Waalien (ensemble 1) : *Tsuga* 12%, avec *Picea* et *Alnus*, climat rigoureux
période suivante : ensemble 2 avec *Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Carpinus*,
réchauffement

46° - Leffe

en pour cent des arbres
âge indéterminé. Selon Zagwijn, 1974

*Tiglien A : *Tsuga* 15% avec "Carietum"
période suivante : Tiglien B

*Tiglien B : *Tsuga* 33% avec *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, végétation d'altitude
période suivante : Tiglien C avec *Tsuga* et "Carietum"
période suivante : Eburonien

* interstade frais du Waalien : *Tsuga* 18%

45°30' - Senèze

Tiglien (zone S3a) : *Tsuga* 15% des arbres, avec *Picea* et *Ulmus-Zelkova*
période suivante : Eburonien (zone S2), froid et sec
avec *Pinus*, *Artemisia*, *Gramineae*

45°30' - Ceysac

* Tiglien (zone 1) : *Tsuga* ±6 %
avec *Pinus*, *Picea*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Betula*

*Interglaciaire de Bavel (zone 8) : *Tsuga* ±8 %
avec *Pinus*, *Picea*, *Quercus*

*N.B. : aussi à l'Eburonien (zone 6) : *Tsuga* ±5% (un échantillon avec ±12%)
présent avec *Picea* (28%), phase de dégradation climatique

44°30' - Stirone

Selon Combourieu-Nebout, 1987, Waalien
Tsuga avec : *Pinus* et *Carya*

43°30' - Nogaret

Tiglien inférieur : *Tsuga* 28%, avec *Carya*, *Ulmus-Zelkova* et *Picea*
période suivante : dégradation de la forêt, phase à *Tsuga*, *Pinus* et *Ulmus-Zelkova*

43°30' - Bernasso

Tiglien inférieur : *Tsuga* 19%, avec *Carya* et *Ulmus-Zelkova*
période suivante : steppe à *Pinus*, *Artemisia*, *Amarant.-Chenopod.*, *Gramineae*

42° - 43° - Géorgie occidentale

* Gurian 1 et Gurian 2³ (Tiglien) : *Tsuga* 44%
avec *Picea*, *Abies*, *Pinus*

*Tchaudien I (? Bavelien) : *Tsuga* 40%
avec *Alnus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Abies*

42° - Bobila Ordis

Lac1 : Bavelien probable
Tsuga 16% dans sondage BO IV, avec *Ericaceae*, *Fagus* et *Quercus*
période suivante : dégradation climatique, précipitations basses

42° - Valle Rica

Praetiglien, Tiglien A, B, et C : *Tsuga* 5%, avec *Pinus*, *Abies*, *Quercus*, *Cedrus*

41° - Macédoine

zone 47 = BV4 de l'interglaciaire de Bavel
Tsuga 6% avec *Quercus*, *Alnus*, *Castanea* et *Larix*
période suivante : zone 46 avec *Quercus*, *Gramineae* et autres herbacées

39° - Crotone

* Tiglien(ensembles 3,4 et 5), le Tiglien inférieur manque
Tsuga <10% avec *Quercus* et *Cedrus*, phase de dégradation de la forêt
période suivante : Eburonien (ens. 6), augmentation des herbacées

* interglaciaire de Bavel (ensemble IX)
Tsuga 15% avec *Quercus* et *Cedrus*, phase de dégradation de la forêt

Tabl.IV.5

L'énumération des sites à *Tsuga*, des taxons accompagnants et des climats
suggérés nous permet de mettre en évidence certains points communs.

Tabl.IV.6 : Climatostatigraphique de *Tsuga*

	Praetiglien	Tiglien A	Tiglien B	Tiglien C	Eburonien	Waalien	Ménapien	Compl. Bavel.
Schleswig-Holstein		x						
East Anglia		x	x					
Campine								
Pays-Bas		x						x
Cologne		x						
Wetterau		x						
Beskides		x						
Normandie		x						
Bresse centre-nord		x				x		
Leffe		x	x			x		
Senèze		x						
Ceyssac		x	x		x			x
Stirone		x				x		
Nogaret		x						
Bernasso		x						
Géorgie occidentale								x?
Bobila Ordis								x?
Valle Rica		x	x					x
Macédoine								x
Calabre		x						x

Nous observons que *Tsuga* est fréquemment associé à des taxons de milieux humides (*Alnus*, *Ulmus-Zelkova*, *Pterocarya*) ou d'altitude (*Picea*, *Fagus*). Ce comportement correspond à ce qu'on connaît du genre *Tsuga* actuel. *Tsuga* requiert des températures fraîches mais pas trop basses et aussi une forte humidité atmosphérique. Il est donc évident que sa présence avec des fréquences relatives de 10% à 15% exclut un climat à saison sèche estivale.

Tsuga est présent dans les diagrammes préférentiellement en fin d'interglaciaire. Son développement semble favorisé durant les phases de dégradation forestière d'origine climatique.

Il semblerait que cet arbre ait connu, entre -2,3 Ma et -0,8 Ma, au moins deux périodes pendant lesquelles son extension était particulièrement vaste. Il s'agit de l'interglaciaire de Bavel, correspondant à l'événement de Jaramillo, (-0,9 Ma à -0,97 Ma), et le premier épisode chaud du Tiglien, TA (aux environs de -2,0 Ma). Le maximum de *Tsuga* apparaît principalement à la fin de chacun de ces cycles.

Dans le nord-ouest de l'Europe, *Tsuga* se limiterait à ces deux périodes, tandis que dans le sud, il serait présent durant plusieurs périodes ou phases : Ceyssac, Valle Rica, Leffe, ... (tabl.IV.6). Une plus grande variété de montagnes (Alpes, Pyrénées, Massif Central, ...) a pu y favoriser l'existence de refuges ainsi que des températures un peu plus douces.

3.4 Commentaires de la carte de distribution

D'après l'analyse de la carte de distribution de *Tsuga* au Tiglien (fig.IV.2), il n'apparaît pas de gradient nord-sud.

La distribution pourrait refléter une influence de l'humidité atmosphérique. Il y a 15% de *Tsuga* en Angleterre, c'est-à-dire très au Nord. Des vents pouvaient apporter l'humidité océanique dans ces régions. En Macédoine, au Bavelien, il restait encore 6% de *Tsuga*. On peut imaginer qu'il y en avait autant ou plus au Tiglien en Macédoine. Il est probable que des vents apportaient l'humidité marine.

En résumé, *Tsuga* est une plante qui exige de l'humidité. Elle est présente partout en Europe lorsqu'elle rencontre les conditions écologiques favorables, soit au niveau de la mer et, dans le sud, en altitude. Il faisait donc très humide en Europe en fin

d'interglaciaire, probablement plus de 1500 mm en de nombreux endroits.

La zone à *Tsuga* était centrée sur l'Europe, sa limite nord se trouvait plus au nord que celle de *Carya*.

Il s'avère nécessaire maintenant de comprendre sa distribution en altitude. Comme il existe un gradient de température du nord au sud de l'Europe, la distribution de *Carya* nous l'a confirmé, il devait aussi exister un gradient de température en altitude.

3.5 Distribution en altitude

Une estimation de l'altitude du *Tsuga* peut être tentée du nord de l'Allemagne à la Calabre.

La figure IV.3 montre en abscisses la latitude et en ordonnées l'altitude. Les sites plio-pléistocènes sont symbolisés par une croix, une étoile, un rond noir, selon les pourcentages de *Tsuga* dans les spectres, respectivement : moins de 4%, entre 4% et 12%, plus de 12%. Les altitudes des sommets proches du site (dans un rayon de 100 km), minimales et maximales sont figurées par une droite verticale; par exemple pour Bobila Ordis, dans les Pyrénées de 190 m à 3000 m environ.

P. Ozenda (1975) a observé que " la température moyenne augmente assez régulièrement lorsqu'on se déplace du Nord vers le Sud, et diminue assez régulièrement lorsqu'on monte en altitude, chaque étage de végétation doit s'élever, assez régulièrement aussi, lorsqu'on considère des massifs de plus en plus méridionaux pour se situer toujours sensiblement autour de la même température. Cette translation vers le haut obéit à une loi assez simple : un mètre environ d'élévation par km de déplacement vers le sud, soit, en chiffres arrondis, une centaine de mètres par degré de latitude" (1° de latitude = 111 m de hauteur). L'épaisseur d'un étage de végétation correspond à une dénivellation de 700 m.

Pour l'époque actuelle, P. Ozenda (1975) a fourni un très bon exemple de cette translation à propos du Hêtre : à 1200 m dans les Vosges, à 1400 m dans le Jura du Sud et la Haute-Savoie, à 1500 m dans le Dauphiné du Sud, à 1600 m dans les Alpes maritimes et ligures et finalement à 1900 m en Calabre. Pour P. Ozenda, le facteur déterminant de cette distribution en latitude est de toute évidence la température.

Nous tentons d'utiliser cette propriété dans la paléodistribution de l'étage à *Tsuga* à partir des diagrammes polliniques. Les sites datés du Tiglien sont considérés ici, les autres sont mis entre parenthèses. La droite théorique (fig.IV.3) dont la pente exprime la relation d'un degré de latitude pour 111 m de dénivellation est dessinée en trait discontinu. Elle démarre en East Anglia, point le plus au nord où *Tsuga* était

présent; il s'agit peut-être de la limite nordique de la zone qui correspond à la limite supérieure de l'étage.

La dénivellation admise actuellement pour un étage de végétation étant de 700 m, un trait d'axe relie les points situés 700 m sous la droite oblique et parallèle à celle-ci (en trait discontinu : point barre). La majorité de sites à *Tsuga* se trouve entre les deux droites : Normandie, Bresse, Leffe, Nogaret, Bernasso, etc...

Les points qui sortent de cet intervalle recevaient probablement le pollen de *Tsuga* d'un étage voisin, inférieur ou supérieur. Bobila Ordis, par exemple, reçoit les grains de *Tsuga* des hauteurs voisines du lac. Il y a peu d'exemples de sites qui recevaient leur pollen de *Tsuga* d'une zone inférieure, sauf peut-être les Beskides et Senèze.

Quelques sites se trouvant entre les altitudes théoriquement propices à *Tsuga* n'en ont pas livré le pollen, notamment le Wetterau. Cela pourrait signifier soit que les conditions écologiques étaient localement défavorables à la croissance de *Tsuga* ou encore que le sédiment ayant enregistré le développement de *Tsuga* n'a pas été rencontré lors de l'échantillonnage. La première hypothèse semble plus probable car G. Herter (1985) a recoupé plusieurs périodes climatiques distinctes dans plusieurs sondages différents sans retrouver *Tsuga*.

Il est possible d'estimer l'altitude à laquelle poussait *Tsuga* en Calabre, dans les Pyrénées etc...Par exemple, les deux droites recoupent les montagnes de Calabre aux altitudes de 650 m et 1400 m. L'étage à *Tsuga* était centré sur l'altitude 1000 m. En Macédoine, l'étage à *Tsuga* se situerait vers 800 m. En Catalogne si l'altitude de *Tsuga* est estimée aux alentours de 690 m, il pouvait se développer près du lac, couvrir le pic de la Rocacorba, à 985 m, et le Puig Sayansa à 1023 m. La limite inférieure de cet étage devait être assez proche du lieu de sédimentation mais pas inclure le lac. D'après l'importance de *Quercus* dans les spectres, le lac devait être entouré d'une chênaie.

Si on superpose les deux diagrammes de répartition altitudinale, celui de *Tsuga* au Plio-Pléistocène et celui du Hêtre à l'époque actuelle, il n'y a pas de superposition d'étages, l'étage du premier étant nettement plus bas que celui du second (Ozenda 1975, p. 11).

Si on opère une translation de l'Himalaya (29° lat. N.) vers la latitude de l'Escandorgue (43°) suivant la pente d'un mètre d'élévation par kilomètre de

déplacement vers le sud (à l'instar de P. Ozenda , 1975), le *Tsuga dumosa* descendrait de 2700-3000 m dans l'Himalaya jusqu'aux altitudes de 1150-1450 m dans l'Escandorgue. Cette altitude du *Tsuga* himalayen est supérieure à celle de 600 m obtenue par estimations pour le genre *Tsuga* du Plio-Pléistocène.

Essayons de voir quel arbre croît aujourd'hui dans les conditions écologiques les plus proches du *Tsuga* plio-pléistocène.

En Calabre, à Crotona (Combourieu-Nebout, 1987), au cours des 2 ou 3 premiers cycles glaciaire-interglaciaire, il s'est opéré un remplacement des taxons prédominants. Les Taxodiaceae (t.-*Sequoia*) sont relayées par *Cathaya*, ce dernier remplacé ensuite par *Tsuga* . Ces taxons d'altitude exigent tous trois une humidité élevée. Toutefois leur exigence en température va en décroissant. Selon N. Combourieu-Nebout, les arbres qui résultent actuellement de ces remplacements seraient *Abies* et *Picea*.

R. West (1979) semble indiquer qu'au moment de la disparition de *Tsuga* , après le Pastonien III, le relais serait pris par *Abies* qui apparaît au Cromérien II.

4 Conclusion

Il existe un fort gradient thermique déterminant la phytogéographie du nord au sud de l'Europe. La carte de distribution de *Carya*, un taxon relativement thermophile le confirme. Les phases du Plio-Pléistocène caractérisées par un fort développement de *Carya* devaient avoir un climat relativement chaud et humide. Toutefois le fait que le taxon plio-pléistocène était probablement un arbre lié à une humidité édaphique ne doit pas nous échapper. A partir de ce seul taxon, on ne peut pas déduire un climat humide.

La présence de *Tsuga* (+ de 5%) dans un spectre pollinique indique un **climat tempéré frais et humide**, sans sécheresse estivale. Les phases à *Tsuga* de BO IV, Nogaret et Bernasso se sont formées sous un climat humide avec des précipitations probablement supérieures à 1500 mm.

Dans le nord-ouest de l'Europe, quand une phase à *Tsuga* apparaît, cela signifierait la fin d'un cycle de végétation, peut-être la **fin d'un interglaciaire**.

La majeure partie de l'Europe connaissait un climat humide avec probablement plus de 1500 mm de précipitations, pendant la majeure partie de la seconde moitié des interglaciaires.

Une phase à *Tsuga* pourrait donc correspondre à une phase d'accumulation de glaces en montagnes et préparer à une période glaciaire.

Suite à ce travail au niveau du genre, nous pensons que le climat de la fin des interglaciaires des premiers cycles climatiques était certainement plus humide et plus chaud que celui des suivants. Cette diminution des précipitations et températures s'inscrit dans une évolution qui a débuté avec le Pliocène. A cette période d'autres genres et espèces encore plus exigeants en précipitations et température ont disparu : les Taxodiaceae, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Engelhardtia*, Sapotaceae...

Chapitre IV.IV : Végétations et climats du Plio-Pléistocène

1 Introduction

Nous avons cru utile de regrouper en un chapitre quelques problèmes que soulève la climatostratigraphie pollinique, et formuler quelques mises au point.

Les deux taxons de *Carpinus* constituent un outil pour le moins délicat de distinction entre interglaciaire et interstadiaire.

Diverses incertitudes que notre interprétation pollinique doit tenter de surmonter (sous-représentation pollinique d'arbres pourtant importants, genre regroupant des espèces à amplitudes écologiques variées, etc...), la critique d'un raccord entre Nogaret et Bernasso sur la base d'une similitude de formations végétales, l'impossibilité d'estimer la durée d'un dépôt et les problèmes stratigraphiques en découlant.

2 Signification des *Carpinus* : interstadiaire ou interglaciaire ?

J. P. Suc (1980) a entrepris une étude fondée à la fois sur le nombre de pores et sur la mesure du diamètre des grains de *Carpinus*. Le but était de déterminer si les grains procédaient d'une ou de plusieurs espèces. La comparaison repose sur *C. orientalis* Mill., à pollen triporé de petit diamètre (31 μm) et *C. betulus* L., à pollen de 3 à 5 pores et à diamètre supérieur (34 à 38 μm) (Suc, 1980; Julià et Suc 1980). L'intérêt de la distinction entre les deux espèces de *Carpinus* résulte de leur écologie respective, bien différente. *C. orientalis* est un arbre qui tolère un climat sec, tandis que *C. betulus* exige une certaine humidité.

L'hypothèse de J.-P. Suc est que la présence de *C. orientalis* seul caractériserait les interstades, tandis que la présence des deux espèces conjointes indiquerait les interglaciaires (Suc, 1980). Son hypothèse a été renforcée par la présence des seuls macrorestes foliaires de *Carpinus orientalis* à Bernasso, dans une séquence qualifiée d'interstade.

Les mesures de J.-P. Suc ont porté sur les grains de *Carpinus* :

- du remplissage lacustre de Bernasso, plus précisément sur des spectres de la phase II, attribuée par l'auteur à un interstade de l'Eburonien (Suc 1978 et 1980);
- du remplissage lacustre de Bòbila Ordís à Banyoles, sur des spectres de la phase I attribués par l'auteur à une partie de l'interglaciaire Waalien (Juliá et Suc 1980).
- des coupes B et C de Nogaret (Brugal, Ambert *et al.*, 1990) où est également apparue la présence des 2 espèces de *Carpinus*.

P. Roiron (Brugal, Ambert *et al.*, 1990) a identifié *C. orientalis* dans les feuilles fossiles de Nogaret. Mais la présence de *C. betulus* au sein des fossiles est exclue d'après la dimension des feuilles.

Dans un premier temps, nos observations paraissaient conforter l'hypothèse de J.-P. Suc. En effet, à Bernasso, par comparaison avec Nogaret (chap. IV. IV) nous avons conclu que la phase 2 correspondait non à un interstade, mais bien à un interglaciaire. Or, en même temps, nous y avons retrouvé la présence des deux formes.

Par contre, nous avons identifié les deux formes de *Carpinus* simultanément durant l'interstade de la phase 2 du lac 2 de Banyoles. En effet, des grains tétra-porés et penta-porés y ont été observés en grand nombre.

De toute façon, dans notre travail, l'examen minutieux de tous les spectres à *Carpinus* a révélé la présence systématique des deux espèces.

L'hypothèse d'une distinction entre interstades et interglaciaires d'après la présence d'une ou de deux espèces de *Carpinus* doit donc s'appliquer avec réserve.

3 Absence de formation végétale méditerranéenne dans nos diagrammes.

Les sites que nous avons étudiés sont aujourd'hui proches du domaine climatique méditerranéen.

Notre liste des taxons plio-pléistocènes (tabl. en annexe 6) contient quelques éléments méditerranéens tels que *Olea*, *Cistus*, *Quercus t. ilex-coccifera*,

Or, pour certains auteurs, le climat méditerranéen et ses formations végétales ne sont apparus, au cours du Plio-Pléistocène, que lors des transitions entre phases glaciaires et interglaciaires, et vice versa (Pons, Suc *et al.*, sous presse). Or, nulle part

dans nos sédiments, n'est enregistrée une formation végétale méditerranéenne, même au cours des transitions climatiques. Il faudrait entreprendre des analyses dans des sites plio-pléistocènes situés aujourd'hui en climat méditerranéen comme Camerota, dans le sud de l'Italie (Brénac, 1984).

La région de Banyoles est aujourd'hui en climat dit méditerranéen humide, bien que sans saison sèche d'été. Les formations végétales méditerranéennes contemporaines, telles que celles à chênes verts, sont bien enregistrées dans les spectres polliniques modernes. Elles s'étendent aujourd'hui autour du lac et vers la côte. Au Plio-Pléistocène, les spectres polliniques n'enregistrent aucune végétation méditerranéenne. Une telle végétation entre le lac et la côte, aurait pourtant dû transparaître dans les spectres de Bòbila Ordís, le littoral en période interglaciaire se trouvant d'ailleurs plus proche encore qu'actuellement.

En bref, aucune formation végétale méditerranéenne plio-pléistocène n'a été enregistrée dans nos spectres de Catalogne. Il est peu probable que ce type de couvert végétal se soit développé dans la région, y compris en pourtour du littoral, qu'il s'agisse d'épisodes glaciaire, interglaciaire, ou de transition climatique.

4 Interprétation des spectres plio-pléistocènes : quelques incertitudes

Acer

Le problème de la sous-représentation d'arbres entomogames jouant un rôle très important dans le paysage peut être très aigu. C'est ainsi que l'étude des flores foliaires plio-pléistocènes a montré qu' *Acer* peut occuper une partie importante de couvert végétal, tout en étant sous-représenté dans les spectres polliniques du fait de son entomogamie partielle. Les flores foliaires de la phase 2 de Bernasso et des phases 2, 3, 4 et 5 de Nogaret, que nous avons qualifiées de forêts mélangées, ont révélé la présence de plusieurs espèces du genre *Acer*. En Catalogne, la macroflore du site d'Incarcal a aussi montré l'importance de la représentation de ce genre. *Acer* devait à coup sûr jouer aussi un rôle à Bòbila Ordís et Tres Pins.

Quercus

Certains arbres très abondants du couvert forestier plio-pléistocène ont livré aux sédiments du pollen pour lequel la détermination est limitée à deux ou trois groupes d'espèces : groupe des sempervirents, des caducifoliés et le chêne-liège. Plusieurs espèces de Chênes devaient ainsi participer aux formations végétales de Catalogne et Languedoc. Les grains de pollen de Chênes de BO IV montrent des morphologies assez variées. Certains types seraient notamment à rapprocher de *Q. t. suber* (M. Reille, comm. pers.). Si l'on rapproche les formations forestières plio-pléistocènes de celles de l'est méditerranéen, des bords de la mer Noire et de la mer Caspienne, on peut escompter la présence d'une quarantaine d'espèces différentes au moins, dont 25 caducifoliées (Quézel et Bonin, 1980).

Or, les feuilles fossiles d'Incarcal ont révélé l'existence de plusieurs espèces de chênes, dont *Q. cerris*, arbre à amplitude écologique très large, capable même de supporter un climat semi-aride (Zohary, 1973). Le pollen de *Quercus* abondant dans les spectres autorise donc deux interprétations possibles. Les phases 1 et 2 du lac 1 de Bòbila Ordis pouvaient correspondre soit à un couvert forestier continu, soit à un couvert discontinu, selon les espèces de *Quercus*.

En bref, la reconstitution d'une forêt de chênes d'après ses spectres polliniques peut amener à des interprétations climatiques assez imprécises.

Carya

Parmi les nombreuses espèces de *Carya*, nous avons pu montrer qu'au moins l'une d'entre elles s'établissait de préférence au bord des rivières et des lacs, dans des milieux édaphiquement humides. *Carya* deviendrait dès lors un indicateur de zones humides plutôt que caractéristique d'une formation forestière régionale. Sa distribution latitudinale répond à un gradient thermique nord-sud.

Dans l'interprétation des diagrammes, on note sa disparition progressive au cours du Plio-Pléistocène. C'est ainsi que les diagrammes du lac 3 de Bòbila Ordis contiennent peu de *Carya*. Cette disparition résulte probablement d'un remplacement

progressif par d'autres espèces de ripisylve, comme *Alnus*. Son absence n'implique donc pas nécessairement le recul des milieux humides.

En bref, le *Carya* plio-pléistocène aurait bien été un arbre de milieux humides. Sa distribution à travers l'Europe répondrait à un gradient thermique très net. Toutefois, pour l'interprétation des diagrammes des périodes moins anciennes, notamment de -1 Ma, il faut prendre en compte la réduction progressive de son aire de distribution.

5 Enseignements d'une comparaison des diagrammes de Bernasso et de Nogaret

Il est délicat de caler les raccords stratigraphiques sur la seule similitude de phases de végétation. Les diagrammes polliniques et la flore foliaire de la phase 2 de Bernasso sont très similaires à ceux de la phase 5 de Nogaret. Les deux séquences montrent une belle similitude d'évolution de la végétation, à la fin d'un interglaciaire. Leur synchronisme rigoureux n'est pourtant pas certain. On ne peut retenir, pour des raccords, qu'une évidente proximité chronologique.

L'équivalent de la phase 3 de Bernasso n'a pas été trouvé à Nogaret. On peut supposer que la végétation de la phase 6 de Nogaret, la dernière conservée dans la séquence lacustre, va se poursuivre par une dégradation progressive, et aboutir à une steppe à *Artemisia* similaire de celle de Bernasso.

Par contre, il est probable que la végétation de Bernasso, juste avant la phase 2, ait connu les mêmes étapes de développement qu'à Nogaret, lors des phases 2 à 4. Or, à Bernasso, le site étudié a recoupé une séquence pro-deltaïque, des "foreset beds" de nature érosive, stérile en pollen et spores. Il y aurait lieu de combler cette lacune par la recherche d'une coupe latérale de sédiments lacustres.

Il manquerait aussi à Bernasso l'équivalent de la phase 6 de Nogaret, c.-à-d. la phase de régression de la forêt caducifoliée, surtout de *Carya*, et dont il ne reste que *Tsuga* et *Ulmus-Zelkova*. A Bernasso, la transition entre les phases 2 et 3 n'est apparue qu'entre deux échantillons distants seulement de 20 cm. Il se pourrait ainsi que l'équivalent de la phase 6 de Nogaret corresponde à Bernasso à la faible régression de *Carya* observée dans les trois derniers échantillons de cette phase 2. Cette courte transition entre les phases 2 et 3 suppose soit un changement anormalement brutal, soit une lacune de sédimentation que l'examen de la coupe n'a pas montré.

A l'instar des derniers cycles climatiques d'Europe du nord et du sud, il est permis de tenter avec prudence une reconstitution des paléotempératures et paléoprécipitations (tabl. IV.7). A Nogaret, en début d'interglaciaire, il semble que les précipitations aient augmenté avec un retard certain sur l'accroissement des températures

- tabl.IV.7

Les phases de végétation à Nogaret et Bernasso

Phase	Echantillons	NOGARET Végétation	BERNASSO Végétation	Echantillons	Phase	Précipitations	Températures
6	G : 1 à 3	Tsuga et Ulmus-Zelkova	Steppe à Artemisia	Suc : 34 à 45	III		
5	NO IV : 1 à 9 NO II : 31 à 48	Tsuga, Ulmus-Zelkova et Pterocarya	Max. de Celtis Max. de Tsuga et Pterocarya [BNI : 11 à 19 + Coupe 1] Max. de Parrotia [BNI : 17 à 21 BNI : 1 à 10]	Suc : 22 à 34	IIc IIb IIa		
4	NO II : 22 à 30	Caryx et Picea					
3	NO II : 14 à 21	Carpinus					
2	NO II : 7 à 13	Quercus					
1	NO II : 1 à 6	Pinus et Gramineae	Steppe à Artemisia	Suc : 1 à 16	I		

(phase 2), du moins d'après notre interprétation du type de chênaie. Or, le retard des précipitations est un phénomène fréquemment observé ailleurs (Grichuk, 1964; Iversen, 1964; Bottema, 1975 b) (tabl.III.13 et chap.III.VII). De plus, en fin d'interglaciaire, il est peu contestable que l'abondance des précipitations se soit maintenu bien après que les températures aient déjà enregistré une baisse sensible (tabl.III.13).

6 Comparaison avec le régime des vents et des pluies des mers Noire et Caspienne

Pour qu'au cours d'un cycle climatique du Plio-Pléistocène de nos sites soient survenues des phases d'humidité très élevée (1500 mm, voir chap. IV.III), la direction et la force des vents devaient probablement être nettement différente. En effet, sur les bords actuels de la mer Noire et de la Caspienne, les vents venus de la mer apportent l'humidité sur les reliefs. Pour la région de Banyoles, on peut imaginer un vent marin d'est et du sud-est, et de fortes pluies au pied des Pyrénées. Pour Nogaret et Bernasso, l'humidité a aussi pu résulter de vents humides à composante méridionale.

7 Estimation de la durée d'un dépôt et problème stratigraphique en découlant

La figure IV.4 donne une vue d'ensemble des diagrammes en Catalogne et en Languedoc. Ce mode de présentation classique doit être consulté avec prudence. Il donne une image faussée. Pour nos sections, il suggère erronément des périodes longues de centaines de milliers d'années. Or nos estimations, voire nos mesures directes comme à Nogaret, suggèrent qu'aucun des dépôts ne dépasse une durée de 100000 ans, voire une durée même nettement plus courte.

Les échelles palynostratigraphiques publiées jusqu'à présent ont toutes incité à admettre des cycles climatiques très longs, parfois de l'ordre de 400000 ans, comme pour "le grand interglaciaire du Tiglien". Ce genre de stratigraphie est maintenant bien périmé. Pour le Plio-Pléistocène, il y a lieu d'évoquer un complexe tiglien, un complexe éburonien ou un complexe ménapien, comme on l'admet pour les complexes baveliens et cromeriens. Pour l'instant, la durée réelle des cycles climatiques paraît mieux perçue par les mesures des isotopes de l'oxygène des carottes marines profondes. Pour le

Plio-Pléistocène que nous étudions, la durée moyenne d'un cycle climatique complet peut s'estimer à 50000 ans (Williams, Thunell, *et al.*, 1988; Raymo, Ruddiman *et al.*, 1989). C'est selon cette perception qu'il faut envisager la reconstitution des paléoclimats. Les deux sites de Bernasso et Nogaret ont par exemple donné des diagrammes polliniques et des flores foliaires très similaires. Tous deux appartiennent à une fourchette d'âge entre -2,0 à -1,87 Ma. Ils ne sont pas nécessairement synchrones comme pourrait le suggérer des phases de végétation similaires, qui ont dû se reproduire lors de plusieurs cycles climatiques successifs.

8 Conclusion

Il apparaît donc que l'utilisation de la présence d'un ou de deux taxons de *Carpinus* soit délicate pour la détermination respectivement d'une phase interstadiaire ou interglaciaire.

Aucune formation végétale méditerranéenne n'a été enregistrée dans nos spectres. Elle ne se serait pas même développée dans la région autour de nos sites.

Les flores foliaires nous apprennent l'existence d'importantes formations à Erables. Or cet arbre est partiellement entomogame et donc toujours nettement sous-représenté dans les spectres.

La reconstitution d'une forêt de chênes d'après ses spectres polliniques peut amener à des interprétations climatiques assez diverses : couvert forestier continu ou paysage semi-aride.

Carya serait indicateur de zones humides plutôt que caractéristique d'une formation forestière régionale.

La place de l'interprétation est très grande pour des taxons comme *Acer*, *Quercus*, *Carya*. Les espèces à écologies diverses sont multiples et mal identifiables par leur seul pollen.

Les raccords entre deux diagrammes sur la base seule de similitude de végétation (pollen et feuilles) sont délicats car deux mêmes phases peuvent s'être répétées pour des cycles climatiques successifs.

Il manquerait des phases de végétation à Bernasso. Pour y remédier, il serait nécessaire de faire un sondage latéralement au delta.

A l'instar des derniers cycles climatiques, les changements de précipitations sont en retard sur ceux des températures (Nogaret).

Au cours des cycles climatiques plio-pléistocènes, des phases climatiques très humides sont survenues. Une comparaison est suggérée avec les régimes de formations des précipitations en mer Noire et en Caspienne.

Une brièveté relative des cycles climatiques plio-pléistocènes s'accorde bien avec celle que proposent les courbes modernes des isotopes de l'oxygène dans les sédiments océaniques (Raymo, Ruddiman *et al.*, 1989; Williams, Thunell *et al.*, 1988). Les longs cycles climatiques proposés par les échelles climatostratigraphiques de référence paraissent caractérisés par une cyclicité d'environ de 400.000 ans. Contrairement aux cycles du Quaternaire récent de 100.000 ans, une cyclicité de 40.000 à 50.000 ans s'avère très probable pour les périodes entre -2 et -1 Ma.

Conclusion générale

Notre étude de dépôts lacustres plio-pléistocènes en Catalogne et en Languedoc repose d'abord sur l'analyse palynologique. Les comptages ont porté sur plus de 250.000 grains, répartis en plus de 600 échantillons environ. Les résultats s'appuient sur une collaboration pluridisciplinaire, pour les datations et les reconstitutions paléoécologiques.

Notre contribution concerne la méthodologie palynologique, la géologie régionale. Elle se termine par une tentative de restituer des paléoenvironnements et paléoclimats du Plio-Pléistocène de part et d'autre des Pyrénées, et d'en fournir une chronostratigraphie.

A - Méthodologie palynologique

Une **méthode rapide et peu onéreuse d'extraction** du pollen et des spores, bien adaptée à des sédiments carbonatés, a d'abord été mise au point. Son principe repose sur l'utilisation d'un peptisant, de tamis métalliques à mailles de 10 μ m, de centrifugation en liqueur dense. Le traitement est essentiellement physique. Il évite les attaques chimiques : acétolyse, acides nitrique et fluorhydrique. Des microfossiles autres que le pollen et les spores sont ainsi conservés. Ils permettent d'étendre le champ d'investigation et de mieux asseoir l'interprétation.

Un examen attentif de l'état des grains de pollen et des spores a mis en évidence une **dégradation biochimique** des Gymnospermes parfois plus poussée que celle des Angiospermes. Pourtant, les Gymnospermes sont classés parmi les grains les plus résistants. L'étude des états d'altération à Nogaret a eu ainsi pour conséquence de devoir, sur 6 séquences polliniques, en éliminer 3 en raison de la perte en signification de leurs spectres.

Une **contamination des spectres** polliniques du remplissage lacustre du maar de Saint-Macaire résulte d'apports détritiques de matériel encaissant néogène.

Des xénolithes d'origine néogène dans le tuff ring ont livré par ruissellement du pollen incorporé au sédiment lacustre. Pour tirer parti des spectres palynologiques, il a fallu d'abord évaluer les contaminations d'origine néogène et extraire des spectres la partie significative, c.-à-d. celle qui appartient au couvert végétal contemporain de la sédimentation lacustre. C'est ainsi qu'à Saint-Macaire, après traitement, l'analyse a identifié une steppe.

Les échantillons du lac 2 de Bòbila Ordis proviennent d'un affleurement adossé à un miroir de faille qui sépare ce dépôt de celui du lac 3. A côté de certaines injections pluricentimétriques nettement étrangères au lac 2, certains niveaux de la phase 2 pourraient avoir été contaminés. Le **calcul d'un indice pollinique** qui caractérise bien chaque dépôt a été mis au point. Il a pu être ainsi déterminé que les injections pluricentimétriques provenaient d'un dépôt inconnu, probablement enfoui à plus de 30 mètres sous le plancher de la briqueterie, et que les spectres de la phase 2 n'étaient aucunement contaminés.

B - Géologie régionale

La Catalogne

La multiplication des sondages et des levés d'affleurements, à Bòbila Ordis, a mis en évidence l'existence d'au moins **quatre lacs emboîtés**. Par comparaison avec les dépôts du lac actuel de Banyoles tout proche, les faciès lacustres plio-pléistocènes ont été interprétés. Leur originalité résulte d'une alimentation en eau artésienne par un karst souterrain au travers d'un encaissant éocène de marnes et gypses. Des effondrements syn-sédimentaires des dépôts lacustres sont circulaires et souvent entourés de failles normales concentriques. C'est ainsi que dans la seule briqueterie Bòbila Ordis, au Plio-Pléistocène, quatre lacs au moins se sont emboîtés : les lacs 1A et B, le lac 2 et le lac 3, séparés par des failles.

Le lac 1 a fait l'objet d'études pluridisciplinaires du pollen, des ostracodes, des gastéropodes et du paléomagnétisme. De nombreux changements des températures, des précipitations et du niveau du lac ont été bien établis. Ces

changements sont nets et paraissent dépourvus de transition. Vers 20 mètres de profondeur, un hiatus dans la sédimentation et les changements de flore et de faune ont démontré l'existence de deux lacs bien distincts.

Le diagramme pollinique **du lac 2** donne l'image d'une steppe à Liguliflores. Pour le Plio-Pléistocène, ce genre de steppe n'est connu qu'en Catalogne. La palynologie a montré le caractère steppique de l'association à Liguliflores, sans toutefois parvenir à préciser le rôle de la température. L'étude des ostracodes a par contre démontré le caractère nettement froid de ce type de steppe, confirmant ainsi l'importance de la complémentarité de cette discipline.

Les sondages dans les sédiments **du lac 3** découvrent une image pollinique très monotone sur 30 mètres. Il s'agit d'une charmaie qui se rattache très bien à la phase 1 décalée par J.-P. Suc, dans la paroi qui prolonge de trente mètres supplémentaires le sondage vers le haut.

Le dépôt de **Tres Pins**, un site voisin, procède lui aussi du remplissage d'une cuvette d'effondrement karstique. L'analyse pollinique, les ostracodes et la teneur en carbonates ont identifié cinq phases distinctes. Une forêt caducifoliée a été deux fois interrompue. La première fois (phase 2) a donné lieu à l'installation d'une steppe à Liguliflores. D'après les ostracodes, l'eau du lac était devenue saumâtre. La phase 4 se caractérise par une végétation marécageuse mais la palynologie n'a fourni que de faibles indices de changements climatiques. Par contre, les ostracodes ont montré que l'eau du lac était temporairement devenue plus froide.

A l'exception de Tres Pins qui n'a livré aucun élément de datation, l'**âge** des autres dépôts a été approché grâce, entre autres, à la découverte de dents de rongeurs. Le lac 1B, de la partie supérieure du sondage, contient *Allophaiomys pliocaenicus* (biozone de -1,6 à -0,97 Ma) ainsi qu'une inversion paléomagnétique de polarité directe. Le lac 3 contient *Mimomys savini* (biozone de -0,97 à -0,73 Ma) et *Hippopotamus incognitus*.

Des analyses polliniques du sédiment actuel du **lac de Banyoles** n'ont

quasiment pas procuré d'éléments appartenant à l'étage de végétation montagnard (Pyrénées). Par contre, la végétation des formations méditerranéennes est bien représentée.

Le Languedoc

En Languedoc, l'histoire du remplissage de la **paléovallée de Bernasso** est maintenant reconstituée en détail et les étapes de l'évolution sont datées avec précision. Le début du remplissage résulte d'un barrage volcanique dû aux produits pyroclastiques d'une explosion phréatomagmatique, suivie d'édification d'un cône strombolien. Cette première période d'activité volcanique est datée de -2,05 Ma. Le sédiment lacustre est recoupé par plusieurs dykes datés de -1,77 Ma environ et rattachés à l'événement Olduvai par leur polarité directe. Le sédiment lacustre de polarité inverse, plus vieux qu'Olduvai, est donc nécessairement antérieur à -1,87 Ma, base de cet événement.

Le remplissage lacustre du **maar de Nogaret** est daté par une faune de Mammifères (biozone de Saint-Vallier) et plus indirectement par l'âge de l'activité volcanique régionale de -1,9 à -1,8 Ma. La base du diagramme débute par une steppe, progressivement remplacée par une chênaie. Viennent ensuite une charmaie, puis une forêt mélangée très variée. En fin d'interglaciaire, une formation forestière à *Tsuga* prend le relais. Elle commence à s'appauvrir en taxons caducifoliés à la fin de la séquence.

Le colmatage lacustre de Bernasso et celui de Nogaret offrent tous deux une grande similitude de macroflore foliaire et de phase pollinique à *Tsuga*, phase qui s'est probablement déroulée à la fin de plusieurs interglaciaires différents du Plio-Pléistocène. La similitude n'implique pas la contemporanéité.

C - Paléoclimats plio-pléistocènes

Il y a deux millions d'années environ, *Carya* et *Tsuga* étaient largement répandus. Il s'avère que la distribution de *Carya* répondait à un **gradient latitudinal de température**. Son aire de distribution était centrée sur le sud de l'Europe. La

représentation de ce taxon fut progressivement de moins en moins importante vers le nord. Par contre, *Tsuga* existait partout en Europe à cette époque, dans les lieux suffisamment humides. La distribution altitudinale de son **étage de végétation** a été établie entre 1000 mètres d'altitude dans le sud de l'Europe et le niveau de la mer en Angleterre.

Aucune formation végétale méditerranéenne n'est enregistrée dans nos diagrammes du Plio-Pléistocène. **Le climat méditerranéen n'aurait donc pas existé au cours des périodes représentées par nos spectres, ni lors des épisodes steppiques, ni lors des épisodes forestiers, ni durant les phases de transition.** Des phases climatiques très humides surviennent au contraire au cours des cycles climatiques plio-pléistocènes. Une comparaison peut s'établir avec le **régime actuel des précipitations au bord de la mer Noire et de la mer Caspienne.**

La palynologie décèle par ailleurs aisément les phases à couvert végétal steppique. Elle contribue ainsi à la reconstitution des baisses de précipitations. Par contre, la palynologie perçoit mal les fluctuations de températures associées aux steppes. Cette déficience peut être comblée par la double étude systématique et géochimique des ostracodes qui s'est révélée un outil très performant. C'est ainsi qu'en Catalogne, ces fossiles ont indiqué qu'un **climat très froid devait être associé aux steppes à Liguliflores.**

C'est probablement aussi la première fois que les sédiments d'un interglaciaire ancien ont délimité les étapes successives et bien individualisées de l'évolution du couvert, illustrant le **dynamisme végétal induit par un cycle climatique**. A Nogaret, la palynologie met en relief un interglaciaire souligné par un dynamisme des peuplements végétaux que l'on peut qualifier de spectaculaire pour le Plio-Pléistocène continental. **A cette époque, comme pour les cycles récents, la fluctuation des précipitations a précédé celle des températures.** En début d'interglaciaire, le climat était encore assez sec mais déjà relativement chaud. En fin d'interglaciaire, il restait encore humide, bien que relativement froid.

Les reconstitutions palynologiques attribuent classiquement aux fluctuations plio-pléistocènes de très longues durées, de 100.000 à 400.000 ans environ. Il est, par contre, bien connu qu'au Quaternaire récent, la périodicité des cycles climatiques majeur est de l'ordre de 100.000 ans. A Nogaret, un comptage des laminites annuelles a montré que la **durée d'un interglaciaire était proche de 40000 ans**, durée tout à fait comparable à celle des interglaciaires récents. Cette valeur pour un interglaciaire vieux de 1,9 à 1,8 Ma environ, suggère un raccord au stade 75 des courbes isotopiques de l'oxygène qui seul a perduré plus de 40.000 ans. **Son optimum est daté de -1,88 Ma.**

En conséquence, le découpage classique de l'histoire climatique du pénultième million d'années en Europe, basé sur de longues phases interglaciaires entrecoupées de longues phases glaciaires, est **à reconsidérer avec une périodicité plus petite**. Un raccord de nos séquences aux palynostratigraphies classiques s'est dès lors révélé bien aléatoire, qu'il s'agisse des courbes d'Europe septentrionale ou méridionale. Nous avons dû rejeter les résultats de toutes ces tentatives de raccord. **La signification des interglaciaires waalien et tiglien, des glaciaires praetiglien, eburonien et menapien doit être revue en profondeur.** Ces phases climatiques deviendront des complexes de cycles multiples à l'instar des complexes cromériens et baveliens.

Si notre travail a pu amorcer quelques solutions, il a aussi soulevé des problèmes pour lesquels il peut proposer une piste.

C'est ainsi qu'un sondage sous la dalle de Mas Miquel devrait recouper une séquence lacustre probablement antérieure à celle du lac 1A de Bòbila Ordis. Peut-être cette séquence contribuera-t-elle à la stratigraphie de Tres Pins ?

Certaines cinérites de Bernasso et de Nogaret pourraient être synchrones. Une fine analyse pétrologique peut trancher la question. Or, la séquence de Bernasso est bien datée. L'âge de Nogaret s'en trouverait précisé.

La double étude des ostracodes, systématique et géochimie des coquilles, devrait affiner la perception des paléotempératures liées au développement d'*Artemisia* et notamment établir une comparaison avec les températures des steppes à Liguliflores.

L'étude de la répartition en Europe au Plio-Pléistocène de taxons tels que *Carpinus* et *Pterocarya*, et la comparaison avec l'écologie actuelle de ces espèces devrait ^{peut} contribuer à la quantification de paramètres paléoclimatiques.