Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance -

Cécile Miramont

▶ **To cite this version:**

Cécile Miramont. Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance -. Géomorphologie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 1998. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00923351⟩

HAL Id: tel-00923351

https://theses.hal.science/tel-00923351v1

Submitted on 2 Jan 2014

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

M.GEOSCIENCES.GRENOBLE UJF
D 050 036227 6

TLd 5485

THESE DE DOCTORAT DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

présentée par

Cécile MIRAMONT

MORPHOGENESE, ACTIVITE EROSIVE ET DETRITISME ALLUVIAL HOLOCENES DANS LE BASSIN DE LA MOYENNE DURANCE (Alpes françaises du Sud)

Université d'Aix-Marseille I
U.F.R. des Sciences Géographiques et de l'Aménagement
C.A.G.E.P. - U.R.A. 903 du C.N.R.S.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

03 JUIL. 2001

Directeur de thèse :

M. PROVANSAL

Co-directeur :

J.L. EDOUARD

Jury :

J.P. BRAVARD
M. JORDA
M. MAGNY
R. NEBOIT-GUILLOT

UNIVERSITÉ D'AIX-MARSEILLE I

U.F.R. DES SCIENCES GÉOGRAPHIQUES
ET DE L'AMÉNAGEMENT
C.A.G.E.P. - U.R.A. 903 DU C.N.R.S.

UNIVERSITE Joseph FOURIER GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 69 66
FAX. (33) 76 87 82 43

0 3 JUIL. 2001

THESE

PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

par

Cécile MIRAMONT

MORPHOGENESE, ACTIVITE EROSIVE ET DETRITISME ALLUVIAL HOLOCENES DANS LE BASSIN DE LA MOYENNE DURANCE (Alpes françaises du Sud)

Soutenue le 23 janvier 1998

devant la commission d'examen

J.P. BRAVARD
J.L. EDOUARD
M. JORDA
M. MAGNY
R. NEBOIT-GUILLOT
M. PROVANSAL

BIBLIOTHEQUE
LETTRES
UNIVERSITE DE PROVENCE

10249160

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, c'est avec beaucoup de plaisir que je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont soutenue au cours de ces trois années et aidée, d'une manière ou d'une autre, à la réalisation de ce travail.

Je remercie vivement Mireille PROVANSAL, Professeur à l'UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement de l'Université de Provence, et Jean-Louis EDOUARD, Chargé de Recherches au CNRS (URA 1152) qui ont accepté de diriger cette thèse, m'ont apporté leur soutien sans relâche ainsi qu'une formation essentielle à la réalisation de cette recherche.

Je tiens à exprimer ma plus profonde reconnaissance à Maurice JORDA, Maître de Conférences à l'Université de Provence, sans qui ce travail n'aurait pu être réalisé. Encadrant mes études depuis quatre ans, il m'a initiée à la géomorphologie et fait découvrir les Alpes du Sud. Je le remercie pour son extême gentillesse, sa générosité, sa disponibilité, son aide et ses conseils avisés tout au long de ce travail de longue haleine.

Je remercie également les membres du Jury d'avoir répondu favorablement à l'invitation qui leur a été faite :

Monsieur Michel MAGNY, Directeur de Recherches au CNRS (UMR 9946) et Monsieur René NEBOIT-GUILLOT, Professeur à l'Université de Clermont Ferrand I, d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, ainsi que Monsieur Jean-Paul BRAVARD, Professeur à l'Université de Paris IV - Sorbonne qui a accepté de juger mon travail et de participer à cette soutenance.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une allocation de recherche MRT - couplée à un monitorat - dans l'équipe de recherches de l'URA 903 du CNRS que je remercie pour son accueil et le financement de plusieurs datations radiométriques.

Nous avons par ailleurs bénéficié des financements du programme "Géo-archéologie dans la vallée de la Durance" (1995-1998).

Je tiens à remercier également Henri DELANNOY et Mireille PROVANSAL, directeurs successifs de l'Institut de Géographie, d'avoir toujours pensé, avec bienveillance, à me ménager un emploi du temps agréable qui m'a permi de mener à bien mes activités de recherches.

Par ailleurs, cette thèse n'aurait pu aboutir sans la collaboration de nombreuses personnes qui m'ont apporté une aide indispensable, et à qui j'exprime toute ma reconnaissace :

A toute l'équipe de l'Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie (URA 1152) pour m'avoir accueillie dans leur laboratoire et avoir mis à disposition le matériel nécessaire aux analyses dendrochronologiques. Merci à Christelle BELINGARD, Frédéric GUIBAL, Joël GUIOT, Thierry KELLER, Antoine NICOD, Cyrille RATHGEBER, Brigitte TALON et Lucien TESSIER, pour leur gentillesse, leur aide et leurs conseils.

A Monsieur Georges PICHARD qui m'a fait partager, avec bienveillance, ses connaissances et le fruit de ses patientes recherches dans les archives.

A Robert SOUSSIEUX (O.N.F. / R.T.M. Sisteron) pour son aide sur le terrain, ses conseils, les données qu'il m'a fournies, et sa bonne humeur toujours très agréable ...

A l'équipe du Laboratoire de Chrono-Ecologie de Besançon., pour son accueil au mois de juillet dernier, et la découverte, en plus de leurs méthodes scientifiques, des vins régionaux ...

A Daniel VALLAURI (CEMAGREF, Grenoble) qui doit être, au moment où je mets en forme ce texte, "sous le soleil ... exactement !" , pour ses nombreux conseils, relectures, et encouragements.

A Patrick PENTCH qui a largement contribué à la mise en forme de nombreuses figures de ce mémoire, et que je remercie pour sa gentillesse et son efficacité au cours des dernières semaines.

Enfin, un grand merci à toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont participé à la réalisation de ce travail :

Hélène BRUNETON pour ses brillants conseils et ses nombreuses relectures ; Philippe CHABERTY, en souvenir des journées passées à couper les troncs subfossiles du Saignon dans la boue jusqu'au cou...! Une pensée toute particulière pour Christophe JORDA dont l'aide et l'affection au cours de ces derniers mois m'ont été si chères ; Catherine LONCHAMBON pour m'avoir guidée dans l'exploration du monde des archives ; Geneviève PEUGNIEZ pour m'avoir offert des conditions de travail particulièrement agréables, laissé l'accès aux ordinateurs et si souvent conseillée dans le domaine de la cartographie ; Valérie PROSPER-LAGET et l'inséparable Jean-Michel (cuisinier hors pair !) pour leurs conseils, leur disponibilité, l'amitié et l'affection qu'ils m'ont offertes depuis trois ans ; Jean-Christophe RODITIS pour les moments passés à discuter des rivières... et du reste ; Thierry ROSIQUE qui m'a fait découvrir le terrain et bien aidée à "démarrer" ce travail ; Serge SUANEZ pour son aide précieuse (sur le terrain par temps d'orage !) ; l'équipe des "Jeunes" de l'Institut de Géographie pour les bons moments partagés (à l'heure du thé !) : Carole, Claude, Colchique, Gabriel, Gilles, Jacques, Maïté, Marlène,... en espérant n'avoir oublié personne !

Enfin, j'exprime ma plus grande affection pour ma famille, mes parents en particulier, que j'ai tant sollicités au cours de ces derniers mois, et auprès de qui j'ai trouvé un soutien sans limite.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE

1.1. PROBLÉMATIQUE

Notre recherche a pour objectif d'évaluer l'évolution spatio-temporelle du détritisme et de la morphogenèse fluviale holocènes dans un bassin versant sud-alpin, celui de la Moyenne Durance.

L'étude s'inscrit dans la continuité des recherches géomorphologiques menées sur les Alpes du sud au sein de l'Institut de Géographie de l'Université de Provence et de l'URA 903 du CNRS depuis une vingtaine d'années (JORDA M, 1980a, 1987, 1993 ; ROSIQUE, 1996).

Ces travaux ont permis de définir les grandes tendances de l'évolution morphogénique postglaciaire. Ils aboutissent globalement à la distinction de deux périodes principales[1] :

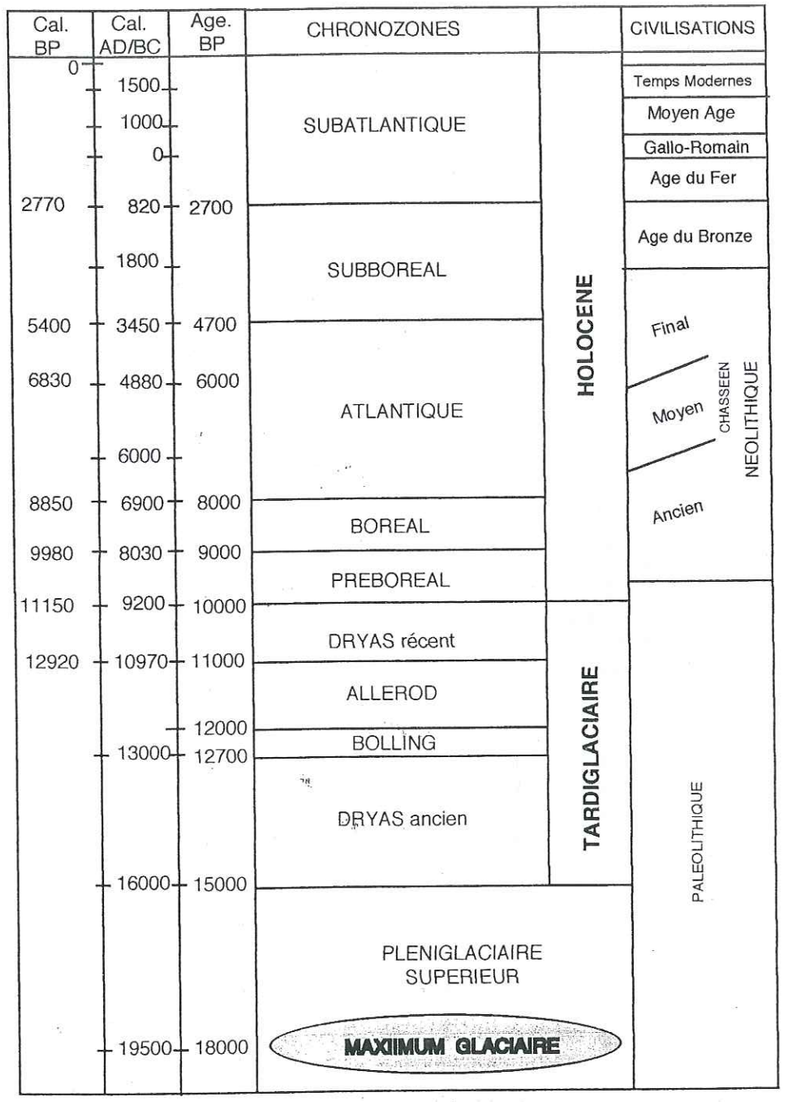
- après une tendance à l'incision linéaire au Tardiglaciaire, les talwegs connaissent, au cours de la première partie de l'Holocène, une longue période de sédimentation alluviale à dominante limoneuse ("Remblaiement Holocène Principal", JORDA M, 1980a, 1993) associée au cours de l'Atlantique à une ou plusieurs phases de pédogenèse ;
- un renversement de tendance -reprise de l'incision des talwegs- s'opère à la charnière de l'Atlantique et du Subboréal et inaugure la seconde partie de l'Holocène. Plusieurs nappes alluviales caillouteuses, datées de l'Age du Fer, de l'Antiquité tardive et de la période Moderne et Contemporaine, sont emboîtées dans les premiers remblaiements.

Ce schéma d'évolution fournit essentiellement un bilan régional qui recouvre en réalité une diversité de situations et qui voile quelque peu dans l'espace et le temps le rythme changeant, l'intensité et les modalités de la dynamique de ces milieux. Par ailleurs, des points restent à éclaircir. Ils concernent notamment les variations des paramètres responsables de l'évolution : les conditions bio-climatiques qui ont déterminé la mise en place des remblaiements au cours de la première moité de l'Holocène ; l'interférence entre les paramètres naturels et anthropiques depuis le Néolithique.

Les recherches paléoenvironnementales antérieures ont montré l'intérêt d'entreprendre des travaux transdisciplinaires associant à l'étude géomorphologique et sédimento-stratigraphique classique des analyses paléobiologiques : palynologie (BEAULIEU et JORDA 1977 ; BOREL et al., 1984), anthracologie et malacologie (ROSIQUE, 1996). Il se trouve que la Moyenne Durance - et en particulier les bassins de marnes noires jurassiques ("terres noires") - possède d'importants gisements de troncs d'arbres subfossiles[2] enfouis dans les sédiments alluviaux datés de la première partie de l'Holocène (ARCHAMBAULT, 1967, 1968, 1969 ; ROSIQUE, 1994). Malgré l'excellent état de conservation des arbres, aucune recherche dendrogéomorphologique n'a jamais été menée sur ces bois. C'est par cette voie, originale et novatrice dans les Alpes françaises, que nous proposons d'aborder l'étude des paléoenvironnements au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Les arbres subfossiles enrichissent en effet la

[1] La figure 1 présente les limites chronologiques et les subdivisions du Tardiglaciaire et du Postglaciaire européen que nous avons retenues dans notre étude.

[2] bois **subfossiles** c'est à dire "*non pétrifiés* (dont les substances organiques sont préservées), *qui ont été conservés pendant des centaines ou des milliers d'années dans un cours d'eau, un marécage ou une moraine*" (KAENNEL and SCHWEINGRUBER, 1995).



D'après MAGNY, 1995a, modifié.

Figure 1 : Cadre chronologique retenu du Tardiglaciaire et du Postglaciaire.

connaissance de la nature et de la dynamique de la végétation postglaciaire. Ils offrent la possibilité de préciser plus finement la chronologie, les modalités et les rythmes changeants de la morphogenèse alluviale et d'avancer des hypothèses nouvelles sur l'évolution paléoclimatique et le fonctionnement des bassins versants montagnards.

Depuis le Néolithique, les environnements fluviaux n'enregistrent plus seulement les variations des paramètres bioclimatiques, mais évoluent aussi et, pour la première fois , sous l'influence directe ou indirecte des sociétés humaines. En Moyenne Durance, de nombreuses données archéologiques, acquises au cours de ces dernières années ainsi que l'exploitation des documents d'archives concernant essentiellement les deux ou trois derniers siècles (textes et cartes anciennes) permettent d'envisager l'évolution des environnements fluviatiles dans des contextes anthropisés. La synthèse des données disponibles aujourd'hui éclaire l'histoire des paléoenvironnements sud-alpins au cours des dix derniers millénaires. Elle permet de mesurer notamment les conséquences, différenciées selon les contextes, des modes d'exploitation du milieu par les sociétés.

Compte tenu de ces observations, notre étude s'articule autour de trois objectifs :
- analyser les modalités de l'évolution holocène des paléoenvironnements fluviatiles - ryhmes, vitesses, disparités spatiales - dans des contextes bio-climatiques et lithologiques différents,
- mettre en évidence l'influence locale ou régionale des conditions naturelles et notamment bioclimatiques,
- s'interroger enfin sur le rôle respectif et les interférences complexes de la variable climatique et du facteur anthropique au cours des quatre ou cinq derniers millénaires.

Etant donné l'ampleur du bassin versant durancien, il n'était pas possible d'étudier le système fluvial dans sa totalité. Nous avons choisi de travailler sur la partie moyenne du bassin de la Durance (**Figure 2**). Ce secteur, qui a fait l'objet de nombreux travaux constituant une base solide à de nouvelles recherches, comporte par ailleurs un potentiel de données paléoenvironnementales remarquable (diversité des dépôts, abondance des données paléobiologiques et archéologiques).

Située à la transition du monde méditerranéen et alpin, la Moyenne Durance présente une mosaïque de milieux aux comportements différents qu'il est intéressant de comparer afin de distinguer les tendances régionales des particularités locales. L'étude est conduite à partir de l'analyse de sites-témoins représentatifs de l'évolution géomorphologique et paléoenvironnementale postglaciaire des différents milieux qui composent les paysages de cette vaste unité.

Une attention toute particulière est portée aux bassins développés dans les terrains marneux de la zone préalpine. Ils occupent une grande partie de l'étendue de ce domaine et leur évolution hydrologique et morphosédimentaire conditionne dans une large mesure les aspects du détritisme durancien au cours de l'Holocène. Leur histoire morphogénique peut être comparée à celle des bassins torrentiels de la zone intra-alpine et en particulier de la vallée de l'Ubaye où sont conservés des héritages sédimentaires appartenant à l'ensemble de la période holocène. Enfin, l'évolution de la morphogenèse fluviale au cours des derniers siècles, dans un contexte cette fois totalement anthropisé, peut être abordée par l'étude géo-archéologique de quelques sites de plaine alluviale et par l'exploitation de documents d'archives.

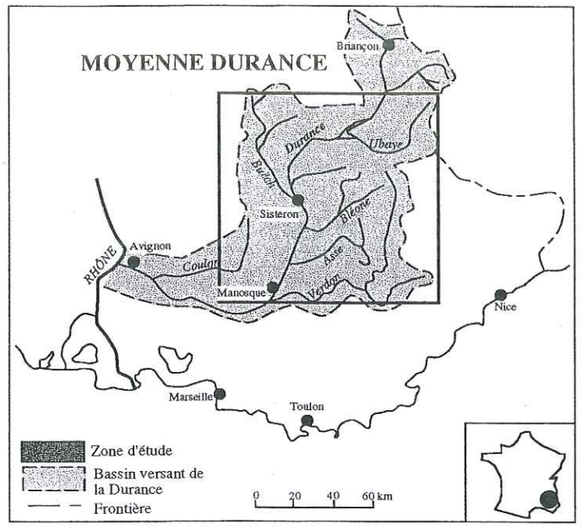


Figure 2 : Localisation de la zone d'étude.

Notre recherche s'articule ainsi autour de différentes échelles spatiales : elle porte d'une part sur les affluents pré-alpins et intra-alpins, organismes souvent élémentaires (bassins versants de quelques kilomètres carrés) dont le temps de réponse aux variations des paramètres du système est rapide voire immédiat, et d'autre part sur la Durance elle-même, organisme "intégrateur", qui enregistre plutôt les grandes tendances de l'évolution du détritisme alluvial.

Au terme de l'étude, nous envisageons plus globalement l'évolution du système fluvial durancien dans le continuum temporel des dix derniers millénaires afin de mieux différencier, au sein des grandes tendances morphogéniques, des variations à court terme.

1.2. MÉTHODOLOGIE ET COLLABORATIONS SCIENTIFIQUES

L'analyse s'appuie sur plusieurs sources documentaires et différentes approches méthodologiques qui seront exposées dans les chapitres suivants (**Figure 3**) :

- l'essentiel de notre recherche obéit à une démarche géomorphologique classique (l'étude des modelés et l'analyse stratigraphique et sédimentologique de coupes témoins). S'appuyant sur un référentiel actuel préalablement défini, l'analyse des dépôts holocènes a pour objectif de caractériser les processus et les mécanismes de la morphogenèse, et les ruptures ou discontinuités de l'évolution. Ce travail a été dirigé par Mireille PROVANSAL (Professeur) et Maurice JORDA (Maître de conférences). Les analyses sédimentologiques ont été effectuées au Laboratoire de Géographie Physique de l'Institut de Géographie de l'Université de Provence (Université d'Aix-Marseille I) et de l'URA 903 du CNRS.

- la démarche géomorphologique est associée à une étude dendrochronologique des gisements de bois subfossiles contenus dans les dépôts alluviaux des premiers millénaires

de l'Holocène. Elle a pour but d'affiner la connaissance des modalités et des rythmes de la sédimentation, en relation avec la nature du couvert végétal. La signification paléoclimatique de cette évolution est envisagée. Cette partie de l'étude a nécessité une formation complémentaire en dendrochronologie, réalisée au sein de l'Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie (Université d'Aix-Marseille III) sous la co-direction de Jean-Louis EDOUARD (Chargé de recherches CNRS).

- les résultats compilés de diverses études géo-archéologiques de plusieurs sites fournissent de précieuses indications sur les relations locales entre l'Homme et son milieu à différents moments de l'Holocène. Une partie de ces analyses a été effectuée dans le cadre du programme auquel nous participons : "Géo-archéologie de la vallée de la Durance et de la moyenne montagne provençale" (Service Régional de l'Archéologie de la région PACA, 1995-1998, responsable M. JORDA).

- l'exploitation des documents d'archive (textes et cartes) éclaire certains aspects de l'évolution du système fluvial au cours de la période historique. Cette approche historique s'inscrit dans la continuité de notre travail de DEA intitulé "*l'évolution historique des lits fluviaux de la Moyenne Durance*", effectué en 1994 dans le cadre du programme de recherche "Système Fluvial Durance" (Ministère de l'Environnement et de la prévention des risques, 1992-1995, responsable C. PARRON). Dans ce mémoire, nous avions souligné la mobilité des lits fluviaux de la rivière en fonction de l'influence variable des paramètres naturels et anthropiques. L'analyse des textes, que nous avons poursuivie depuis, permet de préciser la chronologie des événements hydrologiques qui ont caractérisé la morphogenèse fluviale lors des derniers siècles (crues, débordements) ; elle met en évidence les conséquences paléoenvironnementales de l'évolution des modes de mise en valeur et permet d'avancer des hypothèses quant aux rôles respectifs du paramètre climatique et du facteur anthropique. Les recherches d'archives qui avaient été amorcées en 1994 ont été complétées avec l'aide de Georges PICHARD, historien, qui nous a communiqué généreusement les résultats de ses travaux.

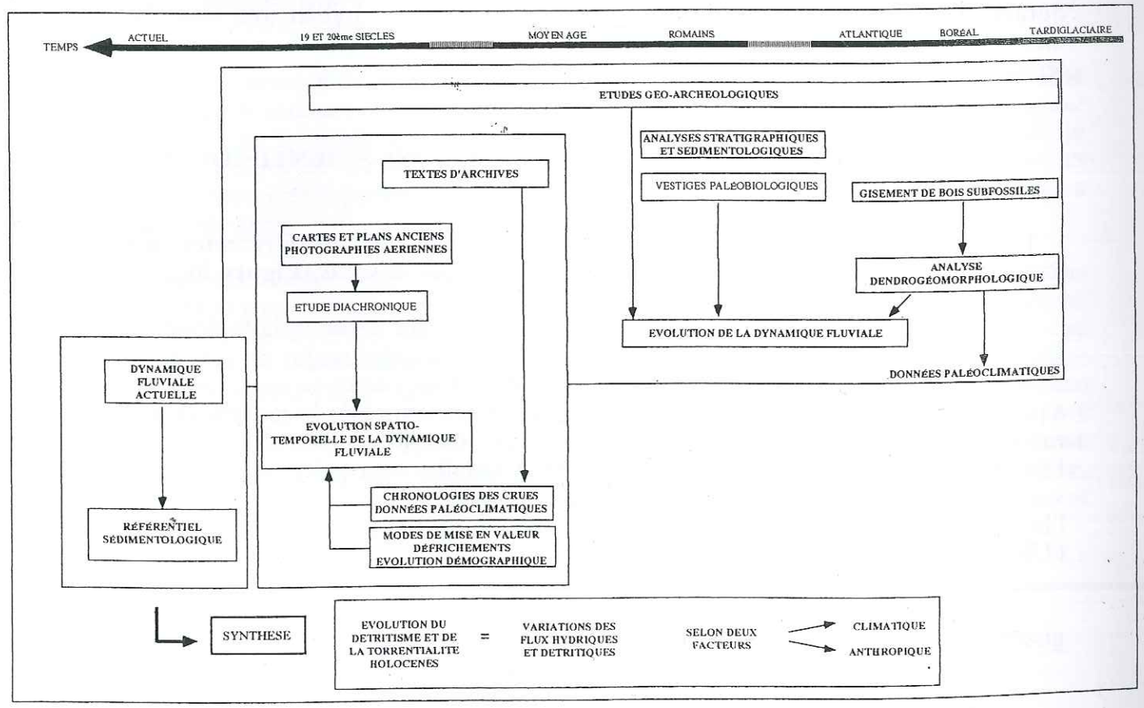


Figure 3 : Les différentes approches méthodologiques utilisées.

2. LE SYSTÈME FLUVIAL DURANCIEN

Principale rivière de la Provence et des Alpes françaises du sud, la Durance draine un vaste bassin versant de 14 200 km², qui s'étend depuis les hauts sommets de la zone intra-alpine jusqu'à sa confluence avec le Rhône, en Basse Provence (**Figure 4**).

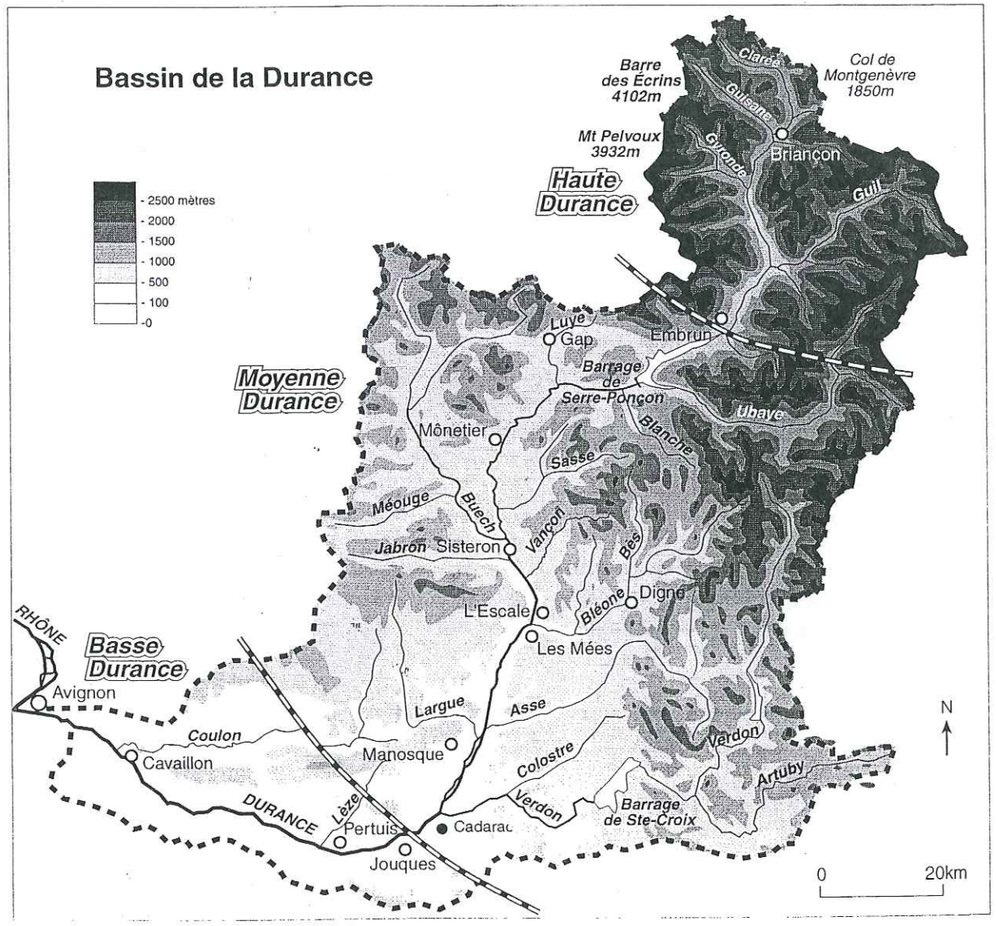


Figure 4 : Le bassin durancien : orographie.

Le bassin de la Durance ne constitue pas, à proprement parler, une entité géographique, mais plutôt une juxtaposition de diverses unités, reliées entre elles par le lien que constitue la rivière. Le bassin versant est morcelé en effet en trois ensembles principaux :

- A l'amont d'Embrun, **la Haute Durance** appartient à la zone intra-alpine, bordée à l'ouest par le massif cristallin externe du Pelvoux qui porte les plus hauts sommets des Alpes du sud. Les paysages présentent les traits caractéristiques du monde alpin. Les altitudes sont très élevées (plus d'un tiers de la superficie se situe au-dessus de 2000 m), les dénivellations très importantes. L'étagement des écosystèmes et des modes d'occupation humaine est l'une des caractéristiques essentielles de ces paysages qui portent en outre l'empreinte glaciaire des derniers grands épisodes froids du Quaternaire.

- **La Moyenne Durance**, coeur de notre recherche, s'étend de l'aval d'Embrun à la cluse de Mirabeau. C'est une zone de transition, où s'affrontent les influences alpines et méditerranéennes. Les paysages s'ouvrent sur des reliefs moins élevés, mais dont les altitudes moyennes demeurent encore importantes. Ce bassin moyen est morcelé en plusieurs unités paysagères et orographiques : au nord-est, un domaine de haute montagne, le bassin de l'Ubaye, bordé à l'ouest et au sud par les moyennes montagnes préalpines de Digne et de Castellane ; au nord-ouest, un pays ouvert, le Laragnais ; au sud de Sisteron enfin, le plateau de Valensole escorte en rive gauche l'ample gouttière durancienne jusqu'à la cluse de Mirabeau. Ces unités portent l'empreinte d'une érosion intense soulignée notamment par le développement de ravinements ("roubines") et de l'activité torrentielle favorisée par l'étendue à l'affleurement des roches tendres et des stocks détritiques hérités du Pléistocène. La rivière reçoit dans cette partie de son cours ses principaux affluents (Ubaye, Buëch, Sasse, Vançon, Bléone, Asse et Verdon).

- **La Basse Durance**, en aval de la cluse de l'anticlinal de Mirabeau, où la Durance adopte le tracé est-ouest des structures provençales. Les reliefs sont beaucoup moins vigoureux, et les caractères bioclimatiques méditerranéens prennent définitivement le pas sur ceux du domaine alpin. L'ample vallée de la Basse Durance est un vaste terroir agricole irrigué par les eaux de la rivière alpine.

Chaque organisme fluvial de ce vaste bassin peut être considéré comme un **système à processus-réponse**, recevant des flux d'eau et de sédiments, dont la nature et l'importance sont sous la dépendance de plusieurs variables (topographie, lithologie, couvert végétal, paramètre climatique...), fixes ou mobiles à l'échelle des dix derniers millénaires (**Figure 5**) (SCHUMM, 1977, 1981 ; PEIRY, 1988).

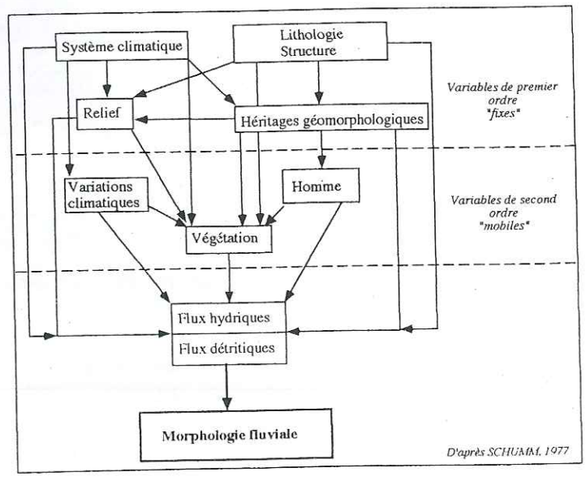


Figure 5 : Les variables du système fluvial.

2.1. La Moyenne Durance : une mosaïque d'ensembles orographiques et litho-structuraux.

- au nord-est, les vallées de la Durance, de l'Ubaye et du Haut Verdon s'inscrivent dans les nappes de charriage d'origine interne (**Figure 6**). La région d'Embrun et le bassin de Barcelonnette sont ouverts en fenêtre ou demi-fenêtre d'érosion dans les flyschs à helminthoïdes et les unités subbriançonnaises qui surmontent les marnes jurassiques autochtones. Les paysages, qui se développent depuis l'étage collinéen jusqu'à l'étage alpin, sont caractérisés par des altitudes élevées (sommets culminant à 3000 m) et de fortes dénivellations. Les crêtes dissymétriques dominent le plus souvent de longs versants nord façonnés à l'amont par des cirques glaciaires et des versants d'adret, plus raides, défoncés par de vastes bassins torrentiels.

- En aval de la confluence avec l'Ubaye, la vallée de la Durance traverse le Dôme de Remollon dans lequel elle a inscrit une auge glaciaire, puis pénètre dans les paysages plus ouverts de la dépression marneuse de Laragne-Sisteron. Celle-ci se développe dans les marnes noires jurassiques coiffées par les calcaires tithoniques. Le contraste lithologique et l'épaisseur des séries marneuses (plus de 1500 m) sont à l'origine d'une inversion de relief généralisée, soulignée par d'amples cuvettes synclinales perchées, frangées de crêts de calcaires Jurassiques (Tithoniques).

- à l'est, les Préalpes de Digne s'étendent au-delà du front de chevauchement subalpin. La "nappe de Digne" est constituée par les séries calcaires, marno-calcaires et marneuses du Lias au Crétacé supérieur. On y observe un ensemble de moyennes montagnes (crêtes culminant à 2000 m), très disséquées et cloisonnées, caractérisées par des vallées profondes et étroites et des versants abrupts. Ce morcellement résulte de la superposition de plusieurs phases tectoniques, du développement au nord de faciès marneux et marno-schisteux très épais qui sont la proie de l'érosion et enfin de l'inadaptation du réseau hydrographique au maillage structural (réseau antécédent).

- au sud-est, la vallée de la Durance s'évase en pénétrant dans le bassin néogène de Digne-Valensole. La série tertiaire très puissante est constituée à la base de sédiments marins miocènes (grès, molasses). La partie supérieure mio-pliocène, d'origine continentale, est formée d'argiles, de marnes mais surtout de conglomérats dits "de Valensole". Au nord-ouest, les dépôts néogènes plissés ont été profondément incisés au cours du Quaternaire par la Bléone et ses affluents. Il en résulte un paysage de collines élevées et de dépressions qui occupent l'axe des anticlinaux et des synclinaux perchés. Au sud, peu affecté par la tectonique, se développe le plateau de Valensole *stricto sensu*, d'altitude modeste (650 m en moyenne), inscrit dans l'étage bioclimatique méditerranéen.

- Le bassin néogène est bordé à l'ouest par un accident tectonique majeur de la Provence, la faille de la Durance, sur laquelle est calé le tracé de la rivière. Au-delà s'étendent, de la montagne de Lure au Lubéron, les plateaux calcaires de Vaucluse et la gouttière synclinale tertiaire d'Apt dont le drainage échappe pour l'essentiel au bassin de la Moyenne Durance.

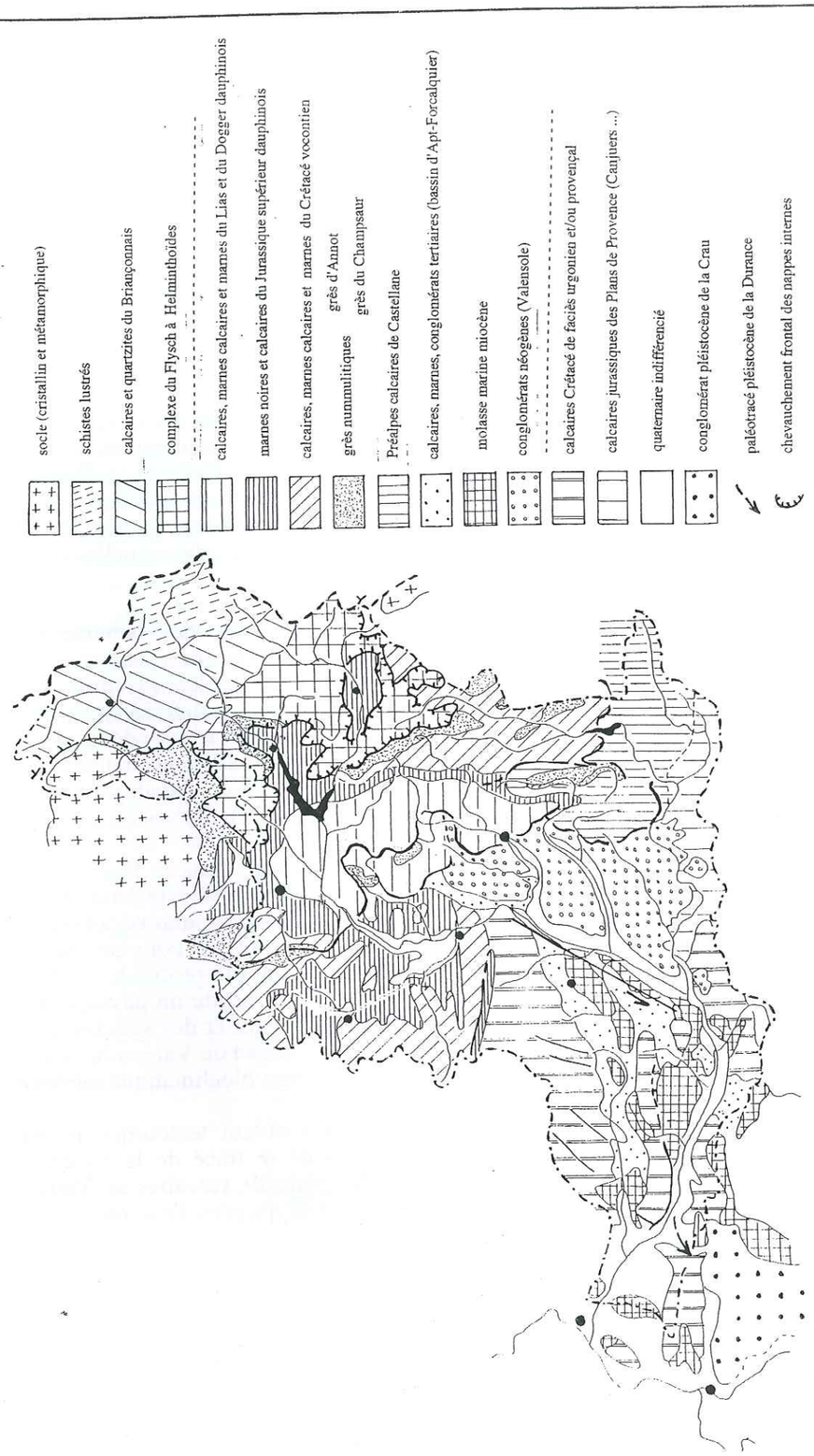


Figure 6 : Le contexte lithostructural du bassin de la Durance (d'après M. JORDA, 1984).

2.2. LA DIVERSITÉ DES LITHOFACIÈS.

Par suite de sa situation géologique, le bassin de la Durance est caractérisé par une grande diversité des lithofaciès qui associe aux roches cristallines du Pelvoux les divers faciès des séries de flyschs de la zone interne, les faciès dits "dauphinois" et "vocontiens" de la zone préalpine externe, et enfin les sédiments marins ou continentaux tertiaires. Certains de ces lithofaciès occupent à l'affleurement des étendues considérables et jouent ainsi un rôle déterminant dans la nature et le volume du détritisme alluvial de la Durance et de ses affluents.

- Les **terrains marneux** affleurent largement dans les Préalpes de Digne ("nappe de Digne"), le Gapençais et l'Embrunais occidental (marnes noires du Lias et du Jurassique supérieur dauphinois ("terres noires"), marnes médio-crétacées). Ces marnes sont affectées par une importante schistosité de fracture favorable à l'action des agents météoriques (gel, humidification, altération). Soumises à l'agression d'un climat méditerranéen et montagnard, mal protégées par un couvert végétal discontinu, ces roches sont réputées pour leur sensibilité à l'érosion et sont la terre d'élection des torrents dans la vallée de l'Ubaye et des ravinements (paysages de roubines ou de bad lands) dans les Préalpes (DESCROIX, 1985, 1989 ; BUFFALO, 1989 ; LECOMPTE *et al.*, 1996).

Les terrains marneux ont largement nourri, au cours du Postglaciaire, les organismes fluviaux en matériel fin, de même que les moraines et les nappes fluvio-glaciaires, comme le montre la forte proportion de limons contenus dans la plupart des dépôts. Encore aujourd'hui, les étendues marneuses sont les principaux fournisseurs en matériel fin de la Durance et de ses affluents.

Ces caractéristiques brièvement rappelées confèrent à ces terrains une grande sensibilité et un temps de réponse rapide aux moindres variations des paramètres du système. Ceci explique en partie l'importance que les héritages détritiques quaternaires et en particulier holocènes occupent dans les paysages.

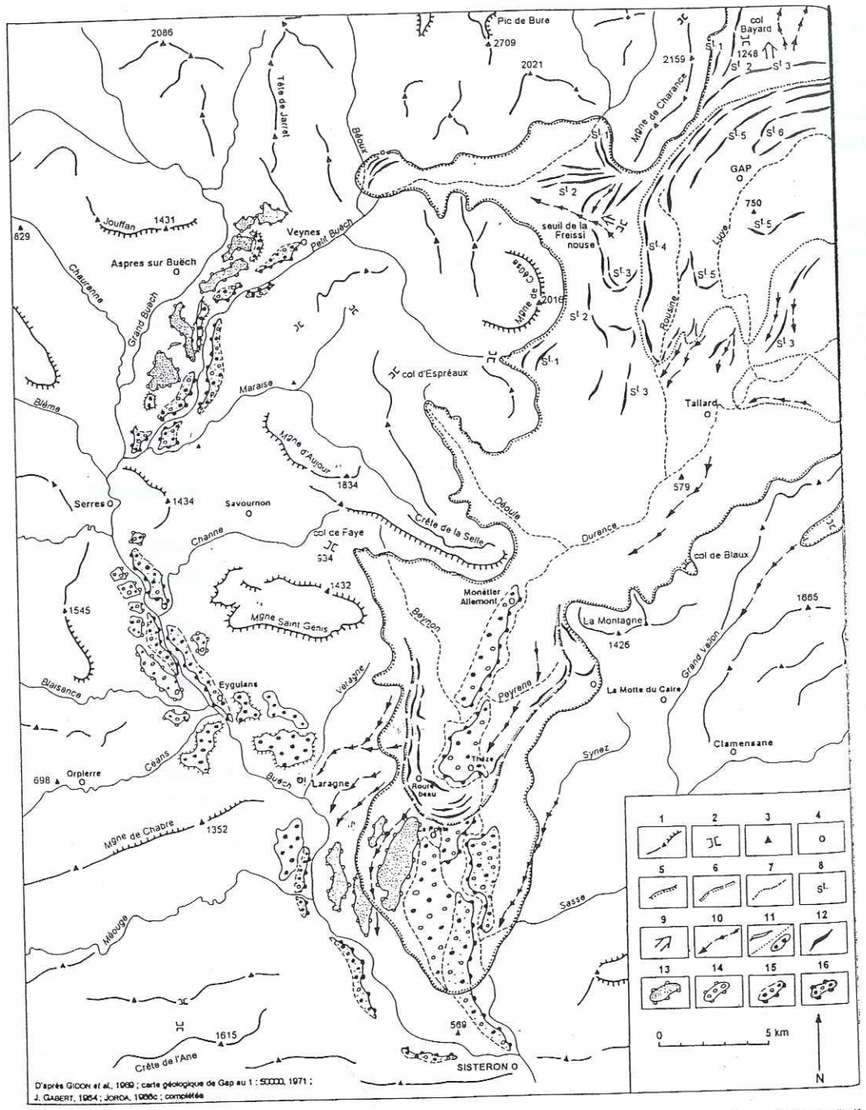
- Les séries de **calcaires** résistants (Lias, Jurassique moyen et supérieur, calcaires crétacés, faciès calcaires des nappes internes) structurent les unités de paysages. Affectés par un diaclasage et une fracturation tectonique intenses qui favorisent la libération des débris, sensibles au processus de gélifraction, ils ont livré lors des dernières périodes froides une quantité importante de matériel aux éboulis périglaciaires qui tapissent et régularisent certains versants.

- Le Néogène continental (**conglomérats de Valensole**) occupe une place importante dans la partie méridionale de la Moyenne Durance. Constitué de matériaux caillouteux et dans une moindre mesure de sédiments sableux et argilo-limoneux, il fournit une part importante de la charge des affluents de rive gauche de la Durance à l'aval de Sisteron.

On retrouve naturellement dans les alluvions de la rivière elle-même les apports prédominants de ces principaux lithofaciès auxquels s'ajoutent, de manière plus ou moins diffuse, les apports de l'ensemble du bassin (flyschs de la zone interne) mais aussi le matériel remanié des héritages détritiques pléistocènes, morainiques, fluviatiles, périglaciaires.

2.3. L'IMPORTANCE ET LA DIVERSITÉ DES HÉRITAGES QUATERNAIRES.

2.3.1. La diversité des héritages glaciaires et périglaciaires pléistocènes.



D'après GIDON et al., 1969 ; carte géologique de Gap au 1 : 50000, 1971 ; J. GABERT, 1954 ; JORDA, 1986c ; complétée

LEGENDE : 1 - ligne de crête - escarpement ; 2 - col ; 3 - cote d'altitude en mètres ; 4 - ville, village ; 5 - limite d'extension glaciaire du maximum würmien ; 6 - limite d'extension glaciaire du "stade du Poët" ; 7 - limite d'extension glaciaire du stade 4 du sillon de Gap ; 8 - stades glaciaires du sillon de Gap ; 9 - diffluence glaciaire majeure ; 10 - chenaux d'écoulement effluents ou marginaux majeurs ; 11 - principaux héritages glaciaires "rissiens" du bassin du Buëch : crêtes morainiques - dépôts morainiques non différenciés ; 12 - cordons morainiques latéraux ou frontaux des stades glaciaires würmiens ; 13 - alluvions (fluvioglaciaires ?) "ante-rissiens" ; 14 - dépôts fluvioglaciaires "rissiens" ; 15 - "Poudingues de la Durance" ; 16 - terrasse alluviale würmienne principale.

Figure 7 : L'englacement würmien et les principaux héritages pléistocènes en Moyenne Durance (Source : ROSIQUE, 1996).

La Moyenne Durance à l'amont de Sisteron, le bassin de l'Ubaye et la partie amont des grandes vallées préalpines de la Bléone et du Verdon ont été occupés par les glaciers pléistocènes dont les héritages sont attribués essentiellement aux deux dernières grandes glaciations du Riss et du Würm alpins (**Figure 7**). L'extension glaciaire la plus importante a eu lieu au cours du Riss où le glacier de la Durance franchissait de peu la cluse de Sisteron. Les dépôts würmiens sont situés quelques kilomètres en retrait des précédents (moraines de Plan Roman et du Poët) (JORDA M, 1975, 1980b, 1988).

Dans le domaine intra-glaciaire, les paysages sont marqués par l'ampleur des dispositifs morainiques et fluvioglaciaires stadiaires würmiens.

Hors des zones englacées, des lanières de glacis étagés correspondant à des épandages torrentiels anciens dominent fréquemment les bassins ouverts dans les "terres noires". Enfin, le long des principaux organismes affluents, des nappes alluviales étagées à matériel cryoclastique dominent les talwegs actuels de plusieurs dizaines de mètres (GABERT, 1979 ; DUBAR, 1979).

2.3.2. L'influence des héritages détritiques pléistocènes sur la morphogenèse holocène.

Globalement, les dépôts hérités des périodes froides ont alimenté au cours du Postglaciaire les organismes fluviaux en matériel détritique (ROSIQUE, 1996).

Les dépôts morainiques et fluvioglaciaires de la zone intra-würmienne, instables, sont la proie des ravinements, de la solifluxion et/ou des glissements de masse. Ils fournissent :

- du matériel grossier provenant essentiellement de la zone subalpine (calcaires et marno-calcaires jurassiques, grès nummulitiques) et dans une moindre mesure du haut bassin durancien (éléments intra-alpins : granites du Pelvoux, roches vertes, schistes lustrés, quartzites du Briançonnais…),
- du matériel fin argileux, limoneux et sablo-limoneux provenant de l'érosion des terrains marneux ou de la matrice remaniée des dépôts morainiques.

Dans le domaine périglaciaire, les diverses formations de pentes (éboulis, glacis) et les nappes alluviales anciennes sont éventrées par les bassins torrentiels et fournissent actuellement des matériaux alluviaux caillouteux dont le faciès cryosclatique est hérité (apports latéraux, sapement des nappes alluviales anciennes, érosion des dépôts morainiques),

Ces apports proximaux, inadaptés aux écoulements actuels, constitue bien souvent le pavage de fond des principaux organismes (GAUTIER, 1992 ; MIRAMONT, 1994 ; ROSIQUE, 1996).

2.3.3. Détritisme et torentialité holocènes.

Globalement, les paysages fluviatiles duranciens portent l'empreinte d'une vigoureuse activité hydro-sédimentaire postglaciaire . Celle-ci est responsable de la mise en place de grands cônes de déjection aux débouchés des principaux torrents de la zone intra-alpine et de vastes cônes coalescents ou glacis d'épandages limono-caillouteux dans les bassins de marnes noires . L'étude de l'ensemble de ces modelés et dépôts fait l'objet de notre recherche.

2.4. LE CONTEXTE CLIMATIQUE ET LES RÉGIMES HYDROLOGIQUES DES RIVIÈRES.

2.4.1. Le contexte climatique.

Le bassin versant durancien est soumis à un climat méditerranéen dont les influences s'atténuent peu à peu vers l'amont sous les effets conjugués du volume montagneux, des altitudes croissantes, de la " continentalité " intra-alpine et enfin, à un degré moindre, de la latitude (DOUGUEDROIT, 1976) (**Figure 8**)

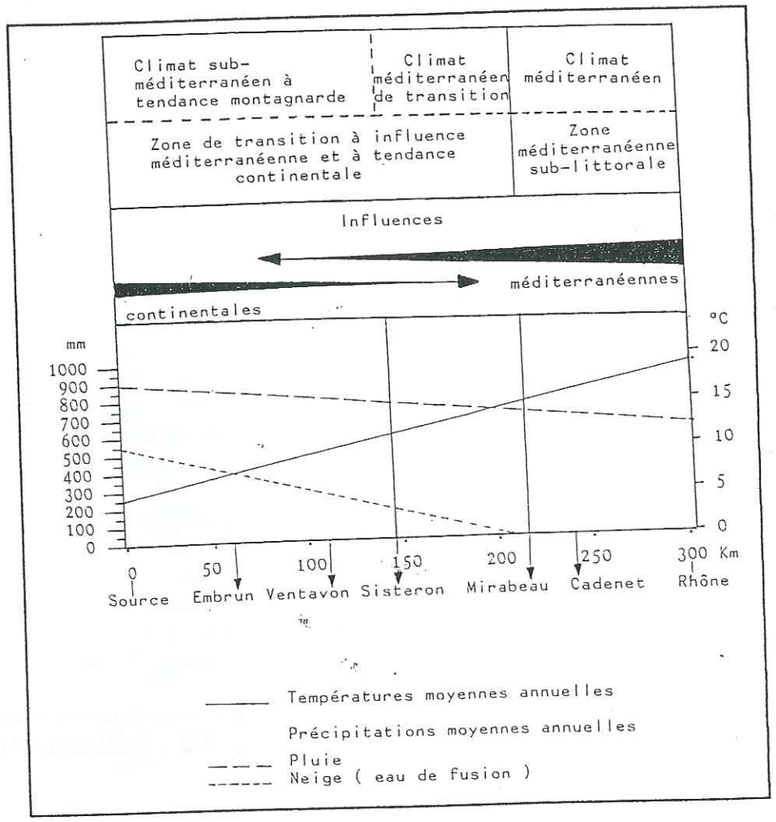


Figure 8 : Schématisation des facteurs climatiques du bassin versant durancien (Source : JURAMY et MONTFORT, 1986.)

Le contexte climatique de la Moyenne Durance est caractérisé par :

- des totaux pluviométriques dans l'ensemble peu élevés, qui s'expliquent, en amont de notre zone d'étude, par un phénomène de continentalité intra-alpine (Embrunais et vallée de l'Ubaye notamment) et, en aval, par l'affirmation des caractères méditerranéens du climat.

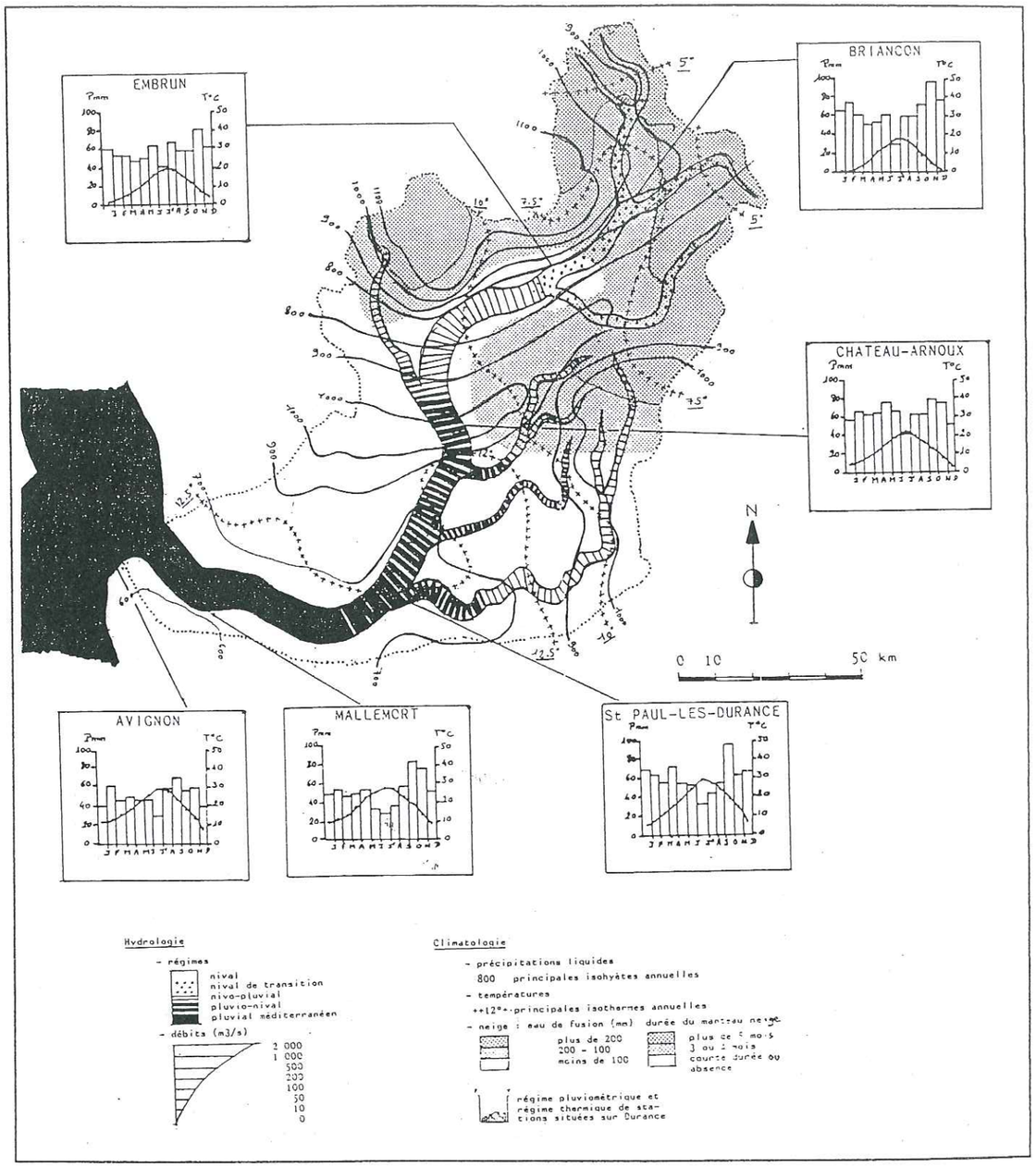


Figure 9 : Principales caractéristiques climatiques et hydrologiques du bassin versant durancien (Source : JURAMY et MONTFORT, 1986.)

- **des régimes pluviométriques de type méditerranéen**, soulignés par deux minima, en hiver et en été (sécheresse estivale), et deux maxima, au printemps et en automne (maximum principal) (**Figure 9**). Notons l'importance croissante des précipitations nivales en altitude dans la partie septentrionale de la Moyenne Durance qui nourrissent, avec les averses printanières, les hautes eaux et les crues de printemps.

- **l'irrégularité inter-annuelle et inter-mensuelle, et surtout l'intensité des précipitations** qui possèdent une **fort pouvoir érosif** en intervenant sur un sol desséché après la période estivale ou saturé au printemps.

- **l'importance de l'ensoleillement** qui accentue aussi les phénomènes d'opposition entre les différentes expositions,
- **la diversité des conditions thermiques** influencées par l'altitude et l'exposition (fort contraste entre adret et ubac),
- **l'importance des contrastes thermiques annuels et surtout quotidiens** en saison froide qui favorisent les processus de météorisation (cycles gel-dégel en altitude).

Il faut donc retenir l'**agressivité des conditions climatiques** qui contribuent à favoriser les processus érosifs (ravinements, météorisation des roches), et leur **diversité** du fait des variations altitudinales et des différences d'exposition. Ces conditions déterminent, d'une part, le régime hydrologique des rivières et, d'autre part, la répartition spatiale de la végétation.

Au cours de la période holocène, et sans que soient fondamentalement remises en cause les caractéristiques modales du climat régional, les paramètres thermiques et pluviométriques ont enregistré des variations de régime de plus ou moins longue durée. Celles-ci ont été vigoureusement enregistrées par les milieux montagnards fragiles comme en témoigne, nous le verrons, l'évolution morphogénique postglaciaire.

2.4.2. Les régimes hydrologiques .

Les influences montagnardes à l'amont et de nuance plus méditerranéenne à l'aval confèrent à la Durance un régime complexe (PARDE, 1925 ; VEYRET, 1945). Le climat du haut bassin engendre un régime hydrologique à caractère nivo-pluvial (**Figure 9**). Vers l'aval, le facteur pluvial prend de l'importance : le régime devient de type pluvio-nival à partir de Sisteron puis pluvial en Basse Durance.

Le régime naturel de la rivière à Mirabeau (**Figure 10**) comprend deux périodes de hautes eaux dont les débits varient de 250 et 330 m^3/s : les hautes eaux de printemps, conséquence de la fonte des neiges et des précipitations printanières, et celles d'automne, provoquées essentiellement par les averses méditerranéennes. Ces périodes de hautes eaux alternent avec deux périodes d'étiage (débits moyens variant entre 100 et 150 m^3/s) : étiage d'hiver dû à la rétention nivale et à la faiblesse des précipitations en cette saison, et étiage d'été lié à la sécheresse méditerranéenne .

L'écart des débits extrêmes - de 35m^3 pour les étiages les plus accusés à 6000m^3 pour les plus fortes crues - souligne bien le caractère excessif du régime de la Durance.

Les rivières affluentes possèdent un régime hydrologique influencé par le contexte climatique montagnard dans la partie amont du bassin durancien (régime nival de transition de la vallée de l'Ubaye). Plus en aval les grands organismes sont caractérisés par un régime nivo-pluvial (Buëch, Bléone, Sasse), ou pluvio-nival (Verdon) alors que

les régimes hydrologiques de leurs affluents secondaires sont directement influencés par les précipitations pluviales. Enfin, les rivières les plus méridionales (Asse, rivières du bassin néogène) présentent, sur la majeure partie de leur cours, un régime de type pluvial.

La violence, la soudaineté et l'irrégularité des averses qui caractérisent le climat méditerranéen engendrent des accroissements de débit extrêmement rapides et des crues dévastatrices dans la plupart des rivières de la Moyenne Durance. Les crues interviennent en automne et au printemps. A l'amont, les apports de fonte nivale sont associés aux averses printanières ; en aval de Sisteron, ce sont les averses "méditerranéennes" d'automne qui sont responsables des crues les plus importantes et les plus fréquentes. La propagation extrêmement rapide des ondes de crue, en raison des pentes fortes, caractérise l'hydrologie durancienne. Ces événements provoquent d'importants bouleversements des paysages fluviaux : inondation du vaste lit majeur, déplacements des lits, érosion des berges, engravements... Ils sont fortement limités depuis l'aménagement hydroélectrique de la vallée, au cours des années soixante, sans pour autant être totalement éliminés, comme l'ont montré les fortes crues de ces dix dernières années (automne 1993 et janvier 1994).

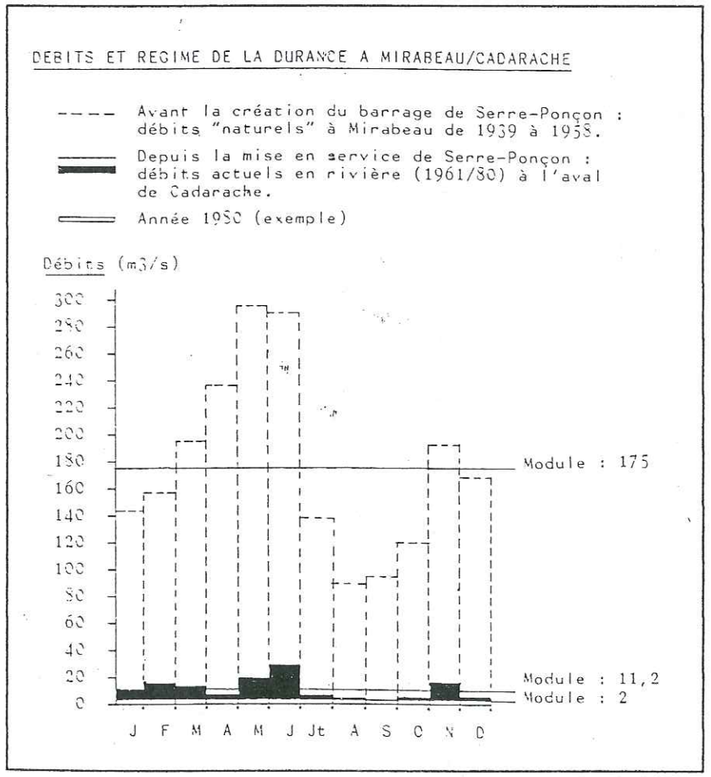


Figure 10 : Débits et régime hydrologique de la Durance à Mirabeau (Source : JURAMY et MONTFORT, 1986).

2.4.3. Des organismes torrentiels.

L'ensemble des caractéristiques du bassin et le contexte climatique méditerranéen et montagnard confèrent à la Durance et à ses affluents un régime et un fonctionnement que l'on peut qualifier de torrentiel : écarts des débits annuels extrêmes, violence et soudaineté des crues - notamment le long des affluents - qui provoquent des crises détritiques importantes et récurrentes.

Mais la Moyenne Durance connaît surtout un autre type d'activité torrentielle qui caractérise des organismes hydrographiques élémentaires à fonctionnement spasmodique. Cette torrentialité *stricto sensu* recouvre des réalités différentes en fonction des contextes lithostructuraux, orographiques et géomorphologiques (ROSIQUE, 1996).

Dans la zone intra-alpine, la vallée de l'Ubaye possède les torrents les plus spectaculaires des Alpes du sud. Développés sur les versants à forte pente et à dénivelée importante à l'exemple du Riou Bourdoux, ils éventrent en altitude des dépôts morainiques ou juxtaglaciaires instables ; leurs chenaux d'écoulement incisés dans les terrains marneux débouchent sur de vastes cônes de déjection constitués de matériel hétérométrique à abondante matrice fine mis en place par des laves boueuses dévastatrices (torrents à laves).

En domaine préalpin, les organismes torrentiels possèdent des tailles plus modestes, des pentes et des dénivelées moins importantes. Ils correspondent en général à de vastes zones de ravinement développées dans les terrains marneux à forte érodibilité. Ils éventrent parfois en amont des éboulis périglaciaires et s'ouvrent largement en aval sur de vastes dépressions alluviales où ils forment des glacis d'épandage. Ces derniers sont constitués de matériaux à passées caillouteuses, sableuses et limoneuses et à bouillies de calcschistes.

2.4.4. Les conséquences des aménagements fluviaux.

A partir du XIXe siècle, la question de la protection contre les crues de la Durance (endiguements) puis celle d'une exploitation hydroélectrique de la rivière sont apparues comme une nécessité (GIBELIN, 1990). Une dizaine d'usines au fil de l'eau sont construites dans la première moitié du XXe siècle en Haute et Moyenne Durance, mais l'exploitation limitée des eaux n'entraîne pas de grands changements hydrologiques ni de perturbations morphodynamiques majeures dans la rivière dont le comportement demeure essentiellement soumis aux paramètres naturels.

Les années soixante voient la mise en place effective de l'aménagement hydraulique et hydroélectrique de la vallée et de celle du Verdon par une série de grands barrages (retenues de Serre Ponçon et de Sainte-Croix) et par la dérivation des eaux de la Durance dans un canal latéral qui gagne, à l'aval, l'Etang de Berre (**Figure 11**). Ces infrastructures ont eu pour conséquence une diminution globale des débits (**Figure 10**) et une réduction extrême du transit du matériel grossier. A cela s'ajoutent les extractions massives de granulats effectuées depuis une trentaine d'années.

Ainsi, la Durance et ses principaux affluents ont connu, au cours de la seconde moitié du XXe siècle, des bouleversements hydrologiques, écologiques et géomorphologiques majeurs (JURAMY et MONTFORT, 1986 ; GAUTIER, 1992 ; MIRAMONT, 1994).

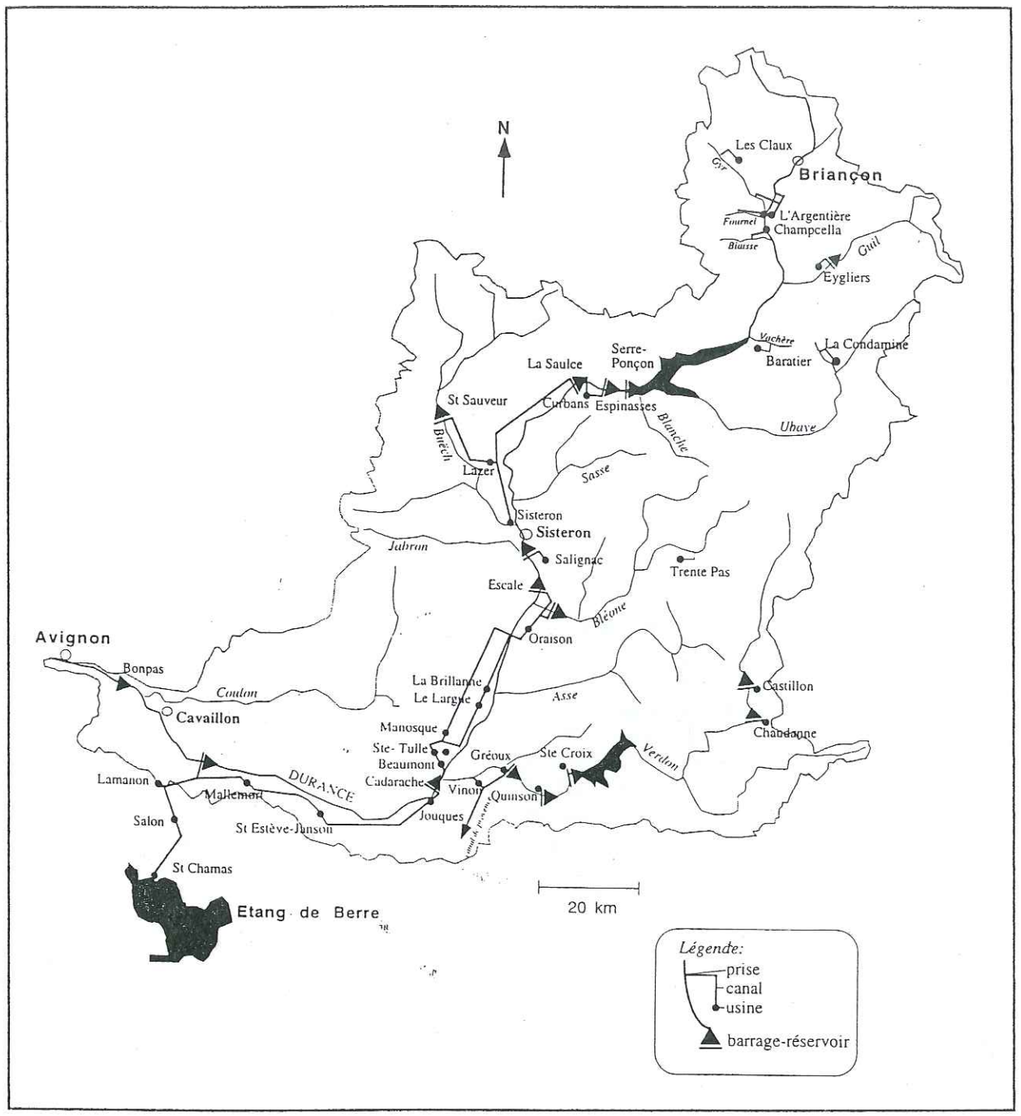


Figure 11 : L'aménagement hydroélectrique du bassin de la Durance (source : PARRON, 1995)

2.5. LE COUVERT VÉGÉTAL.

Le bassin versant de la Durance présente la particularité d'associer à une végétation montagnarde alpine à l'amont, une végétation plus méditerranéenne à l'aval, la partie médiane du bassin constituant une transition entre ces deux types. Ces paysages végétaux sont étagés et différenciés en fonction des conditions locales (pente, altitude, exposition, nature du substrat et des sols, conséquences de la mise en valeur…).

Plusieurs étages de végétation - dont les limites altitudinales varient en fonction de l'exposition - se succèdent (DOUGUEDROIT, 1976 ; Cartes de végétation de Gap au 1/200000) :

- au sud de Sisteron, le caractère **méditerranéen** de la végétation est très affirmé. Aux taillis de chênes pubescents se mêlent le chêne vert et le pin d'Alep sur les versants les plus ensoleillés ; seuls les plus hauts massifs possèdent un étagement des paysages forestiers qui évoque, sur les ubacs notamment, le milieu alpin plus septentrional.
- l'étage **collinéen** (800 m à 1200/1300 m) est largement développé d'Embrun à Sisteron, et dans la zone préalpine occidentale. Il est constitué de la série du chêne pubescent et du pin sylvestre. C'est l'étage où la végétation naturelle est la plus largement dégradée par l'anthropisation. Dans la zone préalpine où dominent les substrats de marnes noires, ces forêts laissent souvent la place à des paysages de roubines (ravinement).
- L'étage **montagnard** (1300 m à 1600/1700 m) est caractérisé, sur les versants d'adret, par la présence de pinèdes claires et sèches de pins sylvestres, peu couvrantes, à faible pouvoir de régénération. En ubac, c'est le règne de la hêtraie et de la hêtraie-sapinière.
- Au dessus s'étendent les forêts de mélèzes, de pins à crochets et de pins cembro de l'étage **subalpin** (1600-1700 m à 2100-2300 m) qui précèdent les pelouses de l'étage **alpin**. Dans les plus hauts massifs, ces pelouses cèdent la place en altitude à l'étage **nival** (massif du Pelvoux).

Il faut souligner l'ancienneté des pratiques agro-pastorales sur l'ensemble du bassin versant (SCLAFFERT, 1959). A l'abandon depuis près d'un siècle, les anciennes terres agricoles sont colonisées peu à peu par des landes claires à genévriers au nord, à buis et à lavandes dans le bassin moyen, et au sud par des garrigues plus denses. A ces formations végétales dégradées s'associent les pins sylvestres qui sont des espèces colonisatrices des étages oro-méditerranéen, collinéen et montagnard.

Les Alpes du sud ont fait l'objet, depuis la fin du siècle dernier, **d'importantes campagnes de reboisement** (pin noir d'Autriche notamment) conduites par les services des Eaux et Forêts et destinées à lutter contre l'érosion et la torrentialité (COMBES, 1989).

En définitive, les paysages végétaux du bassin durancien sont très diversifiés d'amont en aval. Ils constituent une **mosaïque d'écosystèmes dans l'évolution desquels l'homme a joué, depuis plusieurs millénaires, un rôle capital.** Depuis les premières décennies de notre siècle, la couverture forestière recolonise peu à peu les espaces agro-pastoraux abandonnés. Mais les taux de couverture des sols par la végétation sont très variables : ils peuvent être modestes sous les forêts ou les landes claires du domaine intra-alpin, ou au contraire très élevés plus au sud sous les taillis de chênes verts ou pubescents ou sous leurs formations secondaires qui se reconstituent très rapidement avec la déprise agro-pastorale.

La protection inégale des surfaces par la végétation conditionne en partie l'érosion des terrains, la quantité et le type de matériel mobilisable par les rivières, facteurs déterminants de la morphologie fluviale.

L'importance du volume montagneux, l'étendue à l'affleurement des terrains marneux à forte érodibilité, la diversité des héritages quaternaires, l'agressivité du climat et la protection inégale des pentes par la végétation sont autant de paramètres favorables à une intense activité érosive. Par ailleurs, à l'échelle de temps de l'Holocène, les variations des paramètres mobiles du système fluvial - variable climatique et occupation humaine - ont contribué à modifier les modalités et l'ampleur du détritisme alluvial.

Au terme de ce rapide aperçu du cadre naturel de la zone d'étude, il faut souligner la diversité des milieux qui composent le bassin de la Moyenne Durance. Cette observation a été déterminante dans la manière dont nous avons conduit notre recherche. Ainsi plusieurs sites de référence, représentatifs des principales unités géomorphologiques qui composent les paysages du bassin, ont été retenus.

3. CHOIX DES SECTEURS D'ÉTUDE.

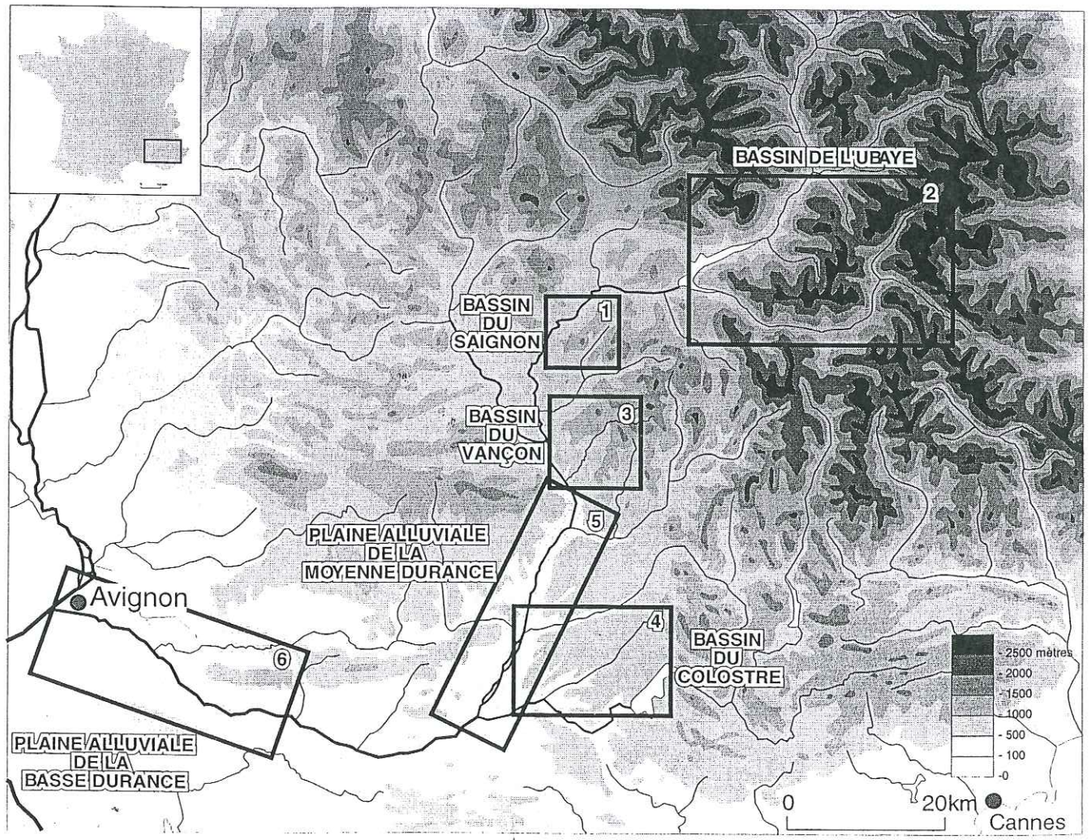


Figure 12 : Localisation des sites d'étude.

La **figure 12** localise les différents sites ou secteurs d'étude choisis dans des hydrosystèmes aux comportements morphodynamiques différenciés et qui correspondent à des bassins affluents de rang inférieur ou à des organismes collecteurs (STRAHLER, 1957).

Une grande partie de notre analyse repose sur **l'étude des bassins de marnes noires.** Nous avons retenu en particulier **le site du bassin versant du Saignon,** tributaire du Sasse, lui-même affluent de la Durance en amont de Sisteron.

Les bassins de marnes noires sont caractérisés par une grande sensibilité à l'érosion et un temps de réponse rapide aux moindre variations des paramètres qui commandent la dynamique du système fluvial. Ils sont les principaux fournisseurs de la Durance en matières en suspension, ce qui pose en aval des problèmes de gestion des aménagements hydroélectriques (envasement des retenues), économiques et écologiques (sédimentation dans l'Etang de Berre). Ces bassins sont l'enjeu de recherches expérimentales (CEMAGREF, 1993, 1995) qui mettent en évidence des résultats surprenants par l'ampleur des taux d'érosion difficiles à extrapoler sur le long terme. Les bassins marneux offrent la possibilité d'une lecture sur le long terme de l'Holocène (sédiments, bois subfossiles, charbons de bois, malacofaune...) et ainsi de relativiser de tels résultats. Cette vision plus globale permet d'appréhender différemment le rôle des paramètres responsables de l'évolution et, en particulier, on le verra, de mieux apprécier les conséquences variables dans l'espace et le temps de l'anthropisation.

Dans **vallée de l'Ubaye,** le comportement des torrents du bassin de Barcelonnette est un bon exemple de fonctionnement de bassins torrentiels en contexte montagneux intra-alpin caractérisé par un essor relativement tardif du peuplement.

A l'aval de Sisteron, les coupes de la basse terrasse du **Vançon,** affluent de rive gauche de la Durance, fournissent des données, assez rares par ailleurs, sur l'évolution d'une zone de confluence et le transit des sédiments depuis les affluents jusqu'à la rivière principale.

Plus méridional, soumis aux influences méditerranéennes, l'étude de la morphogenèse fluviale du Colostre, au niveau du **site gallo-romain de Riez,** permet de resituer l'évolution d'une plaine alluviale occupée par l'Homme depuis la Protohistoire dans le contexte lithologique particulier du bassin néogène de Digne-Valensole (faciès de la série des Poudingues de Valensole).

Nous envisagerons enfin l'évolution des **lits fluviaux et du détritisme de la Durance** elle-même. Afin de compléter l'analyse et à titre de comparaison, nous exploiterons les résultats des fouilles archéologiques récentes menées en Basse Durance qui éclairent l'évolution morphogénique de la rivière au cours de la période historique.

4. PLAN DE L'ÉTUDE.

Le premier chapitre est consacré à l'étude des paléoenvironnements fluviatiles dans les bassins de "terres noires" au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Il s'appuie sur l'étude dendrogéomorphologique du bassin du Saignon.

Le second chapitre est consacré d'une part à l'étude de l'évolution du détritisme sur le long terme de l'Holocène, dans un contexte d'abord naturel puis connaissant une anthropisation croissante. Il est consacré à l'étude géomorphologique, d'une part, du bassin de Barcelonnette, et d'autre part, de la basse vallée du Vançon.

Le troisième chapitre envisage l'évolution des milieux alluviaux au cours de la période historique. Notre recherche s'appuie sur l'étude géo-archéologique du site antique de Riez dans la vallée du Colostre et sur l'étude diachronique de documents cartographiques et photographiques (cartes anciennes, photographies aériennes) de la Durance.

Le quatrième chapitre propose une synthèse et une interprétation des résultats. Ceux-ci permettent d'envisager les modalités et les rythmes de la morphogenèse des fonds alluviaux au cours des premiers millénaires de l'Holocèneet autorisent de nouvelles hypothèses quant à l'évolution du paramètre paléoclimatique. Une typologie des différentes tendances et/ou crises morphogéniques mises en évidence au cours de la deuxième partie de l'Holocène est proposée, en fonction du rôle variable dans le temps des paramètres naturels (climatiques) et humains.

CHAPITRE 1

HYDRODYNAMIQUE ET MOPHOGENÈSE DES BASSINS DE MARNES NOIRES AU COURS DE LA PREMIÈRE PARTIE DU POSTGLACIAIRE.

INTRODUCTION.

Les dépôts alluviaux holocènes de la Moyenne Durance recèlent de nombreux gisements de troncs d'arbres subfossiles (ARCHAMBAULT, 1967, 1968, 1969 ; GAUTIER, 1992 ; ROSIQUE, 1994, 1996 ; MIRAMONT, 1996), dont les datations 14C ont contribué de manière décisive à la connaissance de l'évolution du détritisme postglaciaire (DELIBRIAS *et al.* 1984 ; JORDA, 1980a, 1993). Ces bois se présentent sous la forme de souches souvent enracinées en position de vie à différents niveaux stratigraphiques dans les sédiments. Bien conservés, les bois subfossiles se prêtent à une analyse dendrogéomorphologique et offrent un potentiel d'informations important. De nombreuses publications montrent l'intérêt d'une telle analyse (ALESTATO, 1971 ; SCHRODER, 1980 ; SCHWEINGRUBER, 1988 ; WILES *et al.*, 1996).

L'abondance des arbres subfossiles du bassin durancien n'a pas d'équivalent dans les Alpes françaises, si l'on excepte les troncs découverts dans les lacs d'altitude (EDOUARD, 1994). Situés pour la plupart, dans le bassin durancien, le long des talwegs ou sur leurs versants proches, ces arbres fournissent des données paléoenvironnementales qui n'ont pas encore été exploitées jusqu'à présent. Nous avons donc choisi d'aborder cette nouvelle voie de recherche par l'étude d'un bassin versant, le Saignon, qui associe à de puissants dépôts alluviaux holocènes un gisement particulièrement important d'arbres subfossiles.

Plusieurs thèmes vont retenir notre attention :

- la signification paléoécologique de la présence des arbres et de leurs caractéristiques dendrochronologiques
- les interrelation entre la morphogenèse et le couvert végétal des fonds de vallons,
- les modalités, les rythmes et les tendances de la dynamique érosive et sédimentaire dans les bassins de marnes noires,
- les facteurs responsables de l'évolution et en particulier le paramètre climatique.

Plus globalement il s'agit de dresser un état des lieux avant que l'émergence puis le développement des premières sociétés agro-sylvo-pastorales ne modifient définitivement les systèmes de causalité.

1.1. MORPHOGENÈSE SUD-ALPINE DU TARDIGLACIAIRE À L'ATLANTIQUE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Les travaux récents ont permis d'élaborer un schéma de l'évolution bioclimatique et morphogénique des systèmes alluviaux sud-alpins au cours de la première moitié du Postglaciaire (BEAULIEU, 1977 ; WEGMULLER, 1977 ; BEAULIEU et REILLE, 1983 ; DIJKSTRA *et al.*, 1990 ; JORDA M, 1980a et b, 1985, 1987, 1993 ; BOREL *et al.*, 1984 ; DELIBRIAS *et al.*, 1984 ; GAUTIER, 1992 ; JORDA M. et ROSIQUE, 1994 ; ROSIQUE, 1996 ; BALLANDRAS, 1997). Les grandes étapes reconnues de l'évolution du détritisme alluvial sont fondées sur les renversements majeurs des tendances morphogéniques (JORDA M., 1993) (**Figure 13**).

1.1.1. LA FIN DU WÜRM ET LE DÉBUT DU TARDIGLACIAIRE

Après une extension maximale des glaciers sud-alpins autour de 20 000 BP (JORDA M., 1988 ; ROSIQUE, 1996), la décrue glaciaire occasionne, dans les organismes principaux, en aval des zones englacées, une **période d'alluvionnement** de type fluvio-glaciaire .

Dans la zone pré-alpine et dans les bassins latéraux se mettent en place des dépôts à caractère torrentiel constituant des terrasses alluviales et de puissants cônes de déjection. Ces dépôts sont liés à l'ouverture ou à l'extension des bassins torrentiels. Ils sont nourris par le remaniement des éboulis et des formations de pente périglaciaires qui drapent les versants, par les dépôts morainiques instables et par l'érosion du substrat.

Cette phase d'importante activité érosive et détritique a lieu alors que la végétation forestière n'a pas encore entrepris sa reconquête : les diagrammes polliniques témoignent en effet à la fin du Pléniglaciaire de la présence d'une végétation à caractère steppique, discontinue, (steppe à armoises, genévriers, pins, argousiers,...), témoignant d'un milieu ouvert, drastique et froid (BOREL *et al.*, 1984).

Les prémices d'une amélioration climatique (augmentation des températures et sans doute de l'humidité) s'annoncent en Durance à moyenne altitude, au cours du Dryas ancien par l'affirmation dans les diagrammes polliniques d'une première phase à genévriers (BEAULIEU, 1977).

1.1.2. L'INTERSTADE TARDIGLACIAIRE, DU BÖLLING À LA FIN DE L'ALLERÖD.

La période est caractérisée par une **importante phase d'incision verticale le long des talwegs** principaux et secondaires. Cette tendance semble liée à une diminution de la charge solide des cours d'eau, conséquence de la stabilisation progressive des versants par la végétation. L'incision serait aussi en relation avec un accroissement des précipitations, qui engendre des flux hydriques plus abondants et ainsi une augmentation du rapport débit/charge des organismes fluviaux (ROSIQUE, 1996).

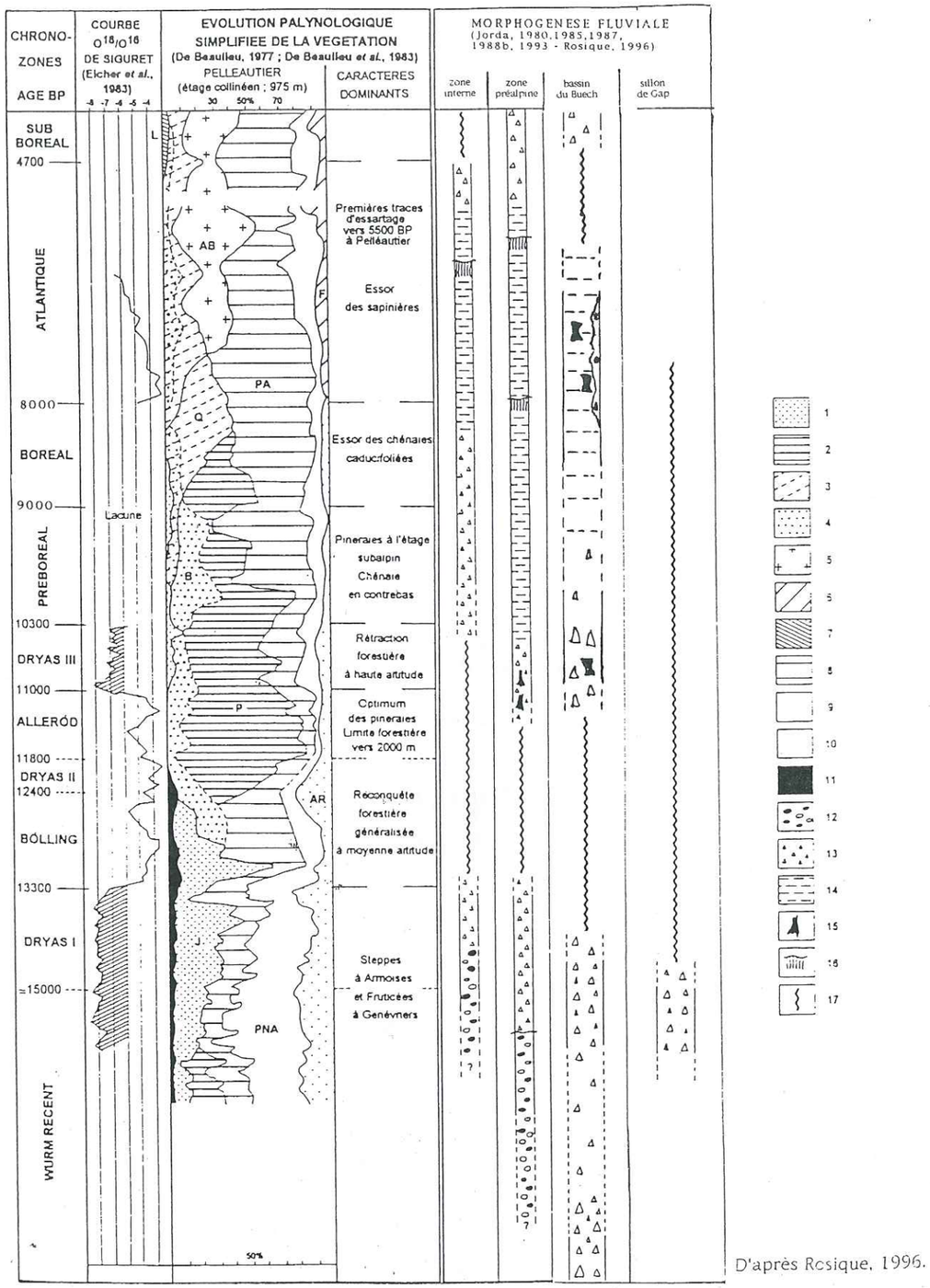


Figure 13 : Les principales étapes de l'évolution bio-morphodynamique des premiers millénaires du Postglaciaire.

Les spectres polliniques de cette période mettent clairement en évidence l'essor de la dynamique forestière soulignée par le développement du genévrier au Bölling puis des pineraies au cours de l'Alleröd. En altitude, la persistance de taxons steppiques témoigne encore de groupements forestiers ouverts et d'espaces dénudés.

Les variations isotopiques de l'oxygène des sédiments prélevés dans le petit lac de Siguret à l'amont d'Embrun (EICHER et SIEGENTHALER, 1983) (fort accroissement des pourcentages de ∂18O) soulignent la rapidité du réchauffement, et par là-même, le caractère décisif de cette amélioration climatique.

Enfin, outre le développement de la couverture végétale et la variation du paramètre climatique, d'autres facteurs qui ont pu favoriser l'incision linéaire des talwegs sont parfois évoqués : l'exhaussement glacio-isostasique lié à la déglaciation et éventuellement la surrection tectonique de la chaîne alpine dont l'importance a été soulignée lors des recherches récentes de néotectonique (JORDA M., 1993).

1.1.3. Le Dryas récent et les premiers millénaires de l'Holocène

A partir du Dryas récent, voire même au cours de l'Alleröd dans certains bassins versants, la tendance à l'incision verticale des talwegs s'inverse. Elle est relayée dans les premiers millénaires de l'Holocène par une **phase pluri-millénaire de sédimentation qui aboutit à la mise en place du "remblaiement holocène principal"** (JORDA, 1980b). Cette période se termine vers la fin de l'Atlantique, après une ou plusieurs phases de pédogenèse bien marquées sur les versants.

1.1.3.1. La crise morpho-climatique du Dryas récent.

Les premiers dépôts constitutifs, localement du moins, des remblaiements holocènes sont attribués à la fin de l'Alleröd ou à la première partie du Dryas récent. Ils présentent un **caractère torrentiel** (formations caillouteuses) qui reflète bien le contexte d'instabilité climatique et morphogénique dans lequel ils se mettent en place.

Le Dryas récent se caractérise en effet par un ultime retour du froid. La limite forestière s'abaisse en altitude et on observe un éclaircissement du couvert forestier au profit d'étendues herbeuses, voire d'une dénudation de certains sols (BOREL *et al.*, 1984), le tout assorti d'une recrudescence des phénomènes érosifs, surtout dans les zones lithologiquement sensibles.

Cette phase d'activité érosive et torrentielle est semble-il liée aussi à une augmentation de la pluviométrie moyenne annuelle et/ou un changement dans le régime des précipitations qui caractérisent tout ou partie de la chronozone. La reconnaissance d'un important stade de récurrence glaciaire d'altitude dans l'ensemble de la chaîne alpine s'accorde avec cette hypothèse (PATZELT, 1980 ; MAISH, 1981 ; COUTEAUX, 1983 ; JORDA M., 1986 ; MAGNY, 1995b et c ; ROSIQUE, 1996).

Le passage de la tendance à l'incision à la sédimentation est diachronique dans différents secteurs de la Moyenne Durance (Alleröd, Dryas récent, et même Préboréal en zone intra-alpine). Il apparaît ainsi qu'un seuil morphodynamique a pu être franchi plus ou moins tardivement en fonction du comportement hydrodynamique propre à chaque organisme (ROSIQUE, 1996) .

Enfin, certains secteurs connaissent une évolution différente : dans le sillon de Gap, l'incision amorcée au cours du Tardiglaciaire semble se poursuivre sans interruption à la fin de cette période puis au cours du Postglaciaire. Mais il est vrai qu'on manque là de coupes naturelles très explicites, les formations morainiques et/ou fluvio-glaciaires constituant l'essentiel des dépôts.

1.1.3.2. Un apaisement morphogénique au cours du Préboréal.

Peu de dates 14C (débris charbonneux ou bois subfossiles) ont été obtenues pour cette période. L'analyse des dépôts que l'on peut cependant lui attribuer indique globalement **un ralentissement voire un arrêt de la sédimentation alluviale,** en relation semble-il avec une ambiance climatique plutôt sèche (ROSIQUE, 1996). Le Préboréal est caractérisé par un réchauffement important dont témoigne l'apparition et le développement des espèces mésophiles (chênaie notamment à l'étage collinéen et à la base de l'étage montagnard), même si les pins restent encore prédominants (BEAULIEU, 1977 ; BEAULIEU, *et al.*, 1994).

1.1.3.3. Une phase de sédimentation décisive du Boréal à l'Atlantique.

A partir du Boréal se mettent en place de **puissants dépôts d'alluvions à dominante limono-caillouteuse**, en relation avec la densification du couvert végétal et ainsi une meilleure protection des terrains. Localement (en zone intra-alpine en particulier), certains organismes connaissent cependant une importante activité torrentielle (JORDA M., 1987 ; BALLANDRAS, 1997)

L'ambiance climatique de cette époque est encore mal définie. La mise en place du remblaiement nécessite une "intervention des précipitations plus efficace" par rapport à la période précédente, alors que les analyses polliniques (essor des espèces subméditerranéennes) semblent plutot indiquer un climat chaud et sec comparable à l'actuel (BEAULIEU, 1977). La contradiction n'est sans doute qu'apparente. Le régime saisonnier et l'intensité des précipitations ont vraisemblablement un rôle plus important que leur volume total.

La mise en place du remblaiement se poursuit au cours de l'Atlantique, sous un climat plus humide au régime pluviométrique moins contrasté. L'augmentation de l'humidité est soulignée cette fois par le développement des sapinières entre 1000 et 2000 m, la remontée de la limite supérieure de la forêt, le développement des aulnes dans des secteurs mal drainés, dont le caractère hydromorphe est d'ailleurs bien visible dans les coupes étudiées par les auteurs.

De nombreux troncs subfossiles en place sont conservés dans ces dépôts. "témoignant de conditions de sédimentation peu agressives et discontinues", et "de

périodes d'arrêt ou de réduction prolongée de la sédimentation ayant permis le développement des arbres" (ROSIQUE, 1994). L'étude dendrogéomorphologique du gisement du Saignon permettra d'apporter des précisions sur les modalités de la sédimentation au cours de cette période.

La partie moyenne ou supérieure des remblaiements est caractérisée par la présence de **sols enterrés** (sols bruns calciques ou à caractères vertiques) qui justifient le concept "d'optimum bioclimatique atlantique" des auteurs. Ces sols contiennent d'abondants débris de charbons de bois auxquels on attribue le plus souvent une origine anthropique (JORDA, 1987 ; MULLER *et al.*, 1991).

A la charnière de l'Atlantique et du Subboréal, un brusque renversement de tendance semble s'opèrer. Il est contemporain d'une phase de dégradation climatique mais aussi de l'essor des communautés agro-pastorales et d'une sédentarisation qui s'affirme en zone intra-alpine. Désormais l'évolution des paléoenvironnements n'est plus commandée seulement par les paramètres naturels. L'analyse de la morphogenèse fluviatile au cours de la seconde moitié de l'Holocène sera abordée dans le seconde partie de ce mémoire.

Il faut cependant souligner que les grandes tendances qui viennent d'être définies recouvrent en fait une réalité beaucoup plus complexe et des comportements morphodynamiques variés en fonction des différents contextes. Dans l'analyse qui suit, nous allons tenter d'appréhender cette évolution à travers l'étude et la signification paléoenvironnementale et morphogénique des troncs subfossiles du bassin durancien.

1.2. LA DENDROCHRONOLOGIE : SES APPORTS À L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE ET À LA RECONSTITUTION DES PALÉO-ENVIRONNEMENTS.

Les potentialités des études dendrogéomorphologiques sont nombreuses. Mais avant de les envisager, il convient de présenter la méthodologie et ses champs d'application.

1.2.1 DÉFINITIONS ET PRINCIPES DE LA DENDROCHRONOLOGIE.

La croissance d'un arbre se traduit, en milieu tempéré, par l'édification d'un **cerne annuel.**

Les cellules ligneuses sont produites par le cambium situé sous l'écorce. Le cerne est constitué d'une partie claire, *le bois initial*, et d'une partie foncée, *le bois final.* Schématiquement le bois initial, composé de grosses cellules à parois fines est édifié au printemps, lorsque l'activité végétative est maximale. Le bois final, formé de petites cellules à parois épaisses, est constitué par l'arbre à l'automne, lorsque son métabolisme se ralentit à l'approche de l'arrêt hivernal (TRENARD, 1992) (**Figure 14**).

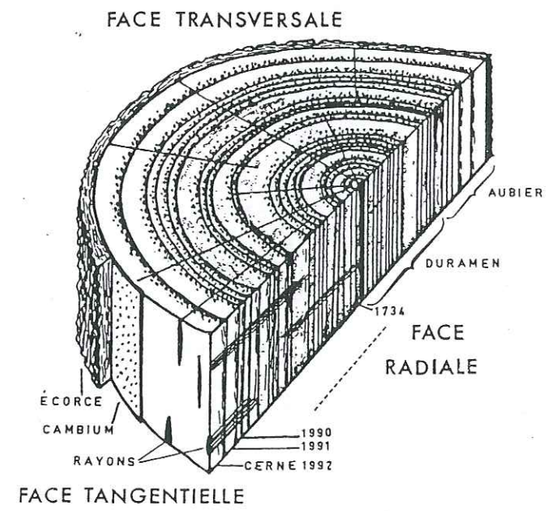


Schéma d'une coupe d'un tronc montrant la succession des cernes annuels, qui, à partir du dernier formé à la périphérie, peuvent être tous datés jusqu'au centre. L'aubier est composé d'un nombre assez constant de cernes, formant une couronne externe ; ses cernes les plus internes se transforment en duramen au fur et à mesure qu'il s'en forme de nouveaux à partir du cambium.

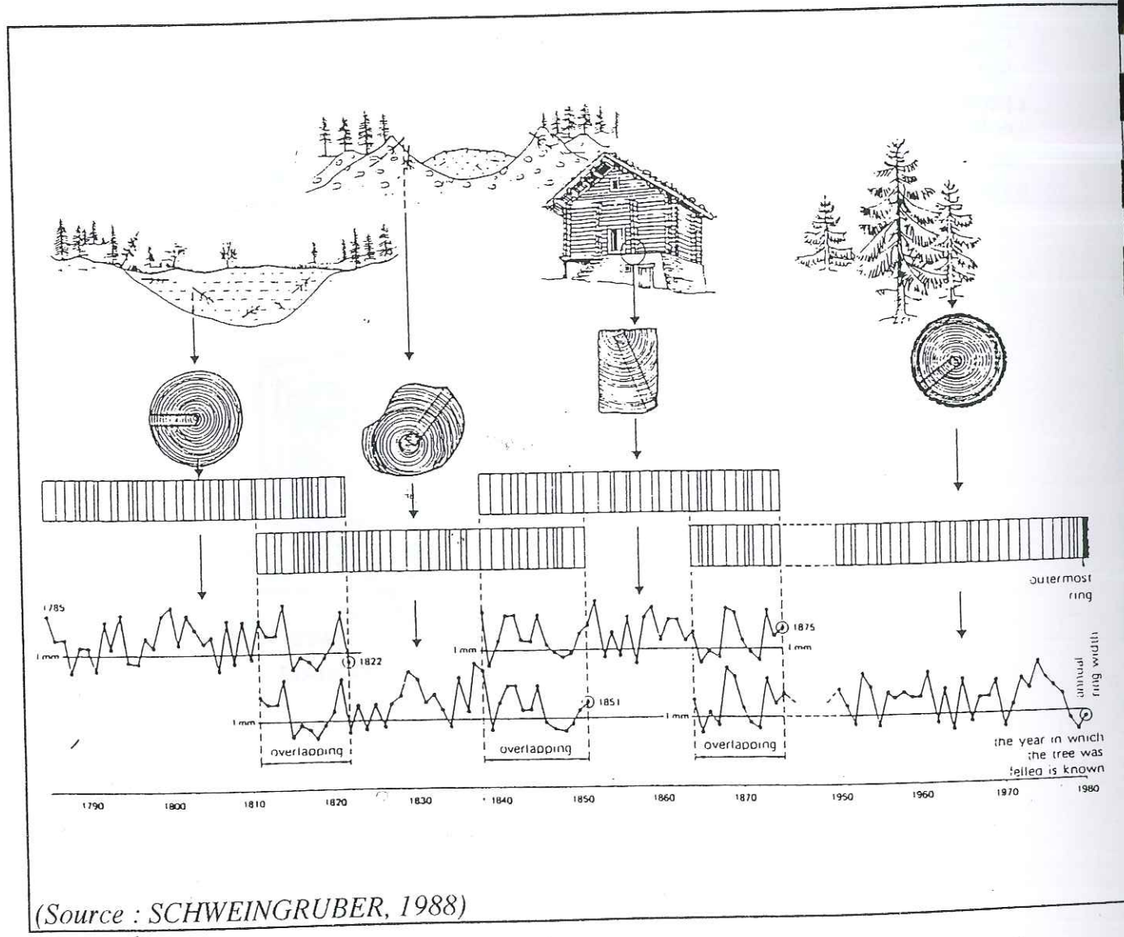
(Source : TRENARD, 1992)

Figure 14 : Structure d'un tronc.

L'épaisseur du cerne annuel est liée à la fois aux conditions du site (nature du substrat, exposition, pente...) - généralement stables au cours de la vie de l'arbre - et aux variations des facteurs environnementaux, comme le facteur climatique, mais aussi, on le verra, la dynamique sédimentaire et morphogénique.

Le principe de la dendrochronologie repose sur l'analyse des cernes de croissance et sur le fait que des arbres contemporains d'une même région présentent des séries de cernes aux variations similaires qui sont le reflet de la variabilité interannuelle du climat régional.

En comparant les variations d'épaisseur de cernes sur plusieurs séries, il est possible d'agréger - de **synchroniser** - ces séries entre elles (**Figure 15**). Cette méthode permet de remonter à rebours dans le temps et de dater ainsi, de façon absolue, des échantillons de bois anciens tels que des bois de construction ou des bois subfossiles.



(Source : SCHWEINGRUBER, 1988)

Figure 15 : Principes de la dendrochronologie: synchronisation de séquences de cernes.

Lorsque plusieurs centaines de bois ont été synchronisées, et forment une série continue à partir d'arbres vivants, on obtient une **chronologie de référence** ou un **étalon** (LAMBERT *et al.*, 1988) auquel pourront être comparés de nouveaux échantillons. On sait que ces longues chronologies de référence permettent de calibrer les datations radiométriques 14C (BECKER, 1993).

Lorsque plusieurs séries se synchronisent mais qu'aucune n'est rattachée à une chronologie de référence, elles constituent des **chronologies flottantes**, calées dans le temps par des datations 14C. Elles demeureront flottantes jusqu'au jour où de nouveaux échantillons permettront leur positionnement exact sur la chronologie de référence.

1.2.2. CHAMPS D'APPLICATION.

L'analyse dendrochronologique a non seulement pour objectif la construction d'un cadre chronologique au pas de temps annuel, mais elle débouche aussi sur de vastes champs d'application (FRITTS, 1976 ; SCHWEINGRUBER, 1988 ; COOK and KAIRIUKSTIS, 1989 ; TESSIER *et al.*, 1993a et b). Nos travaux sur les arbres subfossiles de la Moyenne Durance s'inscrivent dans une recherche de **dendrogéomorphologie** ("*Applications de la dendrochronologie et de l'écologie végétale à la géomorphologie*", ALESTATO, 1971). Les processus géomorphologiques constituent un paramètre écologique pouvant être responsable d'un stress mécanique perturbant la croissance des arbres. Ces derniers sont alors considérés comme des "enregistreurs" des phénomènes géomorphologiques (érosion des sols, enfouissement, crues des rivières, glissements de terrain...). L'analyse des variations des cernes de croissance permet d'apprécier les particularités des biotopes holocènes, de qualifier et de quantifier les processus géomorphologiques responsables de l'enfouissement des arbres.

Compte tenu de ces observations et de nos objectifs, le terme **dendrochronologie** sera utilisé ici au sens large, incluant la dendrochronologie *stricto sensu* (la construction d'une chronologie à pas de temps annuel à partir des séquences de cernes des arbres), la dendrogéomorphologie, et, plus largement, toutes les applications de la dendrochronologie à l'étude de l'écologie végétale.

Les premiers travaux de dendrogéomorphologie sont anciens. L'un des initiateurs fut FINCH (1937) qui utilisa les variations de croissance des arbres pour estimer l'âge d'éruptions volcaniques. Cette méthode s'est ensuite beaucoup développée. ALESTATO (1971), SCHRODER (1980), SCHRODER et BUTLER (1987) et WILES *et al.* (1996) montrent des applications variées (variations glaciaires, glissements de terrain, évolution des lits fluviaux...) (**Tableau 1**).

NATURE DU PROCESSUS	CONSÉQUENCE	TRADUCTION DANS LES CERNES DES ARBRES
CRUES	Inondation, engorgement des sols, hydromorphie	Diminution/arrêt de croissance
	Sédimentation	Diminution/arrêt de croissance Adaptation du système racinaire (rejets)
	Apport d'éléments nutritifs	Augmentation/arrêt de croissance
	Erosion	Cicatrices
MOUVEMENT DE MASSE	Inclinaison	Bois de réaction, excentricité
	Cisaillement	Diminution/arrêt de croissance
	Erosion	Diminution/arrêt de croissance
	Exposition des racines	Adaptation du système racinaire (rejets)
	Inondation	Diminution/arrêt de croissance
AVANCÉE GLACIAIRE	Avancée de la glace	Cicatrices
	Inondation et sédimentation	Diminution/arrêt de croissance Adaptation du système racinaire (rejets)
	Stress thermique	Diminution/arrêt de croissance
VOLCANISME	Réduction de la photosynthèse	Diminution/arrêt de croissance
	Refroidissement	Diminution/arrêt de croissance
	Enfouissement	Diminution/arrêt de croissance
	Défoliation	Diminution/arrêt de croissance

Tableau 1 : Conséquences des processus morphogéniques sur la croissance des arbres (Source : d'après WILES et al., 1996, modifié).

1.2.2.1. Datations des processus géomorphologiques.

Les bois subfossiles datés au 14C permettent de **caler dans le temps** les dépôts dans lesquels ils sont enfouis et de **reconnaître les principales phases d'évolution de la morphogenèse**. L'année calendaire à laquelle intervient l'événement géomorphologique peut être déterminée lorsqu'une chronologie flottante est synchronisée avec une séquence de référence.

Ainsi en fonction de leur position, leur âge 14C et leur âge cambial, les vestiges d'arbres découverts *in situ* à proximité des glaciers et dans leurs moraines mettent en évidence des stades d'avancée et de retrait glaciaire en relation avec les fluctuations du climat (HOLZHAUZER, 1984). WILES and CALKIN (1993, 1994) établissent une relation entre la mort simultanée d'arbres enfouis par une sédimentation accrue et un stade d'avancée du glacier Mc Carty au Canada.

Dans les vallées principales des grandes rivières d'Europe Centrale, des niveaux à troncs ("Black Oaks") contenus dans les terrasses holocènes permettent de reconnaître et de dater des phases de recrudescence de l'activité fluviale, d'alluvionnement et d'augmentation de la fréquence des crues, en relation avec les fluctuations du climat et l'histoire de l'occupation humaine. Citons les travaux de BECKER (1975, 1982, 1983b, 1993), BECKER et FRENZEL (1977), BECKER et SCHIRMER (1977) pour le Main, le Danube et le Rhin ; les recherches de LEUSCHNER *et al.* (1987) dans le bassin de la Weser ; les études de HILLER *et al.* (1991) dans le bassin de l'Elbe ; et enfin, dans les

rivières polonaises, les travaux de STARKEL (1994, ed. 1995, ed. 1996), KRAPIEC (1992, 1994), KALICKI et KRAPIEC (1991a,b, 1995a,b, 1996).

1.2.2.2. Nature, vitesse, rythme et extension des processus morphogéniques.

La position stratigraphique des arbres et le matériel dans lequel ils sont contenus renseignent sur la **nature** et le **niveau dynamique des processus géomorphologiques** ayant provoqué leur mort. Des arbres couchés, déracinés, transportés sur de plus ou moins longues distances, présentant éventuellement des marques de coups, témoignent de processus énergiques (chablis, glissements de terrain, coulées boueuses, crues), comme par exemple les troncs couchés dans les terrasses holocènes des grandes rivières d'Europe Centrale.

En revanche, des arbres enracinés, en position de vie, indiquent l'occurrence de processus peu énergiques ayant provoqué leur mort lente. C'est, par exemple, le cas des arbres subfossiles axyphiés dans les tourbières par la remontée du niveau de la nappe d'eau (MUNAUT, 1966b, 1967, 1979a ; LEUSCHNER *et al.*, 1987).

Des indications sur la **vitesse des processus** morphosédimentaires peuvent être fournies par l'état de conservation du bois, la morphologie du système racinaire et l'examen des derniers cernes de croissance. La conservation des bois dépend en effet de la rapidité de leur enfouissement car le bois ne peut être conservé que dans des conditions anaérobies (MUNAUT, 1979a, 1986).

Par ailleurs, la position des arbres et la date de leur mort témoigne de **l'intensité** des processus morphogéniques : un événement catastrophique et soudain (crue, lave torrentielle, chablis…) est marqué par la mort simultanée de tout un groupe d'arbres : par exemple, KALICKI et KRAPIEC (1996) repèrent, dans les troncs subfossiles des terrasses holocènes de la Vistule, des groupes d'arbres couchés par une même crue.

Enfin, l'analyse de la répartition spatiale des arbres peut permettre de déterminer **l'extension** d'un remplissage sédimentaire, des dépôts alluviaux par exemple (GOTTSFIELD *et al.*, 1990).

En règle générale, les processus morphogéniques provoquent des perturbations du biotope, un stress de la végétation et constituent des facteurs limitants à la croissance des arbres. Mais il est aussi possible que certaines dynamiques favorisent le développement de la végétation. BECKER et SCHIRMER (1977) et BECKER et FRENZEL (1977) montrent que la croissance moyenne des arbres subfossiles de la "paléo-ripisylve" du Main est en relation avec l'évolution des conditions édaphiques liées, au début de l'Holocène, au paramètre climatique, puis essentiellement aux conséquences de l'anthropisation. A la fin de l'Atlantique, on observe, une augmentation de la largeur moyenne des cernes annuels, les défrichements à l'amont du bassin provoquant un enrichissement en apports sablo-limoneux des sols de la plaine alluviale.

Ainsi, l'étude de la largeur des cernes des bois fossiles, comparée à des chronologies de contrôle, révéle des anomalies de croissance qui peuvent être reliées à des

événements géomorphologiques. Plus globalement la dendrogéomorphologie est une voie de recherche originale qui permet de compléter les données fournies par les études géomorphologiques et sédimento-stratigraphiques.

Les bois subfossiles, tels que ceux découverts en Moyenne Durance, sont susceptibles d'apporter différentes informations paléoenvironnementales.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
15, RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX

2. LE BASSIN DU SAIGNON

Le Saignon (commune de la Motte du Caire, Alpes de Haute-Provence) est un petit bassin versant de 400 ha environ, affluent du Grand Vallon, lui-même tributaire de la vallée du Sasse (rive gauche de la Durance en amont de Sisteron) (**Figure 16**).

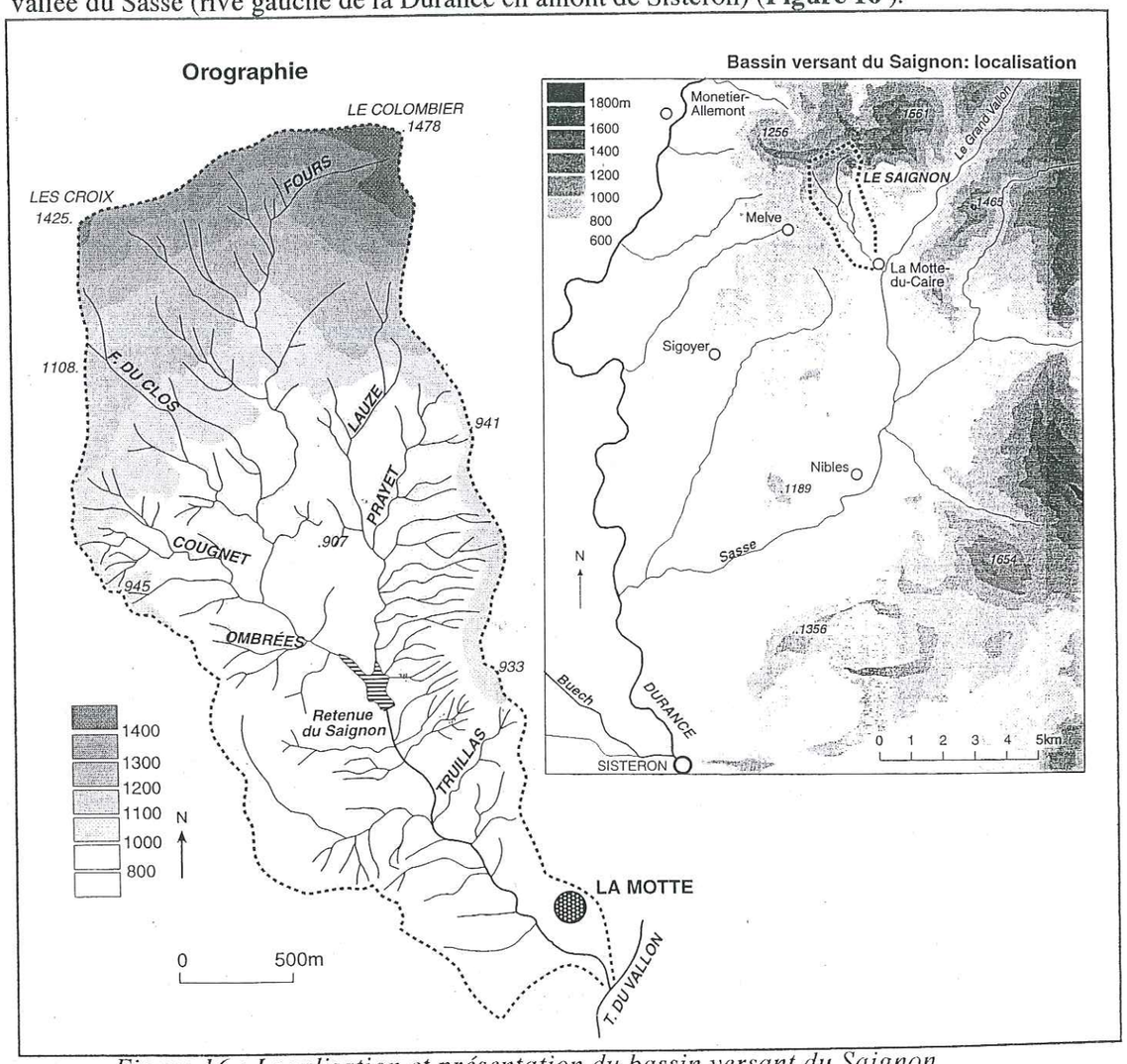


Figure 16 : Localisation et présentation du bassin versant du Saignon.

L'amont du bassin, à forte pente, est dominé par un escarpement de calcaires tithoniques dont l'altitude est voisine de 1500 m (**Figure 17**). Au-dessous, le réseau hydrographique du Saignon s'inscrit dans les marnes et marno-calcaires du Callovo-

détritisme alluvial du vallon. La topographie de la partie médiane du bassin est caractérisée par l'étendue des ravinements (roubines). Les interfluves qui limitent le bassin versant, souvent aplanis ou isolés en lanières de "glacis" (Le Défens), sont recouverts par des moraines et des nappes fluvio-glaciaires attribuées au Riss.

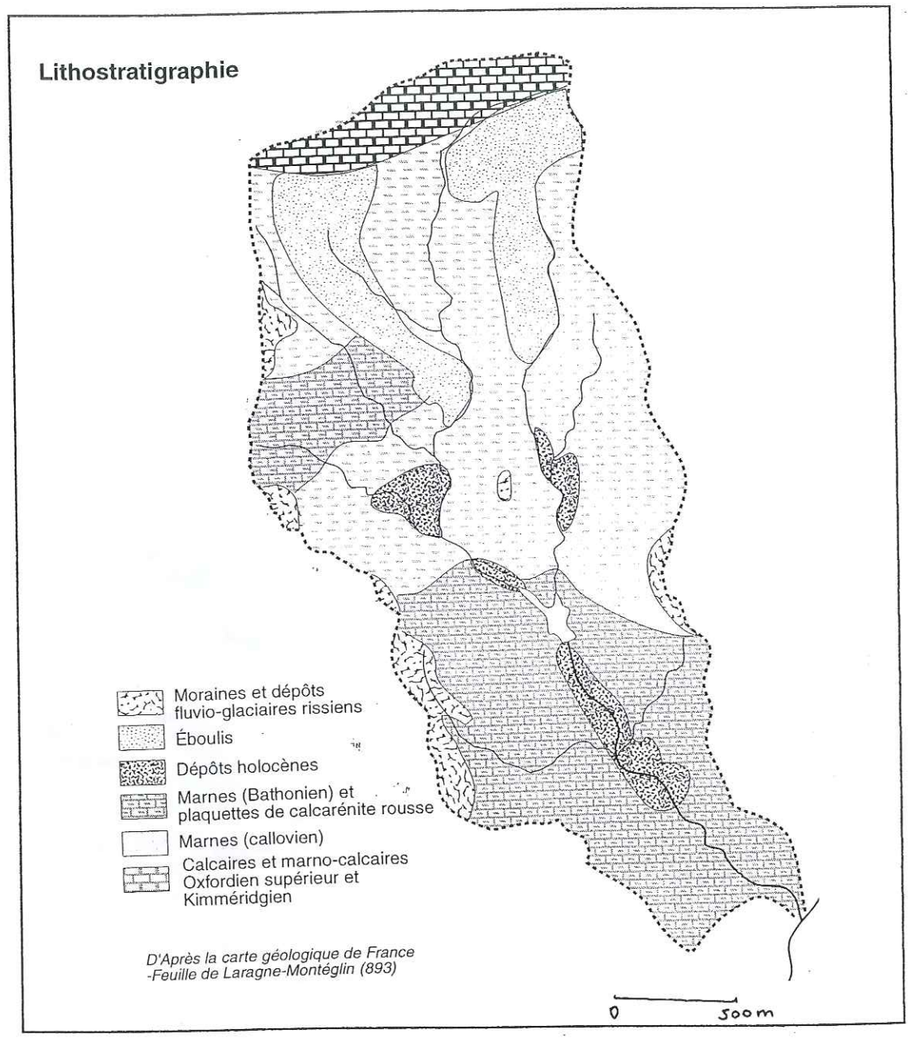


Figure 17 : Lithologie du bassin du Saignon.

Le Saignon est aujourd'hui occupé à 20% par une végétation de pelouse et de landes et à 55% par des boisements constitués en grande partie de pins noirs d'Autriche (VALLAURI *et al.*, 1997). Les marnes noires affleurantes et ravinées occupent le reste de l'espace. L'étude des archives montre que le bassin était largement déboisé au siècle dernier. Depuis lors, le Saignon a fait l'objet d'une politique de restauration des terrains en montagne et de reboisement. La déprise rurale et l'abandon des pratiques agro-

pastorales ont de plus favorisé une reconquête végétale spontanée. Ainsi, le taux de boisement du bassin est passé de 20% au XIXe siècle à 30% en 1948 et à 55% en 1995 (VALLAURI *et al.*, 1997).

Des aménagements hydrauliques ont été réalisés. Le premier, construit en 1962, est le barrage du Saignon, d'un volume de 120 000 m^3, qui était destiné à l'irrigation des vergers. Malgré la présence de vannes de fond pour évacuer les sédiments, l'ouvrage s'est envasé rapidement au cours des vingt années qui ont suivi (COMBES, 1980). Depuis, de multiples seuils et petites retenues ont été construits dans le but de lutter contre l'érosion en limitant les ravinements et en "cassant" la pente longitudinale des talwegs ; les plages de dépôts ainsi obtenues sont ensuite végétalisées afin d'augmenter l'infiltration, de réduire les écoulements et de limiter le transit du matériel vers l'aval (SOUSSIEUX, 1994).

La conséquence morphodynamique majeure de la reforestation, spontanée et artificielle, et de l'aménagement du bassin est une reprise d'incision importante qui se manifeste dans les différentes branches du bassin, à l'aval des retenues.

La reprise d'incision se fait aux dépens des remblaiements sédimentaires holocènes qui peuvent atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Ils constituent, dans la partie médiane et inférieure du bassin, de part et d'autre du talweg principal, un niveau de glacis-terrasse. Les dépôts largement nourris par les marnes noires associent des apports colluviaux et alluviaux à passées torrentielles qui contiennent de nombreuses souches d'arbres subfossiles enracinées mises au jour par l'incision récente.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

3. ETUDE DENDROCHRONOLOGIQUE DES BOIS SUBFOSSILES

3.1. DESCRIPTION DU GISEMENT DE BOIS FOSSILES

Cent trois troncs d'arbres subfossiles ont été recensés dans le bassin versant du Saignon.

Au premier coup d'oeil, leur aspect les différencie assez peu de souches d'arbres actuels morts au cours de ces dernières années (**planches 1, 2 et 3**). Ils se distinguent cependant par leur position anormale dans l'axe d'écoulement des eaux, la couleur noire du bois, sa dureté et l'odeur particulière d'hydrocarbure qui s'en dégage en les sciant. Les paysans de la région reconnaissent bien ces souches qui, chargées de résine, constituent un excellent combustible.

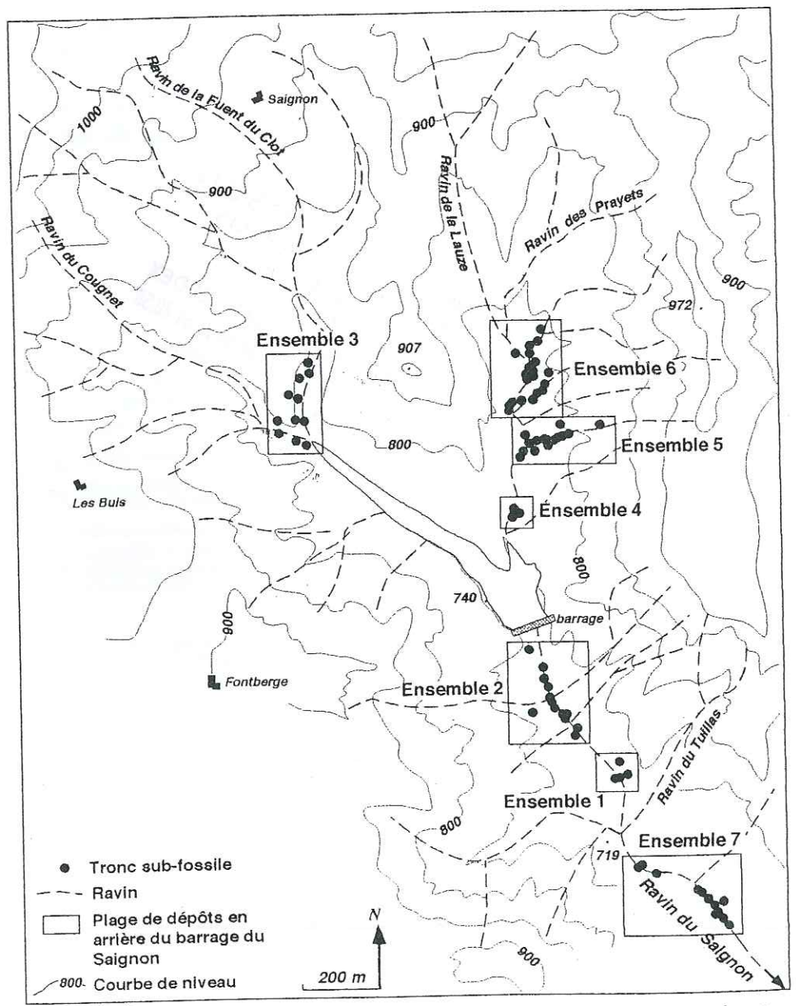
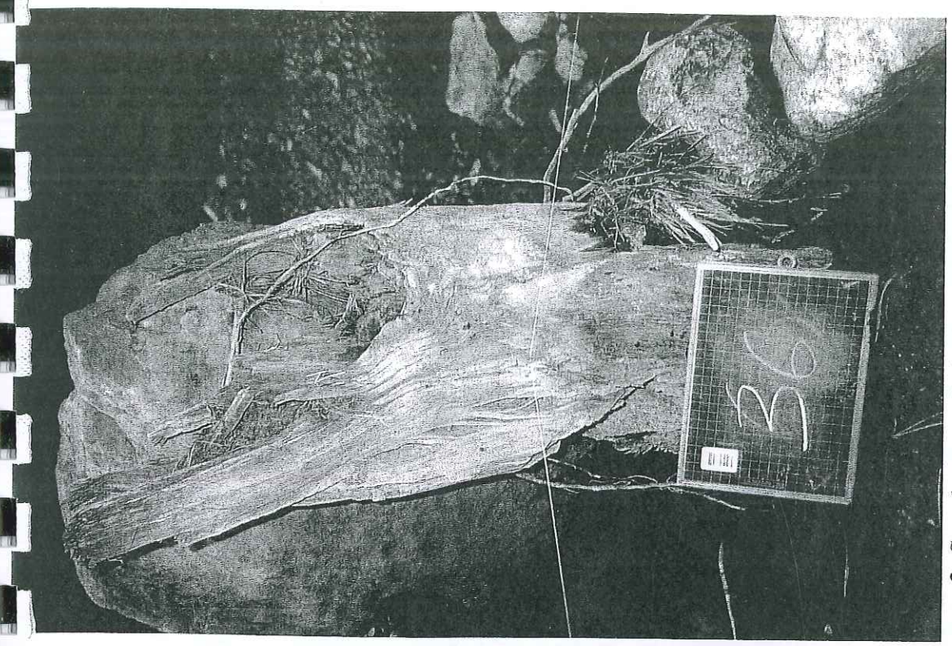


Figure 18 : Localisation des ensembles d'arbres subfossiles recensés dans le bassin du Saignon.

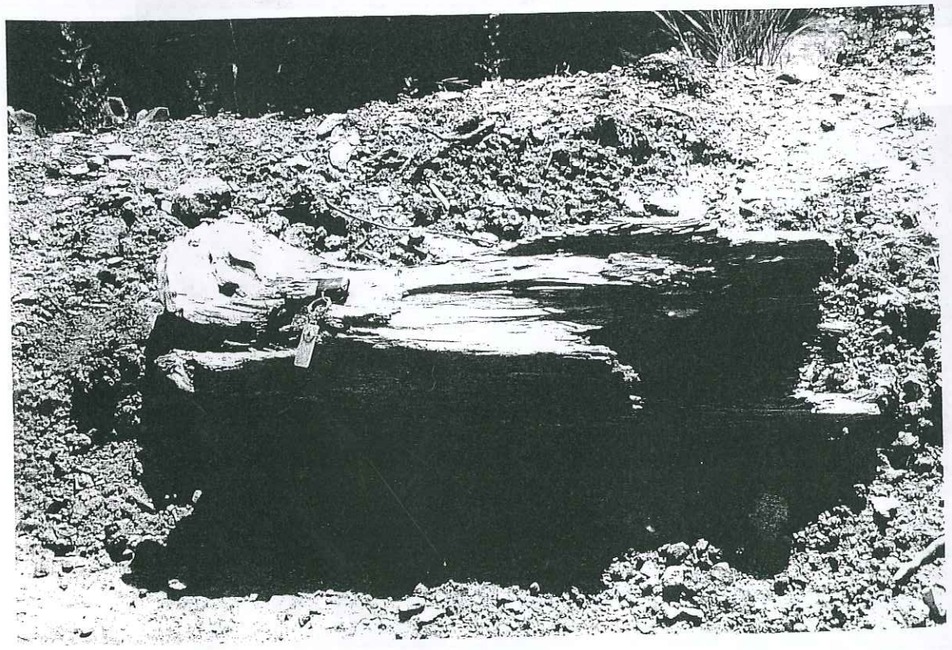


2. Souche enracinée dans le fond du talweg 8460±60 BP (n°36)

1. Arbre de 3,5 m de haut, enraciné, possédant des lambeaux d'écorce (n°38).

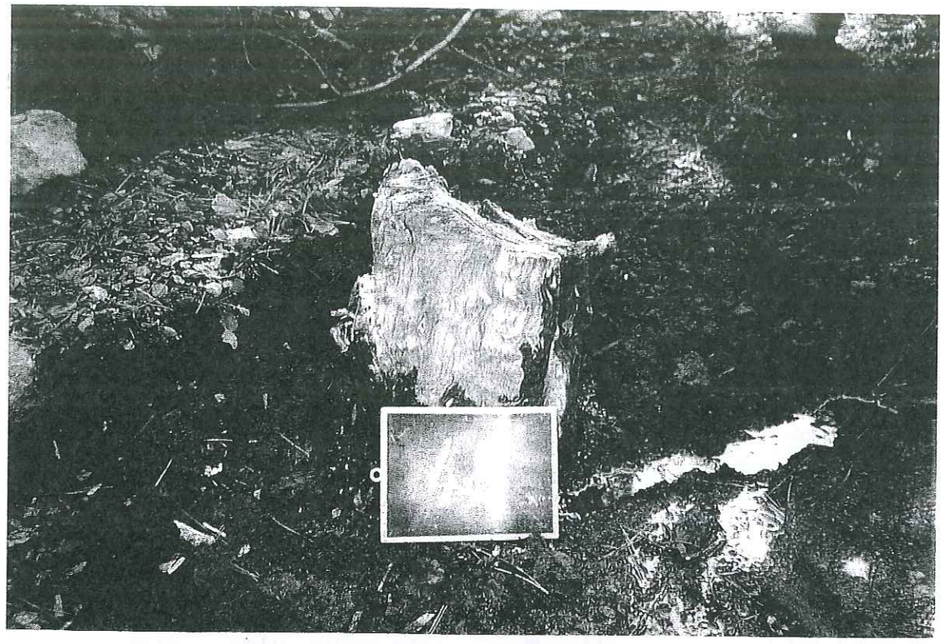
Planche 1 : Les arbres subfossiles du bassin de Saignon

1. Arbre enraciné à mi pente dans le talus de la terrasse holocène, possédant des lambeaux d'écorce (n°61).



2. Souche déracinée (n°20)

Planche 2 : Les arbres subfossiles du bassin de Saignon



1. Arbre subfossile enraciné dans le fond du talweg (n°48).

2. Souche enracinée dans le fond du talweg (n°24)

Planche 3 : Les arbres subfossiles du bassin de Saignon

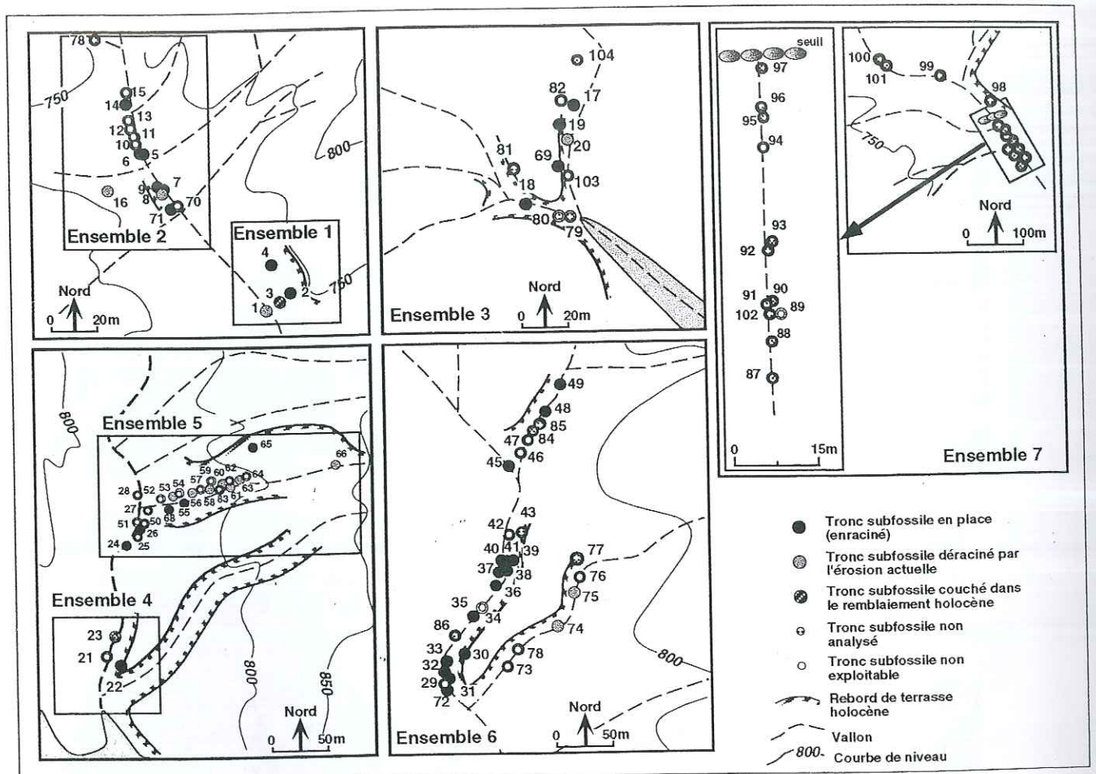


Figure 19 : Caractéristiques des souches subfossiles par ensemble d'arbres.

Sept ensembles d'arbres sont distingués en fonction de leur répartition spatiale dans le bassin (**Figures 18 et 19**). Au sein de ces ensembles, trois cas de figure se présentent :

- les souches sont enracinées dans un même niveau stratigraphique, ce qui laisse supposer qu'elles sont contemporaines et ont été enfouies au même moment.
- elles apparaissent à mi-pente dans les berges sans que la stratigraphie des dépôts ne soit lisible. Dans ce cas, elles peuvent appartenir à des niveaux différents ou avoir poussé sur des versants.
- les arbres sont enracinés dans des niveaux différents d'une même coupe.

Les souches les plus nombreuses (80%) apparaissent au fond des talwegs, où elles sont mises au jour par la reprise d'incision des ravins (**Figure 20**). Ces arbres ont donc poussé sur une topographie proche du niveau actuel des cours d'eau, mais peuvent appartenir à des niveaux stratigraphiques différents. 20% des souches sont enracinées à mi-pente dans les dépôts alluviaux holocènes.

Les arbres qui sont encore contenus dans les dépôts argilo-limoneux sont très bien conservés. Des lambeaux d'écorce sont presque toujours présents sur les parties qui n'ont pas été dégagées. Seuls 20% des troncs recensés ne possèdent aucun reste d'écorce (**Figure 20**). Le très bon état de conservation est dû à l'existence de conditions anaérobies dans des sédiments qui inhibent l'action des bactéries et des champignons, alors que dans des conditions normales d'humidité, le bois mort se décompose rapidement (SCHWEINGRUBER, 1988).

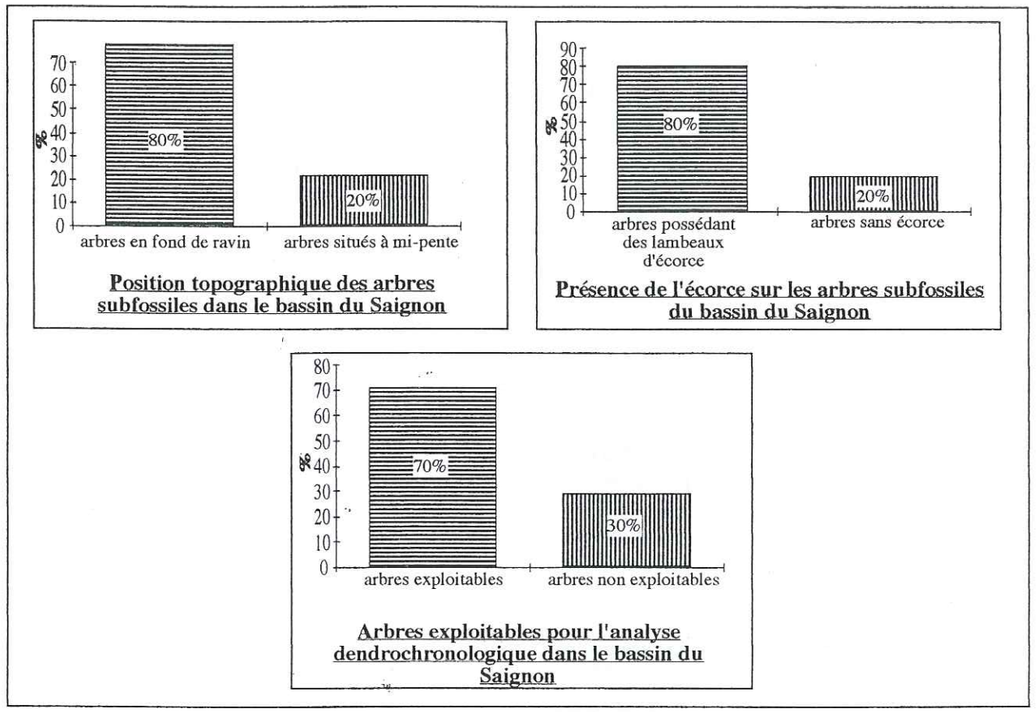


Figure 20 : Caractéristiques des arbres subfossiles dans le bassin du Saignon.

Quelques souches subfossiles au sein du gisement sont carbonisées et associées à des niveaux à macro-charbons de bois. Notons que M. ARCHAMBAULT (1967, 1968) avait également repéré dans le Buëch des troncs carbonisés.

Remarquablement préservés depuis plusieurs millénaires, les arbres se dégradent rapidement dès qu'il sont dégagés du remblaiement. Les souches situées au fond des talwegs sont érodées par les eaux courantes, l'alternance de phases d'humidification et de dessication et sont attaquées par les micro-organismes. Le coeur de la souche et la partie externe de l'arbre se décomposent, le bois devenant "mou" et spongieux ; les séquences de cernes sont alors illisibles. Ainsi, environ 30% des arbres subfossiles ne peut pas être utilisée pour l'analyse dendrochronologique (**Figure 20**).

La présence des troncs dans l'axe d'écoulement des eaux témoigne, étant donné leur fragilité, de la rapidité et du caractère récent de l'incision des talwegs.

3.2. MÉTHODOLOGIE

Le souci d'intégrer à l'analyse géomorphologique les informations paléoenvironnementales fournies par le gisement de troncs subfossiles a nécessité notre formation préalable aux méthodes et aux applications de la dendrochronologie. La méthologie, que nous avons empruntée à EDOUARD (1994) et NEFAOUI (1996), a été adaptée aux besoins de l'étude.

3.2.1. CARTOGRAPHIE DU GISEMENT ET PRÉLÈVEMENT DES ÉCHANTILLONS

Les arbres du bassin versant du Saignon ont été systématiquement numérotés et répertoriés. Une fiche descriptive a été élaborée (**Figure 21**) et complétée pour chaque spécimen. Un relevé topographique au topofil a permis de localiser précisément chaque individu et de restituer la distribution spatiale de l'ensemble des souches.

Un disque de chaque tronc a été prélevé à la tronçonneuse. Il a fallu au préalable extraire les arbres des dépôts et dégager la partie de la souche la mieux conservée. Il faut souligner la difficulté de cette entreprise et les dangers qu'elle a représentés : utilisation de la tronçonneuse dans des conditions parfois périlleuses, usure très rapide des chaînes due à la dureté du bois imprégné d'éléments minéraux et à la boue résiduelle...

Les arbres les plus abîmés n'ont pu être échantillonnés, leur bois éclatant au passage de la lame de la tronçonneuse. Les cernes situés à la périphérie des sections ont parfois été perdus. L'âge de l'arbre et la date de sa mort sont, dans ce cas, approchés.

3.2.2. PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

- *Séchage* : Les bois humides sont mis à sécher avant de pouvoir être poncés et analysés. En général, les bois n'ont pas souffert de cette opération car il s'agit de conifères (*Pinus silvestris*). Les fibres (trachéides) qui les constituent et la résine abondante leur confèrent une bonne résistance à la déformation et aux agents de dégradation. Cependant, certains échantillons se sont fragmentés, ce qui a occasionné une perte d'information.

- *Calibrage* : les échantillons sont redécoupés à une dimension compatible avec l'appareil de mesure et perpendiculairement aux trachéïdes de façon à permettre une lecture exacte de l'épaisseur du cerne.

- *Polissage* : les disques sont poncés progressivement avec des papiers de grains de plus en plus fins. Cette opération permet de lire la structure anatomique du bois et de repérer les cernes les plus minces, réduits à deux ou trois assises de cellules. L'abondance de la résine a rendu cette opération difficile en engluant très rapidement les bandes de ponçage.

FICHE D'IDENTIFICATION

Date :

Localité :
Bassin versant :
TRONC N° :

SITUATION

- Coordonnées : x :
  y :
  z :

AGE 14C BP :
AGE Cal BP :

- Exposition :
- Situation topographique : - Amont - aval - partie médiane du bassin - groupe :
  - Fond de vallon
  - Berge
  - Stratigraphie
  - N° de la coupe :
  - Hauteur du tronc :
  - Séquence :
  - Nature du dépôt :
- Prélèvement d'échantillons :
  - autour des racines
  - autour de la souche

Description de la coupe

DESCRIPTION

- Souche - enracinée - Branche
  - renversée
- Présence de l'écorce ; - Présence de la moëlle :
- Hauteur du prélèvement :
- Dimensions : - diamètre N-S :
  - diamètre E-O :
  - hauteur (souche) :
  - longueur (branche) :
- Etat de conservation :

OBSERVATIONS DIVERSES

Mesures dendrochronologiques

Observations :

Rayon 1 : Nombre de cernes :
Accidents :

Rayon 2 : Nombre de cernes :
Accidents :

Rayon 3 : Nombre de cernes :
Accidents :

Rayon 4 : Nombre de cernes :
Accidents :

Age cambial de l'arbre : minimum
exact (si moëlle et écorce)

Numéros des cernes soumis à l'analyses 14C :

Figure 21 : Fiche d'identification des arbres subfossiles.

3.2.3. POINTAGE ET COMPTAGE DU NOMBRE DE CERNES. DÉTERMINATION OU ESTIMATION DES ÂGES CAMBIAUX.

Trois rayons faisant un angle de 120° sont déterminés sur le disque - s'il est complet - en évitant les zones endommagées et les séquences de cernes perturbées.

Sous une loupe binoculaire, les cernes de chaque rayon sont comptés et repérés par pointage à l'aide d'une aiguille (1 point tous les 5 ans, 2 toutes les décades, 3 points tous les demi-siècles).

L'observation de séries de cernes particulières permet de vérifier la similitude du repérage sur les trois rayons et donc la continuité de chaque cerne sur l'ensemble de la circonférence de l'arbre.

Si la moëlle et l'écorce ont été conservées, le nombre de cernes donne *la durée de vie* (ou l'âge de l'arbre) à la hauteur du prélèvement. Il existe un décalage de quelques années entre l'âge réel de l'arbre et le nombre de cernes à la hauteur du prélèvement, qui dépend de la hauteur de ce dernier et des conditions de croissance durant les premières années de vie. Les prélèvements, compte tenu de l'état de conservation des souches, ont été réalisés à la base des souches lorsque cela était possible. Dans ce cas, l'âge réel de l'arbre est donc proche du nombre de cernes mesurés. Mais, étant donné les moyens disponibles et l'accessibilité du site, certains arbres n'ont pu être totalement extraits du remblaiement. Pour ceux-ci l'échantillonnage a été réalisé dans les parties supérieures des troncs, et dans ce cas, les âges sont approchés.

Si l'arbre ne possède pas d'écorce et si sa partie externe est endommagée, le nombre de cernes donne un âge minimum.

Si les souches sont creuses, il est possible d'estimer le nombre de cernes manquants, en s'inspirant de la méthode développée par BELINGARD (1996) :

Pour chaque arbre creux (**Figure 22**):

Rm=Rt-Rc

Rm = Rayon manquant
Rt = Rayon total
Rc = Rayon mesuré

Le nombre de cernes manquants est calculé par référence à un arbre possédant la moëlle proche, ou, si l'arbre étudié est compris dans une séquence d'arbres interdatés, par référence à la moyenne de celle-ci.

On considère que le nombre N de cernes manquants sur Rm est le même que le nombre de cernes existants sur l'arbre ou la séquence prise en référence, pour la même longueur Rm.

Des lambeaux d'écorce sont fréquemment présents autour des souches (notamment à leur base) lorsqu'elles ne sont pas encore totalement dégagées du remblaiement. Le dernier cerne du disque prélevé est en général celui de l'année de la mort de l'arbre, ou bien de l'année antérieure. Les âges mesurés sont le plus souvent des valeurs à minima, mais très proches des âges réels des arbres.

Lorsque les bois sont détériorés il n'est pas possible d'estimer le nombre de cernes manquants à la périphérie ni d'estimer l'âge de l'arbre.

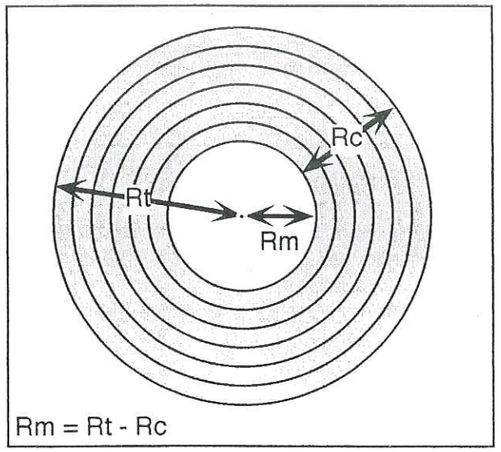


Figure 22 : Estimation du nombre de cernes manquants sur un disque creux.

3.2.4. MESURE DE L'ÉPAISSEUR DES CERNES.

L'appareil de mesure utilisé (appareil d'Ecklund) est composé d'une loupe binoculaire associée à un chariot mobile. Les mesures, à la précision du 1/100 mm, sont réalisées perpendiculairement aux limites des cernes sur les trois rayons précédemment définis. Elles sont réalisées de la moëlle vers l'écorce pour suivre logiquement la croissance de l'arbre (LAMBERT *et al.*, 1988). Les mesures sont transmises et stockées sur support informatique (**Figure 23**).

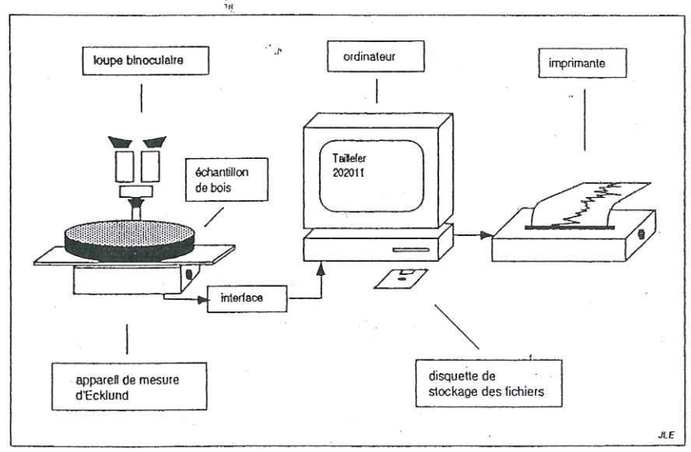


Figure 23 : Appareillage du système de mesure de l'épaisseur des cernes (Source : EDOUARD, 1994).

Pour qu'un échantillon soit utilisable en dendrochronologie et que les résultats de la comparaison des courbes soient assortis de la plus grande fiabilité, il est nécessaire qu'il comporte au moins 80 cernes consécutifs (LAMBERT *et al.*, 1988). Les séquences de moins de 80 cernes ne seront donc pas prises en compte dans les calculs statistiques sauf si, visuellement, leur synchronisation avec d'autres est évidente.

3.2.5. TRANSFORMATION DES ÉPAISSEURS DE CERNES EN SURFACES.

L'épaisseur des cernes des arbres diminue en fonction de leur âge cambial, effet géométrique dû à l'augmentation du diamètre du tronc (TESSIER, 1984). Cette décroissance (loi biologique de sénescence) peut être représentée par une fonction exponentielle négative ou un polynome du troisième degré (RATHGEBER, 1997 ; VISSET *et al.*, 1994 ; GIRARDCLOS, 1992 ; MUNAUT, 1966a,b ; FRITTS, 1976).

Afin d'annuler cet effet d'âge, les épaisseurs de cernes sont converties en surfaces, ce qui fournit une meilleure image des variations de production annuelle de bois. Cette transformation permet de comparer les variations de croissance d'arbres à des âges cambiaux différents (BELINGARD, 1996 ; TESSIER, 1986).

Les tests de synchronisation et le calcul des paramètres descritifs des variations de croissance sont réalisés traditionnellement sur les courbes d'épaisseur de cernes. La comparaison des profils de croissance se base plutôt sur les courbes de surfaces de cernes.

3.2.6. RECHERCHE DE GROUPES D'ARBRES CONTEMPORAINS : SYNCHRONISATION DES SÉQUENCES DE CERNES ET DATATIONS 14C.

Les arbres subfossiles du ravin de Saignon présentent tous un aspect semblable. La question est de savoir s'ils ont vécu à la même époque, donc s'ils ont constitué un peuplement forestier et s'ils ont été enfouis au même moment ou pas. Préalablement à toute analyse paléoécologique, il est donc nécessaire de définir des groupes d'arbres contemporains.

Pour ceci deux outils sont utilisés :
- la synchronisation (ou l'interdatation) des séquences d'arbres,
- la datation radiométrique 14C.

3.2.6.1. La synchronisation des séquences de cernes.

3.2.6.1.1. Définition et méthode :

"*Synchroniser* (ou interdater) *c'est rechercher par l'analyse des caractéristiques des séries de cernes si ces séries sont synchrones*" (EDOUARD, 1994, p. 124). On se base pour cela sur l'observation et la comparaison de séries de cernes, visuellement et à l'aide de tests statistiques.

- Synchronisation des séquences d'un même arbre

Dans un premier temps, la synchronisation des séquences d'un même arbre (appelées *séquences élémentaires*, TESSIER, 1984) permet de vérifier l'exactitude du pointage des cernes et d'éviter le risque de décalage des séries si un cerne est absent sur une partie de la circonférence. Cette synchronisation se fait de manière visuelle en superposant les courbes sur une table lumineuse. En abscisse sont représentés les numéros des cernes, en ordonnée leur épaisseur (**Figure 24**).

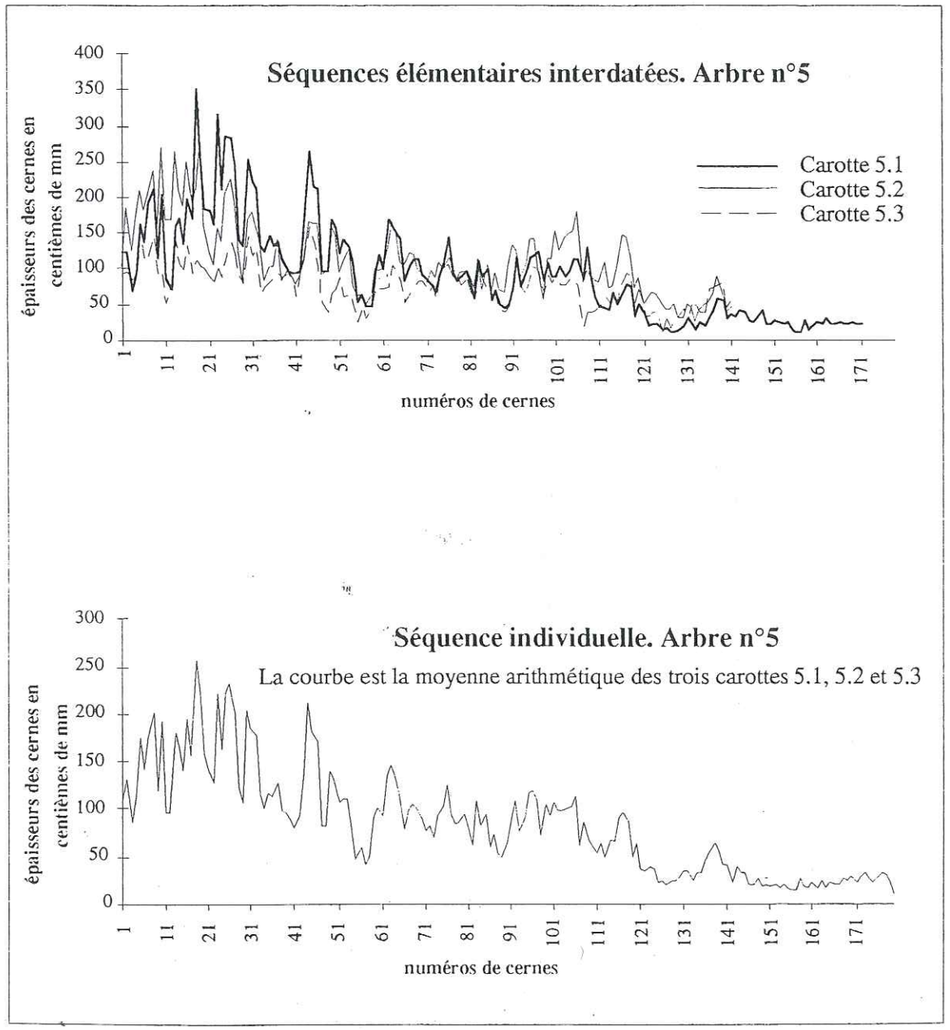


Figure 24 : exemple de synchronisation de trois carottes d'un même arbre.

Ensuite, pour chaque arbre subfossile, est calculée une *chronologie* ou *séquence individuelle* (TESSIER, 1984) correspondant à la moyenne arithmétique des séquences élémentaires des trois rayons.

- Synchronisation d'arbres entre eux.

Dans un deuxième temps, la synchronisation des séquences individuelles entre elles permet de regrouper les arbres subfossiles ayant une période de vie commune.

Pour cela, un programme statistique réalisé par J.N. LAMBERT (Laboratoire de Chrono-écologie, Besançon) est utilisé. Les séquences individuelles sont comparées deux à deux en faisant glisser une courbe sur l'autre. Pour chaque position, plusieurs tests statistiques mesurant la similitude des courbes sont calculés (**Figure 25**). Un minimum de 50 années de chevauchement des courbes est requis pour que le risque d'une ressemblance due au hasard soit statistiquement quasi nul.

Enfin, le choix final des positions de synchronisation à retenir revient au dendrochronologue après contrôle visuel sur table lumineuse de la similitude des chronologies.

```
. dd:dendro:cecile:sgr6c6
/ dd:dendro:cecile:~double.pro
  vendredi 26 Avril 1996 1h:21mn:7s
 ====  Seuil 50%  Resolution  2 ====
---- longueur de reference  205 ----
. s32.mn
C s33.mn: 108
  sur val. naturelles
      Lon  LgE   Deb ..   Fin    %     W   risque  Dis
W   96(  108)     4     111   65  3.06  1.110  7.64
W   77(   87)     119   226   66  2.85  2.190 10.85
W   56(   67)     -41   67    67  2.67  3.790  6.68
W   96(  108)     85    192   63  2.65  4.020 10.52
W   95(  108)     20    127   62  2.36  9.140 11.70
W   95(  108)     82    189   62  2.36  9.140 10.57
W   94(  108)     28    135   61  2.27 11.600 10.81
W   89(  101)     105   212   61  2.23 12.870 10.83
W   89(  101)     -7    101   61  2.23 12.870 10.99
W   65(   77)     -31   77    63  2.11 17.430  7.90
W   93(  108)     50    157   60  1.97 24.420 12.44

indice E de Besançon
      Lon  LgE   Deb ..   Fin    Stu  risque  Cor
t   102(  108)     4     111   6.23   .010   .53
t   102(  108)     65    172   3.62   .361   .34
t   102(  108)     16    123   3.24   .840   .31
t   102(  108)     53    160   2.86  3.314   .27
t    93(   99)     -9    99    2.56  6.396   .26
t    61(   67)     -41   67    2.51  7.704   .31
t    57(   63)     -45   63    2.06 22.808   .27
t    77(   83)     123   230   1.98 25.920   .22
t    93(   99)     107   214   1.91 31.058   .20
t    87(   93)     113   220   1.89 32.975   .20
t    92(   98)     -10   98    1.83 37.653   .19

     scores  : origine ..  terme
Score  1.015 :     4 ..     111
Score 13.100 :    65 ..     172
Score 16.278 :    16 ..     123
Score 27.359 :   -41 ..      67
Score 31.424 :   119 ..     226
Score 39.695 :    53 ..     160
Score 57.637 :    -9 ..      99
Score 76.243 :    28 ..     135
Score 92.915 :   105 ..     212
Score 113.537 :  123 ..     230
Score 118.279 :  113 ..     220
```

position de la séquence s33.mn sur la séquence s32.mn

Distance euclidienne

Coefficient d'Eckstein

Résultats sur valeurs naturelles

T de Student

Résultats sur valeurs indicées

Classement des positions les plus probables

Figure 25 : Exemple de fichier de résultat des tests de synchronisation.

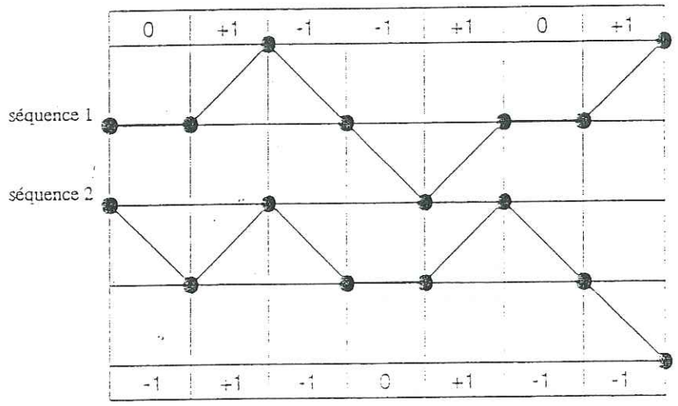
Les tests statistiques.

- Test W ou coefficient de coïncidence (Test d'Eckstein ou Gleichlaufigkeit), (ECKSTEIN, 1969 ; GIRARDCLOS, 1992 ; LAMBERT *et al.*, 1988)

Ce test, calculé à partir des épaisseurs des cernes des chronologies individuelles exprimées en 1/100 mm, mesure la similitude des courbes : "*c'est le pourcentage de cas où la variation entre deux cernes consécutifs se fait dans le même sens pour deux courbes considérées*" (LAMBERT *et al.*, 1988).

Les séquences d'épaisseur de cernes sont transformées en une suite de trois modalités (1, -1 et 0) dont la concordance est mesurée (**Figure 26**).

Schéma explicatif du test W :



sens de la variation interannueile :

séquence 1	0	+1	-1	-1	+1	0	+1
séquence 2	-1	+1	-1	0	+1	-1	-1
	i	m	d	i	m	i	D

i écart ignoré
m concordance de deux montants
d concordance de deux descendants
D écart discordant

C nombre d'écarts concordants montants ou descendants
T nombre total de comparaisons non ignorées

$r = C / T$ et $r = 0,5 + W / \sqrt{T}$

W : coefficient d'ECKSTEIN

(Source : GIRARDCLOS, 1992).

Figure 26 : Schéma explicatif du coefficient de coïncidence

On considère que les séquences ont une forte probabilité d'être synchrones lorsque le rapport (**r**) du nombre de cernes concordants (**C**) - montants ou descendants - au nombre total de comparaisons réalisées, est **supérieur à 68%.**

Par ailleurs, r suit une loi normale, ce qui permet d'écrire que :
r = C/ T
r > 0,5 + W / racine T
où **W est le coefficient d'Eckstein**

Lorsque W > 3 le risque d'erreur est faible mais subsiste :
Lorsque W = 3,09 le risque d'erreur est de 0,001
W = 3,71 le risque d'erreur est de 0,0001
W = 4 le risque d'erreur est de 0,00003

- Distance euclidienne.

La distance euclidienne, mesurée sur les séquences d'épaisseur de cernes, est une estimation de la surface qui sépare deux courbes. La valeur de ce paramètre étant conditionnée par les moyennes des séries comparées, ce n'est pas sa valeur absolue qui prime, mais sa place dans la liste des positions proposées.

- Le " t " de Student

Le calcul de ce paramètre est inspiré du test de Baillie-Pilcher (BAILLIE et PILCHER, 1973 ; BAILLIE, 1982). Les épaisseurs de cernes sont transformées en indices (Indice E de Besançon) correspondant à un pourcentage de la moyenne de 7 cernes (-3 ; +3) dont on écarte les extrêmes, ce qui ramène la courbe des épaisseurs à une courbe de pourcentage moyen autour d'une valeur moyenne 100% permettant la comparaison des hautes fréquences année par année. Le coefficient de corrélation calculé est interprété en termes de probabilité d'occurrence par le "t" de Student (EDOUARD, 1994, p133).
Le test est significatif pour une valeur de t > 3,5 (à 0,001 de probabilité) pour un chevauchement d'au moins 100 ans.

Les tests utilisés mesurent ainsi la ressemblance des courbes selon des fréquences différentes : les tests W et le t de Student prennent en compte les signaux de haute fréquence (signal climatique notamment) alors que la distance euclidienne est influencée par des tendances de moyenne et de basse fréquence (tendance d'âge, modification des conditions environnementales...). Ces tests sont donc complémentaires et une concordance des résultats est attendue. Cependant des divergences peuvent exister et seul le contrôle visuel permet de s'assurer de leur validité.

3.2.6.1.2. Problèmes rencontrés lors de la synchronisation des séquences de cernes et démarche suivie :

Plusieurs problèmes peuvent perturber la synchronisation des séquences d'arbres :

- Des anomalies de croissance : faux cernes, cernes absents

Deux types d'anomalies, difficiles à détecter sur des arbres subfossiles, peuvent affecter les séquences de cernes :
- Le *faux cerne* qui "*présente au premier abord le même aspect qu'un vrai cerne, une partie claire analogue à celle du bois initial, suivie d'une partie foncée analogue à celle du bois final. Le changement de couleur correspond à une augmentation de la densité du bois initial, ... mais sa croissance cellulaire n'est en réalité pas achevée. Elle reprend ensuite plus ou moins régulièrement jusqu'à la formation du vrai bois final*" (EDOUARD, 1994, p. 129). La limite de ce "faux bois final" n'est pas aussi régulière que celle d'un vrai cerne, ce qui permet de le reconnaître.
Les faux cernes traduisent un stress ayant perturbé la croissance de l'arbre au cours de la période végétative (stress hydrique ou thermique par exemple).

- Le ou les cernes *absents* sur une partie de la circonférence du tronc. Cette perturbation (pas d'activité cambiale sur une partie de la circonférence) peut avoir diverses origines (accident climatique, maladie, parasites, incendies...).

Sur les carottes d'un même arbre vivant, il est possible de détecter les faux cernes et les cernes absents en interdatant des séquences individuelles issues d'une même population. Mais sur des arbres subfossiles ces anomalies créent des décalages dans les séries qui, en l'absence de date calendaire de référence, peuvent empêcher ou fausser la synchronisation de séquences d'arbres pourtant contemporains.

Ainsi il est possible que dans le bassin du Saignon des arbres subfossiles ayant eu une période de vie commune ne puissent être interdatés.

- Une réponse hétérogène des arbres aux conditions stationnelles.

Des arbres contemporains peuvent réagir de façon hétérogène aux conditions de biotope. Les facteurs écologiques locaux (substrat, pente) et les facteurs de compétition entre individus peuvent masquer le signal commun (climatique). En conséquence, la synchronisation des courbes de croissance n'est pas évidente.

Tel est le cas semble-t-il des arbres étudiés. On constate en effet que les synchronisations des chronologies sont évidentes pour des arbres situés à quelques mètres les uns des autres (W > 3,5, t > 4 ; distance euclidienne faible ; parallélisme visuel entre les courbes). En revanche, dès que les troncs sont distants de plusieurs dizaines de mètres, les valeurs des tests statistiques chutent rapidement et la synchronisation des courbes devient difficile. Plusieurs hypothèses sont alors envisageables :
- soit les arbres n'ont pas de période de vie commune et la ressemblance des courbes est fortuite.
- soit la séquence de chevauchement est trop courte (< 50 ans) et on ne peut être certain que la ressemblance des courbes ne soit pas le fait du hasard.
- soit les arbres sont contemporains, mais la ressemblance entre les chronologies individuelles est faible car les arbres réagissent différemment. Les tests statistiques et l'examen visuel des chronologies ne suffisent alors pas à déterminer avec certitude une période de vie commune.

Assez fréquemment, une séquence d'arbre s'interdate avec deux autres, sans que la synchronisation entre ces deux dernières soit facilement détectable (**Figure 27a**). Il est pourtant indispensable de pouvoir confirmer un synchronisme (principe de réplication).

La démarche suivante a donc été adoptée :
L'hypothèse de départ est que des arbres proches (situés à moins de 20 m les uns des autres), enracinés dans un même niveau sédimentaire sont contemporains. Si les synchronisations sont significative, les positions respectives des séquences individuelles sont déterminées et des groupes d'arbres contemporains sont définis. Les moyennes

arithméthiques des séquences individuelles sont alors nommées "sous-séquences". Plusieurs "sous-séquences" synchronisées forment une *séquence moyenne*, numérotée en fonction de son groupe d'appartenance.

Chaque nouvelle chronologie individuelle CI est comparée aux chronologies CI_1, CI_2, CI_3... constituant une "sous-séquence". CI est agglomérée à celle-ci lorsqu'elle se synchronise bien avec au moins deux des séquences individuelles de la sous-séquence. Si CI n'est synchronisée qu'à une seule séquence individuelle, elle n'est pas intégrée à la sous-séquence considérée (**Figure 27b**).

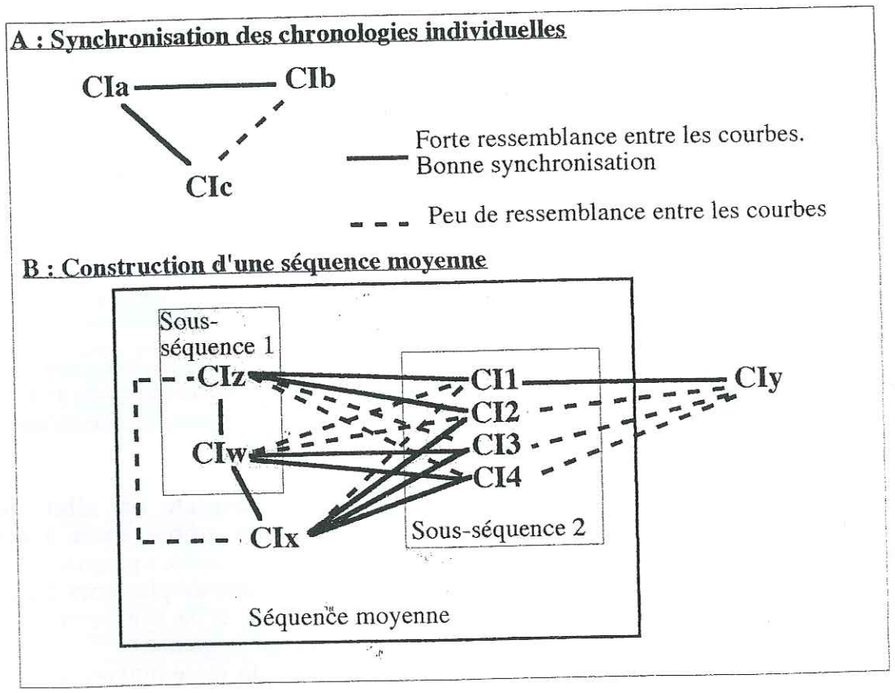


Figure 27 : Méthodologie utilisée pour la synchronisation des séquences d'arbres.

3.2.6.2. Datations radiométriques.

La datation radiométrique 14C d'un arbre inclus dans une séquence moyenne permet d'obtenir une "*chronologie flottante*".

Les datations 14C sont effectuées sur des échantillons de bois constitués au maximum de 5 cernes successifs, pour augmenter la précision de l'analyse.

Les deux opérations - datation 14C et synchronisation - sont menées en parallèle. Dans un premier temps, des échantillons sont sélectionnés pour datation en fonction de leur répartition spatiale dans le bassin versant (un échantillon par ensemble d'arbres), et

de leur position stratigraphique (échantillonnage à plusieurs niveaux au sein d'une même coupe).

Durant le délai d'obtention des dates, les tests de synchronisation sont réalisés. Des séquences moyennes sont constituées. Compte tenu des problèmes rencontrés lors de l'interdatation, des incertitudes demeurent quant à l'agglomération de certaines chronologies individuelles. Leur interdatation est considérée comme hypothétique et laissée en suspens.

Ces incertitudes peuvent être en partie levées dès l'obtention des datations : par exemple, lorsque deux chronologies possèdent des ressemblances alors que les tests statistiques et la comparaison visuelle des courbes ne permettent pas de déterminer une position de synchronisation avec certitude. Si leurs datations 14C respectives sont éloignées dans le temps, la recherche d'une synchronisation devient inutile ; en revanche, si leur datations sont similaires, leur synchronisation devient possible, les séquences sont alors ré-examinées.

Dans un deuxième temps, d'autres datations sont effectuées afin de dater de nouvelles séquences moyennes ou des individus isolés situés dans des positions stratigraphiques intéressantes.

3.3. Résultats : Caractéristiques dendrochronologiques des arbres subfossiles du Saignon. Eléments de reconstitution du couvert forestier

La datation des arbres, leur détermination spécifique, l'analyse de leur taille, de leur âge, de leur densité sont des éléments permettant de mieux connaître la nature du couvert végétal passé. Dans la mesure du possible, des comparaisons sont établies entre les caractéristiques des arbres subfossiles et celles d'arbres vivants. Dans l'étude qui suit, des paramètres statistiques simples sont calculés sur des groupes d'arbres qui ont été contemporains au cours de l'Holocène. Des comparaisons entre les groupes sont établies afin de détecter d'éventuels changements du couvert végétal. Ces groupes sont des témoins des peuplements forestiers dont ils sont issus. Mais leur représentativité est forcément limitée par le faible effectif qui les compose. Notre analyse permet néanmoins de proposer un certain nombre d'hypothèses qui pourront être ajustées lors de recherches ultérieures.

Le **tableau 2** récapitule les principaux résultats obtenus.

3.3.1. Age 14C des arbres subfossiles et détermination de groupes d'arbres contemporains.

3.3.1.1. Age 14C des bois subfossiles.

Les analyses radiométriques 14C ont été effectuées par le Laboratoire de Géosciences de l'Université d'Arizona (Tucson). Treize dates radiocarbones ont été obtenues dans le cadre de cette étude. Deux datations avaient déjà été réalisées (DELIBRIAS *et al.*, 1983) sur des arbres situés dans le groupe 5, mais les spécimens datés n'ont pu être retrouvés.

Les dates sont présentées, selon les conventions internationales, de la manière suivante (**Tableau 3**) :

- les dates 14C brutes sont suivies de BP (Before Present, le présent étant par convention l'années 1950).
- ces dates ont été calibrées grâces aux courbes de PEARSON *et al.*, et de KROMER and BECKER (in Radiocarbon, n°1, vol 35, 1993). Les dates calibrées sont exprimées en années calendaires Before Present (Cal. BP), ou en années calendaires Before Christ (Cal. BC), ou encore à partir du début de notre ère (Cal. AD, Anno Domini). On a étendu le degré de confiance à 95,4% de probabilité (2 sigma).

ARBRES	Présence de la moëlle	Présence de lambeaux d'écorce	Diamètre (cm)	Séquence incomplète	longueur des séquences individuelles	Age cambial minimum estimé	Surface du cerne moyen (1/10mm2)	Ecart type (surface)	Epaisseur du cerne moyen (1/100mm)	Ecart type (épaisseur)	Sensibilité Moyenne	Autocorrélation d'ordre 1	Autocorrélation d'ordre 2
1	*	*	25		137	137	358	184	91	22,3	0,273	0,891	0,856
2		*	40		140	210	1337	531	138	28,8	0,225	0,646	0,522
3	*	*	40		140	140	767	747	132	25	0,215	0,864	0,723
4	*	*	30		94	94	1042	679	188	33	0,18	0,507	0,301
5	*	*	50		181	180	399	210	84	19,4	0,23	0,859	0,791
6	*	*	30		142	142	484	201	104	20,8	0,189	0,824	0,691
7	*		50	*	159	160	562	436	106	26,6	0,28	0,868	0,801
8	*		40		300	300	300	248	56	11,6	0,202	0,906	0,867
9		*	60		174	250	1110	389	108	20,1	0,195	0,800	0,663
10	*	*	30	*	62				237	29,6	0,134	0,940	0,863
11	*		30	*	85				127	32,9	0,347	0,919	0,873
14	*		30	*	97	100	549	369	134	27,9	0,222	0,819	0,596
16	*	*	40		148	148	387	239	91	23,6	0,247	0,796	0,670
17	*		30		200	200	204	98	57	15,8	0,272	0,834	0,780
18	*		40		107	107	1121	623	183	31,2	0,196	0,868	0,825
19			40	*	74				298	54,5	0,182	0,843	0,817
20			20		122	140	302	120	73	12,6	0,174	0,756	0,618
21	*		35	*	54				126	25,7	0,223	0,703	0,620
22		*	40	*	112	210	1092	407	131	20,1	0,17	0,886	0,805
24	*		20		76	76	229	223	98	21,1	0,246	0,829	0,719
26			40		109	160	1127	307	148	26,6	0,197	0,822	0,639
28	*		15	*	69				59	13,3	0,228	0,582	0,531
30	*		35	*	84	85	1178	208	200	32,4	0,165	0,858	0,713
31	*	*	40		180	180	570	364	100	17,2	0,17	0,898	0,826
32	*		30		205	205	220	124	58	13,1	0,229	0,774	0,626
33	*		30		108	108	177	145	72	17,9	0,268	0,639	0,447
34	*		20		85	85	314	192	108	25,7	0,23	0,586	0,274
35			20	*	29				256	48,9	0,187	0,421	-0,122
36	*	*	35		177	177	489	246	94	19,6	0,226	0,810	0,754
37	*	*	35		196	196	224	159	60	15,6	0,279	0,842	0,793
38	*	*	35		206	206	297	213	68	15	0,232	0,808	0,731
39	*	*	20	*	51				107	18,6	0,173	0,694	0,619
40	*		35		209	209	270	210	64	14,9	0,238	0,848	0,754
41	*		30	*	99				125	25	0,222	0,825	0,700
45	*		25		123	123	482	398	112	23,6	0,216	0,778	0,725
48	*		35		137	127	484	323	106	14,7	0,139	0,800	0,716
49	*		35		84	84	894	672	184	37,3	0,222	0,684	0,548
51	*		10	*	67				52	14,8	0,295	0,517	0,482
52			25	*	54				175	29,5	0,193	0,717	0,526
53			25		94	110	454	240	109	21,8	0,223	0,796	0,730
54	*		25		139	138	358	300	90	19,4	0,228	0,743	0,635
55	*		25		171	171	225	144	65	9,2	0,151	0,779	0,697
56	*		30		137	137	204	213	69	11,9	0,207	0,918	0,852
58			40		166	190	735	370	114	19,6	0,197	0,920	0,882
60			40		127	210	763	317	85	12,2	0,158	0,893	0,834
61	*		35		163	163	453	409	94	17,7	0,203	0,915	0,902
63	*		25	*	73				146	26,8	0,182	0,795	0,693
64			20	*	54				164	17,7	0,108	0,812	0,737
65			25		143	170	530	219	96	21,7	0,247	0,822	0,774
66			40		133	200	1125	628	138	28,9	0,22	0,553	0,327
68			25		196	230	184	182	50	10,4	0,211	0,842	0,751
69			30		84	90	1730	1144	272	114	0,208	0,059	0,049
71	*		40		120	120	896	543	154	28,7	0,213	0,901	0,803
72	*		30		165	165	202	86	62	14,8	0,222	0,779	0,605
74	*		25		96	96	302	144	100	20,3	0,222	0,841	0,680
75	*		25		94	95	525	360	133	32	0,256	0,493	0,425
Moyenne			31,7		125,6	155,1	583,1	331	118,72	24,2	0,214	0,770	0,662
Ecart type			9,11		52,29	51,14	378,6	211	55,956	15,1	0,042	0,155	0,200
Coefficient de variation			0,29		0,416	0,33	0,649	0,64	0,4713	0,62	0,196	0,201	0,302

Tableau 2 : Récapitulatif des résultats des analyses dendrochrologiques.

Numéro d'échantillon et laboratoire d'analyse	Arbre	Age 14C brut (BP)	Date 14C calibrée BP (Pearson and al., 1993)		Date 14C calibrée BP (Kromer and Becker, 1993)	
			avec un degré de confiance de 68,3% de probabilité (1 Sigma)	avec un degré de confiance de 95,4% de probabilité (2 Sigma)	avec un degré de confiance de 68,3% de probabilité (1 Sigma)	avec un degré de confiance de 95,4% de probabilité (2 Sigma)
Gif -3877 *	**?**	7320±140	7940/8250	7800/8350	-	-
T-8898	**69**	7580±80	8220/8400	8150/8450	-	
T9721	**81**	7800±70	8440/8580	8360/8950		
T-8897	**65**	7805±70	8440/8570	8370/8950	-	-
Gif-3879 *	**?**	8230±150	8980/9430	8670/9500	-	-
T-9145	**30**	8275+65/-60	9200/9370	9000/9430	-	-
T-8894	**18**	8335±80	9240/9430	9040/9450	9080/9400	9490/?
T-8896	**36**	8460±60	9380/9480	9370/9500	9250/9490	9130/9500
T-A9444	**34**	8650+60-55	-	-	9650/9500	9830/9490
T-8894	**4**	8765±65	-	-	9500/9830	9450/?
T-9723	**98**	8650±75	-	-	9500/9650	9500/9800(?)
T-9722	**91**	8725±80	-	-	9500/9830	9500/9850
T-A9445	**49**	9090±65	-	-	10040/9990	10280/9970
T-9144	**8**	9135+90/-85	-	-	9980/10280	9970/10330
T-9724	**100**	11180±90	13310-12890			

T : Tucson ; Gif : Gif sur Yvette.
*DELIBRIAS *et al.*, 1983

Tableau 3: Datation des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

La **figure 28** décrit le principe de représentation des datations 14C des séquences dendrochronologiques adopté.

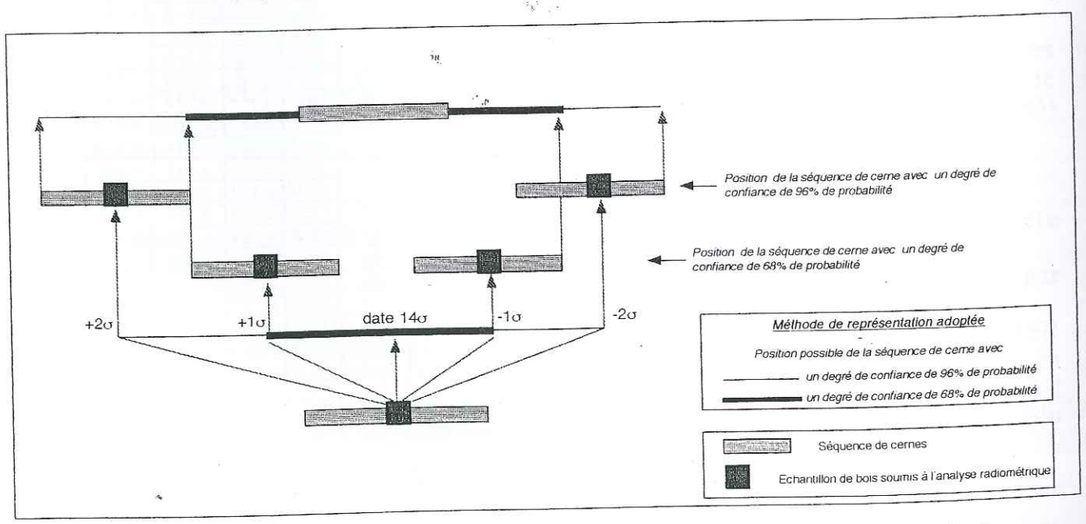


Figure 28 : Principe de représentation des séquences chronologiques datées au 14C.

3.3.1.2. Les séquences d'arbres interdatées.

Trente cinq arbres sont synchronisés en 5 séquences moyennes constituées de 2 à 14 chronologies individuelles (**Figure 29**). Douze individus n'ont pas pu être interdatés, même s'il est vraisemblable que, par leur position stratigraphique, certains soient contemporains des séquences moyennes déterminées. Trente quatre arbres étaient, soit non prélevables, soit endommagés et n'ont fourni que des séquences de moins de 80 cernes qui ont été exclues des calculs de synchronisation. Enfin, vingt deux arbres, découverts tardivement, n'ont pu être intégrés à l'analyse.

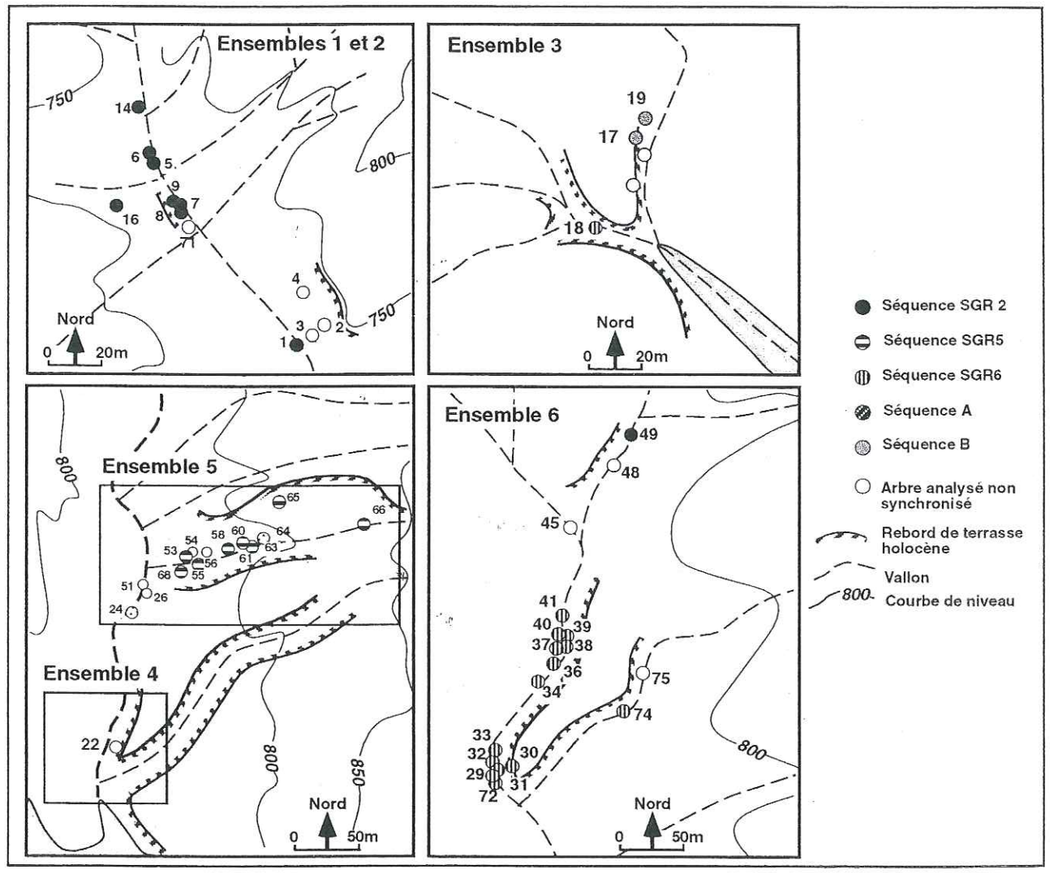


Figure 29 : Localisation des arbres subfossiles interdatés.

La **figure 30** indique la position dans le temps des séquences datées.

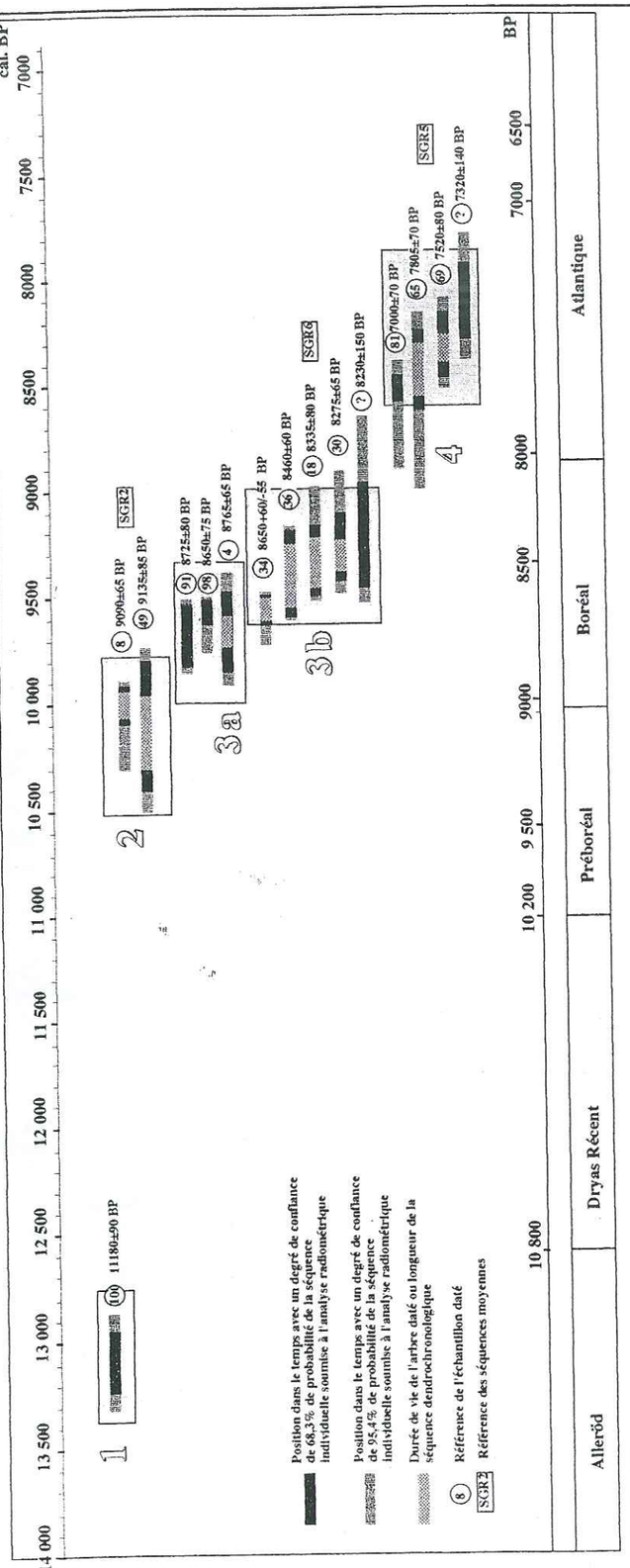


Figure 30 : Positions chronologiques des séquences individuelles datées au 14C dans le bassin du Saignon

Ces datations 14C situent les arbres au début de l'Holocène, entre l'Alleröd et le début de l'Atlantique à 4 périodes différentes :
- à la fin de l'Alleröd : entre 12800 et 13300 cal. BP,
- à la fin du Préboréal : entre 10500 et 9800 cal BP,
- au Boréal : entre 9900 et 9000 cal BP ,
- au début de l'Atlantique : entre 8600 et 7900 cal BP.

En fonction des dates 14C obtenues, des résultats des interdatations et de la position stratigraphique des arbres, il est possible de diviser les ensembles de troncs subfossiles initialement repérés en 5 groupes d'arbres contemporains ou ayant poussé à la même période (**Figure 31**). Afin de détecter des changements dans les caractéristiques du couvert végétal, ces groupes seront analysés séparément.

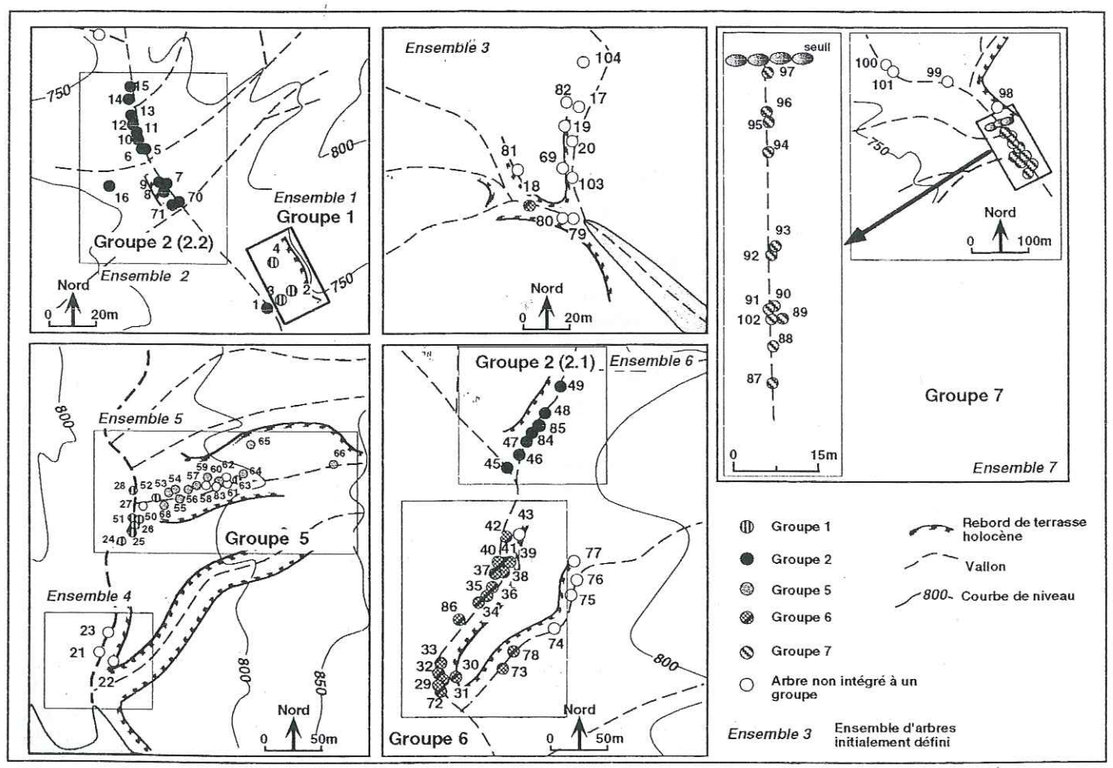


Figure 31 : Cartographie des arbres subfossiles interdatés et des groupes d'arbres déterminés.

Il est possible qu'il existe, parmi les arbres qui n'ont pas été datés radiométriquement ni synchronisés avec d'autres, des spécimens aux âges 14C plus récents ou plus anciens, ou situés entre les groupes déterminés.

Dans l'état actuel du travail, les résultats obtenus suggèrent les observations suivantes :

a. Bien que les arbres se ressemblent physionomiquement, tous n'ont pas poussé à la même époque, et n'ont pas été enfouis lors d'un seul événement comme on aurait pu initialement le penser.
Les datations mettent en évidence **plusieurs phases de développement d'un couvert végétal arborescent dans les fonds des vallons (à l'Alleröd, à la fin du Préboréal ; au Boréal ; au début de l'Atlantique).**

b. Il faut souligner **l'originalité des données dendrochronologiques obtenues qui constituent les premiers éléments pour une chronologie de référence sur le pin sylvestre en région alpine**. En effet, alors que de longues chronologies de référence ont été constituées sur des pins et des chênes aux Etats-Unis (FERGUSON and GRAYBILL, 1983), en Ecossse (PILCHER *et al.*, 1984) et en Allemagne (LEUSCHNER and DELORME, 1988 ; BECKER, 1993), ce type de données est beaucoup plus rare dans les Alpes françaises. Seul le mélèze (*Larix decidua* Mill.) a fourni des chronologies permettant de remonter dans les Alpes jusqu'à l'année 933 (massif du Mercantour SERRE, 1978), jusqu'en 1354 (Massif de la Vanoise TESSIER, 1981) et jusqu'en 990 dans le Haut Verdon (BELINGARD, 1996). Enfin, quelques chronologies flottantes holocènes ont été datées entre 8200 et 2500 BP (EDOUARD, 1994), mais il n'existait à ce jour aucune donnée pour les périodes plus anciennes.

Les chronologies de référence européennes sur lesquelles ont été calibrées les datations radiocarbones (Danube, Rhin) (BECKER, 1993) reposent pour les premiers millénaires de l'Holocène sur un nombre d'arbres moins élevé que pour les époques plus récentes : par exemple, autour des années 6200 cal. BC moins de 10 arbres sont interdatés (KROMER and BECKER, 1993). Des incertitudes demeurent encore quant à la période autour de 7792 cal. BC et le lien entre la chronologie absolue du chêne et la chronologie flottante du pin (SPRUK *et al.*, 1997). Compte tenu du nombre important de gisements de bois subfossiles recencés en Moyenne Durance, on peut espérer acquérir, pour la première partie de l'Holocène, un grand nombre de données nouvelles pour permettre une meilleure connaissance de ces périodes et développer une longue chronologie régionale.

3.3.2. DÉTERMINATION SPÉCIFIQUE

Les arbres appartiennent **tous** à l'espèce ***Pinus silvestris L.*** (détermination JL EDOUARD), comme tous les autres troncs subfossiles déterminés ailleurs dans les affluents du Buëch (ARCHAMBAULT, 1967 ; 1968 ; ROSIQUE, 1994) et dans la vallée du Bès (J.L. EDOUARD, communication orale)

Ce résultat est surprenant et paraît en contradiction avec les études palynologiques régionales (BEAULIEU, 1977 ; WEGMULLER, 1977 ; BEAULIEU et REILLE, 1983)

qui suggèrent, au cours du Boréal, une occupation de l'étage collinéen par des formations caducifoliées, la chênaie notamment (**Figure 13**).

On aurait pu penser que dans les bassins du Saignon, du Buëch et des Préalpes de Digne, d'autres espèces - notamment des feuillus - aient pu exister au côté des pins mais n'aient pas été conservées. Cette hypothèse ne semble pas devoir être retenue. En effet, si de telles espèces arborescentes avaient existé, il est probable que des vestiges, voire des "fantômes" de troncs auraient été retrouvés dans les dépôts, même si leur bois se conserve moins bien dans les sédiments que celui du pin sylvestre. A cet égard, il convient de noter que de nombreux troncs subfossiles de chênes et d'ormes ont été découverts dans des remblaiements alluviaux des rivières d'Europe centrale (BECKER, 1975), ce qui montre que dans des conditions globalement similaires (remblaiements alluviaux, milieu anaérobie), le bois de feuillus résiste bien à l'épreuve du temps.

Plusieurs hypothèses peuvent donc être avancées pour expliquer l'omniprésence du pin sylvestre et l'absence d'autres espèces dans les fonds de vallon au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Ces interprétations, qui font appel aux processus de la morphogenèse et à la nature du détritisme qui caractérisent les terrains de marnes noires, seront exposées et discutées au point 4 de ce chapitre.

3.3.3. DIAMÈTRES DES TRONCS.

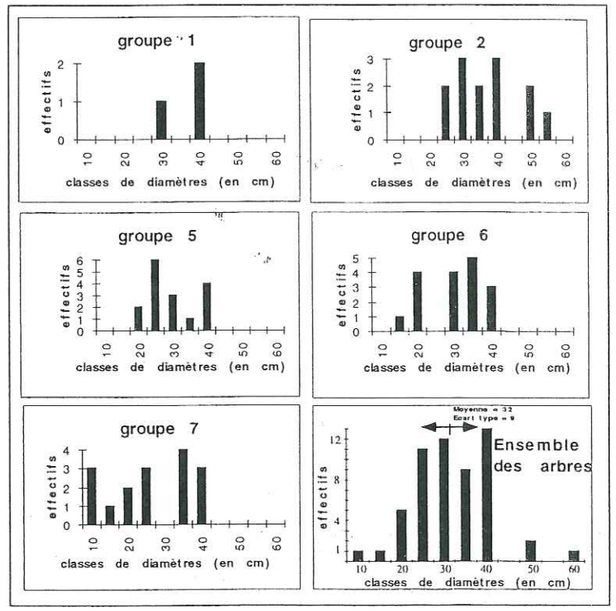


Figure 32 : Diamètres des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

90% des arbres subfossiles ont des diamètres compris entre 20 et 40 cm, ce qui correspond à des tailles d'arbres adultes. Quelques spécimens ont des sections supérieures à 50 cm. Seuls quelques troncs ont des diamètres inférieurs à 20 cm.

On pourrait envisager que des spécimens de sections plus petites ont existé mais n'ont pas été conservés. Mais cette hypothèse ne peut être retenue ; en effet, des branches de quelques centimètres de diamètre ont été retrouvées parfaitement préservées.

La **figure 32** montre qu'il n'existe pas de disparité entre les différents groupes d'arbres.

La distribution de la taille des troncs semble donc témoigner de la présence, à plusieurs reprises au cours du début de l'Holocène, de boisements constitués, de manière homogène, d'arbres adultes, de taille importante, et par là même, d'âge sans doute sensiblement identique.

3.3.4. AGES CAMBIAUX DES ARBRES SUBFOSSILES

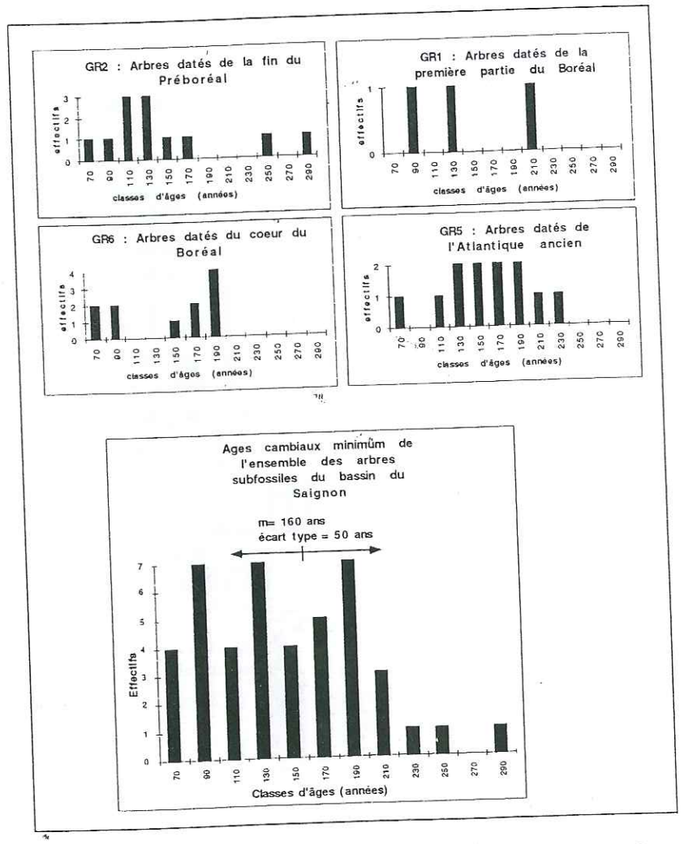


Figure 33 : Ages cambiaux minimum des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

Dans leur majorité, les arbres subfossiles du bassin du Saignon sont âgés en moyenne de 160 ans. L'arbre le plus vieux possède 300 cernes. On ne trouve pas d'arbres âgés de moins de 70 ans parmi les arbres échantillonés (**Figure 33**).

L'examen des âges des arbres, au sein de chaque groupe, ne montre pas de disparité entre les populations.

Dans les autres bassins (le Buëch, ROSIQUE, 1994), les arbres recensés ont vécu aussi au moins un siècle.

L'analyse des âges cambiaux des arbres confirme l'existence de **plusieurs phases de développement d'un couvert végétal arborescent dans les fonds de vallon. Ces phases ont connu semble-t-il la même durée (deux à trois siècles). Dans l'état actuel des recherches, la durée de ces phases semble être équivalente.**

L'homogénéité des âges cambiaux des arbres indique que **les peuplements forestiers paraissaient, au moment de leur disparition, de type équien, en voie de vieillissement, et que la régénération de la forêt par des individus plus jeunes ne se faisait pas.** L'étude sédimentologique et stratigraphique (point 2) tentera d'expliquer cet état de fait.

3.3.5. ESTIMATION DES DENSITÉS DE BOISEMENT

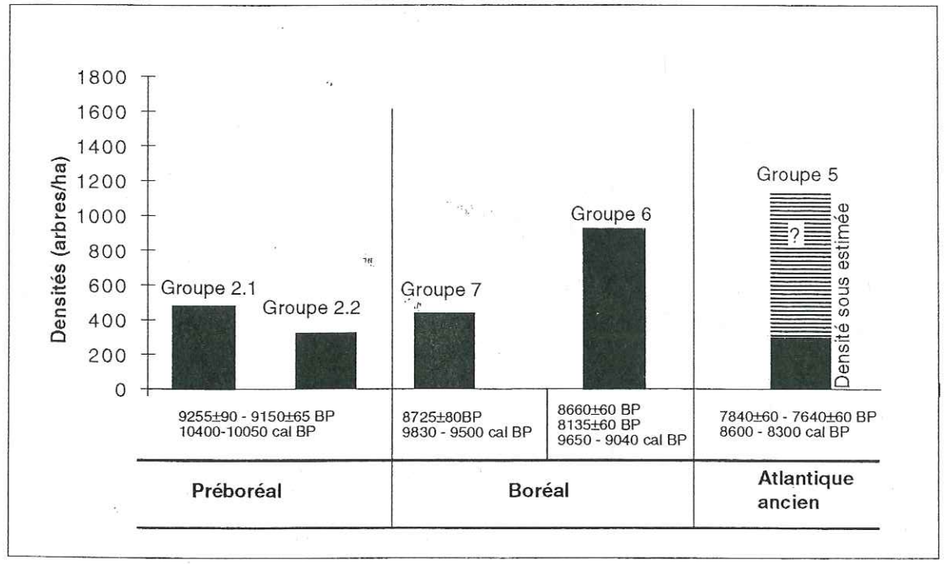


Figure 34 : Estimation des densités de boisement des pins subfossiles du ravin de Saignon.

Afin de mieux appréhender l'état de la couverture forestière du début de l'Holocène, nous avons effectué des estimations de densités de boisement (**Figure 34, tableau 4**).

Ces valeurs ont été calculées sur des arbres contemporains situés dans les fonds des vallons pour les groupes 2, 6 et 7. Une estimation de la paléosurface sur laquelle ont

poussé les arbres a été réalisée en mesurant au topofil la longeur et la largeur du talweg. On considère que la densité de boisement est égale au nombre d'arbres recensés rapporté à cette surface. Le groupe 5 comporte un nombre d'arbres importants dont la plupart ne sont plus en place. Connaissant, après interdatation, le nombre d'individus contemporains, une estimation de la densité du peuplement a tout de même pu être effectuée. Mais la valeur obtenue est sans doute largement sous-évaluée car de nombreux arbres de ce groupe n'ont pu être mesurés (détériorés ou inaccessibles). Dans les autres groupes, le nombre d'arbres en place s'avère insuffisant pour effectuer les mêmes calculs.

Deux critiques majeures à l'égard de cette méthode peuvent être formulées :
- Les calculs aboutissent à des valeurs à minima car des souches ont pu être emportées ou détériorées par le cours d'eau.
- Les densités ne sont pas mesurées sur une surface circulaire comme le font habituellement les forestiers, mais sur un linéaire de rivière. On ne peut extrapoler ces valeurs à l'ensemble du bassin, le risque étant que l'échantillon disponible ne soit pas représentatif de l'ensemble du peuplement forestier.

Groupe d'arbre n°	Nombre d'arbres (numéro de référence)	Surface dégagée par le torrent (m2)	Densité (nombre d'arbres par hectare)	Age moyen (écart type)	Surface terrière	Diamètre moyen (écart type) (cm)	Age 14C BP des séquences moyennes
2.2	13 (70, 71, 9, 8, 7, 6, 5, 10, 11, 12, 13, 14, 15)	400	**325**	177 (60)	37,6	40 (11)	9150±65 - 8955±65 BP (Fin Préboréal)
2.1	9 (46, 47, 84, 85, 48, 49)	150	**470**	125 (40)	17	30 (6)	9150±65 - 8955±65 BP (Fin Préboréal)
6	16 (72, 29, 31, 32, 33, 86, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42)	170	**940**	180 (30)	75	30 (6)	8660±60 - 8135±60 BP Boréal
7	12 (97, 96, 95, 94, 93, 92, 91, 90, 89, 102, 88, 87)	270	**440**	?	19	30 (12)	8725±80 BP Boréal
5	8 (97,96, 95, 94, 93, 92, 91, 90, 89, 102, 88, 87)	300	**300 (densité sous évaluée)**	170 (30)	?	35 (8)	7830±70 - 7640±70 BP Atlantique ancien

Tableau 4 : Densités de boisement des pins subfossiles.

Les densités de boisement estimées, même si elles ne sont représentatives que de surfaces liées aux talwegs, montrent, à plusieurs périodes du début de l'Holocène, **la présence de peuplements assez denses de pins sylvestres adultes dans les fonds de vallons** (densités supérieures à 325 arbres/ha pour des spécimens adultes).

A titre indicatif, la **surface terrière** (St) de chaque groupe a été calculée selon la formule :

St = somme des surfaces à la hauteur du prélèvement du disque / surface dégagée le ruisseau.

Ce calcul permet d'avoir une idée de la production de bois des peuplements.

MUNAUT (1966a,b) mesure des valeurs entre 25 et 35 sur des peuplements de pins sylvestres actuels. Les valeurs obtenues pour le Saignon pendant l'Holocène sont du même ordre de grandeur.

3.3.6. ANALYSE DE LA CROISSANCE DES ARBRES

Afin de préciser les conditions de biotope dans lesquelles ont vécu les arbres subfossiles, nous avons eu recours à plusieurs paramètres statistiques descripteurs de la croissance des arbres. Les résultats obtenus sont confrontés, à titre de comparaison, avec des mesures réalisées sur des pins sylvestres actuels échantillonnés dans des conditions de biotope similaires : substrat marneux, contexte bioclimatique méditerranéen (TESSIER 1982, 1984, 1986 : RATHGEBER, 1997).

3.3.6.1. Le cerne moyen

Le cerne moyen représente la croissance moyenne annuelle. Celle-ci dépend des conditions du biotope (fertilité des sols, concurrence…), des caractéristiques génétiques de l'espèce et de l'âge cambial des spécimens.

Le cerne moyen est calculé sur les épaisseurs brutes des cernes des séquences individuelles, ce qui permet de comparer les valeurs calculées pour les arbres subfossiles aux résultats obtenus sur les populations de pins sylvestes vivants. Mais, afin de s'affranchir de la tendance d'âge, le cerne moyen est aussi calculé sur les surfaces des cernes.

La formule suivante est utilisée :

$$\sum xi / n$$

où x représente les épaisseurs ou les surfaces i de cernes de la séquence et n le nombre de cernes.

La moyenne des cernes moyens (en épaisseur) des arbres subfossiles est de 1,19 mm (écart type = 0,56 mm). 80 % des arbres ont des cernes moyens compris entre 0,50 et 1,50 mm.

Dans un contexte bioclimatique peu différent, la croissance moyenne des pins sylvestres vivants est comprise entre 0,083 et 0,149 μm (mesures réalisées sur six populations dans la Drôme, TESSIER 1982). Dans le Saignon, la croissance actuelle moyenne des pins noirs est de 1,16 mm/an sur la période 1894-1995 (VALLAURI, 1997)

La **figure 35** met en relation les âges cambiaux et les valeurs des cernes moyens de pins sylvestres subfossiles et vivants. **Les pins subfossiles ont une croissance moyenne comparable à celle des pins actuels vivants. Cela suggère des conditions de croissance similaires.**

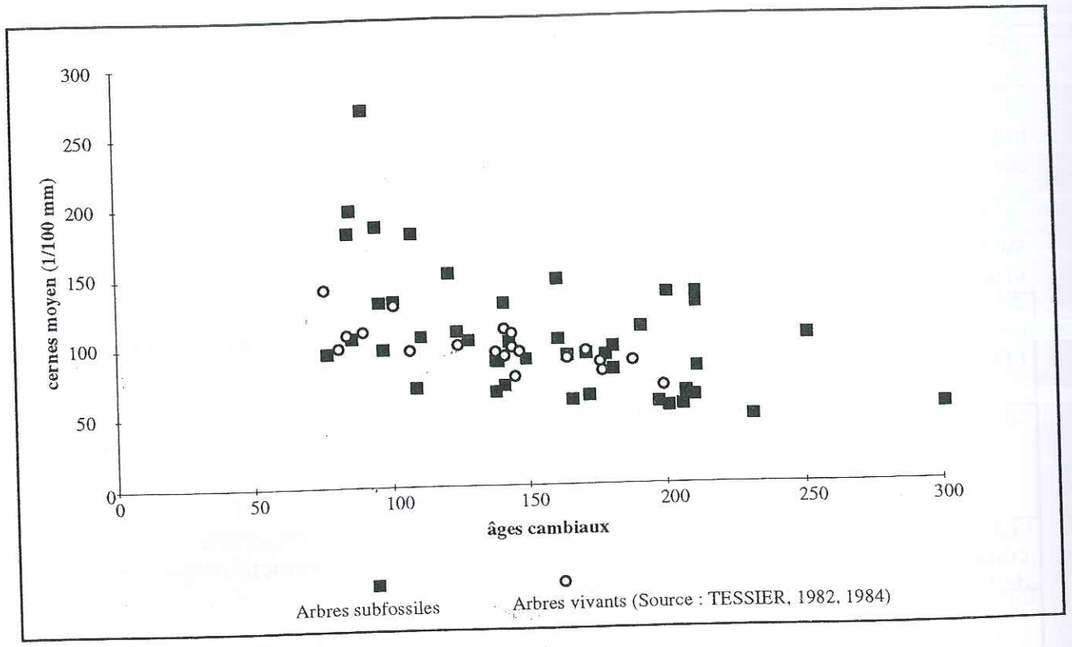


Figure 35 : Relation entre les âges cambiaux et l'épaisseur du cerne moyen des pins sylvestres vivants et subfossiles.

La **figure 36** montre que les valeurs et les distributions des cernes moyens sont sensiblement identiques dans les différents groupes d'arbres (valeurs moyennes proches).

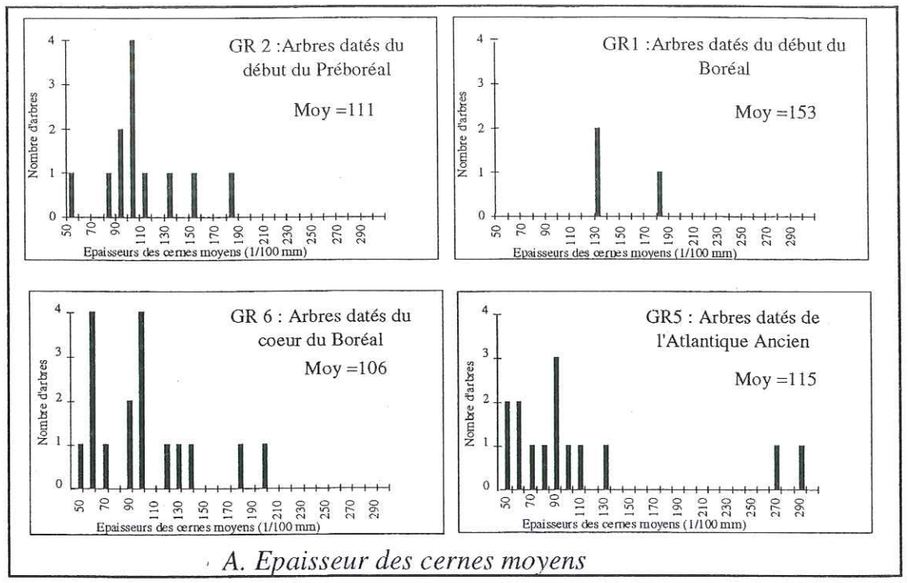


Figure 36 : Distribution des épaisseurs et des surfaces des cernes moyens des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

3.3.6.2. ANALYSE DE LA RELATION ENTRE LE DIAMÈTRE DES ARBRES ET L'ÉPAISSEUR DU CERNE MOYEN.

La **figure 37** met en évidence une absence de corrélation entre le diamètre des arbres et leur âge cambial. Autrement dit, à diamètre égal, les arbres subfossiles peuvent compter un nombre de cernes très variable, quelle que soit la période de l'Holocène à laquelle ils ont poussé. Ceci signifie qu'au sein d'un même biotope la croissance moyenne des arbres peut être très variable. D'ailleurs, les coefficients de variation des valeurs des cernes moyens (47% pour les épaisseurs et 65% pour les surfaces) sont très élevés.

Ce résultat, conforme avec ceux concernant les peuplements forestiers actuels (TESSIER, 1982) témoigne donc de la variabilité des conditions micro-stationnelles au sein d'un même biotope, celui des bassins de marnes noires.

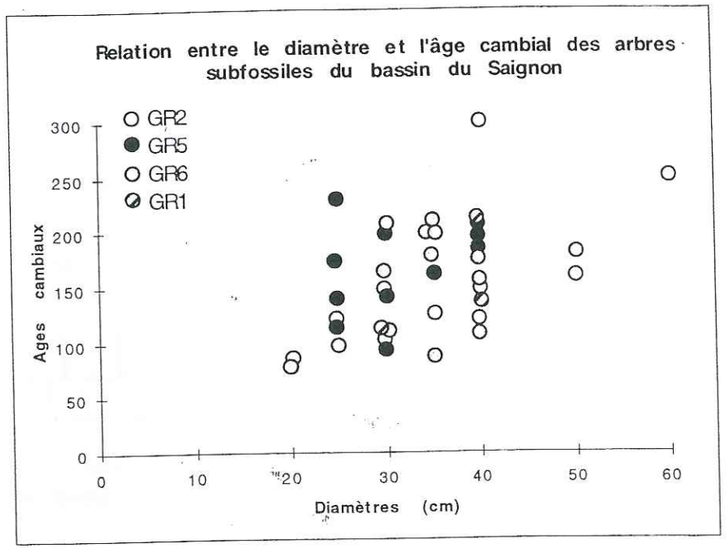


Figure 37 : Relation entre le diamètre et l'âge cambial des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

3.3.6.3. LA SENSIBILITÉ MOYENNE (SM)

Elle s'exprime par le rapport (DOUGLASS, 1917) :

$$SM = 1 / (n-1) * \{\sum_{t=1}^{t=n} 2 * (x_{t+1}-x_t)/ (x_{t+1}+x_t)\}$$

x est la largeur du cerne de l'année t et n le nombre total de cernes de la séquence.

Elle permet de définir l'importance de la variation moyenne entre les épaisseurs de deux cernes successifs. Elle varie entre 0 pour deux cernes de même épaisseur et 2 lorsque l'épaisseur d'un des deux cernes est nulle (NEFAOUI, 1996). La valeur de SM

réflète l'action de facteurs environnementaux variables d'une année à l'autre, en particulier le facteur climatique. En milieu forestier, la réponse aux fluctuations climatiques annuelles est atténuée (valeurs de SM plus faibles). Sur des arbres isolés dans des biotopes marneux, des valeurs élevées de SM traduisent une réponse amplifiée aux paramètres climatiques (TESSIER, 1982).

50% de l'ensemble des arbres subfossiles ont une valeur de SM comprise entre 0,19 et 0,23. et la moyenne des SM des séquences individuelles est de 0,21 (écart type = 0,04) (**Tableau 2, figure 38**). **Cette valeur est proche de celles de pins sylvestres actuels sur substrat marneux constituant un boisement de type sylvatique,** alors que des individus isolés possèdent une SM moyenne supérieure (0,21 à 0,3) (TESSIER, 1982).

Comme le laissaient envisager les estimations de densités de boisement, les biotopes des pins sylvestres subfossiles devaient être de type forestier.

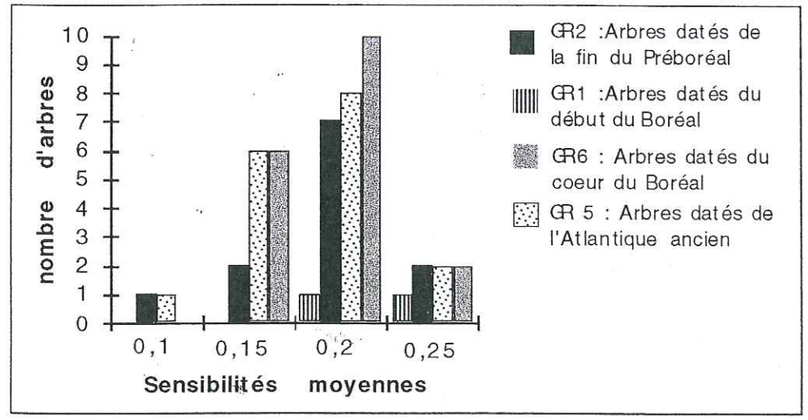


Figure 38 : Sensibilités moyennes des arbres subfossiles du bassin du Saignon.

Les valeurs de SM sont aussi en accord avec les variations des densités de boisement précédemment établies : les arbres qui appartiennent à des groupes à fort taux de boisement estimé (GR 5 et GR6) possèdent de faibles valeurs de SM (0,2 et 0,22) proches de celles des populations sylvatiques actuelles (**Tableau 5**). A l'inverse, les individus du groupe GR2, qui correspond à un boisement estimé plus lâche, sont caractérisés par des valeurs de SM plus élevées (0,29), semblables à celles de peuplements actuels à pins sylvestres plus dispersés. Il semble donc bien que les boisements de l'Atlantique ancien étaient plus denses que ceux des périodes antérieures.

3.3.6.4. Le coefficient d'interdatation

Le coefficient d'interdatation **R** est égal au rapport entre la sensibilité moyenne d'une séquence moyenne (**SM1**) et la moyenne des sensibilités moyennes des séquences individuelles (**SM2**) (**Tableau 5**).

R = SM1 / SM2

R qualifie le synchronisme des fluctuations annuelles entre tous les individus d'une population (MUNAUT, 1966a,b). Les valeurs les plus proches de 1 indiquent un synchronisme maximum. Ce coefficient permet d'apprécier l'homogénéité de la réponse des arbres aux facteurs écologiques. Les valeurs de R sont plus élevées en milieu forestier - qui homogénise les fluctuations de croissances annuelles - que dans des peuplements dispersés où les fluctuations de croissance sont plus diversifiées d'un individu à l'autre (TESSIER, 1982).

Séquence	Nombre d'arbres	Longueur	SM1	SM2	R
SGR6	14	264	0,13	0,22	0,59
SGR5	7	198	0,15	0,2	0,75
SGR2	9	300	0,16	0,29	0,55

Tableau 5 : Sensibilités moyennes et coefficients d'interdatation des séquences d'arbres subfossiles.

Les calculs sont effectués sur les séquences moyennes S2, S5 et S6, comprenant 7, 9 et 14 arbres. Un calcul plus rigoureux aurait demandé un même nombre d'arbres par séquence.

La séquence SGR5 possède un coefficient d'interdatation élevé (0,75), proche des valeurs obtenues sur des populations sylvatiques actuelles (0,77). Là encore les résultats obtenus concordent avec les estimations de densités de boisement : les séquences qui possèdent un coefficient d'interdatation élevé (SGR5 et SGR6) sont incluses dans les groupes d'arbres aux taux de boisement les plus élevés (arbres de l'Atlantique et du Boréal).

Mais les coefficients d'interdatation calculés sur les arbres subfossiles sont globalement inférieurs à ceux des arbres vivants. **Ils témoigneraient d'un faible synchronisme des variations annuelles entre les individus d'une même séquence, en d'autres termes d'une croissance annuelle assez hétérogène.** Ceci explique les difficultés rencontrées lors de la recherche d'interdatation entre les chronologies. **Cette hétérogénéité peut être mise en relation avec la nature du substrat et l'instabilité du milieu compte tenu de la dynamique érosive particulièrement active qui caractérise les bassins de terres Noires.**

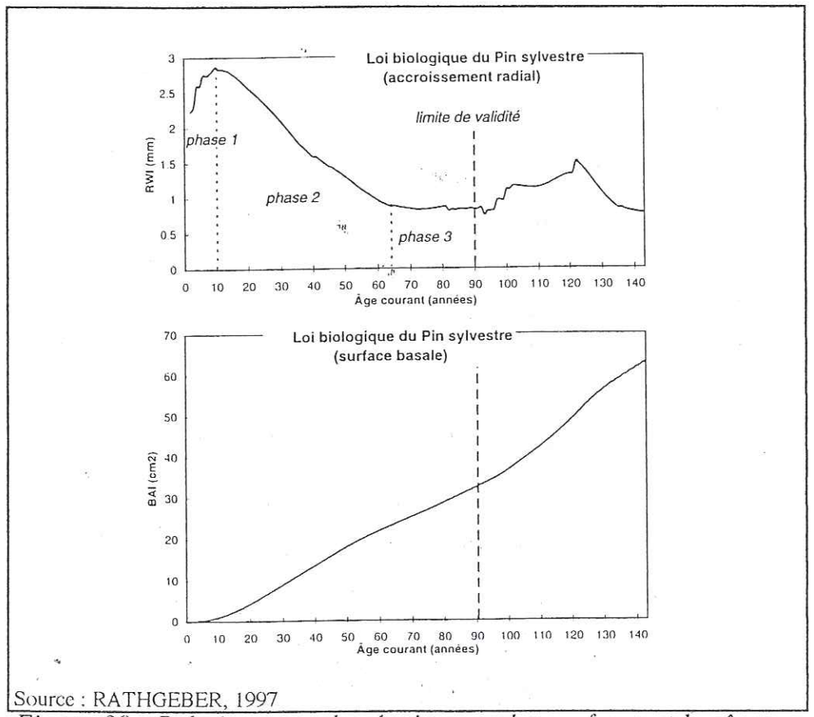
3.3.6.5. Analyse des profils de croissance

La croissance moyenne annuelle étant très variable d'une séquences individuelle à l'autre, il est intéressant de chercher la relation entre les âges cambiaux des cernes et la croissance moyenne annuelle. Cette relation est examinée dans un premier temps sur des pins sylvestres actuels afin d'obtenir un "modèle" de croissance auquel sera comparée la croissance des arbres subfossiles.

a. La croissance de l'espèce *Pinus silvestris*.

La loi biologique de sénescence (diminution de l'épaisseur des cernes en fonction de l'âge) se vérifie en région méditerranéenne pour le chêne pubescent et le pin sylvestre (RATHGEBER, 1997).

Néanmoins la croissance du pin sylvestre est caractérisée, dans les premières années, par des cernes étroits, dont l'épaisseur augmente avec le temps pour atteindre un maximum autour de la 10e ou 15e année de vie (**Figure 39**). A la suite de ce maximum, l'épaisseur des cernes de *Pinus silvestris* décroît régulièrement. Après la 90e année, le nombre d'arbres pris en compte pour bâtir le modèle de croissance du pin n'est pas suffisant. En effet, compte tenu de l'importance du déboisement jusqu'à la fin du siècle dernier, il est très difficile de trouver des pins sylvestres âgés de plus d'un siècle dans les Alpes du Sud. Dans l'état actuel des données, la comparaison sera limitée à la première partie de la vie des arbres subfossiles.



Source : RATHGEBER, 1997

Figure 39 : Relation entre les épaisseurs, les surfaces et les âges cambiaux des cernes du pin sylvestre (arbres vivants).

Les surfaces des cernes expriment la production annuelle de bois. Durant les 100 premières années de vie des arbres, la production de bois est en augmentation (**Figure 39**). Le vieillissement des pins sylvestres se traduit tout au plus par un ralentissement de la progression de la production.

b. La croissance des pins subfossiles.

Les courbes d'épaisseur de cernes des arbres subfossiles présentent des allures très différentes de celles des pins actuels **(Figure 40).**

Durant les quarante premières années de leur vie, les arbres subfossiles - quel que soit leur âge 14C - possèdent des cernes étroits (< 1,50 mm) qui témoignent d'un départ "difficile", d'une croissance ralentie. Ce phénomène déjà observé sur des chênes holocènes (VISSET *et al.*, 1994) peut s'expliquer par des conditions édaphiques peu favorables.

Entre la 40e et la 90e année de vie, les arbres subfossiles présentent en général des cernes plus épais que les arbres vivants. Ce maximum de croissance témoigne vraisemblablement de conditions environnementales favorables.

L'épaisseur des cernes des arbres subfossiles décroît ensuite de façon irrégulière. Les **figures 41a,b et c** présentent les chronologies individuelles des arbres interdatés. Les courbes sont caractérisées par de **brusques ruptures de croissance**, intervenant de façon synchrone parmi les arbres interdatés. Ces accidents ont souvent lieu immédiatement après des pics de croissance maximale. Ces anomalies sont indépendantes de l'âge cambial des arbres, de leur localisation géographique et de leur âge 14C. Elles ne s'observent pas dans la croissance des pins sylvestres actuels. Cette allure particulière des profils de croissance ne peut donc être attribuée à des facteurs intrinsèques (tendance d'âge) mais à des facteurs externes. **Ces ruptures témoignent d'un changement brutal des caractéristiques du biotope et le passage, après un optimum, à de mauvaises conditions de croissance (stress).**

Enfin, après ces diminutions brutales de croissance, de nombreux arbres conservent une croissance très faible. Ils produisent des cernes de moins de 1 mm voire inférieurs à 0,5 mm, constitués de seulement 2 ou 3 assises de cellules rendant difficile la distinction entre bois final et bois initial. Certains cernes disparaissent même sur une partie de la circonférence, en périphérie des disques. Ils traduisent un état de stress durable. On observe par ailleurs une réduction de la variabilité interannuelle. Seuls 3 individus connaissent une reprise de croissance après ces accidents.

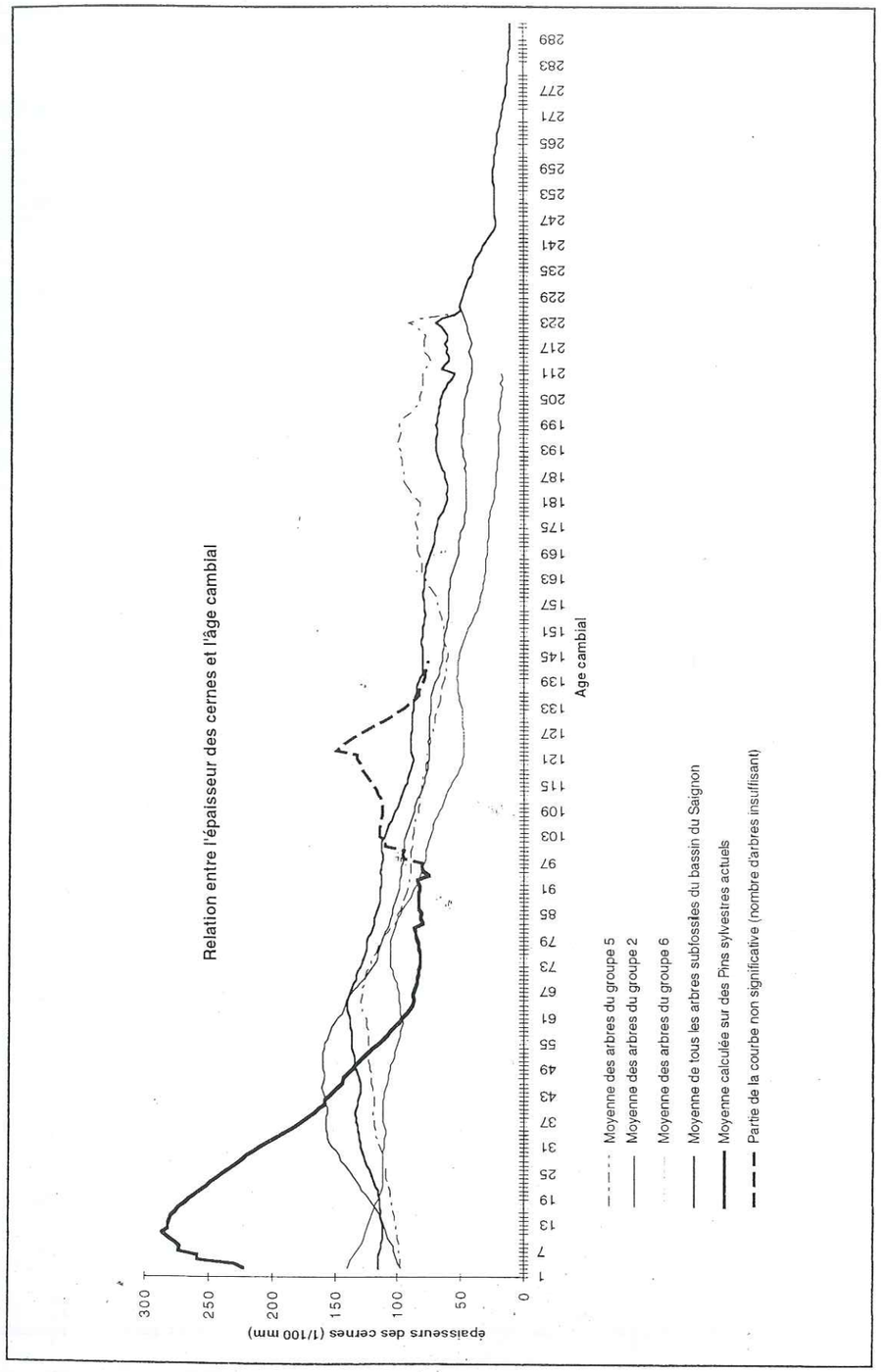


Figure 40 : Relation entre les épaisseurs et les âges cambiaux des pins sylvestres vivants et subfossiles.

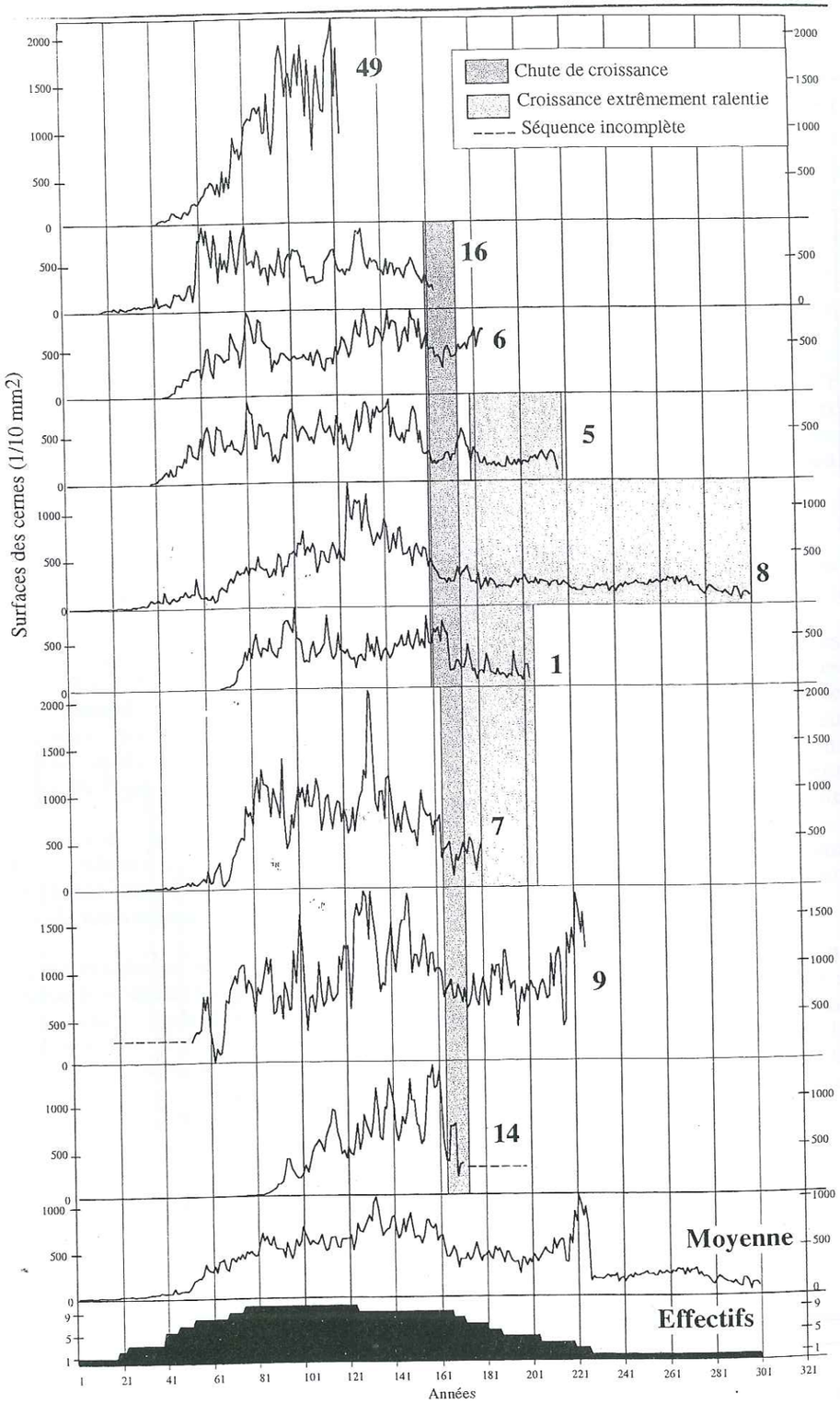


Figure 41 a : Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR2

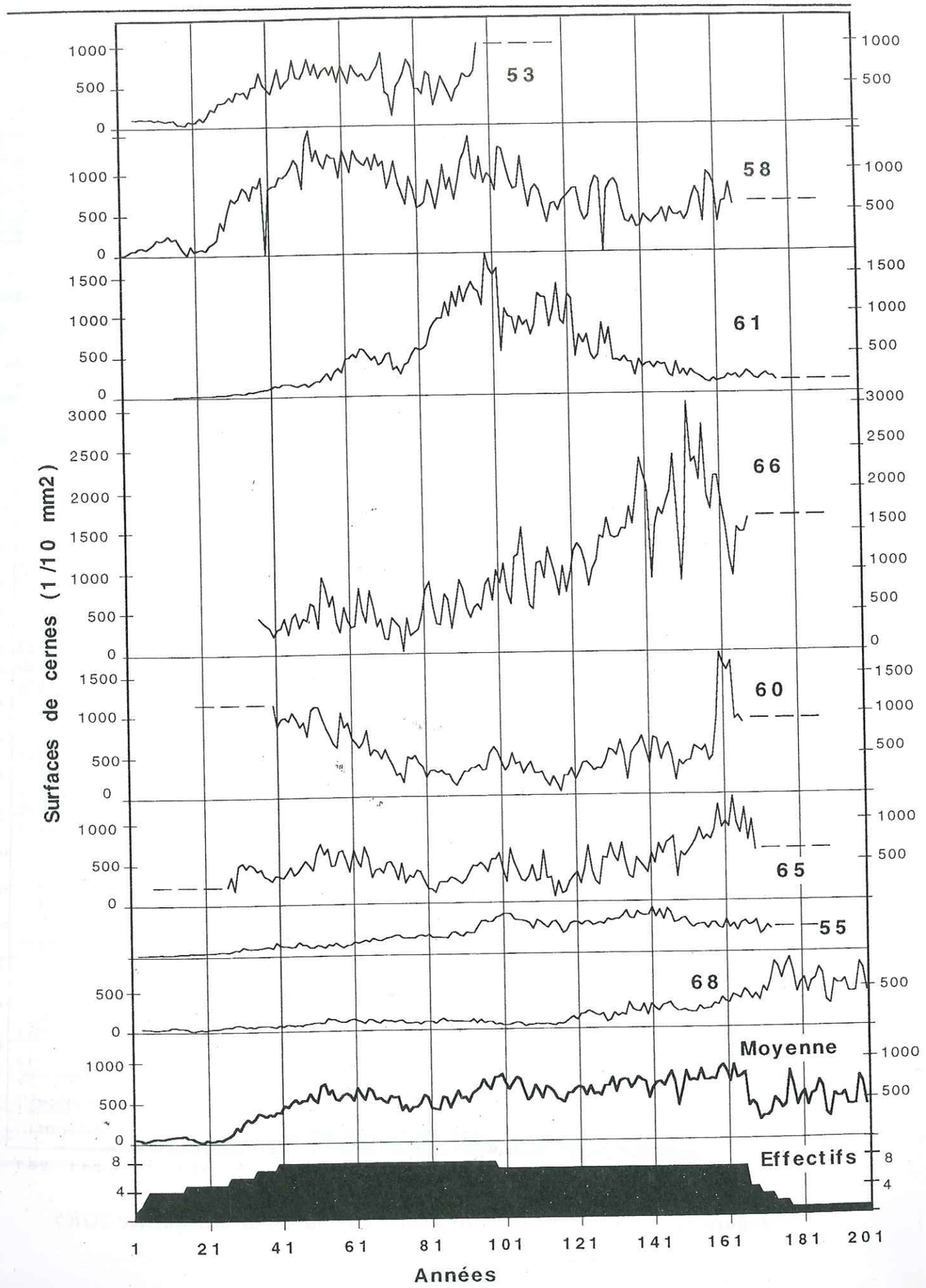


Figure 41 b: Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR5

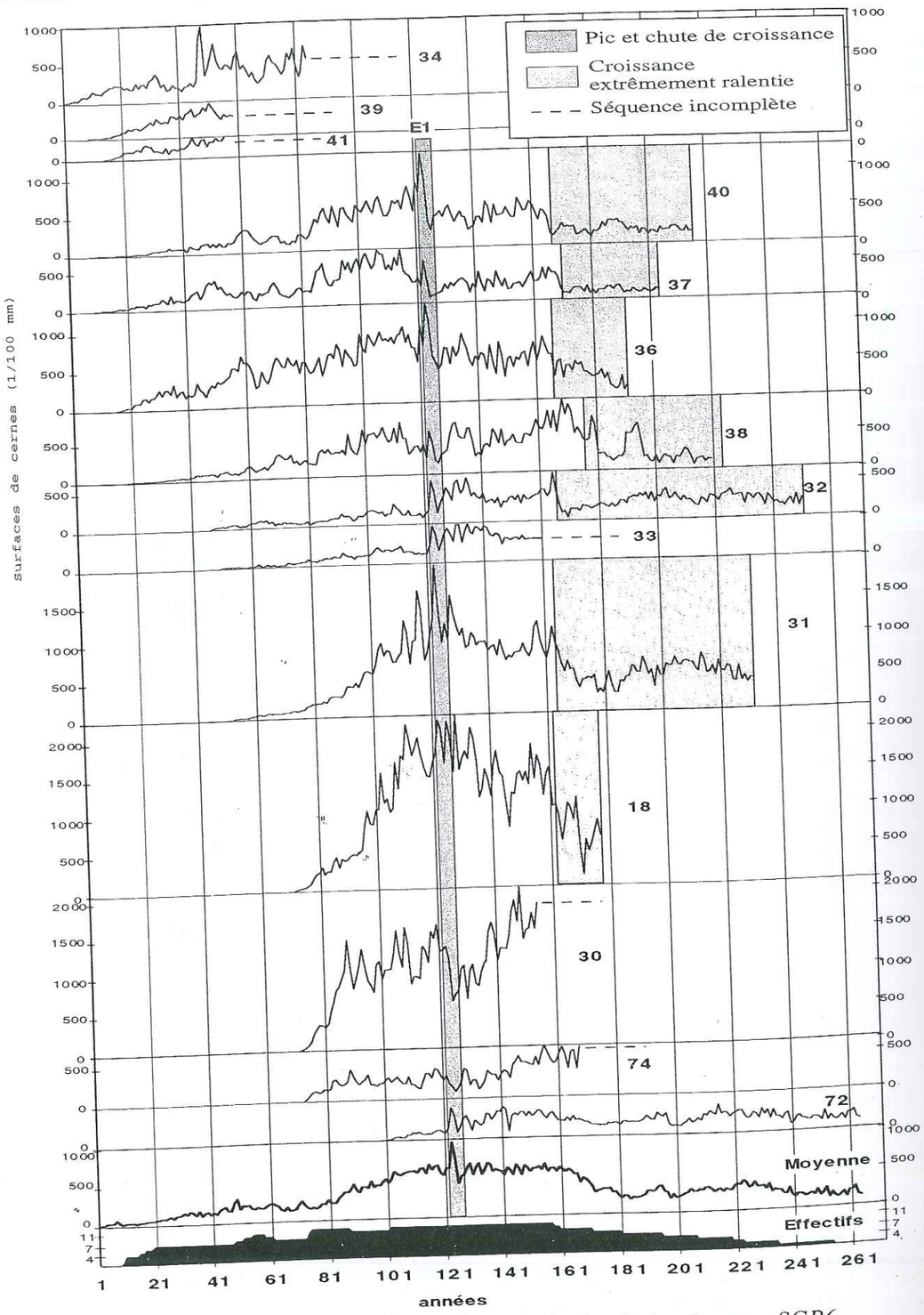


Figure 41 c: Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR6

Cette analyse nous conduit à distinguer plusieurs types de courbes de croissance (**Figure 42**).

- Type 1 : la majorité des chronologies (60 %) possèdent des courbes de surfaces de cernes en forme de cloche : après une augmentation, plus ou moins rapide, de la surface des cernes dans les premières années de vie des arbres, la croissance atteint un maximum (synchrone au sein des séquences moyennes SGR2 et SGR6), puis chute fortement. La productivité de bois est ensuite faible et constante jusqu'à la fin de la vie de l'arbre.

- Type 2 : Trois arbres (1%) présentent un profil similaire au précédent, mais une reprise de croissance intervient à la fin de leur vie

- Type 3 : 15 % des courbes montrent une croissance en augmentation durant toute la vie des arbres. Mais les séquences considérées étant courtes et souvent incomplètes, il est possible que ces arbres puissent être rangés dans les catégories 1 ou 2.

-Type 4 : 18 % des arbres possèdent une croissance très faible durant toute leur vie. La variation des courbes est d'amplitude peu importante.

Au terme de cette analyse, plusieurs observations et hypothèses peuvent être formulées :

- Des changements brutaux des conditions environnementales perturbent radicalement la croissance des arbres adultes et conduisent progressivement à leur disparition. Etant donné que les arbres sont enfouis et conservés dans des dépôts sédimentaires, les variations des conditions de biotope doivent à l'évidence être mises en relation avec un bouleversement de la dynamique érosive et sédimentaire.

- Certains spécimens présentent des croissances moyennes particulièrement faibles (type 4), qui témoignent d'un environnement difficile.

- Le milieu présente des conditions édaphiques peu favorables à la croissance des jeunes arbres ; il est difficile à coloniser. Il est possible que ce phénomène soit en relation avec la forte érodabilité des terrains de marnes noires.

Des anomalies de croissance similaires ont été observées pour des arbres subfossiles ayant subi des modifications des conditions de biotope liées en particulier à des remontées de la nappe phréatique ou encore du niveau des eaux marines ou lacustres.

EDOUARD (1994) observe dans les pins à crochets (*Pinus uncinata*) subfossiles des lacs d'altitude des Alpes du nord (massif du Taillefer) des réductions brutales de croissance associées à une diminution de la variabilité interannuelle (**Figure 43**), très semblables à celles observées dans les arbres du Saignon. Ce changement suggère à l'auteur "*l'hypothèse d'une variation brutale des conditions hydriques (élévation du niveau de l'eau ... à la suite d'une modification climatique par exemple*".

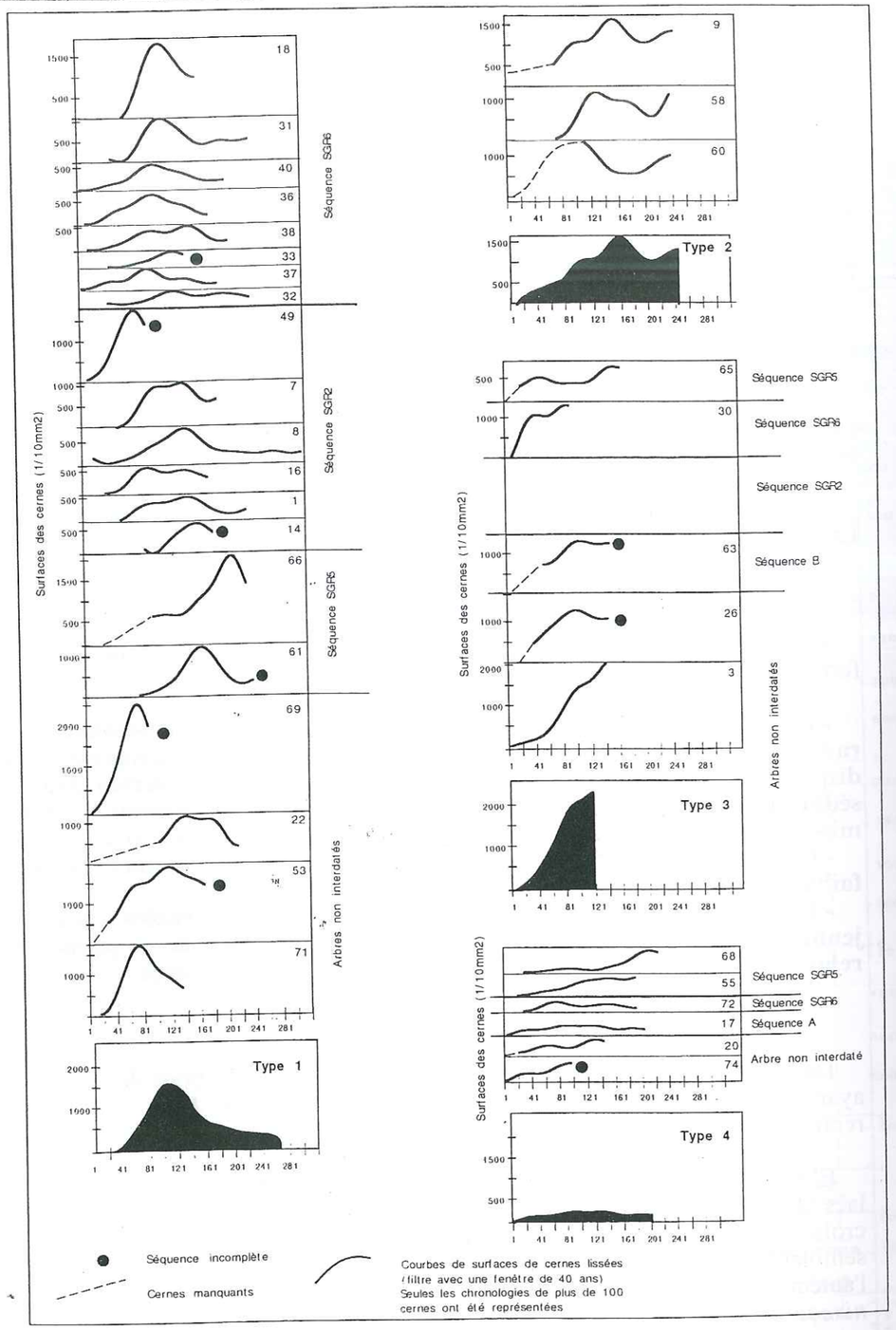
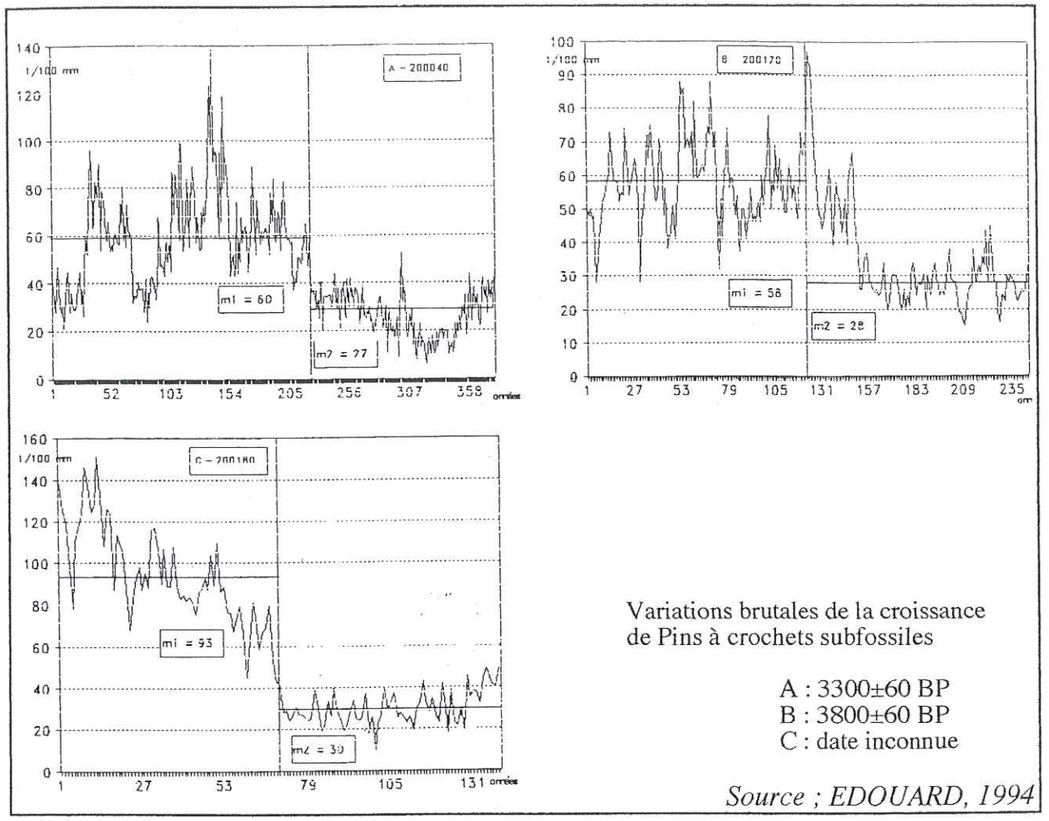


Figure 42 :Typologie des courbes de croissance des arbres subfossiles



Variations brutales de la croissance de Pins à crochets subfossiles

A : 3300±60 BP
B : 3800±60 BP
C : date inconnue

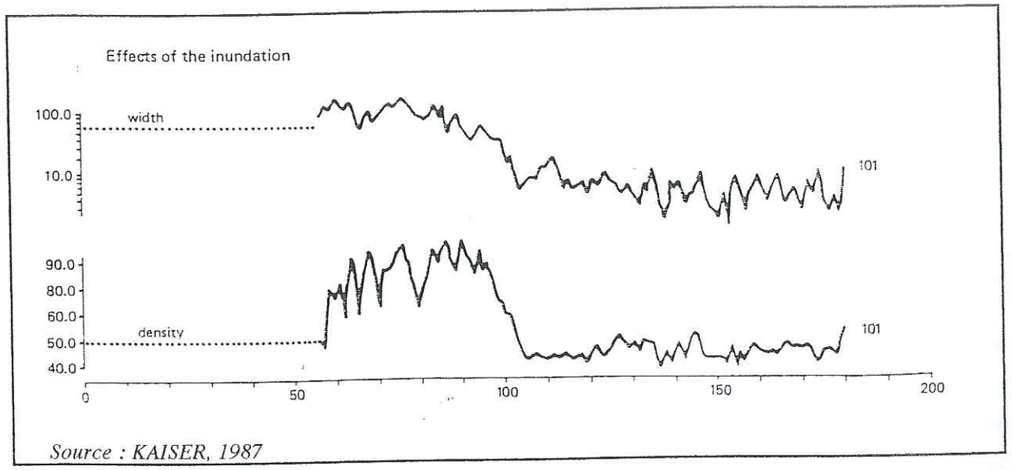
Source ; EDOUARD, 1994

Figure 43 : Courbes de croissance de pins à crochets subfossiles des Lacs du Taillefer.

MUNAUT (1966b, 1967) et MUNAUT et CASPARIE (1971) s'intéressent aux pins sylvestres trouvés dans des tourbières de Belgique et des Pays Bas. Ils observent dans les dernières années de vie des arbres des réductions importantes de croissance, qui se traduisent par des cernes très minces disparaissant sur certaines parties de la circonférence. Ces diminutions de croissance sont à mettre en relation, d'après eux, avec une remontée du niveau de l'eau et de la tourbe qui conduit à l'asphyxie des arbres et à leur mort après une période de dépérissement.

VISSET *et al.* (1994) étudient des bois de chênes subfossiles dans le marais de Brière, bassin côtier comblé au cours de l'Holocène et situé en bordure de l'estuaire de la Loire (Massif armoricain). Les chênes présentent des ralentissements remarquables de croissance (cernes inférieurs à 1 mm), mis en relation avec les variations du niveau de l'eau dans le sol, lui-même tributaire du niveau marin dans l'estuaire. L'engorgement des sols aboutit à l'asphyxie des arbres, au ralentissement de leur croissance radiale et éventuellement à leur mort.

Enfin, KAISER (1987) observe aussi des changements brutaux et durables de croissance sur des arbres subfossiles enfouis dans des sédiments alluviaux au cours du Tardiglaciaire aux Etats Unis, près du lac Michigan. Les épisodes de crue ont pour conséquence la formation de cernes très étroits en périphérie des troncs, durant les périodes d'inondation qui peuvent durer 80 ans (**Figure 44**).



Source : KAISER, 1987

Figure 44 : Courbes de croissance d'arbres enfouis dans des dépôts de crue.

Ces quatre exemples concernent des arbres ayant vécu dans des milieux humides (tourbière, marais, lac, rivière pro-glaciaire), dans des conditions environnementales très différentes de celles des bassins de marnes noires. Cependant, des conditions d'hydromorphie temporaire ont pu exister dans le bassin du Saignon, entraînant la perturbation de la croissance des arbres subfossiles. Nous reviendrons plus loin (point 3 de ce chapitre) sur cette hypothèse en nous fondant sur l'analyse sédimento-stratigraphique des dépôts holocènes et leur signification morphodynamique..

3.3.7. DATE DE GERMINATION ET DE MORT DES ARBRES.

Les périodes de germination des arbres ont lieu dans chaque séquence dans un intervalle de temps de 70 années (100 ans au maximum pour la séquence SGR6) (**Figure 45**). Après ce laps de temps et après les chutes brutales de croissance, on n'observe plus aucune nouvelle installation. Les arbres qui naissent quelques années avant que n'intervienne une chute de croissance sur les spécimens déjà en place ne parviennent pas à se développer (cas de l'arbre 72 de la séquence SGR6, **figure 41c**). On ne peut donc pas parler ici de générations successives d'arbres car les périodes de naissances ne chevauchent pas celles des morts (MUNAUT, 1966b). **Au moment de leur enfouissement les groupements forestiers sont en voie de vieillissement, constitués uniquement de spécimens adultes. Le biotope n'est plus favorable au renouvellement du couvert arborescent mais à son dépérissement.**

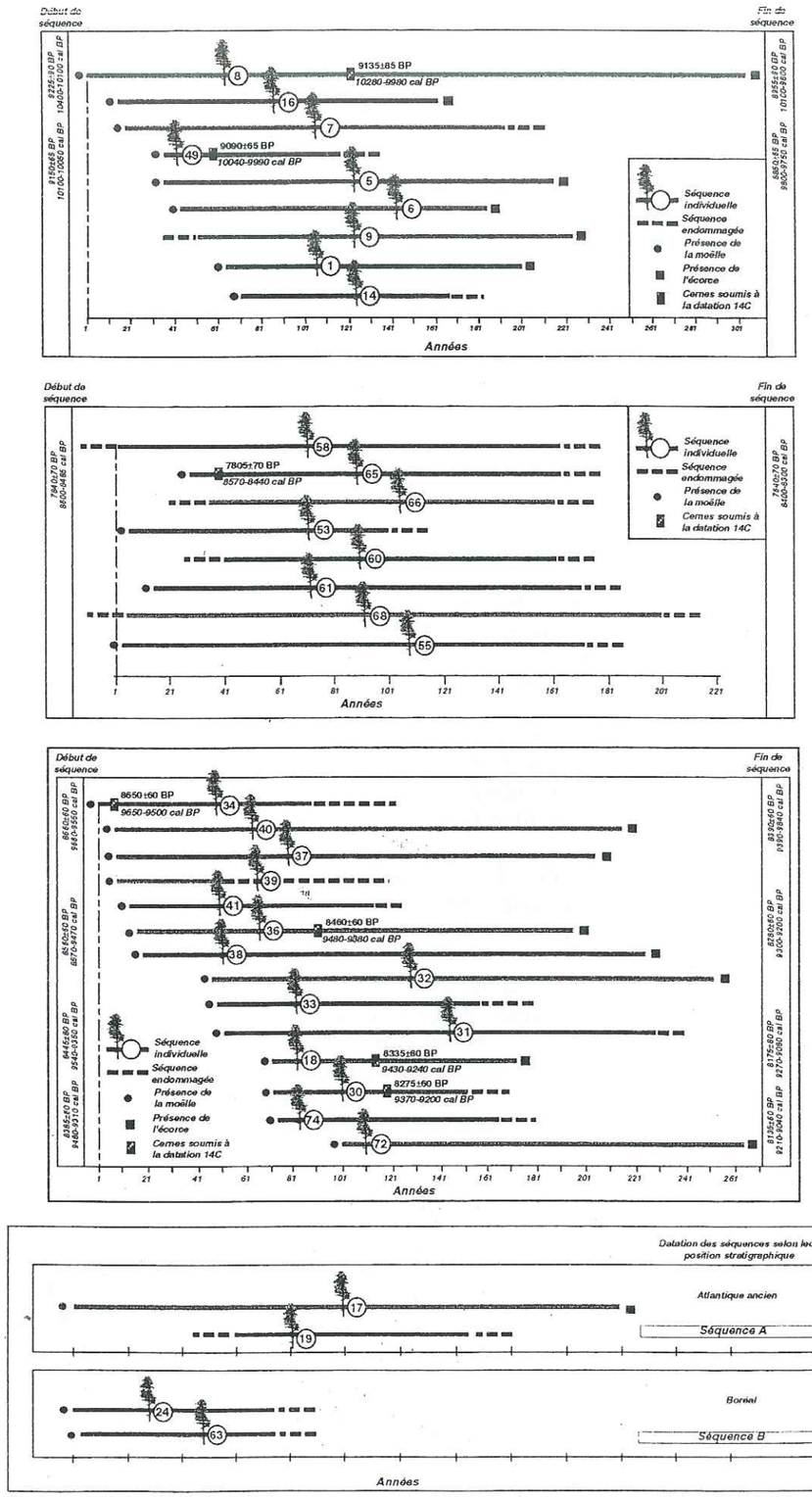


Figure 45 : Composition des séquences moyennes déterminées dans le bassin du Saignon.

Il est possible que plusieurs générations d'arbres se soient succédées sur le site mais que la dernière seulement ait été enfouie dans les sédiments et conservée. On aurait dans ce cas l'image de la fin de la période de boisement.

La disparition de la pineraie ne se fait pas brutalement à la suite d'un événement catastrophique provoquant la mort simultanée de tous les arbres d'un même groupe. On assiste, au sein de chaque séquence interdatée, à la disparition progressive des peuplements forestiers, au cours d'une période variant entre 80 et 120 ans selon les séquences (**Figure 45**). **Le facteur qui conduit à leur mort intervient brutalement (rupture de croissance) mais n'est pas assez violent pour provoquer la mort rapide des arbres de façon brutale (au cours de la même année par exemple).**

3.3.8. CONCLUSION

L'analyse des arbres subfossiles met en évidence au cours de la première partie de l'Holocène, **cinq phases distinctes de développement d'un couvert végétal arborescent monospécifique de pins sylvestres dans les fonds de vallons.** L'interdatation des séquences individuelles et leur datation 14C permettent d'obtenir des chronologies flottantes situées (1) à l'Alleröd, (2) à la charnière du Préboréal et du Boréal, (3) au début du Boréal, (4) au coeur du Boréal et (5) à au début de l'Atlantique

La densité des troncs et les caractéristiques de leur croissance (cernes moyens, sensibilité moyenne, coefficients d'interdatation) montrent que ces peuplements étaient, **de type forestier, du moins localement, et composés principalement de spécimens adultes constituant un boisement relativement équienne.**

La croissance des arbres subfossiles est, durant toute la première partie de l'Holocène, caractérisée par une forte variabilité, traduisant des conditions micro-stationnelles très contrastées.

Deux tiers des arbres analysés dans le bassin du Saignon possèdent des patrons de croissance particuliers, très différents de ceux des pins sylvestres poussant actuellement dans des biotopes comparables. Les quarante premières années de leur vie sont caractérisées par une croissance faible, témoignant de conditions de biotope difficiles liées soit à une concurrence avec d'autres arbres, soit plus probablement, à des conditions édaphiques médiocres. Après un optimum situé autour de la 100ème année de leur vie, les pins connaissent de **brutales réductions de croissance qui suggèrent des changements soudains des conditions environnementales. Ces ruptures précèdent la mort des arbres, après une période de croissance extrêmement ralentie.** Au cours de l'enfouissement progressif des arbres, le couvert forestier est en voie de vieillissement et de dépérissement, aucune nouvelle installation n'étant mise en évidence. **Ces patrons de croissance rappellent ceux des arbres morts asphyxiés dans des conditions d'hydromorphie dans des milieux lacustres et marécageux.**

Mais comment expliquer l'omniprésence du pin sylvestre et l'absence d'autres espèces dans les fonds de vallons durant les premiers millénaires de l'Holocène ? La situation topographique de fond de vallon, en bordure de ruisseaux, semblerait favorable au développement d'essences hygrophiles. Par ailleurs, les études palynologiques montrent à cette époque une diversification du couvert végétal par les espèces caducifoliées et une occupation de l'étage collinéen par la chênaie pubescente.

Les caractéristiques des arbres subfossiles impliquent donc l'existence dans les ravins de marnes noires de biotopes très particuliers qu'il convient de définir plus globalement, notamment sur le plan édaphique et sur celui de la dynamique érosive et sédimentaire. L'analyse sédimentologique et stratigraphique des dépôts holocènes va apporter des informations permettant de mieux comprendre les modalités et les ryhmes de la sédimentation contemporains des périodes successives de développement, puis de dépérissemement, et enfin de mort des arbres subfossiles.

4. LES DÉPÔTS À TRONCS SUBFOSSILES DU BASSIN VERSANT DU SAIGNON : ANALYSE ET INTERPRÉTATION MORPHOSÉDIMENTAIRE.

L'étude sédimento-stratigraphique des dépôts holocènes associés aux gisements de bois subfossiles se propose de mettre en évidence les conditions morphogéniques qui ont conduit à l'enfouissement puis à la mort des peuplements forestiers.

L'ensemble des données dendrogéomorphologiques permet de reconstituer la chronologie de la mise en place des dépôts holocènes et d'évaluer les rythmes spatio-temporels de la sédimentation.

4.1. IMPLICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA PRÉSENCE ET DES CARACTÉRISTIQUES DES ARBRES SUBFOSSILES DANS LE BASSIN DU SAIGNON.

Les données chronologiques obtenues mettent en évidence **des phases de stabilisation morphogénique des fonds de vallon (fin du Dryas récent-début Préboréal ; Boréal ; première partie de l'Atlantique)** durant lesquelles un couvert végétal arboréen a pu se développer, à la faveur sans doute d'une activité érosive et d'un hydrodynamisme peu agressifs. **Des épisodes de sédimentation** accrue responsables de l'enfouissement des arbres ont succédé à ces phases de stabilité. L'interdatation des séquences individuelles montre que ces différentes phases sont synchrones dans les principales branches du bassin versant (**Figure 29**).

Sur le plan géomorphologique, une telle évolution est nécessairement inscrite dans les dépôts qui constituent les remblaiements holocènes des ravins principaux.

4.1.1. ETAT DE CONSERVATION DES SOUCHES

L'excellent état de conservation des arbres a été souligné lors de la présentation du gisement de bois subfossiles. Rappelons que de nombreux spécimens possèdent encore leur écorce. MUNAUT (1986) souligne que "la conservation des bois subfossiles dépend de la rapidité du changement des conditions environnementales au moment de leur mort". **Ainsi, le fait que la majorité des troncs présentent un excellent état de conservation permet d'affirmer que l'enfouissement des souches et de la base des fûts a été rapide.**

La plupart des souches observées étaint dégagées de tout dépôt jusqu'à la base des troncs. Il nous a été dès lors difficile de déterminer jusqu'à quelle hauteur les arbres ont été enfouis avant de mourir. Quelques spécimens (18, 36, 37, 74, 75, 81) possèdent des

fûts de plus de 2m de haut sur lesquels des lambeaux d'écorce sont encore conservés. Localement, les dépôts qui ont enfouis les arbres atteignent des épaisseurs de plusieurs mètres.

De tels apports sédimentaires ont dû provoquer une réduction des échanges gazeux entre le système racinaire et l'atmosphère et ainsi engendrer une réduction de croissance. Par ailleurs la nature des dépôts a pu contribuer aussi à une détérioration des conditions de biotope. Les analyses sédimentologiques vont permettre d'éclairer ce point.

4.1.2. POSITION DES TRONCS.

La position des arbres subfossiles du le bassin du Saignon est analogue à celle de nombreux spécimens de pins sylvestres découverts dans le bassin du Buëch (ARCHAMBAULT, 1969 ; GAUTIER, 1992 ; ROSIQUE, 1994), les Préalpes de Digne ou le bassin de Barcelonnette (vallée de l'Ubaye). Les arbres apparaissent pour la plupart (75%) en position de vie, enracinés dans des niveau limoneux (**figure 46**). Rares sont ceux qui ont été renversés avant d'être recouverts par les dépôts. 21% des souches ont été déchaussées et déplacées par les eaux courantes actuelles, ou les glissements récents ce qui rend indéterminable leur position d'origine.

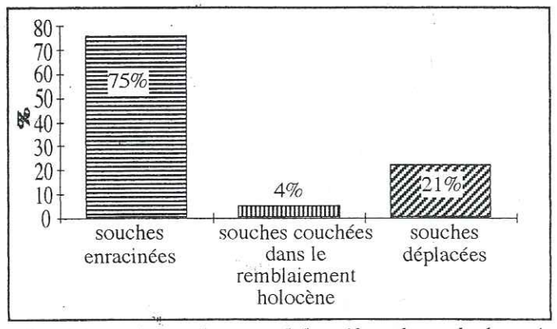


Figure 46 : Position des arbres subfossiles dans le bassin du Saignon.

En définitive, la position de vie prédominante des arbres subfossiles du bassin durancien diffère de celle des troncs étudiés dans les terrasses alluviales des rivières d'Europe Centrale, lesquels, généralement couchés, témoignent de la destruction des ripisylves lors de crues de forte intensité (BECKER et SCHIRMER, 1977 ; KALICKI et KRAPIEC, 1996).

La position de la majorité des arbres et leur dépérissement progressif témoignent donc de l'occurrence, au moment de leur enfouissement, de processus morpho-sédimentaires peu énergiques et excluent l'hypothèse d'un événement violent ou catastrophique de type coulée boueuse ou lave torrentielle. La bonne conservation des souches et de certains fûts suggère que, localement, la sédimentation a été rapide. Des changements morphodynamiques dans les ravins ont semble-t-il interrompu de façon brutale des périodes de stabilité favorables au bon développement des arbres (maximum suivis de chutes de croissance des courbes dendrochronologiques).

4. 2. ANALYSES STRATIGRAPHIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES DES REMBLAIEMENTS HOLOCÈNES DU RAVIN DU SAIGNON

4.2.1. OBJECTIFS

L'anayse stratigraphique et sédimentologique des dépôts a pour objectif de mieux caractériser la nature et l'intensité des dynamiques sédimentaires en cause. La granulométrie en particulier est un bon indicateur de la nature et de l'intensité de la dynamique érosive et sédimentaire au moment du dépôt (CHAMLEY, 1987 ; RIVIERE, 1977). Les datations 14C effectuées sur les bois subfossiles permettent de connaître la chronologie spatio-temporelle de mise en place des dépôts qui sont en relation avec le dépérissement et la mort des arbres.

ROSIQUE (1996) souligne toutefois les limites de l'interprétation paléodynamique des ensembles sédimento-stratigraphiques postglaciaires en particulier : diversité des enregistrements-réponses en fonction des paramètres orographiques, lithostructuraux, paléogéomorphologiques et bioclimatiques locaux ; difficulté de hiérarchiser les phénomènes observés (événement exceptionel ou tendance à long terme), caractère discontinu et incomplet des enregistrements sédimentaires. Cependant, ces limites, particulièrement justifiées dans l'optique d'une étude d'ampleur régionale, n'ont qu'une valeur très relative ici, compte tenu de l'homogénéité orographique, lithologique, bioclimatique et de l'étendue modeste du bassin du Saignon.

L'analyse qui suit s'appuie sur un ensemble de coupes réparties dans le bassin. Elles permettent de confirmer les résultats et d'établir des corrélations chronostratigraphiques et géomorphologiques.

4.2.2. MÉTHODOLOGIE.

4.2.2.1. Rappel : la nomenclature utilisée

A la suite des travaux et des publications de MACAIRE (1990), CAMPY et MACAIRE (1989), et de POMEROL et al. (1987), nous proposons d'adopter la nomenclature lithostratigraphique suivante, hiérarchisée en unités formelles .

Les termes de *niveau, couche, lit* ou *strate* sont employés indifféremment pour désigner les plus petits corps sédimentaires.

Une *séquence élémentaire* correspond au dépôt abandonné par un événement morphosédimentaire précis, par exemple une crue, en un lieu donné du cours d'eau (chenal principal, plaine d'inondation...). Elle représente un " *temps fossilisé* " de quelques heures ou quelques jours. Selon les lieux considérés, les séquences sont de nature et d'épaisseur variables.

Elles peuvent être composées de plusieurs *termes* différenciés, c'est à dire de plusieurs faciès sédimentaires : par exemple un faciès sableux surmonté d'un faciès limoneux, témoignant de la diminution de la compétence du cours d'eau à la fin d'une crue.

Plusieurs crues successives induisent plusieurs séquences formant une *série ou une unité*. Les termes supérieurs de chaque séquence, de granularité plus fine, sont souvent, mais non obligatoirement, gommés par la crue ultérieure. Le nombre de séquences identifiées dans une série indique le nombre minimum de crues, et représente le " *temps dynamique* " totalisant le temps (bref) " *fossilisé* " par le sédiment et le temps séparant la mise en place de deux séquences de crues successives.

La superposition ou la juxtaposition de plusieurs séries séparées par des discontinuités majeures (d'érosion ou pédologiques) constitue une *formation.*

4.2.2.2. Prélèvements des sédiments et traitement des échantillons

Des prélèvements systématiques sont effectués dans chaque niveau de faciès différent. Lorsqu'une couche possède une épaisseur importante (supérieure à un mètre), plusieurs échantillons sont collectés afin de vérifier l'homogénéité du sédiment.
Lorsque cela a été possible, des prélèvements ont été effectués au niveau des racines et à plusieurs niveaux autour des souches d'arbres subfossiles.

- Traitement des échantillons

Préparation : Après séchage, les échantillons sont pesés, puis les classes texturales (ballast, sables et limons-argiles) sont séparées par tamisage humide.

La **granulométrie** des sables et du ballast est effectuée par pesée après tamisage à sec sur des colonnes de tamis. La fraction inférieure à 50 μm est analysée par comptage au granulomètre laser Cilas 715 B, après destruction de la matière organique par attaque à froid puis sur plaque chauffante à l'eau oxygénée.
L'analyse granulométrique des sédiments issus de substrat marneux est difficile : en effets les éléments sont des éclats de marnes, fragiles, qui se fragmentent lors des tamisages successifs. Le tamisage humide est donc effectué avec précaution pour éviter la fragmentation des grains.

La **quantité de matière organique** contenue dans les sédiments témoigne d'une possible évolution pédogénique et/ou d'un remaniement de sols. Cette analyse est effectuée selon la méthode "Walkley" par attaque à froid du carbone organique, sur des échantillons tamisés à 100 μm.

La pétrographie et l'émoussé du matériel sont observés à la loupe binoculaire pour les fractions les plus fines. Ces observations donnent des indications sur l'origine et le mode de transport du matériel.

- Les limites texturales retenues

Le Laboratoire d'analyses de Géographie Physique de l'Institut de Géographie (Université de Provence), utilise les limites texturales suivantes :

- Ballast : taille supérieure à 2 mm
- Sables : taille comprise entre 2 mm et 50 μm
  On distingue : les sables grossiers de 2 mm à 0,5 mm
  les sables moyens de 0,5 à 0,2 mm
  les sables fins de 0,2 mm à 50 μm
- Limons : taille comprise entre 50 μm et 2 μm
- Argiles : taille inférieure à 2 μm.

- Modes d'expression des résultats.

Les différentes représentations utilisées ont pour but de réaliser une typologie des dépôts rencontrés.

- **L'analyse texturale** des sédiments et de la fraction sableuse.

La composition granulométrique des sédiments d'une part, et de la fraction sableuse d'autre part, sont représentées par des graphiques triangulaires afin de constituer une typologie des dépôts (CHAMLEY, 1987).

- Courbes et indices granulométriques de la fraction sableuse

Les résultats de la granulométrie de la fraction sableuse sont exprimés d'une part par des valeurs en refus séparés, représentées par des histogrammes, et d'autre part par des courbes cumulatives. On parle de courbe cumulative rétrograde car les sables sont classés des plus grossiers vers les plus fins. La lecture de la forme de ces courbes renseigne sur le mode de transport, de dépôt et de classement des sédiments (RIVIERE, 1977).

Les courbes de forme :

- *parabolique* (décalée vers les sables grossiers) caractérisent des dépôts par excès de charge, de type torrentiel,
- *sigmoïde* (centrées sur les sables moyens) sont typiques d'une sédimentation alluviale à faible activité hydrodynamique,
- *hyperboliques* (décalées vers les fines) témoignent de dépôts en eaux calmes
- *logarithmiques* ne montrent pas de classement préférentiel, et caractérisent des dépôts sans tri hydrodynamique, comme des colluvions par exemple.

Sur ces courbes plusieurs paramètres sont mesurés :

- *Le mode* est la classe granulométrique ayant la fréquence simple la plus élevée. C'est un indicateur du niveau d'hydrodynamisme et il peut aussi être utile pour repérer des sources sédimentaires distinctes.
- *La médiane,* qui correspond au pourcentage cumulatif 50%, résume la taille du sédiment. C'est, comme le mode, un indicateur de la compétence du courant.
- *L'indice Skewness SKi* (Inclusive Graphic Skewness, FOLK et WARD, 1957) mesure l'asymétrie de la distribution et permet de reconnaître la prépondérance des particules fines ou grossières par rapport à la moyenne de l'échantillon. Cet indice reflète davantage le milieu de dépôt que les conditions de transport du sédiment (CHAMLEY, 1987). Il permet de savoir si un sédiment a subi un enrichissement (en matériel fin apporté par les eaux de fin de crue par exemple) ou au contraire un appauvrissement de certaines fractions (lessivage des particules fines dans une nappe torrentielle). Dans les dépôts étudiés cet indice varie entre -06 et 0,6.
  - de -0,6 à -0,3 : fort enrichissement en matériel fin
  - de -0,3 à -0,1 : enrichissement en fines
  - de -0,1 à 0,1 : symétrie parfaite
  - de 0,1 à 0,3 : enrichissement en matériel grossier
  - de 0,3 à 0,6 : fort enrichissement en matériel grossier.
- *Le coefficient d'acuité ou Kurtosis* (FOLK et WARD, 1957) mesure l'aplatissement de la courbe et indique le niveau de tri du sédiment lors de son transport. Dans cette étude, la valeur de 0,8 s'avère être la limite entre les dépôts assez bien triés (Kurtosis > 0,8) et les dépôts mal triés (Kurtosis < 0,8).

4.2.2.3. Référentiel actuel

Afin d'interpréter avec plus d'assurance les dynamiques sédimentaires passées, il nous est apparu nécessaire de construire un référentiel sédimentologique des dépôts actuels.

Pour cela, un échantillonnage des dépôts dans les différents milieux de sédimentation a été réalisé : bancs graveleux et sableux dans le lit mineur du torrent, sables et limons de débordement dans la ripisylve.

Il faut cependant observer que les conditions actuelles de la morphogenèse semblent quelque peu différentes de celles des premiers millénaires de l'Holocène. Aujourd'hui les ruisseaux incisent leurs lits alors que les dépôts holocènes anciens se sont mis en place dans un contexte général caractérisé par l'accumulation et le colmatage des talwegs. Un échantillonnage a donc aussi été réalisé dans des sites où les conditions de la morphogenèse sont les plus proches de celles de ce premier Holocène : les plages d'atterrissement en arrière des retenues construites par les services de la R.T.M (**Planche 4**). Les différences observées entre les dépôts actuels et passés seront discutées.

Cinq principaux types de faciès peuvent être identifiés dans les dépôts de ces retenues (**figure 47**) :

- **Des dépôts de faciès torrentiel,** peu lités, à texture grossière, comprenant plus de 50% de ballast. La fraction sableuse est dominée par les sables grossiers (de 40 à 75%), mais comprend aussi 35 à 60% de sables moyens et 40 à 60% de sables fins. L'indice de tri est médiocre (Kurtosis < 0,8), confirmé par l'allure des courbes de la fraction sableuse (forme logarithmique ou parabolique). Malgré un indice de Skweness proche de 0, cette fraction est caractérisée par la présence de deux modes : un mode principal à 1,6 mm dans les sables grossiers et un mode secondaire à 0,08 mm dans les sables fins.

Ces caractéristiques témoignent de **dépôts forcés, largement nourris par les marnes noires et de leur débris schisteux, et enrichis en matériel fin par les eaux de fin de crue** (mode secondaire à 0,08 mm). Ils forment des bancs dans l'axe d'écoulement des talwègs. Ce type de dépôt est mis en place par des chenaux divagants dans le comblement des barrages aménagés, notamment au niveau des ruptures de pentes au débouché des ravins.

Planche 4 : Plages de dépôts en arrière des seuils aménagés par les services de la Restauration des terrains en Montagne (ONF, Sisteron).

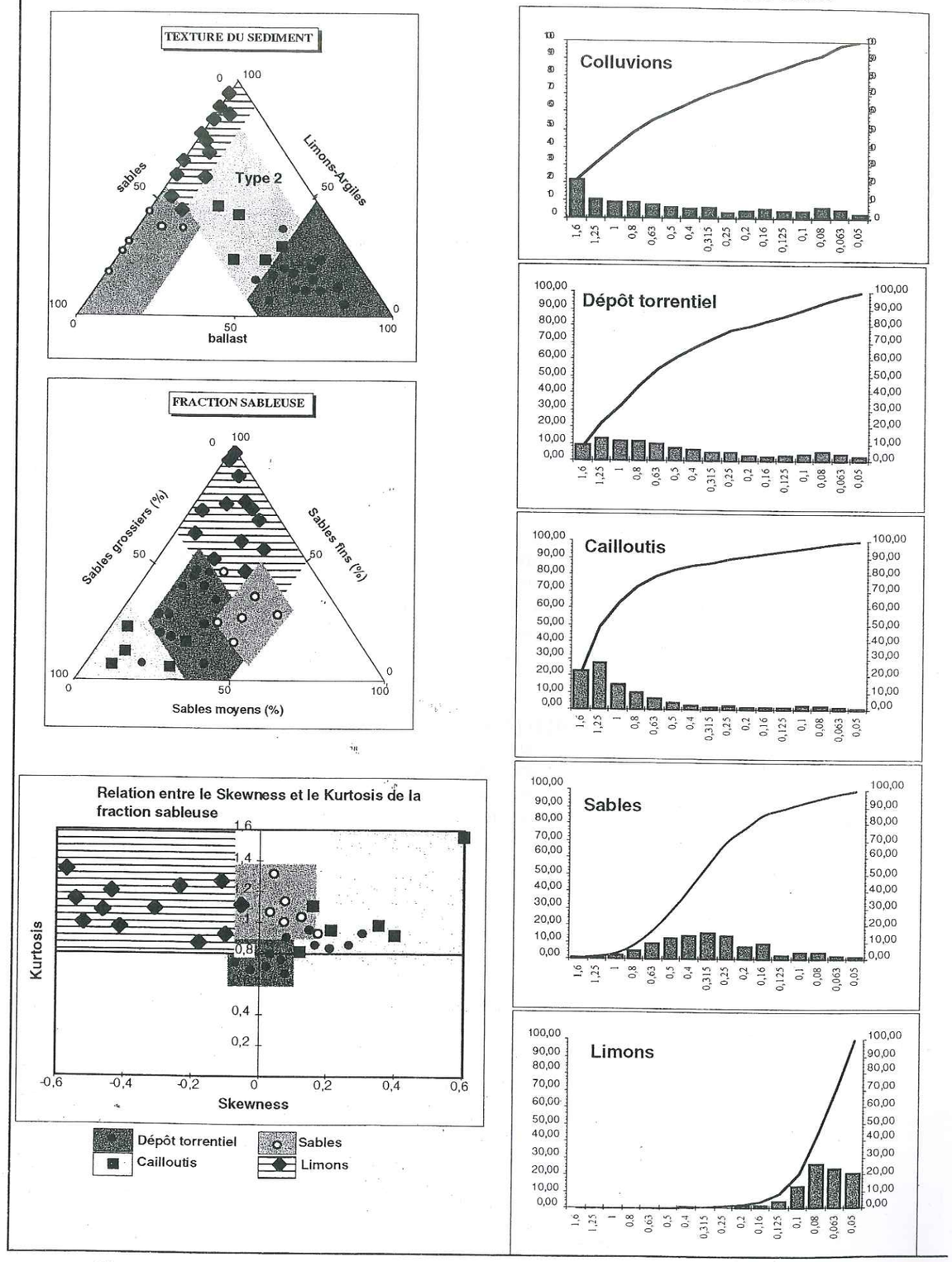


Figure 47 : Référentiel sédimentologique des dépôts actuels dans le bassin du Saignon.

- Des **sédiments graveleux, composés de cailloutis** assez bien lités, qui se déposent en aval des bancs de faciès torrentiel et sur les marges du chenal. La texture de ces dépôts est constituée de ballast, sables et limons en proportions équivalentes. La fraction sableuse est composée essentiellement de sables grossiers, comme le montrent la médiane, le mode (1,25 mm). Cette asymétrie est confirmée par la valeur positive du Skweness et par la forme parabolique des courbes granulométriques. Toutefois, à l'inverse des dépôts torrentiels, l'indice de tri est assez bon (Kurtosis > 0,8) : le mode secondaire à 0,08 mm n'apparaît plus. **Ces dépôts résultent de courants assez compétents et sélectifs, capables d'évacuer les fines vers l'aval, qui remanient sans doute, lors de la décrue, les dépôts torrentiels précédemment décrits.**

- **Des termes sédimentaires sableux** (plus de 40% de sables), comprenant peu ou pas de ballast. La fraction sableuse est formée essentiellement de sables moyens (mode et médiane de 250 à 315 mu, Skweness=0). La forme sigmoïde de la courbe et le Kurtosis > 0,8 indiquent un assez bon tri. Ils correspondent à des dépôts de fin de crue, accumulés par des **eaux moins compétentes mais très sélectives**. On les trouve sur les marges externe des chenaux dans la ripisylve ou sur de vastes surfaces dans les plages de dépôts des retenues. Ils sont souvent disposés en lentilles, en aval des nappes grossières.

- Au dessus des sables se déposent des passées plus fines constituées de **limons ou de limons-sableux.** La fraction sableuse est dominée par des sables fins (mode à 0,08 mm, Skweness<0). Les courbes granulométriques de faciès hyperbolique et le Kurtosis > 0,8 révèlent tri un assez bon. Ces dépôts sont mis en place par des **eaux calmes de fin de crue** (diminution de la force tractive du courant). Associés aux termes sableux, ils constituent de bons marqueurs de **séquences de crue**.

- Enfin, près des versants se différencient des **dépôts colluviaux** de texture grossière, constitués d'éclats de marnes peu lités, hétérométriques. Leurs caractéristiques granulométriques (texture grossière, indice de tri médiocre, courbes de la fraction sableuse de faciès logarithmique) sont très semblables à celles des nappes torrentielles. Seule l'organisation du matériel (présence ou non de litage) permet de les distinguer.

4.2.3. ANALYSES STRATIGRAPHIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES DES FORMATIONS HOLOCÈNES DU RAVIN DU SAIGNON

4.2.3.1. Description générale.

Les dépôts holocènes forment on l'a dit des glacis au pied des versants inscrits dans les marnes noires (**Figure 48, Planche 5**). Ces topographies sont entaillées profondément par les cours d'eau qui offrent ainsi de nombreuses coupes dans lesquelles apparaissent, à plusieurs niveaux, les souches d'arbres subfossiles.

Un tel disposif révèle l'importance de l'incision qui a précédé la mise en place des dépôs. Les ravins dégagent aujourd'hui la semelle des remblaiements, rejoignant ainsi, dans certains secteurs, le niveau qu'ils avaient déjà atteint à la fin du Tardiglaciaire ou du début de l'Holocène.

4.2.3.2. Dispositif stratigraphique situé en amont de la retenue du Saignon

Quatre coupes naturelles permettent d'observer la stratigraphie des remblaiements holocènes dans la partie amont du bassin, au nord de la retenue (**figure 48).** Les coupes 1 et 2 révèlent la stratigraphie de deux cônes alluviaux de ravins latéraux. Les coupes 3 et 4 mettent au jour des dépôts de type colluviaux mis en place plus près des versants.

4.2.3.2.1. Analyses des coupes 1 et 2.

- Description lithostratigraphique et caractéristiques sédimentaires des dépôts.

Au niveau de la coupe 1, le remblaiement holocène a colmaté un paléo-talweg profondément incisé dans le substrat marneux et atteint localement 35 m d'épaisseur (**Figure 49**). La formation sédimentaire est constituée de deux unités : (**a**) une série alluviale épaisse de 33 m, comprenant de nombreux arbres subfossiles, enracinés à la base du dépôt (tronc 18) et au dessus, dans deux niveaux supérieurs (troncs 81, 104 et troncs 69, 82, 103). Ce remblaiement alluvial est raviné au sommet par une nappe colluviale historique (**b**) comprenant des débris de tuiles rondes (non datés avec précision).

La coupe 2 (**Figure 50**) montre un dépôt alluvial épais d'une dizaine de mètres qui correspond à l'unité (**a**) de la coupe 1. Ces deux unités sont analysées conjointement. Une couche à débris charbonneux (niveau n°11 dans la coupe 1 et niveau n°4 dans la coupe 2) constitue vraisemblablement un niveau repère entre les deux coupes.

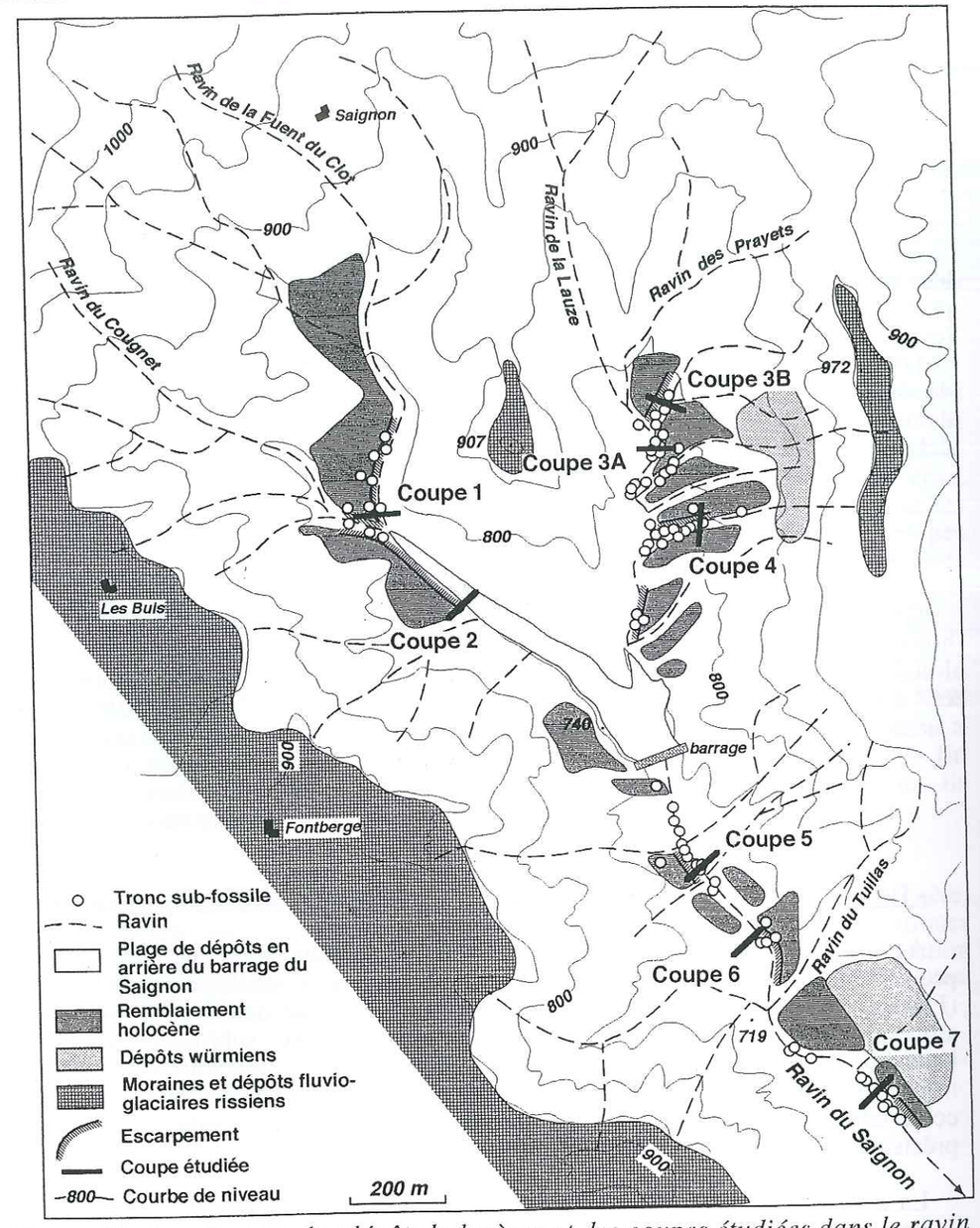


Figure 48 : Localisation des dépôts holocènes et des coupes étudiées dans le ravin du Saignon.

1. La terrasse holocène (Remblaiement Holocène Principal) perchée à une quinzaine de mètres au dessus du lit du talweg (colmaté ici par les dépôts accumulés en arrière d'un ouvrage RTM). Branche ouest du ravin.

2. Le remblaiement holocène principal (Branche ouest du ravin du Saignon). Alternance de niveaux torrentiels et limoneux.

Planche 5 : Les dépôts holocènes du ravin du Saignon

050 036227 6

(a) La série alluviale.

La série repose en discordance d'érosion sur le substrat marneux jurassique.
Trois datations 14C obtenues sur les arbres subfossiles permettent de caler chronologiquement le dépôt. L'arbre 18, enraciné à la semelle de la formation, date de 8335±65 BP (9370-9200 cal BP) le début de la mise en place du dépôt. L'arbre 81 situé 20 m au dessus, est daté à 7800±70 BP (8580-8440 cal. BP) et l'arbre 69, conservé 5 m plus haut, est à 7520± BP (8400-8220 cal BP). L'ensemble du remblaiement se met en place entre le coeur du Boréal et l'Atlantique.

Le remblaiement est constitué d'une succession de plusieurs termes sédimentaires disposés horizontalement aux caractéristiques sédimentologiques bien différenciées (**Figure 51**) :

- Type 1 : des termes alluviaux grossiers comprenant des galets, blocs et cailloutis hétérométriques peu ou non lités, peu émoussés, à matrice graveleuse. La composition du matériel montre que les éléments proviennent du substrat marno-calcaire (filons de calcite) et, dans une moindre mesure, du remaniement des moraines et des nappes fluvioglaciaires situées en amont des bassin versants latéraux (**figure 48**).

Ces niveaux possèdent une texture comportant plus de 50% de ballast, 20 à 40% de sables et moins de 25% de limons-argiles. Le matériel, quelle que soit sa granulométrie, est peu émoussé. La fraction sableuse bimodale montre une prédominance des sables grossiers (40 à 80% ; Skeweness>0), dans lesquels se situent le mode et la médiane (respectivement entre 1,6 et 1,25 mm et entre 0,3 et 0,7 mm). L'indice de Kurtosis - toujours inférieur à 0,8 - indique un mauvais classement des grains. Ces caractéristiques signalent **des conditions morphodynamiques assez violentes**, caractérisées par des écoulements compétents, très turbides, peu sélectifs, (épisodes de crue). Le mode secondaire à 0,08 mm, indique un **enrichissement en matériel fin, sans doute par des eaux de fin de crue**. Ces sédiments possèdent les mêmes caractéristiques que les dépôts abandonnés aux débouchés des ravins en arrière des seuils aménagés.

- Type 2 : des passées de cailloutis homométriques (1 à 3 cm), éclats de calcschistes bien lités, parfois disposés en lentilles, emballés dans une matrice sableuse.

Ces niveaux possèdent une texture mixte, qui associe 30 à 50% de ballast, les mêmes pourcentages de sables et 20 à 50% de limons-argiles. La fraction sableuse présente des caractéristiques assez proches de celles des niveaux grossiers de type 1, bien que la distribution soit unimodale. Le Skweness positif atteste d'une asymétrie vers les grossiers, fraction regroupant le mode et la médiane. L'indice de tri (Kurtosis < 0,8) et la forme logarithmique des courbes granulométriques indiquent un classement médiocre du matériel. Ces caractéristiques sont semblables à celles des cailloutis actuels. Ceci suggère **un remaniement des nappes plus grossières par des eaux moins compétentes mais plus sélectives qui évacuent les fines vers l'aval, à la fin d'une crue par exemple.** Ces sédiments se déposent au dessus des niveaux grossiers (granoclassement négatif) ou se bloquent en arrière de ces derniers (disposition en lentilles). Une telle organisation s'observe aujourd'hui dans les dépôts de comblement des retenues artificielles. Vers le sommet, les termes caillouteux se terminent par une fine couche de sables moyens (mode à 0,315 mm, médiane à 0,3 mm, Skewness = 0,), assez bien triés (forme sigmoïde de la courbe). On peut voir là encore, le témoignage de **la diminution de la compétence du courant lors de la décrue.**

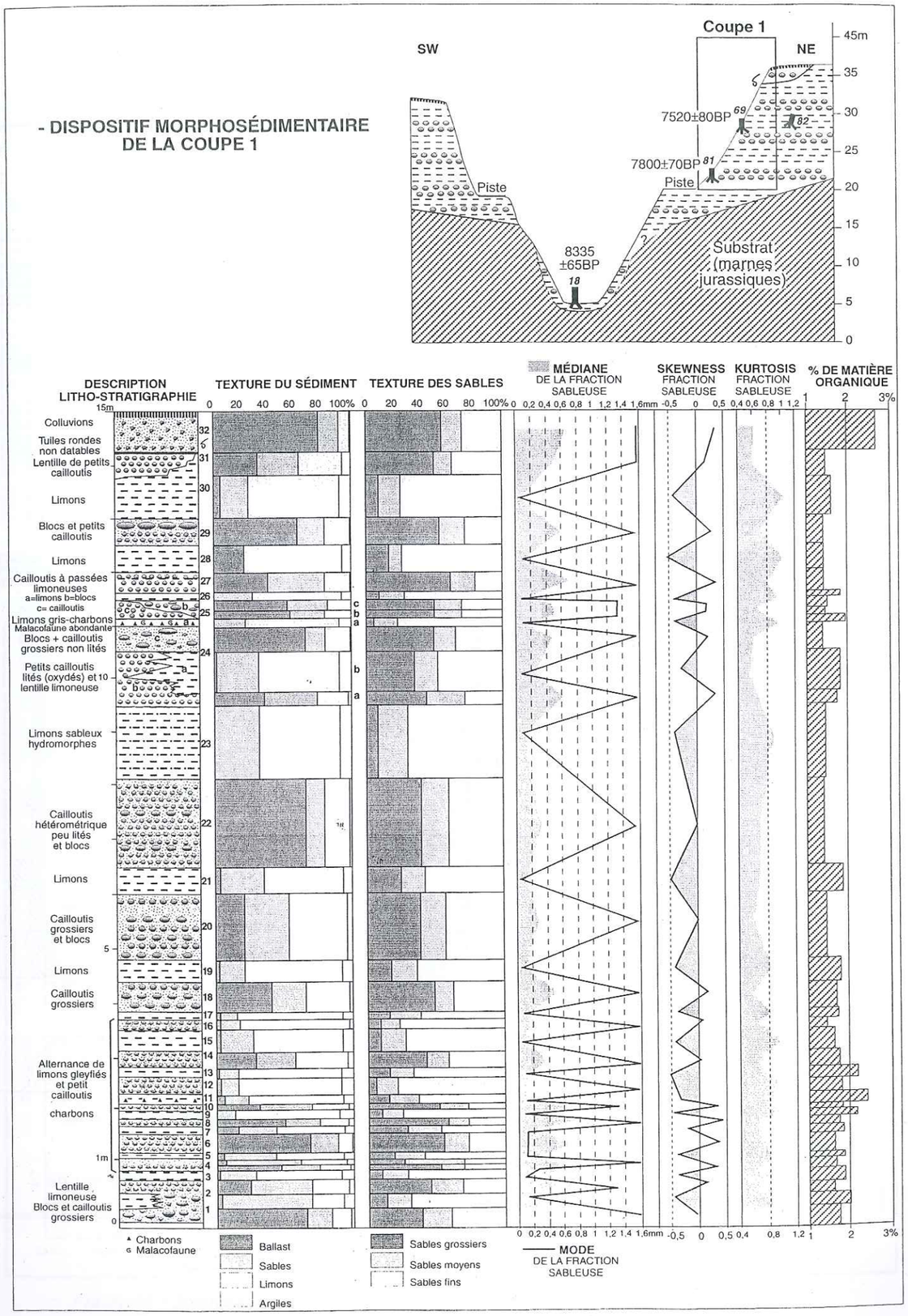


Figure 49 : Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 1

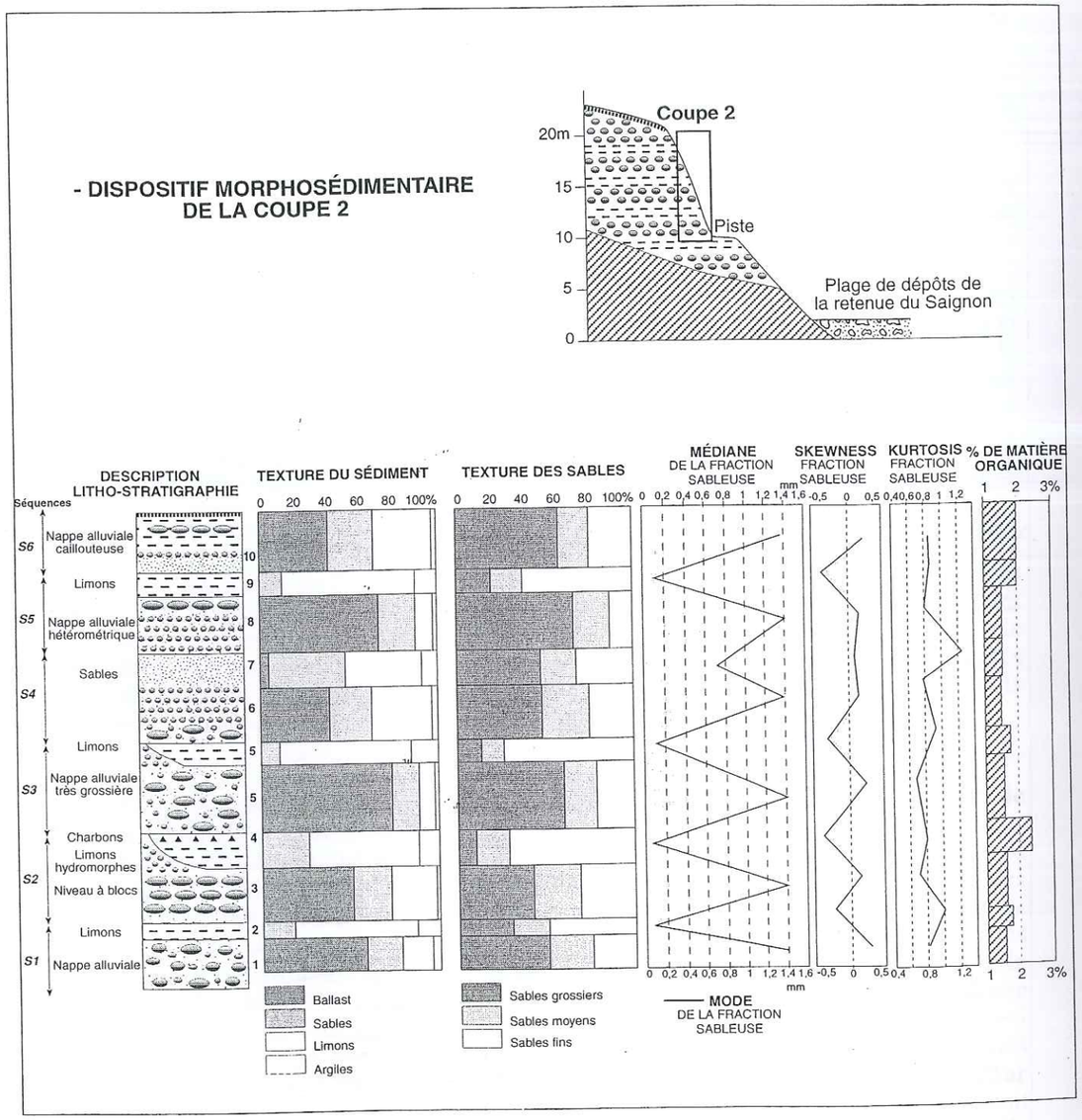


Figure 50 : Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 2

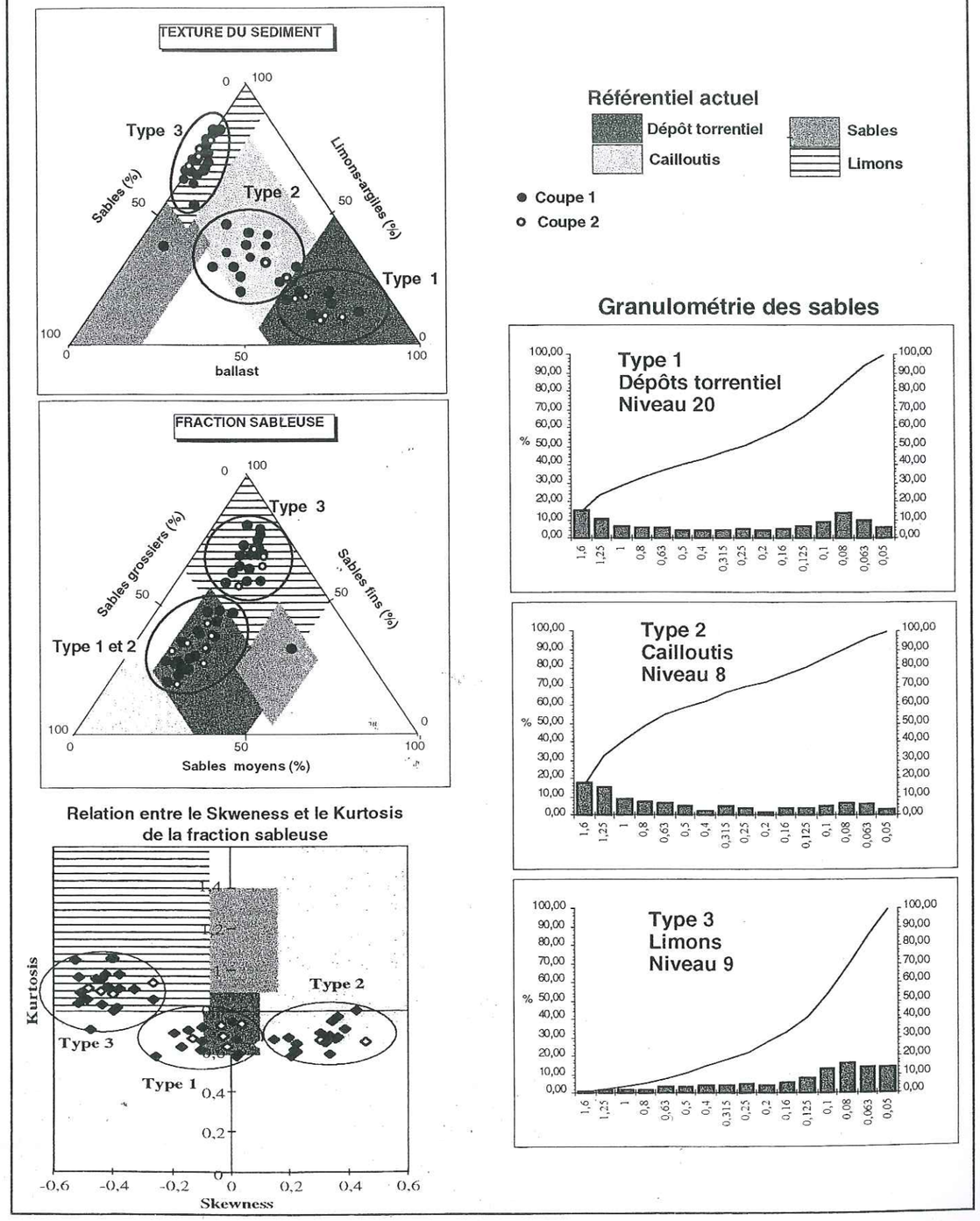


Figure 51 : Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 1 et 2.

- Type 3 : des limons à caractère hydromorphe (tâches d'oxydo-réduction) à lamines, contenant des passées finement sableuses, également disposés en lentilles par endroits. Ces niveaux comportent des macrorestes végétaux et des débris charbonneux (niveau n°11 coupe 1 et niveau n°4 coupe 2).

Ces niveaux contiennent moins de 10% de ballast. Ils sont constitués principalement de limons (au moins 70%) et de sables (0 à 10%). La fraction sableuse est dominée par les sables fins (plus de 60%). Les caractéristiques granulométriques de ces niveaux s'opposent totalement à celles des dépôts précédemment décrits : asymétrie négative (distribution décalée vers les sables fins comprenant le mode - 0,08 mm - et la médiane - 0,1 et 0,2 mm), assez bon tri du sédiment (Kurtosis entre 0,9 et 1). Le tri des dépôts fins est meilleur que celui des niveaux grossiers ou à cailloutis. Ces sédiments révèlent des **conditions de sédimentation peu énergiques**, en relation avec des **eaux calmes de fin de crue**.

Les macrorestes végétaux (feuilles d'herbacées) abondants mettent en évidence des périodes d'arrêt de la sédimentation entre deux épisodes de dépôt. Ces observations ainsi que la succession régulière des séquences de crue conduisent à envisager l'occurrence de **crues de fréquence saisonnière ou annuelle.**

En général, les couches analysées ont de faibles teneurs en matière organique, celle-ci variant de 0,6 à 2,1%. De telles valeurs témoignent de **l'absence ou de la discrétion d'une évolution pédogénique.** Le faible pourcentage d'argile (<10%) dans les dépôts conforte cette affirmation.

Les termes limoneux, constitués uniquement de matériel provenant de l'altération des marnes noires assez riches en matière organique, en contiennent systématiquement un pourcentage plus élevé que les niveaux plus grossiers, composés de matériel de pétrographie plus diversifiée (calcaires, éléments remaniés des nappes anciennes).

(b) Nappe colluviale historique.

Le sommet du remblaiement holocène est raviné par des colluvions épaisses de 1,5 m dans la partie visible de la coupe.

Le matériel est très caillouteux, disposé en vrac, à matrice graveleuse comprenant des débris de céramique. La base du dépôt est soulignée par la présence d'un amas de tuiles rondes à texture grossière, parfois brulées ou mal cuites. Ces vestiges ne sont malheureusement pas assez caractéristiques pour être datés : ils pourraient aussi bien être antiques que modernes (F. MOCCI, communication orale).

Les caractéristiques granulométriques des colluvions sont comparables à celles des niveaux grossiers de la nappe alluviale holocène, ce qui suggère un remaniement de cette dernière et d'une éventuelle couverture pédologique compte tenu du taux plus élevé de matière organique (2,5%) de ces colluvions.

Un sol actuel peu évolué coiffe les colluvions.

- Interprétation globale des coupes 1 et 2.

- Le remblaiement holocène des coupes 1 et 2 est constitué d'une succession de niveaux alluviaux grossiers, caillouteux puis limoneux, d'épaisseur variable, disposés horizontalement ou en lentilles. Ils sont autant de termes sédimentaires appartenant à **des séquences de crue,** mis en place - si on se réfère au référentiel actuel - par des **chenaux divagants.** Il est possible de relier la récurrence des niveaux de crue et l'extrême régularité du comblement à des épisodes de crues de **fréquence saisonnière ou annuelle.** Ce type de sédimentation s'inscrit dans le **Boréal et la première moitié de l'Atlantique.**

- La sédimentation au cours de cette période a connu un rythme variable : **des pauses** de quelques siècles ont existé comme le montrent la présence et la durée de vie des arbres subfossiles. Malgré leur durée, ces pauses n'ont pas abouti au développement de sols évolués. Ceci semble indiquer que des remaniement superficiels sans doute de faible ampleur (variations hydrologiques saisonnières, remobilisation épisodique des sédiments...) ont affecté en permanence les dépôts alluviaux de ces milieux particulièrement sensibles.

- Les données disponibles ne permettent pas ici de dater la fin de la période de remblaiement. Les dépôts sont, à l'époque historique, ravinés et recouverts par une nappe colluviale, en relation avec une occupation historique du bassin comme le montrent les vestiges archéologiques.

L'ensemble des dépôts est entaillé aujourd'hui par la reprise d'incison des talwegs. Aucun élément ne permet ici de dater le début du renversement de tendance. Il est d'ailleurs possible que le phénomène eût été déjà amorcé lorsque le colluvionnement latéral s'est mis en place.

4.2.3.2.2. Analyses des coupes 3 et 4

Les coupes 3 (A et B) et 4 sont situées dans la partie est du ravin dans de petits affluents du talweg principal (**Figure 52**). La coupe 4, aujourd'hui talutée, a été décrite par M. JORDA (in DELIBRIAS *et al.*, 1984) (**Figure 53**).

- Description lithostratigraphique et caractéristiques sédimentaires des dépôts.

La coupe 4 présente une stratigraphie semblable à celle de la coupe 1 : une nappe alluviale holocène composée d'un niveau de limons noirâtres surmonté d'une formation torrentielle constituée d'une succession de séquences de crue. Ces dépôts sont datés de 8230±150 BP à la base, et de 7320±140 BP et 7805±70 BP quelques mètres plus haut. La nappe alluviale est ravinée par des colluvions dont l'âge historique est confirmé par une datation sur débris charbonneux (1980±100 BP).

Les coupes 3A et 3B (**Figure 52**) permettent d'observer la stratigraphie du remblaiement autour du groupe de troncs n°6 (arbres 31 à 42) datés de 8460±60 BP (coupe 3A) et du tronc 49 datés de la fin du Préboréal (9090±65 BP).

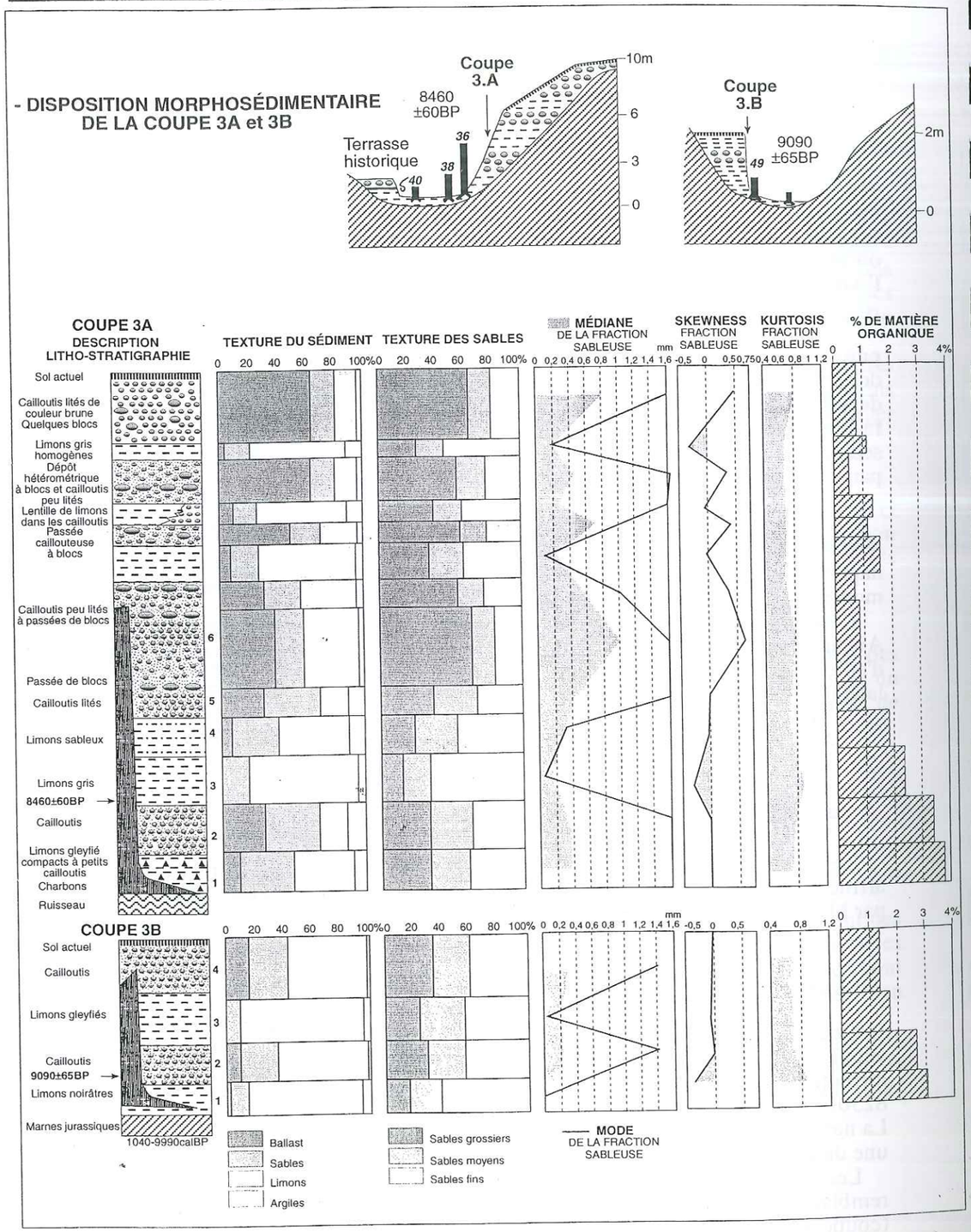


Figure 52 : Description et résultats des analyses sédimentologiques des coupes 3A et B

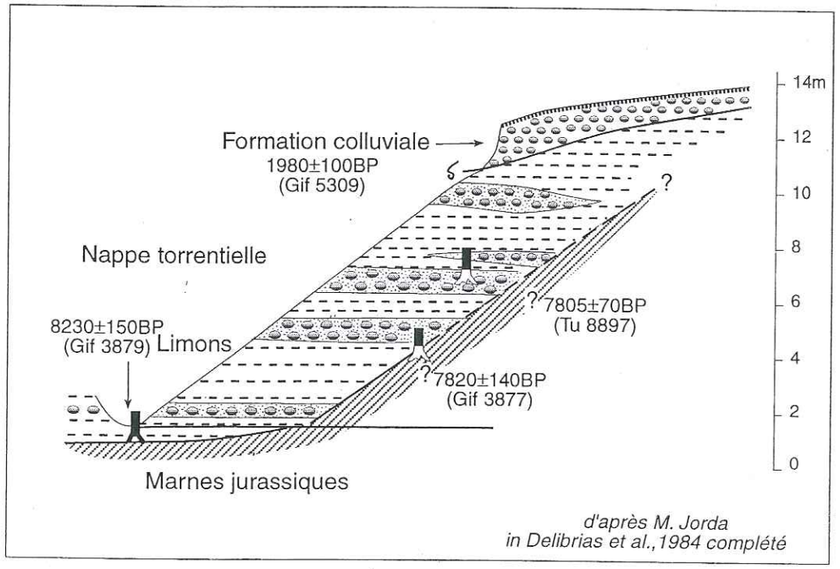


Figure 53 : Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 4

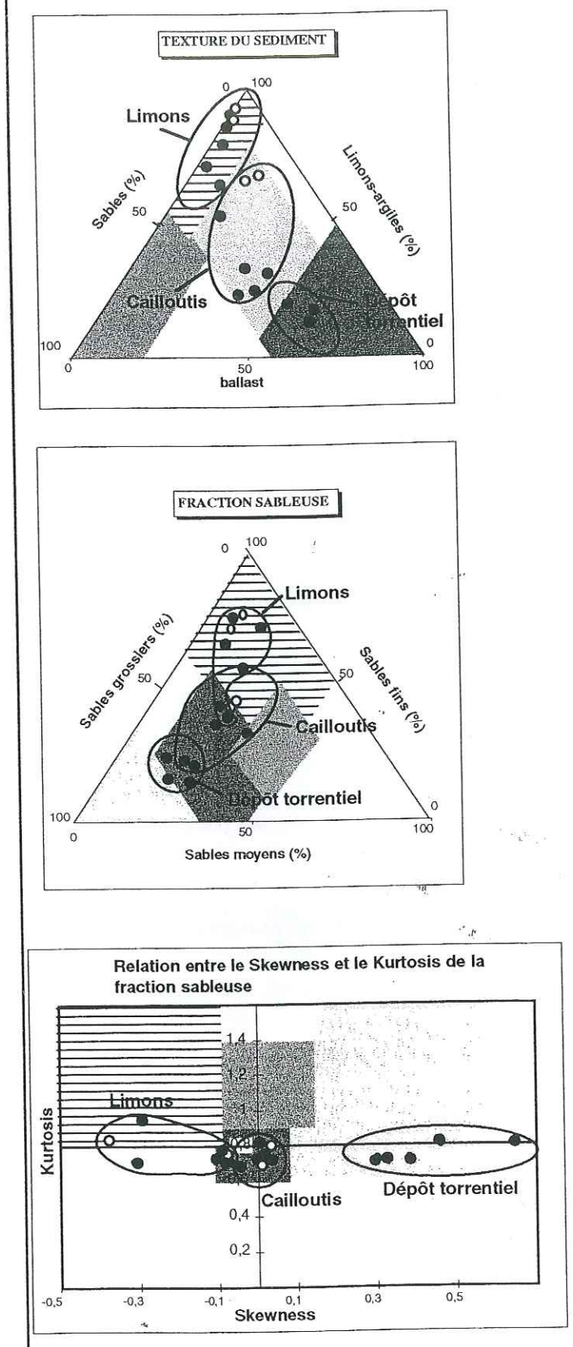


Figure 54 : Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 3A et B.

Les coupes 3 A et B (**Figure 54**) montrent une succession de termes caillouteux et limoneux ou limono-sableux, (présence de débris de bois ou de charbons, dans lesquels sont enracinés des arbres subfossiles, dont les fûts ont parfois une hauteur de 2 m.

La base des souches est enfouie dans un niveau limoneux riche en matière organique (3,7%) comprenant des fragments de bois subfossiles et des charbons. Au dessus, le taux de matière organique décroît et on observe une alternance :

- de passées de cailloutis lités (modes et médiane de la fraction sableuse dans les sables grossiers), mal triés (kurtosis 0,75) (Types 2),
- de termes caillouteux alluviaux très grossiers comprenant plus de 50% de ballast dans lesquels s'individualisent des passées de gros blocs (Type 1),
- de couches de limons gris homogènes gleyfiés, ou de limons-sableux, à fraction sableuse moyennement triée, composée de 40 à 60% de sables fins (Type 3).

Ces dépôts, globalement mal triés (Kurtosis = 0,8) et peu lités, suggèrent des apports sédimentaires locaux, provenant des versants et transportés sur de courtes distances.

- Interprétation globale des coupes 3 et 4

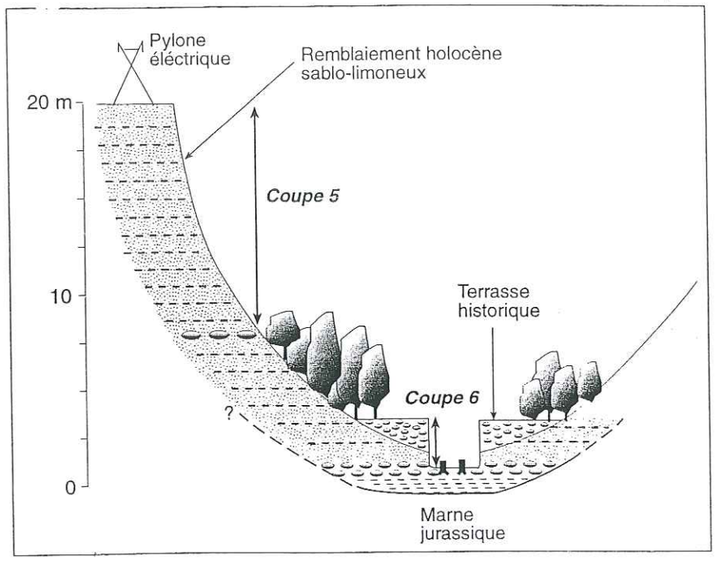
- Les datations 14 C réalisées sur des arbres subfossiles des coupes 3 et 4 donnent des résultats parfaitement concordants avec ceux obtenus dans la coupe 1 : la base du remblaiement appartient au Boréal et un niveau d'arbres intermédiaires situé dans la moitié supérieure des coupes est daté de la première moitié de l'Atlantique. **Le remblaiement s'est donc mis en place de façon synchrone dans les différentes branches du Saignon.**

- Les coupes 3 et 4, à la différence des coupes 1 et 2, montrent des nappes alluviales/colluviales composées de dépôts grossiers **mal organisés, mis en place près des versants.**

- L'évolution du taux de matière organique **au cours du Boréal, alors qu'une première génération d'arbres est enfouie, témoigne de l'érosion préalable d'une couverture pédologique peu évoluée en amont du bassin, puis du développement des ravins à l'amont dans le substratum marneux.**

4.2.3.3. Dispositif stratigraphique situé en aval de la retenue du Saignon : analyses des coupes 5, 6 et 7.

Dans la partie inférieure du bassin versant où plusieurs seuils ont été construits, l'importance de la reprise d'incision récente des talwegs à l'aval de ces aménagements permet d'observer l'ensemble des sédiments holocènes (**Figure 55**). Les dépôts (**a**) atteignent localement une vingtaine de mètres d'épaisseur au niveau du ravin affluent de rive droite (coupe 5). Plus en aval, les stratigraphies ne sont plus visibles ; seuls quelques lambeaux du remblaiement subsistent, associés dans le fond du ruisseau, à des arbres subfossiles. A l'intérieur de ces dépôts une basse terrasse historique (**b**) complète le dispositif (coupe 6 et 7) (**Figures 56 et 57**).



Description litho-stratigraphique de la coupe 5

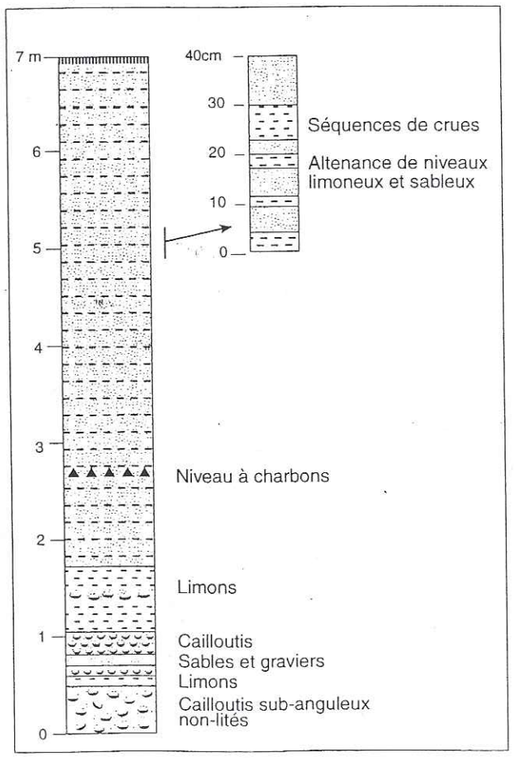


Figure 55 : Dispositif morphosédimentaire holocène en aval de la retenue du Saignon et description de la coupe 5.

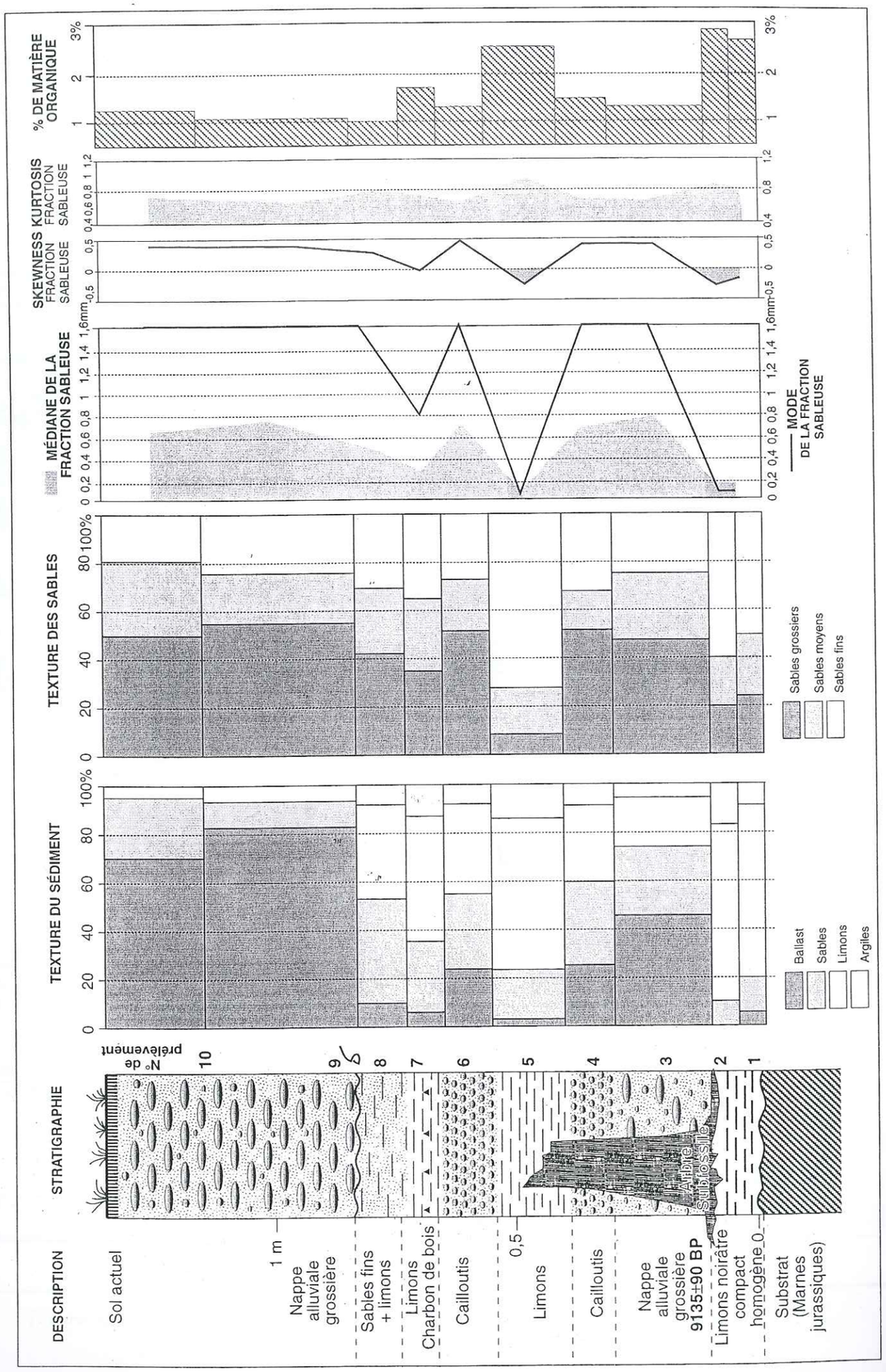


Figure 56 : Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 6

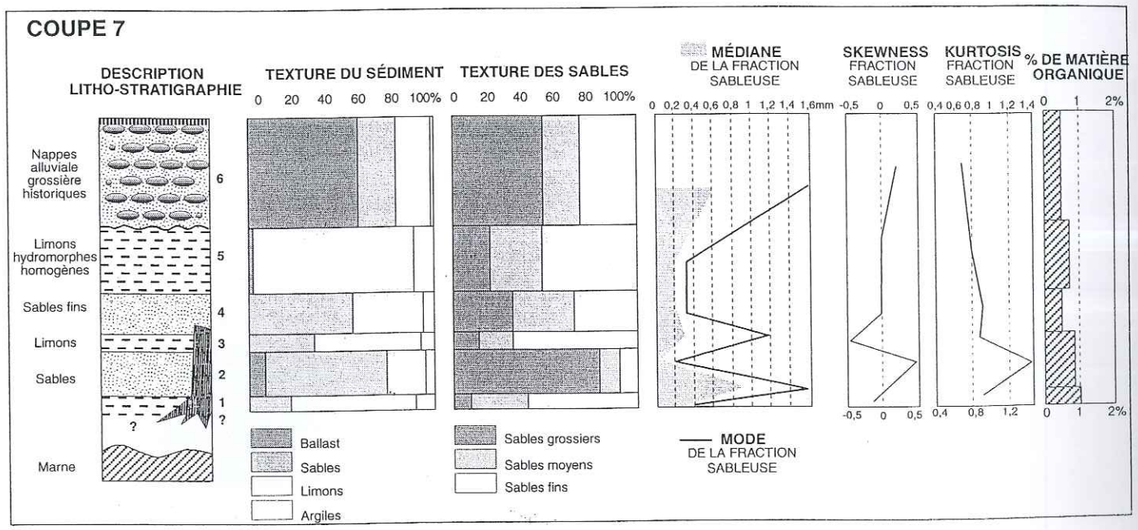


Figure 57 : Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 7

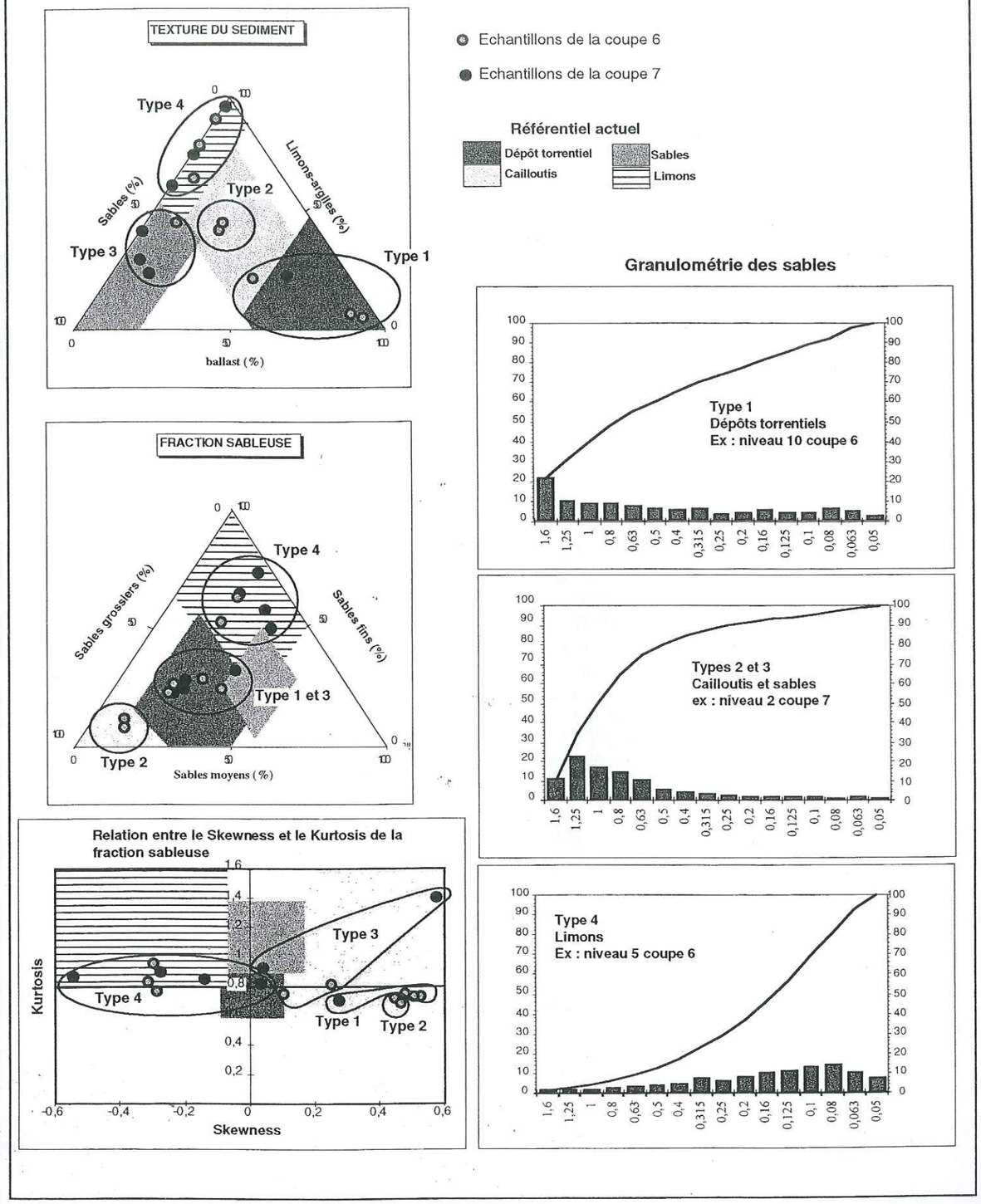


Figure 58 : Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 6 et 7.

- Description lithostratigraphique et caractéristiques sédimentaires des dépôts.

(a) L'épaisse série alluviale holocène repose en discordance d'érosion sur le substrat marneux (contact visible quelques dizaines de mètres en aval de la coupe 6). Elle atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur (coupe 5) et 1 m dépaisseur apparente dans les coupes 6 et 7. A la base de cette série sont enracinés de nombreux arbres subfossiles datés de la fin du Préboréal à 9135±90 (coupe 6) et du Boréal à 8725±70 (coupe 7). Aucun élément ne permet de caler chronologiquement la fin du dépôt.

Les arbres sont enracinés dans des sédiments limoneux noirâtres, homogènes, bien visibles dans la coupe 6. La base des troncs est contenue dans des dépôts alluviaux grossiers surmontés de passées imoneuses et sableuses plus fines l(coupes 6 et 7). La suite du remblaiement (coupe 5) est constituée d'une alternance très régulière de termes sableux et limoneux épais de 5 à 15 cm, disposés horizontalement. On dénombre environ une centaine d'alternance de termes sableux et limoneux.

Au total, quatre principaux types de dépôts peuvent être distingués (**Figure 57**) :

- type 1 : les coupes 5 et 6 comportent à leur base un terme alluvial grossier, composé de plaquettes de marno-calcaires et de calcite, de taille décimétrique, grossièrement litées, emballées dans une matrice sablo-graveleuse. Il s'agit d'apports locaux et latéraux provenant du substrat marneux et marno-calcaire. Quelques éléments caillouteux roulés sont remaniés des dépôts morainiques et fluvio-glaciaires qui coiffent les interfluves du bassin dans sa partie médiane.

Ces dépôts alluviaux comprenent plus de 50% de ballast. L'analyse de la texture et de la granulométrie des sables montre une prédominance des sables grossiers (mode = 1,6 mm), confirmée par une asymétrie positive, Skewness = 0,42). Le matériel est moyennement trié (courbe cumulative de la fraction sableuse de forme logarithmique, Kurtosis = 0,7). On est en présence de **dépôts de type torrentiel,** mis en place par des courants compétents mais peu sélectifs. Ils s'apparentent aux **sédiments actuels déposés lors des crues dans l'axe d'écoulement du chenal.**

- type 2 : des niveaux de petits cailloutis bien lités surmontent (coupe 6) les sédiments grossiers ou alternent, plus haut dans la coupe, avec des passées limono-sableuses. Les cailloutis, disposés en lentilles, ont des tailles homogènes centimétriques. Ce sont des apports locaux, constitués d'éclats de calcschistes peu émoussés.

Ces niveaux sont composés à parts égales de ballast, de sables et de limons. Les caractéristiques granulométriques de la fraction sableuse sont identiques à celles de la matrice de la nappe alluviale grossière : prédominance des sables grossiers, mode = 1,6 mm, indice de tri moyen, courbe de forme parabolique caractéristique de dépôt par excès de charge. Ceci témoigne d'un **remaniement du matériel grossier par des eaux moins compétentes mais plus sélectives de fin de crue. A l'heure actuelle on observe ces mêmes types de dépôts, sous la forme de lentilles, sur les marges des accumulations torrentielles.**

- type 3 : des termes sableux et sablo-limoneux, épais de 50 à 20 cm alternent avec des niveaux limoneux homogènes. Les sables sont bien lités, présentent parfois même des lamines. Comme les cailloutis, ils sont constitués d'éclats de calcschistes, très peu émoussés.

Ces niveaux sont constituées de 60 à 80% de sables moyennement à bien triés (Kurtosis variant entre 0,8 et 1,4), possédant un mode dans la fraction moyenne ou grossière. La texture des sédiments et le faciès des courbes, sigmoïde ou parabolique, révèlent une **sédimentation alluviale dont le niveau hydrodynamique est peu élevé.** Des sédiments aux caractéristiques similaires sont aujourd'hui **piégés dans la ripisylve ou dans les zones herbacées bordant le chenal de la rivière.** On les trouve également **dans les retenues, en aval ou de part et d'autre des nappes alluviales grossières liées à des écoulements divagants.**

- type 4 : des niveaux limoneux ou finement sableux à caractère hydromorphe (gleyfication partielle, oxydo-réduction), très homogènes noirâtres, à lamines, contenant par endroit des macrorestes végétaux (feuilles d'herbacées) ou des charbons de bois.

Ces niveaux ne contiennent pas de ballast, moins de 15% d'argile, et sont constitués à plus de 60% de limons. Leur fraction sableuse comprend plus de 50% de sables fins (mode à 0,08 mm). La courbe cumulative, de faciès hyperbolique, est caractérisée par un décalage vers les fractions fines (Skewness négatif) et un assez bon tri du sédiment (Kurtosis > 0,8). Elle est significative de **dépôt en eaux calmes.**

Les dépôts limoneux sont toujours associés, dans les coupes comme dans les sédiments actuels, à des niveaux sableux (type 3), . Ils constituent **les termes d'une séquence élémentaire de crue, c'est à dire liée à un seul événement hydrologique. Les vestiges de macrorestes végétaux montrent qu'une végétation de type herbacée se développe entre chaque épisode hydrodynamique, de fréquence saisonnière ou annuelle.**

Les différents termes alluviaux des coupes analysées possèdent des taux de matière organique assez modestes variant entre 0,5 et 2,8%. Ce résultat, ainsi que la teneur peu élevée en argiles, souligne la **faible évolution pédogenique des sédiments**.

(b) Une série alluviale grossière d'âge récent ravine les dépôts précédents. Elle contient à son sommet des débris de briques, de blocs de béton et des lambeaux de plastique témoignant d'une mise en place récente. De couleur noirâtre, composée de plaquettes de marno-calcaire de taille décimétrique déposées en vrac et de cailloutis dans une matrice graveleuse, elle possède une texture plus grossière que celle de la nappe alluviale sous-jacente. Ces caractéristiques rappellent celles du terme alluvial grossier situé à la base de la coupe 6.

La texture très grossière du sédiment (60% à 80 % de ballast), le tri médiocre de la fraction sableuse témoignent **d'écoulements violents de type torrentiel lors des crues de la rivière.**

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

- Interprétation globale des coupes 5, 6 et 7.

- L'évolution lithologique et granulométrique des dépôts témoigne de **conditions de sédimentation de type torrentiel, notamment à la fin du Préboréal.** Puis l'intensité des épisodes hydrodynamique semblent décroître et des **dépôts de débordement plus fins, mis en place par des chenaux divagants, enfouissent les souches d'arbres subfossiles**. Les dépôts atteignent localement une vingtaine de mètres au niveau du débouché du ravin latéral (coupe 5). Le remblaiement est à cet endroit constitué d'une centaine de séquences de crues environ.

- Après une phase importante d'incision non datée ici, une nouvelle nappe caillouteuse à faciès torrentiel se met en place au cours de la période historique, formant une basse terrasse emboîtée dans le remblaiement holocène. Ce niveau, qui témoigne d'épisodes hydrologiques violents, est connu dans la plupart des organismes fluviaux des Alpes du Sud (JORDA M, 1993). On l'attribue aux conséquences des défrichements des pentes du bassin et à la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire (cf. chapitres 2 et 3).

4.2.3.4. Echantillonnage autour des arbres subfossiles

Les différentes coupes étudiées montrent que les souches d'arbres subfossiles sont enracinées dans des dépôts limoneux homogènes, portant parfois des traces de gleyfication, et possèdant un taux de matière organique relativement élevé si on le compare à la majeure partie des dépôts holocènes décrits (de 1,5 à 2%). La base des troncs est contenue dans des sédiments plus grossiers de type dépôts torrentiels associant des cailloutis ou des séquences de crues sablo-limoneuses. Afin de compléter ces résultats, un échantillonnage systématique des niveaux dans lesquels sont enracinés et contenus les arbres a été réalisé.

Les analyses sédimentologiques (**Figure 59**) confirment ce qui a été observé dans les coupes : les racines des pins sylvestres sont dans des niveaux limoneux ou limono-sableux contenant plus de 50% de limons. La fraction sableuse, constituée de plus de 50% de sables fins, montre une asymétrie négative (Skweness négatif, courbe granulométrique des sables de forme hyperbolique) et un indice de tri assez bon. Le taux de matière organique suggère l'existence d'une litière ou d'une esquisse de pédogenèse.

Les dépôts torrentiels et les séquences caillouteuses et sablo-limoneuses de crue qui enveloppent les souches à la base des troncs ont une texture grossière (30 à 50% de ballast, plus de 50% de sables grossiers dans la fraction sableuse, courbes à faciès parabolique).

Ainsi, **après une période d'arrêt de l'alluvionnement ou du moins de sédimentation très réduite durant laquelle se développent les arbres et s'esquisse une évolution pédologique, des sédiments de crue enfouissent la base des troncs, suggérant une recrudescence assez brutale ou du moins rapide de l'hydrodynamisme.**

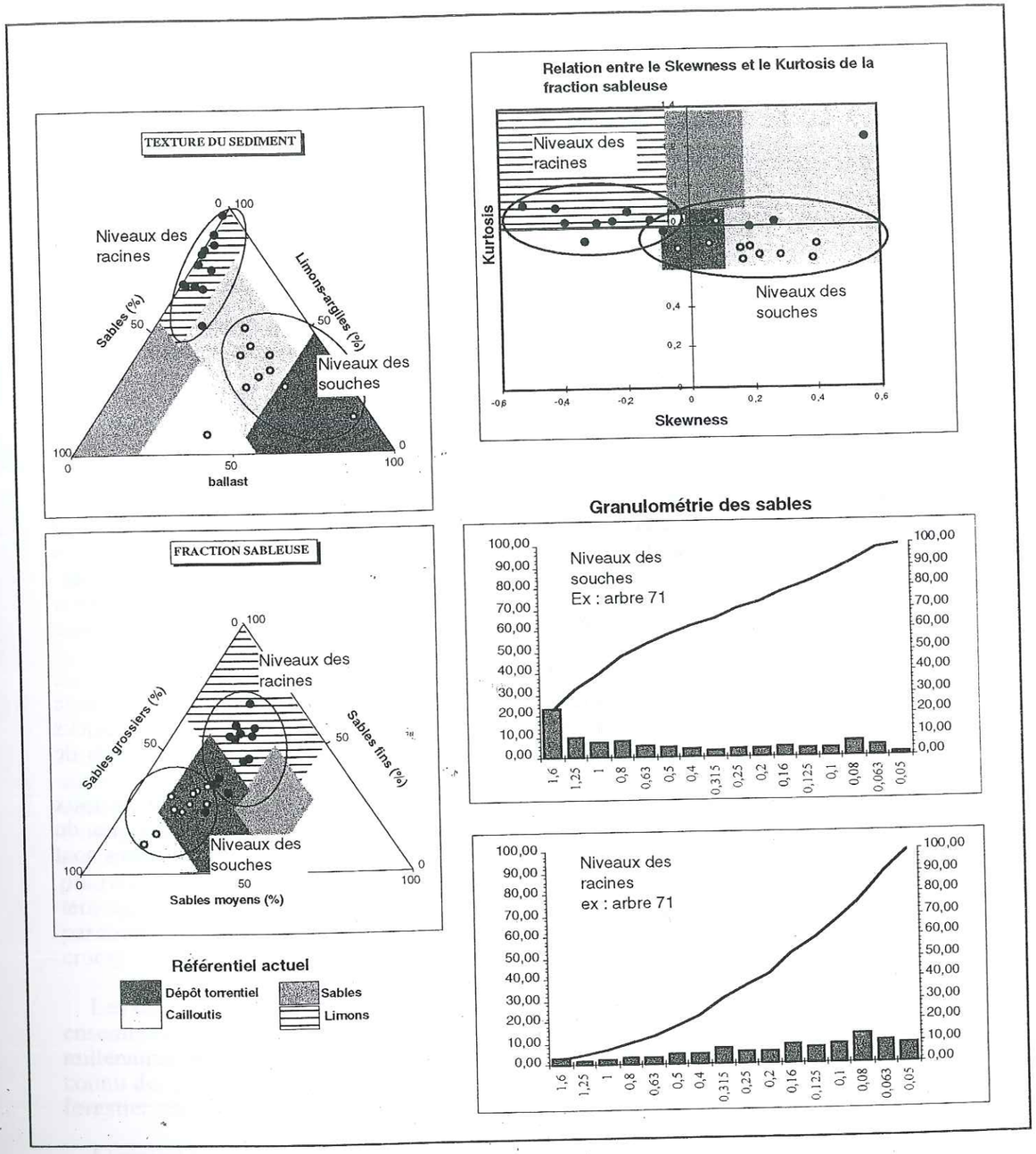


Figure 59 : Résultat des analyses sédimentologiques des prélèvements effectués autour des souches subfossiles dans le ravin du Saignon.

On a vu que les troncs subfossiles sont les vestiges de bouquets d'arbres en formation dense. Il est vraisemblable que **cette végétation a favorisé le piégeage et le dépôt des sédiments de crue en jouant un rôle de peigne.** On rejoint là les conclusions de M. JORDA sur la mise en place des dépôts des premiers millénaires de l'Holocène (DELIBRIAS et al., 1984).

La mise en place des niveaux de crue s'accompagne d'un accroissement global des flux hydriques le long des talwegs et d'une remontée vraisemblable du système phréatique. Le phénomène est souligné par l'apparition dans les dépôts de conditions d'hydromorphie (niveaux limoneux gleyfiés). Celle-ci a été accentuée en outre par les apports détritiques qui ont constitué localement un obstacle à l'évacuation des écoulements. Ajoutons que les dépôts limoneux de fin de crue, imperméables, n'ont pu que favoriser cette hydromorphie et voire même la persistance de flaques temporaires.

Les accumulations sédimentaires et l'engorgement des sols sont les deux facteurs qui ont pu contribuer à interrompre les échanges gazeux entre l'atmosphère et le système racinaire des pins subfossiles, provoquant leur dépérissement puis leur mort.

Les ruptures de croissance observées dans les chronologies de cernes doivent correspondre au début de phases de recrudescence d'épisodes de crue.

On a noté par ailleurs la présence dans le bassin du Saignon de quelques souches subfossiles carbonisées associées à des niveaux chabonneux. D'autres troncs brûlés ont aussi été repérés dans le bassin du Buëch (ARCHAMBAULT, 1967, 1968, 1969). Ces éléments signalent que des incendies ont affecté à plusieurs reprises les bassins versants au cours de la première moitié de l'Holocène. Le bon état de conservation des débris charbonneux (faible fragmentation) et des souches d'arbres subfossiles suggère leur enfouissement rapide.

Les nombreuses études sur les feux de forêt ont démontré la sensibilité des terrains à l'érosion après le passage d'un incendie (MARTIN *et al.*, 1997). La destruction brutale de la couverture végétale sur les pentes est à l'origine de la mobilisation des stocks détritiques et d'une sédimentation alluviale et/ou colluviale importante dans les fonds de ravins.

Il est ainsi possible que le passage d'incendies ait contribué à accroître les taux de sédimentation. Mais ces feux ne peuvent ne peuvent être seuls à l'origine du déclenchement des processus d'alluvionnement. En effet, seules quelques souches sont carbonisées et on a vu que les arbres ne meurent pas de façon synchrone.

4.2.4. CONCLUSION.

Ainsi, dans le bassin du Saignon, les datations radiométriques des arbres subfossiles montrent que les dépôts alluviaux postglaciaires commencent en réalité à se mettre en place à partir de la fin de l'Alleröd à l'aval du système hydrographique local et colmatent une paléotopographie et des talwegs profondément incisés dans le substrat marneux. La séimentation se poursuit jusqu'à l'Atlantique partiellement ou totalement inclus.

Les dépôts sont constitués principalement d'apports latéaux largement nourris par les marnes noires. Ils comprennent aussi, dans une moindre mesure, quelques éléments remaniés des placages morainiques ou fluvioglaciaires qui dominent le bassin versant.

Le tri et l'organisation du matériel sont assez médiocres près des versants, où les dépôts analysés présentent des caractéristiques proches de celles des colluvions, puis évolue rapidement vers l'aval, où se différencient dans les coupes des séquences successives de crue. Celles-ci sont composées de termes caillouteux grossiers, de petits cailloutis puis de termes sableux et limoneux. La stratigraphie des dépôts suggère des crues de fréquence saisonnière ou annuelle, qui ont caractérisé le fonctionnement modal des talwegs durant certaines périodes de plusieurs siècles.

Les dépots ne semblent pas témoigner d'événements morphodynamiques et hydrosédimentaires à caractère exceptionnel voire catastrophique. En effet, les sédiments de crue ont enfoui, sans les déraciner, les troncs d'arbres subfossiles situés dans les fonds de talwegs. La densité de boisement, localement élevée, on l'a vu, a pu jouer un role de peigne ou d'obstacle au transit des sédiments vers l'aval. Ceux-ci, à prédominance limoneuse, ont favorisé le développment temporaire, saisonnier, de conditions d'hydromorphie qui ont vraisemblablement provoqué le dépérissement suivi de la mort des arbres subfossiles.

Dans les dépôts holocènes contemporains des autres bassins de marnes noires de la Moyenne Durance (ravin de Cuculiane, ravin de la Rue dans la vallée du Buëch), les auteurs signalent la présence de tufs et de travertins ou encore des niveaux de battement de nappe à précipitation d'oxyde de fer et de manganèse (JORDA M.,, renseignement oral, BOURDIER, 1961). Dans les affluents du Buëch, l'analyse des malacofaunes contenues dans des dépôts du premier Holocène a montré l'existence de prairies humides dans les fonds de vallons (ROSIQUE, 1996). Ainsi tous ces indices témoignent, au début de l'Holocène, de milieux alluviaux humides, souvent engorgés, et parcourus en outre, à certaines périodes, par des écoulements abondants (séquences de crues).

Les datations 14C des arbres subfossiles, leur position, et leur regroupement dans les ensembles stratigraphiques montrent qu'à plusieurs reprises au cours des premiers millénaires de l'Holocène la dynamique fluviale et les rythmes de la sédimentation ont connu des pauses suffisamment longues pour permettre le développement d'un couvert forestier dans le fond des talwegs, associés à des esquisses de pédogenèse.

L'ensemble de ces observations met en évidence d'importantes variations du paramètre climatique - notamment du volume et/ou du régime des précipitations - au

cours des premiers millénaires du Postglaciaire régional. Nous les analyserons dans le chapitre de synthèse de ce travail (chapitre 4).

Une basse terrasse d'âge historique, constituée de matériel très grossier, est emboîtée dans les dépôts précédents. Elle témoigne de conditions hydrodynamiques plus violentes pouvant être liées, comme cela est admis ailleurs en Moyenne Durance, à d'étendue des défrichements (apogée de la mise en valeur agro-pastorale), et à la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire qui caractérise une partie de la période Contemporaine. Alors que les remblaiements de la première partie de l'Holocène sont le fait de chenaux divagants, l'époque historique est caractérisée par la concentration des eaux dans des ravins fortement incisés dont la compétence accrue n'a pu que favoriser le transport de matériel grossier.

4.3 CHRONOLOGIE ET MODALITÉS DE MISE EN PLACE DES REMBLAIEMENT, RYTHMES DE SÉDIMENTATION

Les profils en long des deux talwegs principaux du Saignon et une série de transects (**Figure 60**) permettent de préciser les modalités et les rythmes spatio-temporels de mise en place des dépôts holocènes. Pour tenter de mieux cerner les processus d'enfouissement des arbres subfossiles et les rythmes sédimentaires, un exemple de processus morphosédimentaire sensiblement comparable a été recherché dans la période actuelle.

4.3.1. LE DISPOSITIF LONGITUDINAL DES DÉPÔTS ALLUVIAUX HOLOCÈNES

La **figure 61** présente les profils en long des deux branches principales du ravin du Saignon. La localisation des arbres subfossiles, leur position à différents niveaux dans les stratigraphies et leur datations 14C montrent que les dépôts holocènes s'organisent en un dispositif géométrique complexe qui correspond à plusieurs unités sédimento-stratigraphiques diachroniques.

Il est possible de repérer dans le bassin **cinq nappes alluviales d'âges différents.** Les arbres subfossiles marquent à leur base **le début des épisodes de sédimentation. Ces derniers succèdent à des périodes de stabilité des fonds de vallon ayant favorisé le développement du couvert forestier.**

(1) Une première nappe, située dans la partie aval du bassin, a recouvert des arbres datés de la **fin de l'Alleröd**. Ces dépôts ne constituent pas un volume détritique important, seuls des vestiges de remblaiement contenant quelques troncs subsistent en fond de vallon.

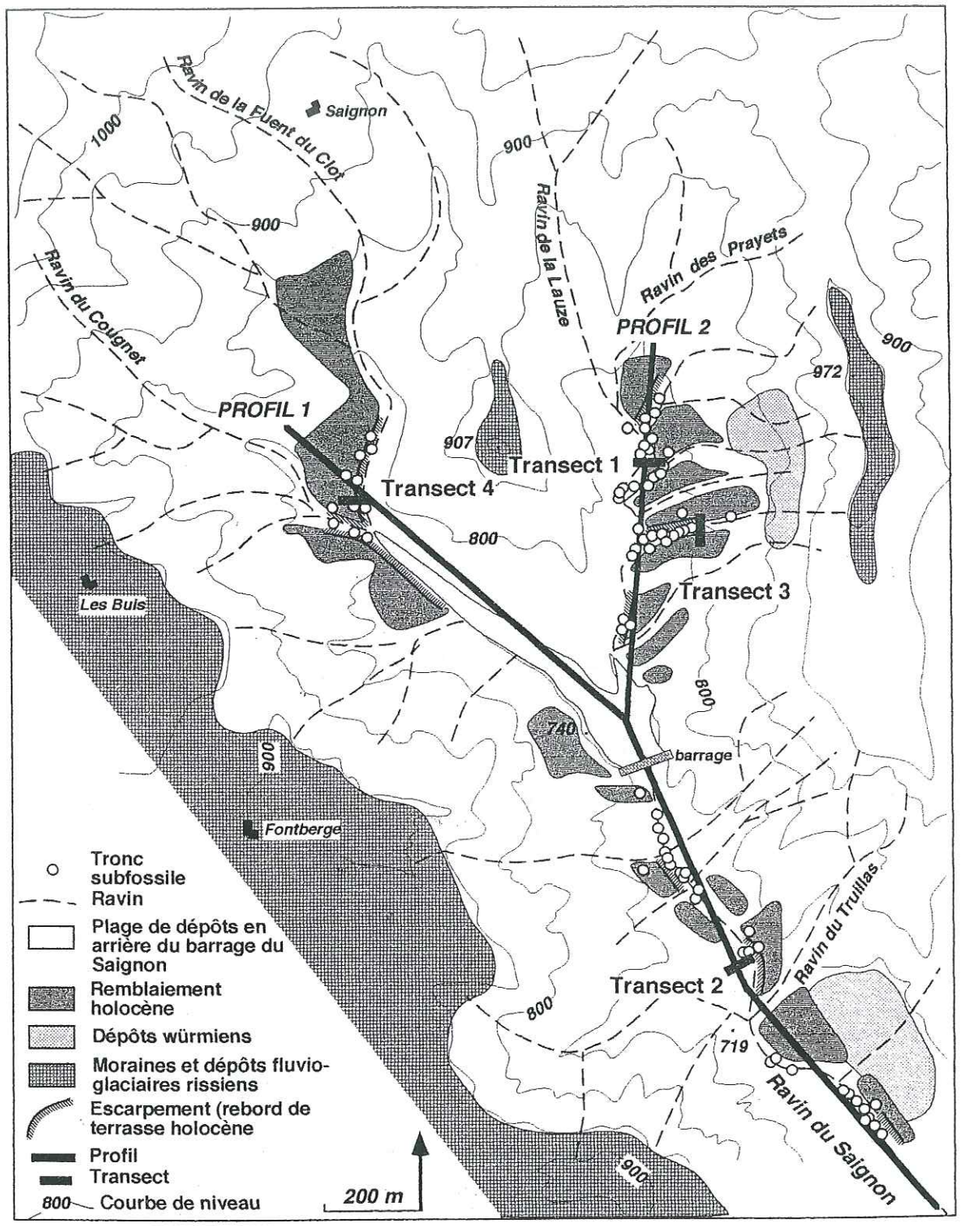


Figure 60 : Localisation des profils et des transects étudiés dans le ravin de Saignon.

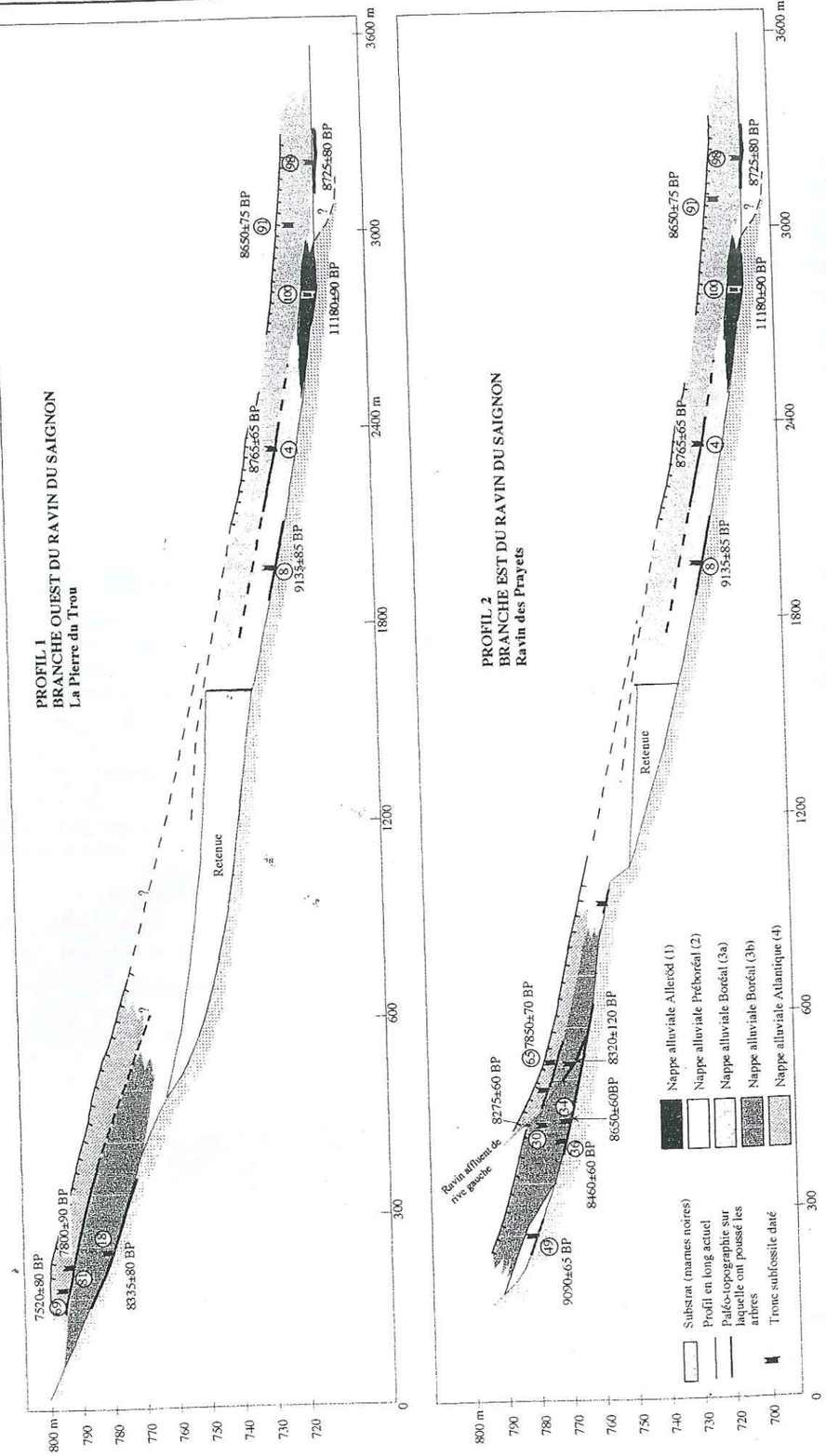


Figure 61 : Profils en long 1 et 2 du ravin du Saignon

(2) Une seconde nappe alluviale est datée de la **fin du Préboréal.** On en trouve un lambeau en amont du bassin (profil 2), mais c'est en aval de la retenue artificielle qu'elle est la plus développée. Elle contient à cet endroit une quinzaine de souches enracinées. La nappe est constituée à la base d'un dépôt torrentiel, surmonté de séquences de crue de granulométrie plus fine.

Deux nappes alluviales, qu'il est difficile de relier, appartiennent à la période boréale :

(3a) La plus ancienne est située dans la partie aval du bassin où les dépôts alluviaux latéraux enfouissent un niveau d'arbres datés **du milieu du Boréal** (8800-8600 BP).

(3b) La plus récente est caractérisée, à l'amont du bassin, par des arbres datés de la **seconde moitié du Boréal** (8700-8300 BP).

Les relations géométrique et stratigraphique longitudinales de ces deux nappes, issues essentiellement d'apports latéraux, n'est pas clairement discernable sur le terrain. Mais on peut penser que la nappe la plus récente recouvre à l'aval les dépôts de la première moitié du Boréal.

(4) enfin, dans la partie amont du bassin, un dernier niveau d'arbres est fossilisé dans les dépôts de **l'Atlantique ancien** (7800-7500 BP), et cela de façon synchrone dans les deux branches principales du bassin du Saignon.

Cette disposition géomorphologique et sédimentaire conduit à deux observations essentielles :

- les diverses nappes ne sont pas continues le long des talwegs principaux du bassin du Saignon. Ceci est sans doute lié au fait que les dépôts sont composés principalement d'apports latéraux provenant des ravins affluents dont l'importance et la répartition spatiale varient d'amont en aval.

- Par ailleurs, les profils en long montrent que globalement les dépôts se mettent en place en écaille, de façon diachronique et "progradante" vers l'amont. Cette observation rejoint les conclusions de ROSIQUE (1996) concernant l'Holocène du bassin du Buëch.

4.3.2. ETUDE DES TRANSECTS : STRATIGRAPHIE DES NAPPES ALLUVIALES HOLOCÈNES.

L'étude de transects (**figure 60**), et des coupes qui contiennent à différentes hauteur des arbres enracinés, permet d'appréhender plus finement les modalités de mise en place des dépôts et les étapes successives de l'évolution morphogénique des talwegs.

4.3.2.1. Evolution morphosédimentaire de la branche Est du ravin du Saignon (transect 1, 2 et 3).

La **figure 62** schématise l'évolution de la branche est du vallon au niveau du **transect 1**. Les arbres 30 et 34, qui apparaissent à des niveaux différents, possèdent des datations 14C proches (8275±60, 8650±60 BP). Leurs séquences individuelles sont interdatées et font partie de la chronologie flottante SGR6. Il faut donc admettre qu'ils ont été enfouis progressivement dans la même nappe alluviale.

La coupe 3A, située quelques dizaines de mètres en amont, qui contient des arbres ayant vécu à la même époque que les arbres 34 et 30, montre des niveaux alluviaux horizontaux, qu'il est possible de prolonger vers l'aval. Cinq séquences de crues représentent 4 m de dépôt. Les 6 m séparant l'arbre 34 de l'arbre 30 doivent comporter quelques séquences supplémentaires. Ceci implique un taux de sédimentation très rapide au cours de cette période (Boréal).

Un cas similaire se présente à l'aval du bassin (**transect 2, figure 63**) où deux arbres (91 et 98) situés à deux altitudes différentes ont les mêmes dates 14C à 8650±75 et 8725±80 BP (9650-9500 et 9830-9500 cal. BP). Ces arbres ont vraisemblablement été enfouis rapidement. Les taux de sédimentation ont pu être localement accrus du fait que l'on se trouve à la confluence des deux ravins principaux de Truillas et du Saignon.

La **figure 64** propose un autre type d'évolution, plus complexe (**transect 3**) : les souches subfossiles apparaissent dans le vallon à différents niveaux altitudinaux. Au fond du talweg, à la base du remblaiement, elles sont datées du Boréal. Au-dessus, les séquences individuelles des arbres 65, 66, 68 et 55, situés à des altitudes différentes, s'interdatent, montrant par là que ces pins sont contemporains et ont poussé sur une paléotopographie de versant. Or, les coupes révèlent des dépôts disposés horizontalement. Après la mise en place du premier remblaiement au cours du Boréal (**2**), il faut donc imaginer une phase d'incision, contemporaine ou précédant le développement des arbres (**3**). Ces derniers ont été ensuite enfouis à l'Atlantique (**4**). Ainsi le remblaiement du vallon, qui à première vue apparaît homogène, est en fait constitué de deux nappes alluviales emboîtées.

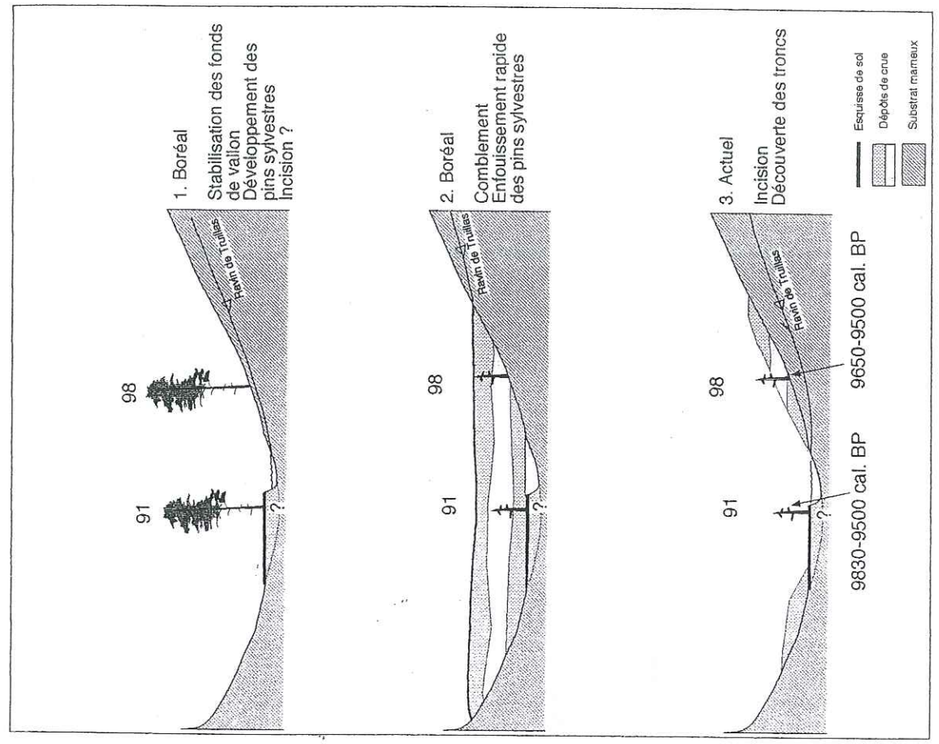


Figure 63 : Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 2

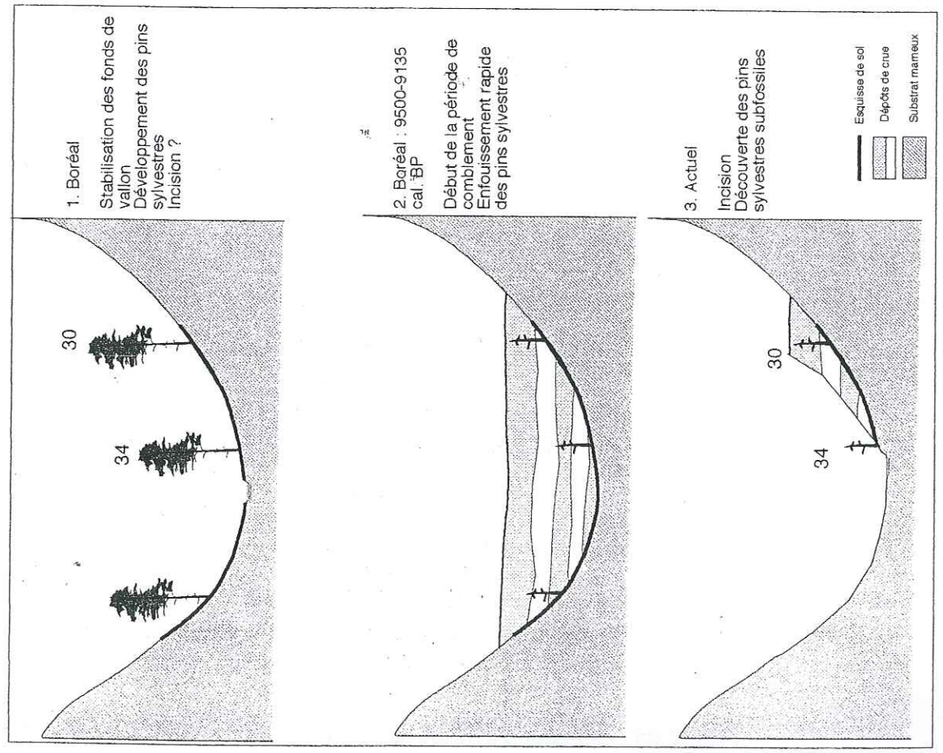


Figure 62 : Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 1

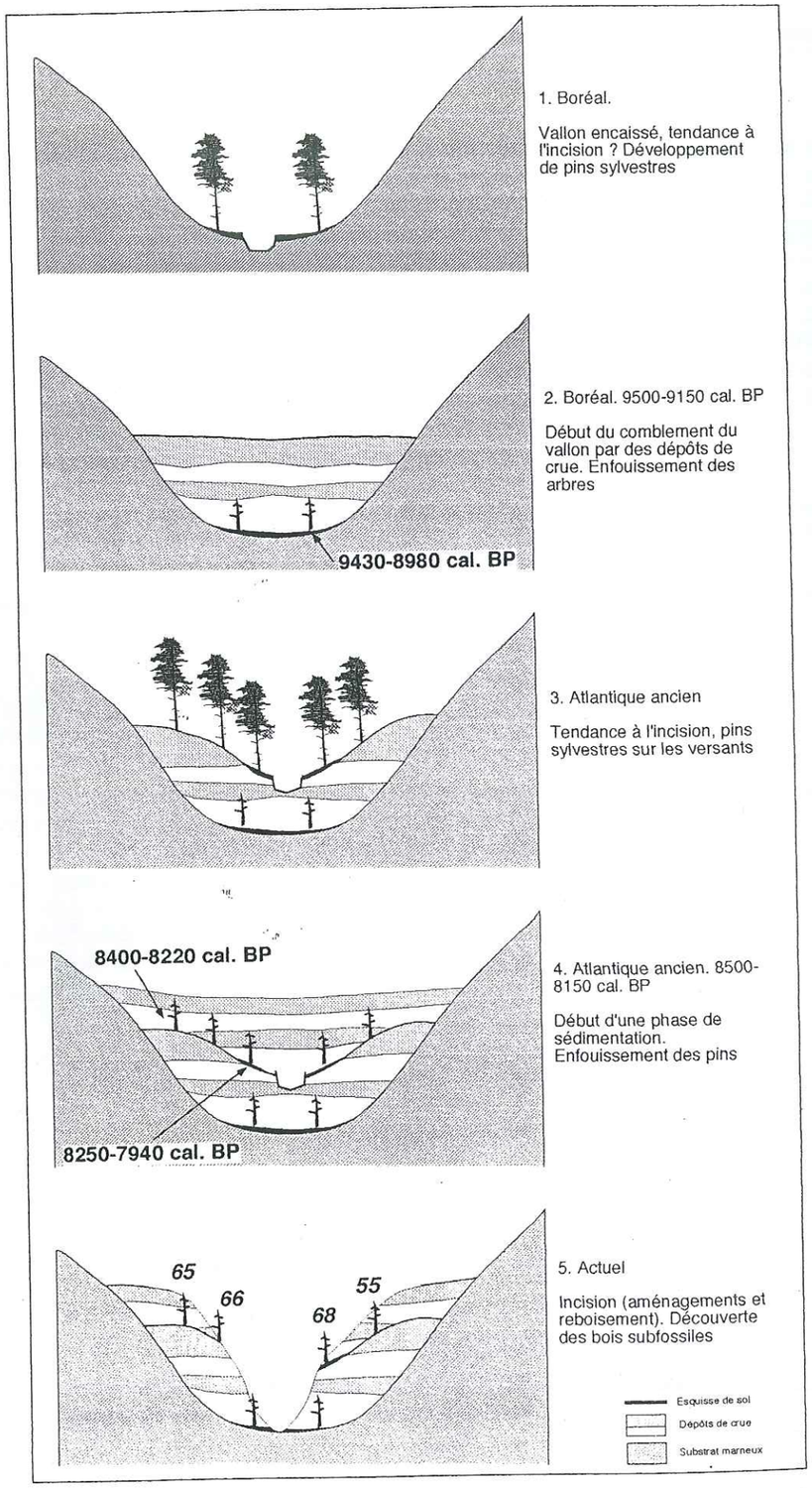


Figure 64 : Schéma d'évolution des vallons au niveau du transect 3

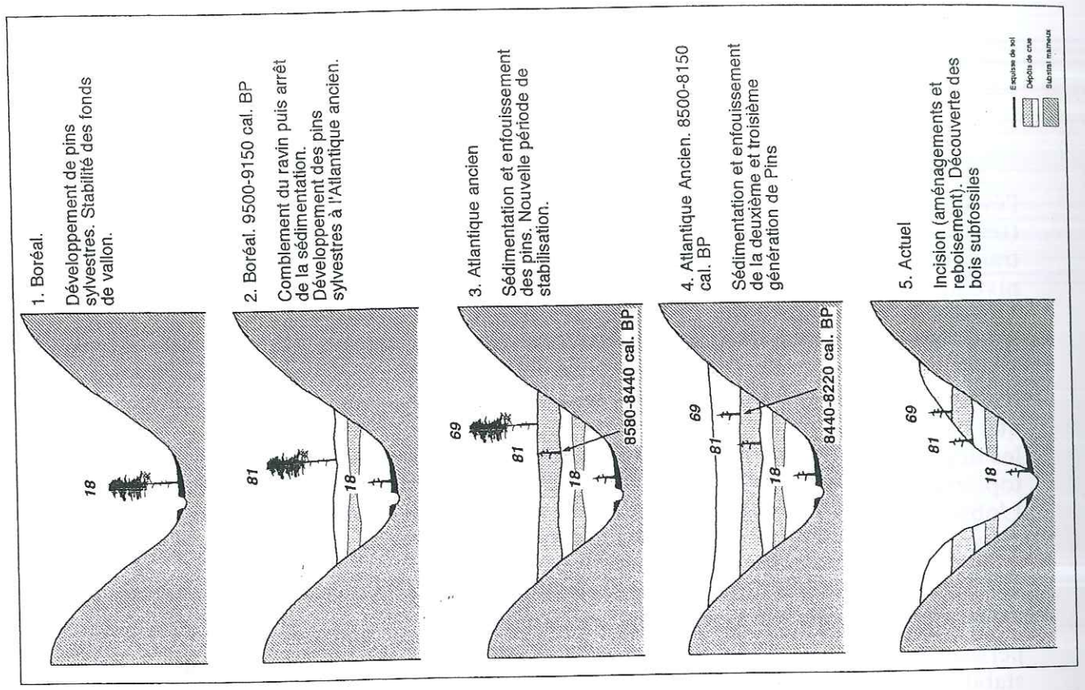
4.3.2.1. Evolution morphosédimentaire de la branche est du ravin du Saignon (transect 4).

La **figure 65** présente, à titre d'hypothèse, une première interprétation (**A**) de l'évolution de la branche Ouest du ravin du Saignon au niveau de la Pierre du Trou (**transect 4**). Cette interprétation est similaire à celle que nous avons retenue pour le transect précédant (transect 3). Sur la figure, des arbres subfossiles apparaissent à trois niveaux altitudinaux (**5**) : au fond du talweg, au niveau de la semelle des dépôts, le tronc 18 est daté du Boréal ; 20 m au dessus, se trouvent à la même altitude les arbres 103 et 81, ce dernier étant daté à 7800±65 BP (8580-8440 cal. BP) ; enfin, 5 m plus haut, on observe les souches 19, 17, 82, 104 et 69, celle-ci datée de 7520±80 BP (8400-8220 cal. BP). Les deux dates, situées dans l'Atlantique, sont très proches et il est donc possible que ces arbres aient eu une période de vie commune. Comme dans le cas du transect 3, les dépôts alluviaux étant horizontaux, il faut supposer une phase d'incision créant une topographie de versant (**3**) entre deux périodes d'accumulation sédimentaire (**2**) et (**4**). L'observation de ces dépôts ne permet pas de discerner les traces d 'une telle incision, et cela d'autant plus que les coupes sont longitudinales par rapport à l'axe d'écoulement.

Un second schéma d'évolution (**B**) peut être envisagé : au cours de l'Atlantique, deux périodes de sédimentation (**3**) et (**4**) ont pu avoir lieu, séparées par une période de stabilité (arrêt ou ralentissement de la sédimentation) permettant la croissance des arbres. Là encore, la base des arbres n'étant pas clairement visible, l'analyse stratigraphique n'apporte aucun renseignement supplémentaire.

La première hypothèse semble plus satisfaisante. En effet, ce scénario d'évolution se rapproche de celui de la branche est du Saignon. Par ailleurs, les datations 14C des arbres 81 et 68 sont assez proches, et il est difficile de concevoir, dans un court laps de temps, la succession d'un épisode de sédimentation, d'installation d'une végétation arborescente (**3**), et d'une nouvelle phase de sédimentation (**4**). L'étude dendrochronologique des souches est en cours et permettra peut-être, si les chronologies individuelles des arbres 65 et 81 s'interdatent, de confirmer cette première hypothèse.

Ainsi, l'étude dendrogéomorphologique du site du Saignon révèle qu'une phase d'incision des talwegs accompagnée ou suivie du développement d'un boisement de pins sylvestres, sépare les nappes alluviales du Boréal et de l'Atlantique Ancien.



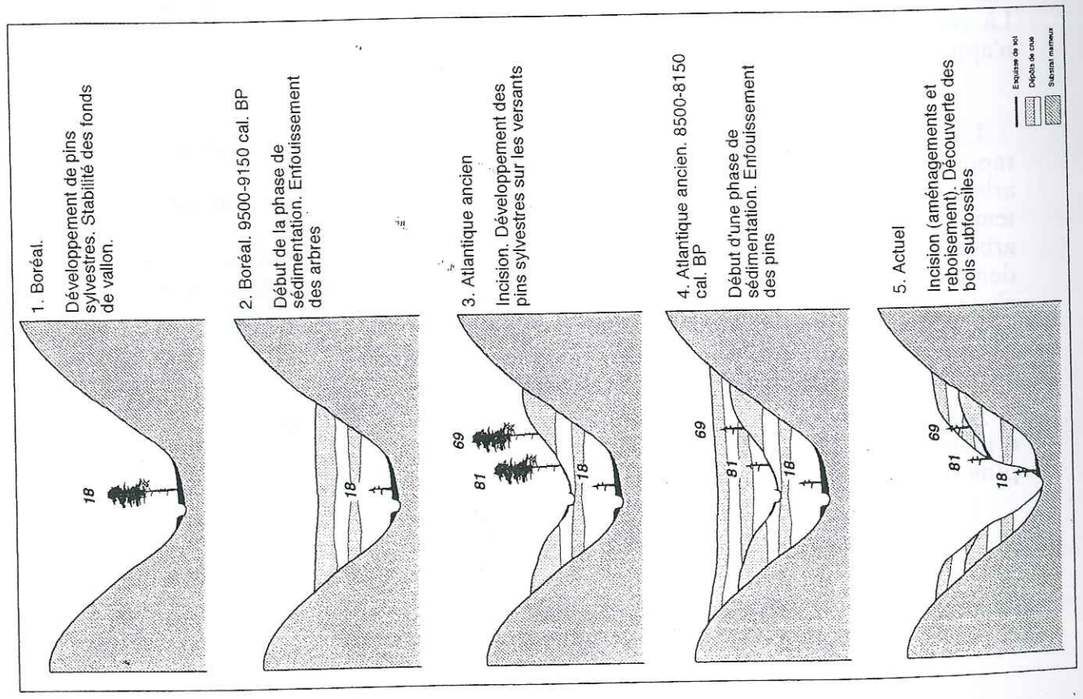


Figure 65 : Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 4.

4.3.3. RYTHMES ET TAUX DE SÉDIMENTATION.

L'estimation des volumes sédimentaires déposés s'appuie sur l'analyse des modelés et de la stratigraphie des dépôts. Mais il est évident que les dépôts ne sont pas toujours bien conservés et qu'une partie peut avoir été érodée. Les chiffres avancés ne sont ainsi que des estimations qu'il faut considérer avec prudence.

Les profils étudiés (**Figure 61**) suggèrent que des taux de sédimentation ont varié au cours du temps. **L'essentiel des dépôts semble se mettre en place à partir de la fin du Préboréal (nappe 2) et durant le Boréal (nappes 3a et 3b)**. Les remblaiements datés de cette époque peuvent atteindre 10 à 20 m d'épaisseur. Les dépôts de la période atlantique occupent un volume moins important, ne dépassant pas 5 à 8 m d'épaisseur dans les coupes visibles.

Plusieurs observations montrent que, localement, en particulier au niveau des zones de confluence, **la sédimentation peut être très rapide** :

- des arbres, dont les fûts atteignent 2 m de hauteur, sont conservés dans les dépôts (spécimen n°18, 36, 37, 38),
- des arbres dont les dates 14C sont voisines se situent à des niveaux altitudinaux distants de 2 à 6 m (**figure 62, 63 et 65).** Quelles que soient les modalités d'évolution des talwegs (cf. paragraphe précédent), les taux de sédimentation au niveau de ces deux spécimens sont élevés,
- enfin, les séquences de crues visibles en stratigraphie peuvent atteindre 0,5 à 1 m d'épaisseur (coupes 1 et 2 par exemple figure 4).

Ainsi, dans un intervalle de temps de quelques années (que l'on peut estimer de 1 à 5 ou 10 ans environ) plusieurs mètres de dépôts peuvent se mettre en place. Mais les données disponibles ne sont pas assez précises pour permettre d'affiner l'analyse et les interprétations.

S'il apparaît évident que, localement, d'épaisses couches de sédiment peuvent se déposer rapidement, les coupes montrent aussi une **grande variabilité des rythmes sédimentaires.** En effet, les séquences de crues possèdent des épaisseurs très variables : par exemple dans les coupes 1 et 2 (**Figures 48 et 49**) les termes sédimentaires sablo-limoneux peuvent atteindre 1 m, alors que les niveaux de crue visibles dans la coupe 5 (**Figure 54**) ne mesurent pas plus de 15 cm. Ces variations dépendent à la fois de l'importance des épisodes hydrodynamiques mais aussi des déplacements des paléo-chenaux divagants dans le fond des vallons.

Ces variations, la méconnaissance du temps séparant plusieurs épisodes morphogéniques, et le fait qu'une partie des dépôts peut avoir été érodée, sont autant d'obstacles auxquels se heurte le calcul de taux de sédimentation moyens. Ce calcul a néanmoins été tenté afin d'estimer de façon plus globale les rythmes sédimentaires (**Tableau 6**). Les coupes 1 (**Figure 49**) et 4 (**Figure 53**) possèdent plusieurs niveaux datés. Etant donné l'imprécision des datations radiométriques, les intervalles de temps minimum et maximum séparant la fin de la séquence dendrochronologique du niveau inférieur du début de la séquence d'arbre du niveau supérieur ont été retenus.

Référence	Période	Intervalle de temps maximum	Intervalle de temps minimum	Epaisseur de dépôt sédimenté	**Estimation du taux de sédimentation moyen**
Coupe 1	**Boréal**	1090	720	25 m	**2,3 à 3,4 cm/an**
Arbre 18 (base de la coupe)	Fin de la séquence : 9370-9180 cal. BP				
Arbre 69	Début de séquence : 8460-8280 cal. BP				
Coupe 1	**Atlantique**	-	300	5 m	**1,6 cm/an**
Arbre 81	8580-8440 cal. BP (séquence en cours d'analyse)				
Arbre 69	Début de séquence : 8460-8280 cal. BP				
Coupe 4	**Boréal**	940	380	10 m	**1,1 à 2,6 cm/an**
(base de la coupe)	9430-8980 cal. BP (séquence non analysée)				
Arbre 65	Début de séquence : 8600-8490 cal. BP				

Tableau 6: Estimation des taux de sédimentation moyens au Boréal et à l'Atlantique dans le bassin du Saignon

Les taux de sédimentation annuels moyens varient de 1,1 à 3,4 cm/an pour les périodes du Boréal à l'Atlantique. Dans la coupe 1 une nette diminution du taux de sédimentation s'observe entre le Boréal et l'Atlantique, ce qui confirme les observations réalisées sur les profils.

Ces taux sont nettement supérieurs à ceux qu'avaient obtenus sur des dépôts contemporains GAUTIER (1992) et MONTJUVENT *et al.*, (1982) dans le bassin du Buëch, JORDA (1987) dans le bassin de Barcelonnette, qui étaient de l'ordre de 1 à 3 mm/an. Il faut voir là une disparité spatiale importante des phénomènes d'accumulation.

Ces taux moyens recouvrent une réalité complexe :

- Le nombre de séquences de crues dans les coupes indique le nombre minimum d'épisodes hydrologiques - "temps fossilisé" (POMEROL et al., 1987 ; MACAIRE, 1990) - certaines séquences ayant pu être gommées, ou peuvent ne pas être représentées à l'endroit de la coupe. Une trentaine de séquences sont repérées dans la coupe 1 et une centaine de séquences apparaissent de même dans la coupe 5.

- Les vestiges paléobiologiques suggèrent que le temps séparant les séquences de crues est variable :
  - la présence de débris d'herbacées, la non perturbation des couches, même des plus fines (coupes 1 et 5), et la régularité des dépôts semble indiquer des crues de fréquence annuelle ou saisonnières, et donc un intervalle de temps de quelques mois ou d'une année entre chaque épisode sédimentaire,
  - les souches d'arbres subfossiles indiquent au contraire des périodes d'arrêt de la sédimentation de plus longue durée, de 1 à 3 siècles au minimum.

Ainsi, les remblaiements sont constitués de dépôts représentant des périodes de quelques dizaines d'années comprenant des épisodes sédimentaires récurrents (périodes de crise sédimentaire) succèdant à des époques d'arrêt de la sédimentation ou du moins de faible activité détritique des talwegs dont la durée peut atteindre plusieurs siècles.

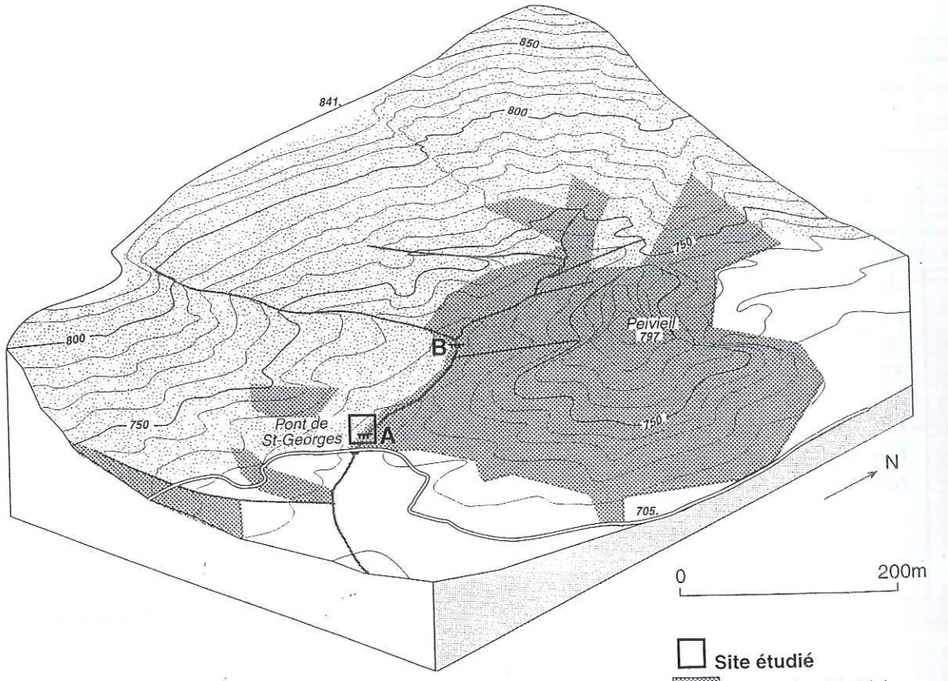
L'essentiel des dépôts constituant les remblaiements holocènes du ravin du Saignon se mettent en place entre la fin du Préboréal et l'Atlantique ancien, avec un rythme moyen de 1,1 à 3,4 cm/an. Mais ces valeurs cachent une forte variabilité des taux de sédimentation qui peuvent être localement très élevés, de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres, voire un mètre, pour un seul épisode hydrologique. Cette variabilité est fonction de la divagation des chenaux dans les vallons et de l'importance des épisodes hydrodynamiques, elles-mêmes dépendant des précipitations dont l'irrégularité est caractéristique du contexte méditerranéen. Les dépôts sont à mettre en relation semble-t-il avec des crises sédimentaires de courte durée, succédant à des périodes pluriséculaires de stabilité relative accompagnées ou non d'une reprise d'incision dans des fonds de vallons.

4.3.4. COMPARAISON DES MÉCANISMES MORPHOSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES À CEUX QUI AFFECTENT ACTUELLEMENT LES SECTEURS DE MARNES NOIRES.

Les bassins voisins du Saignon offrent des exemples d'une activité érosive et morphosédimentaire actuelle qui éclairent certaines modalités de l'évolution du milieu au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Le bassin retenu ici est celui du Saint-Georges (commune de la Motte du Caire) dont l'évolution peut être décrite en plusieurs étapes (**figure 66**) :

1. Le bassin versant du Saint-Georges, inscrit dans les marnes noires du Jurassique supérieur, est caractérisé par de fortes pentes et par l'ampleur et l'étendue des ravinements. Afin de lutter contre l'érosion, une partie de la superficie a été reboisée par les Services des Eaux et Forêts en pins noirs d'Autriche, et des seuils en enrochements ont été construits successivement.

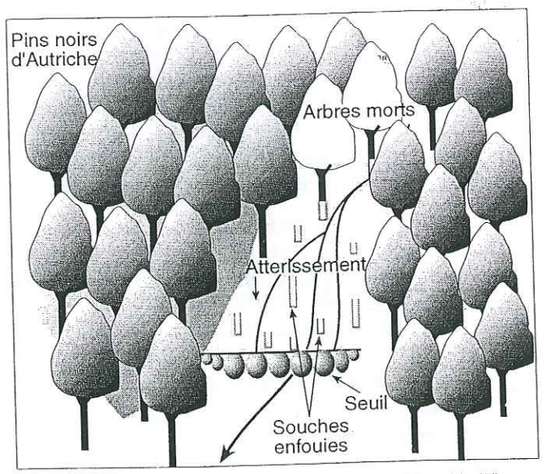
Le premier aménagement (**A**) est réalisé au niveau du pont qui permet à la route de franchir le ravin. En amont de l'enrochement une plage de dépôts se met en place. Elle est constituée d'une alternance de termes caillouteux, sableux et limoneux qui s'étalent largement. Un engorgement hydrique des dépôts persiste entre les épisodes de sédimentation comme le démontre la présence fréquente, en surface, de mares qui ne s'assèchent que très lentement après les épisodes pluvieux. Les taux d'accumulation dans ce type de retenue sont très rapides : ils peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres voire plus d'un mètre par an (**Planche 6**). Ils dépendent de la taille de l'aménagement, de la morphologie du vallon, de la surface du bassin en amont et de la superficie de marnes à l'affleurement (GOUEFFON, 1994 ; SOUSSIEUX, 1994).



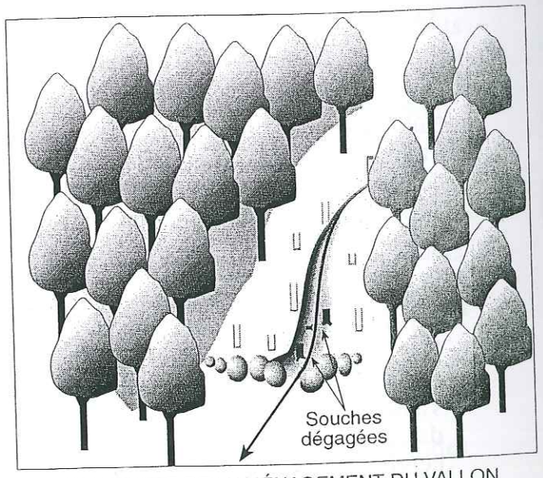
VUE D'ENSEMBLE

AVANT AMÉNAGEMENT
Le vallon est reboisé en Pins noirs d'Autriche

Site étudié
Pins noirs d'Autriche
Ravinements (Badlands)



AMÉNAGEMENT DU VALLON PAR LA RTM (ONF)
- Construction d'un seuil (**A**)
- Remplissage sédimentaire en arrière de l'enrochement
- Enfouissement des arbres situés au fond du vallon
- Les arbres dont la base est enfouie meurent, le fût et les branches cassent après un coup de vent



POURSUITE DE L'AMÉNAGEMENT DU VALLON
- Construction d'un second barrage en amont du premier (**B**)
- Rupture de la retenue aval (**A**)
- Reprise d'incision linéaire et dégagement des souches "fossiles"

Figure 66 : Evolution morphosédimentaire récente du bassin du Saint-Georges sous l'effet des aménagements.

1. Les dépôts limoneux accumulés en arrière de la retenue du Saint Georges. Les pins noirs qui poussaient dans le fond du vallon meurent rapidement.

2. Plage de dépôts en arrière d'un ouvrage RTM dans le bassin du Saignon. Remarquons les pins noirs desséchés au deuxième plan.

Planche 6

La base des pins noirs présents en fond de vallon est enfouie dans des sédiments à prédominance limoneuse, compacts, gorgés d'eau, ce qui provoque rapidement la mort des arbres : Le houppier des arbres jaunit, se dessèche, est attaqué par les insectes et les micro-organismes. Après un coup de vent le fût se casse et tombe à la surface du remblaiement puis il est décomposé et disparaît s'il n'est pas rapidement recouvert par de nouveaux dépôts.

Des prélèvements de séries de cernes dans ces arbres ont été effectués à la tarière de Pressler. L'analyse dendrochronologique des carottes montre que les arbres meurent immédiatement, dès le début du processus de comblement des barrages. Contrairement aux arbres subfossiles, on n'observe pas de dépérissement précédant leur mort. Les taux de sédimentation dans les retenues sont trop rapides et ne peuvent pas être comparés à ceux des premiers millénaires de l'Holocène.

2. L'aménagement du bassin s'est poursuivi par la construction d'un grand barrage (**B**) quelques centaines de mètres en amont. Au même moment, quelques blocs de l'enrochement (**A**) se sont effondrés. Ces deux phénomènes provoquent localement une augmentation de la pente du profil en long et une importante reprise d'incision du cours d'eau qui dégage les souches de pins enfouies quelques années auparavant. Ces troncs ressemblent à s'y méprendre aux souches subfossiles du début de l'Holocène.

Cette évolution éclaire les conditions paléoenvironnementales et les processus morphogeniques qui ont caractérisé la dynamique des talwegs au cours de la première moitié de l'Holocène et permis la conservation des arbres subfossiles. Mais, les modalités et les taux de sédimentation sont sensiblement différents. Actuellement, l'importance de la sédimentation est liée à un blocage artificiel des transits sédimentaires et hydriques induit par les aménagements. Les dépôts ont lieu en arrière des retenues après chaque épisode pluviométrique provoquant du ruissellement. Les taux d'accumulation très rapides entraînent la mort dans l'année des arbres enfouis. **Tel n'était pas le cas au début de l'Holocène où, en absence de tout blocage artificiel des écoulements, le rythme de l'accumulation alluviale le long des talwegs devait être moins rapide, et les phénomènes d'hydromorphie moins accusés, ces conditions induisant la mort des pins après une longue période de décrépitude.**

4.3.5. CONCLUSION.

L'analyse des profils en long et des transects permet de distinguer cinq nappes alluviales constituant les remblaiements holocènes du ravin du Saignon. Ces nappes, dont la semelle est soulignée par la présence d'arbres subfossiles, sont essentiellement constituées d'apports latéraux. Elles sont disposées en écailles, et se sont mises en place de façon progradante depuis l'aval du bassin vers l'amont.

Les datations radiométriques effectuées sur les arbres subfossiles montrent que la sédimentation débute, à l'aval du bassin du Saignon, à la fin de l'Alleröd. A partir de la fin du Préboréal, d'épais dépôts colmatent les fonds des vallons d'abord dans la partie aval du bassin, puis dans la partie amont. L'essentiel du remblaiement semble se mettre

en place durant le Boréal. Après une période de reprise d'incision, non visible dans les stratigraphies mais repérable grâce à la position des arbres subfossiles, la sédimentation se poursuit au cours de l'Atlantique. Les données disponibles ne permettent pas de connaître avec précision la fin de la période d'accumulation de ces premiers millénaires de l'Holocène que les auteurs situent le plus souvent vers la fin de l'Atlantique où s'affirme une tendance à l'incision (JORDA M, 1993).

Dans le détail, les rythmes sédimentaires peuvent être localement élevés (des souches d'arbres sont enfouies rapidement sous deux mètres de dépôts), mais aussi très variables (de quelques centimètres à un mètre de dépôt par épisode hydrologique), en fonction de l'importance de ces épisodes et de la divagation des chenaux dans les vallons.

L'évolution observée le long des talwegs aménagés permet d'identifier les mécanismes qui ont entraîné, à plusieurs reprises durant la première partie de l'Holocène, le dépérissement puis la mort des arbres qui occupaient le fond ou les flancs des vallons. Une différence essentielle doit cependant être notée : la sédimentation en arrière des aménagements est beaucoup plus rapide, et provoque la mort quasi instantanée des arbres situés dans le remblaiement.

4.4. CINÉMATIQUE

Depuis la fin de l'Alleröd jusqu'à l'Atlantique, les talwegs connaissent une tendance à la sédimentation alluviale selon un rythme très variable, qui peut apparaître relativement lent sur une longue durée. Mais cette tendance moyenne masque une réalité plus complexe que seules les analyses sédimentologiques des dépôts et l'étude dendrochronologique des bois subfossiles ont permis de déceler. La sédimentation alluviale s'est déroulée en fait selon un rythme irrégulier : des phases de stabilité des fonds de vallon - voire même de reprise d'incision linéaire - favorables au développement d'un couvert végétal arborescent de pins sylvestres centenaires alternent avec des périodes de crises détritiques. Durant les crises, des sédiments de crue se mettent en place, piégés dans la végétation arborescente développée dans le fond des talwegs. La sédimentation est assez rapide pour enfouir la base des arbres sur quelques centimètres à plus d'un mètre d'épaisseur, assurant ainsi une bonne conservation du bois. Associés vraisemblablement à un engorgement hydrique saisonnier, les sédiments provoquent la mort par asphyxie des pins sylvestres.

Les eaux de crue, essentiellement chargées en matériel fin, n'atteignent pas un niveau hydrodynamique suffisant pour déraciner les arbres. Les dépôts sont liés à des chenaux divagants, associés à des apports colluviaux près des versants. Ils sont essentiellement constitués de limons plus ou moins caillouteux d'origine locale fournis par les ravins latéraux. De la base au sommet, l'évolution des lithofaciès de chacune des nappes alluviales à troncs subfossiles témoigne des progrès de l'activité érosive sur les versants : décapage préalable de sols apparemment peu évolués (souligné par le taux de matière organique de la base des dépôts), puis apports limoneux et limono-caillouteux nourris par l'extension des ravinements dans le substratum marneux et marno-calcaire.

La présence de lits de charbons de bois et de quelques souches carbonisées suggère que des incendies ont affecté le bassin au cours des premiers millénaires de l'Holocène, contribuant vraisemblablement à favoriser les processus d'érosion sur les versants.

L'ensemble des données que nous venons de résumer permettent de définir les grandes étapes de l'évolution de la morphogenèse dans le bassin du Saignon :

1. Les nappes fluvioglaciaires et les moraines réputées rissiennes (carte géologique de Laragne, 1/50000) conservées sur les interfluves du bassin, montrent que l'ouverture de celui-ci est postérieure à la fin du Pléistocène moyen, et peut vraisemblablement être attribuée en grande partie à l'interglaciaire Riss-Würm. En contrebas des dépôts rissiens, des niveaux de glacis perchés sont attribués au Würm. Une phase importante d'incision des ravins a donc succédé à cette période. Reconnue dans l'ensemble de la Moyenne Durance et dans les Alpes du Sud, l'incision est rapportée à "l'Interstade tardiglaciaire Bölling-Alleröd" (JORDA M, 1993 ; ROSIQUE, 1996).

Dans le bassin du Saignon, les talwegs atteignent alors, dans différents secteurs de leur cours, le même niveau de creusement qu'actuellement. Cette observation s'applique

par ailleurs à l'ensemble des organismes hydrologiques affluents de la Durance. **A la fin de l'Alleröd** la tendance morphogenique s'inverse et les premiers dépôts alluviaux se mettent en place à l'aval du bassin, enfouissant un premier groupe de pins sylvestres. A l'amont du bassin, la tendance à l'incision se poursuit et contribue sans doute à nourrir l'alluvionnement du secteur aval.

2. Dans le bassin du Saignon, on ne dispose d'aucune donnée jusqu'à la fin du **Préboréal**. Dans les autres bassins de marnes noires de la Moyenne Durance, le Dryas récent est souvent caractérisé, en aval des bassins versants, par des dépôts caillouteux de faciès torrentiel. Le Préboréal connaît, comme dans le bassin du Saignon, un net ralentissement de la sédimentation alluviale (JORDA M, 1993 ; ROSIQUE, 1996).

3. Une période pluricentenale de stabilisation du fond du ravin principal et de développement d'une végétation arborescente de pins sylvestres caractérise la fin du **Préboréal.** Puis des dépôts caillouteux torrentiels, relayés par des séquences de crues sablo-limoneuses, le tout mis en place par des chenaux divagants, enfouissent la base des pins. Les apports sédimentaires, ainsi que les conditions d'hydromorphie qui les accompagnent, empêchent l'oxygénation des racines et provoquent la mort des arbres après une longue période de dépérissement. Les analyses sédimentologiques suggèrent un ravinement des sols superficiels au début de la mise en place de cette nappe alluviale, puis l'extension des processus de ravinement dans le substrat marneux.

4. Cette phase de sédimentation s'interrompt au **Boréal**. Une nouvelle période de stabilisation pluricentenale est marquée par la présence de nombreuses souches d'arbres subfossiles. Ceux-ci meurent à leur tour par étouffement, enfouis dans des dépôts provenant de ravins latéraux. Ces dépôts se mettent en place, dans un premier temps, dans la zone aval du bassin, puis dans le secteur amont. La sédimentation présente un caractère alluvial dans l'axe d'écoulement des ravins principaux (séquences de crues organisées) et colluvial près des versants ou dans les ravins élémentaires. Les taux de sédimentation sont rapides, notamment au niveau des confluences. **C'est à cette époque que se met en place l'essentiel du volume détritique qui constitue les remblaiements holocènes.**

5. A l'amont du bassin, une phase d'incision ravine les dépôts du Boréal. Parallèlement, des pins sylvestres s'installent dans les vallons. **Au début de l'Atlantique,** ces arbres sont recouverts par une dernière nappe alluviale à caractère torrentiel.

6. Une reprise d'incision succède à cette phase plurimillénaire de sédimentation. Mais aucune donnée ne permet de dater avec précision le renversement de tendance. Il est possible néanmoins que la reprise d'incision ait débuté, comme ailleurs en Moyenne Durance, à la **fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal**.

Dans certains bassins versants sud-alpins, les remblaiements holocènes sont coiffés d'un ou plusieurs sols datés de la période atlantique. Dans le Saignon, aucune trace de pédogenèse n'est discernable dans la partie supérieure des remblaiements.

7. La tendance à l'incision ne semble pas remise en cause jusqu'au cours de la période historique durant laquelle une nappe alluviale grossière s'emboîte dans les remblaiements holocènes à l'aval du bassin versant. La granulométrie et l'hétérométrie des dépôts qui la constituent témoignent de conditions hydrodynamiques plus violentes que celles du début de l'Holocène, et dont l'efficacité a pu être amplifiée - outre les conditions climatiques et anthropiques que nous étudierons plus loin - par la concentration des écoulements dans un chenal plus étroit.

8. Aujourd'hui, à la suite des reboisements et de l'aménagement de seuils, les ravins connaissent une reprise de l'incision linéaire. Les talwegs dégagent les souches d'arbres subfossiles enfouies dans les dépôts des premiers millénaires de l'Holocène.

5. DISCUSSION : INTERPRÉTATION MORPHODYNAMIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE

5.1. RYTHMES DE LA MORPHOGENÈSE ALLUVIALE AU COURS DU PREMIER HOLOCÈNE DANS LES BASSINS DE "TERRES NOIRES" SUBALPINS.

L'ensemble des données morphosédimentaires et dendrochronologiques souligne l'irrégulatité des rythmes de la sédimentation au cours des premiers millénaires de l'Holocène :

- Le phénomène d'aggradation des fonds alluviaux s'amorce à l'aval du bassin versant à la fin de l'Alleröd (crise du Dryas récent). Le Préboréal connaît un ralentissement voire plus probablement un arrêt de la sédimentation alluviale. Le Boréal, puis dans une moindre mesure le début de l'Atlantique, sont les périodes d'alluvionnement intense des talwegs.

On rejoint là les conclusions des travaux de ROSIQUE (1996) et de GAUTIER (1992) dans les affluents du Buëch. La réplication du même schéma d'évolution dans différents bassins de la Moyenne Durance transcende les particulatismes locaux, et souligne le rôle des paramètres bioclimatiques dans l'évolution de la morphologie fluviale au cours de la première moitié de l'Holocène.

- L'étude dendrogéomorphologique du bassin du Saignon a permis, de plus, de reconnaître plusieurs nappes alluviales témoignant de la récurrence de crises érosives et détritiques, alternant avec des périodes de stabilité et/ou de reprise d'incision des talwegs. Le déclenchement des crises morphosédimentaires ne peut être lié qu'à des oscillations de la variable climatique, pluviométrique en particulier. Le rôle spécifique de ce paramètre sera abordé plus globalement dans le dernier chapitre de cette étude (chapitre 4).

5.2. Couvert végétal et pédogenèse dans les vallons au début de l'Holocène.

La détermination spécifique des arbres subfossiles du Saignon, ainsi que ceux des autres gisements en Moyenne Durance (ARCHAMBAULT, 1968, 1969 ; DELIBRIAS *et al.*, 1984 ; GAUTIER, 1992 ; ROSIQUE, 1996) a montré que tous les spécimens appartiennent à l'espèce *Pinus silvestris*. Ce résultat est surprenant pour une période où les études palynologiques montrent à ces altitudes l'essor des espèces caducifoliées et forestières. De plus, les arbres du Saignon sont situés en fond de vallon, en bordure de talwegs, où on s'attendrait à trouver des espèces hygrophiles, constituant une ripisylve.

Rappelons enfin que les dépôts associés aux arbres subfossiles ne témoignent pas d'une évolution pédologique très affirmée. Dans les affluents du Buech, ROSIQUE (1996) parvient à la même conclusion.

Ainsi, les bassins de marnes noires semblent avoir connu, au cours des premiers millénaires de l'Holocène, des conditions paléoécologiques spécifiques soulignées par une évolution du couvert végétal beaucoup moins diversifiée qu'à l'échelle régionale.

L'omniprésence des pins sylvestres dans les dépôts holocènes a été discutée par ROSIQUE (1996) qui l'explique par le caractère pionnier de l'espèce et par "sa capacité à s'adapter à des situations très contraignantes" : substrat marneux ou formations superficielles stériles dépourvues de couverture pédologique, apports détritiques importants constituant un obstacle à une diversification des peuplements forestiers. L'étude du site du Saignon permet de préciser ces arguments et fournit des éléments d'explication supplémentaires.

Le pin sylvestre est effectivement une espèce pionnière capable de conquérir des biotopes aux conditions édaphiques peu évoluées. Tel est le cas des secteurs marneux, très sensibles à l'érosion et qui n'autorisent en outre qu'un faible stokage de l'eau. Les Pins sylvestres, à l'inverse des Chênes pubescents, sont capables de résister à la sécheresse estivale grâce à une régulation stomatique efficace et précoce" (TESSIER, 1986). Le Pin sylvestre peut ainsi constituer un peuplement "durablement pionnier" lorsque les conditions édaphiques ne favorisent pas une évolution du biotope. On peut comprendre ainsi que d'autres essences, plus exigeantes, ne s'installent pas.

Dans le bassin du Saignon, la répartition des souches subfossiles montre que les peuplements de Pins dans les fonds de vallons étaient assez denses. Ce résultat diverge des observations effectuées dans les affluents du Buëch qui suggèrent une occupation des fonds de talwegs par des prairies piquetées de pins (ROSIQUE, 1996). Il apparaît ainsi que des disparités existent entre les différents secteurs. Dans le bassin du Saignon la densité de boisement et la médiocrité des sols ont pu empêcher l'installation d'autres espèces. Cette situation est comparable à celle des boisements de Pins noirs plantés il y a un siècle environ par les Services des Eaux et Forêts. Sous ces peuplements, les espèces de la chênaie ne se développent pas. Des éclaircies artificielles doivent être pratiquées pour favoriser leur installation, la régénération et la diversification de la forêt.

La nature du substrat, l'intense activité érosive et les fortes valeurs de pentes sont ainsi des facteurs naturellement peu favorables au développement d'une pédogenèse et

à l'évolution de la végétation. La dynamique bio-pédologique est sans doute plus lente dans ces biotopes de marnes noires que dans d'autres bassins au contexte plus favorable. Il apparaît d'autre part que les phases de stabilité morphologique des fonds de vallon au début de l'Holocène ne semblent pas avoir eu une durée suffisante pour qu'une dynamique végétale et pédologique évoluée ait eu le temps de se développer. A l'heure actuelle dans les bassins de marnes noires sud-alpins, les espèces caractéristiques de la chênaie pubescente ne s'installent que dans des secteurs stabilisés depuis plus d'un siècle (présence d'une pelouse par exemple).

Enfin, les courbes dendrochronologiques des arbres subfossiles suggèrent des changements soudains des conditions du biotope. Ce dernier devient brutalement défavorable à la croissance et à la régénération du couvert forestier, bien que les arbres survivent encore plusieurs dizaines d'années. On a vu que des apports hydriques et détritiques importants semblent responsables de cette évolution.

La couverture végétale des versants ?

Peu de données permettent de préciser la nature et la densité de la couverture végétale en dehors des fonds de vallons. Les apports sédimentaires importants au cours de la première partie de l'Holocène témoignent de la permanence sur les versants de vastes zones dénudées dans le substrat dans lesquelles des ravinements (bad lands) peuvent se développer. Par ailleurs, des prélèvements en vue du analyse anthracologique ont été effectués récemment dans la partie sommitale du remblaiement holocènes en amont de la coupe 4 (**Figure 48**). Les premières observations de ces échantillons révèlent la présence de charbons de Pin sylvestre en grande quantité et de Chêne pubescent (VALLAURI, communication orale).

Ces conclusions rejoignent les observations qui ont été faites par les auteurs dans les autres bassins marneux de la Moyenne Durance (Buëch notamment). Les études paléobiologiques (anthracologie) montrent la persistance d'un couvert forestier ouvert, constitué de peuplements "pré-forestiers" dominés par les Pins (*Pinus silvestris*). Localement, dans des secteurs aux conditions morphologiques et édaphiques favorables (replats, expositions d'ubac, couvertures pédologiques héritées...), des espèces de la chênaie pubescente ont pu se développer (ROSIQUE, 1996). Le bassin du Saignon a dû connaître une évolution identique. A l'heure actuelle, les interfluves, coiffés par des lambeaux de nappes fluvio-glaciaires et de moraines pléistocènes, sont occupés par la chênaie pubescente et la hêtraie.

Il est possible que la conquête de la végétation se soit amorcée dans les fonds de vallons dont les conditions de biotopes étaient les plus favorables (pentes faibles, formations superficielles meubles, humidité), alors que les versants étaient encore largement dénudés.

Ces résultats diffèrent sensiblement des conclusions des palynologues évoquées précédemment qui montrent en Moyenne Durance une conquête de la chênaie pubescente et des sapinières au cours du Boréal et de l'Atlantique. Mais on sait que les analyses palynologiques fournissent avant tout une image régionale de la végétation. Par ailleurs, le seul diagramme pollinique dont nous disposons à basse altitude en Moyenne Durance est celui de la tourbière de Pelléautier (au sud de Gap) (BEAULIEU, 1977) où le développement et la diversification précoce précoce de la végétation ne

sont sans doute pas étrangers à la présence de vastes replats glaciaires drapés de moraines.

Ainsi, les données paléobiologiques fournies par les bassins de marnes noires révèlent l'originalité de ces milieux très particuliers, mobiles, instables, caractérisés par la persistance de zones en érosion (ravinements) et dans lesquels la dynamique végétale et la pédogenèse ne sont pas parvenu à atteindre leur plein développement.

Ainsi, la présence à divers moments d'une végétation assez dense dans les fonds de vallons a joué un rôle important dans l'évolution de la morphogenèse alluviale dans le bassin du Saignon,

Les phases de développement d'une couverture végétale arborescente ont été contemporaines d'une tendance plus ou moins affirmée à la reprise de l'incision des talwegs. C'est notammant le cas au début de l'Atlantique. En revanche, lors des périodes de crise érosive, cette même végétation a constitué un obstacle à l'évacuation du matériel sédimentaire vers l'aval.

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 58 63
FAX. (33) 76 87 82 43

CHAPITRE 2

L'ÉVOLUTION DU DÉTRITISME ALLUVIAL HOLOCÈNE : DU MILIEU NATUREL AU MILIEU ANTHROPISÉ.

INTRODUCTION

Le premier chapitre a permis de préciser les modalités de l'évolution du détritisme alluvial et de la morphogenèse dans les bassins de marnes noires au cours de la première moitié de l'Holocène, sous l'influence quasi-exclusive des paramètres naturels et en particulier du climat. A partir du Néolithique, les premières communautés paysannes s'installent dans les Alpes du Sud. La pression anthropique, qui demeure faible jusqu'à la Protohistoire, s'accentue à l'Age du Fer et s'accompagne d'une première phase importante de mise en valeur agro-silvo-pastorale. Dès lors se succèdent des phases d'emprise et de déprise du milieu montagnard durancien en relation avec les fluctuations démographiques, économiques et les mutations des modes de mise en valeur.

L'objectif de ce second chapitre est d'analyser l'influence progressive de ces nouveaux systèmes de causalité sur l'évolution des environnements alluviaux Deux exemples de milieux aux contextes lithostructuraux, morphoclimatiques et anthropiques sensiblement différents sont étudiés :

- La synthèse des travaux effectués dans la vallée de l'Ubaye éclaire l'évolution du détritisme alluvial holocène dans les bassins marneux de la zone intra-alpine. Les données dont on dispose dans le bassin de Barcelonnette permettent d'envisager la dynamique des organismes affluents de l'Ubaye en relation avec une intervention des sociétés montagnardes assez tardive et originale dans son déroulement.

- Située à l'aval de Sisteron, en rive gauche de la Durance, la basse vallée du Vançon livre des données sur l'évolution du détritisme alluvial holocène dans un contexte plus précocement anthropisé et éclaire, du moins localement, les modalités du transit sédimentaire des apports fluviatiles latéraux jusqu'à la Durance.

Avant d'analyser ces deux exemples de référence, il convient de rappeler sommairement et selon les auteurs, les grandes tendances de l'évolution morphogénique sud-alpine qui a suivi la période atlantique (JORDA M., 1980a, 1993 ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996 ; BOREL *et al.*, 1984)

La première partie de l'Holocène s'achève par un ou plusieurs épisodes de pédogenèse contemporains de "l'optimum bioclimatique" atlantique des auteurs. La seconde partie de l'Holocène débute par la présence **d'apports caillouteux colluviaux, datés de la fin de l'Atlantique et du début du Subboréal, qui tronquent ou enfouissent les paléosols** et mettent un terme à la sédimentation limoneuse. Cette évolution est suivie au Subboréal d'une **reprise d'incision verticale des talwegs et d'une recrudescence des ravinements sur les versants**.

La tendance à l'incision est relayée, durant la seconde partie du Subboréal, **par une reprise de la sédimentation à caractère torrentiel**. Plusieurs nappes alluviales caillouteuses ou laves torrentielles se superposent ou s'emboîtent. Cette évolution est notamment responsable de l'élaboration de **grands cônes de déjection** que la tradition attribue, souvent à tort, uniquement à la période historique. Trois crises détritiques majeures sont mises en évidence.

Chapitre 2 : L'évolution du détritisme alluvial holocène : du milieu naturel au milieu anthropisé. - 144 -

INTRODUCTION

Le premier chapitre a permis de préciser les modalités de l'évolution du détritisme alluvial et de la morphogenèse dans les bassins de marnes noires au cours de la première moitié de l'Holocène, sous l'influence quasi-exclusive des paramètres naturels et en particulier du climat. A partir du Néolithique, les premières communautés paysannes s'installent dans les Alpes du Sud. La pression anthropique, qui demeure faible jusqu'à la Protohistoire, s'accentue à l'Age du Fer et s'accompagne d'une première phase importante de mise en valeur agro-silvo-pastorale. Dès lors se succèdent des phases d'emprise et de déprise du milieu montagnard durancien en relation avec les fluctuations démographiques, économiques et les mutations des modes de mise en valeur.

L'objectif de ce second chapitre est d'analyser l'influence progressive de ces nouveaux systèmes de causalité sur l'évolution des environnements alluviaux Deux exemples de milieux aux contextes lithostructuraux, morphoclimatiques et anthropiques sensiblement différents sont étudiés :

- La synthèse des travaux effectués dans la vallée de l'Ubaye éclaire l'évolution du détritisme alluvial holocène dans les bassins marneux de la zone intra-alpine. Les données dont on dispose dans le bassin de Barcelonnette permettent d'envisager la dynamique des organismes affluents de l'Ubaye en relation avec une intervention des sociétés montagnardes assez tardive et originale dans son déroulement.

- Située à l'aval de Sisteron, en rive gauche de la Durance, la basse vallée du Vançon livre des données sur l'évolution du détritisme alluvial holocène dans un contexte plus précocement anthropisé et éclaire, du moins localement, les modalités du transit sédimentaire des apports fluviatiles latéraux jusqu'à la Durance.

Avant d'analyser ces deux exemples de référence, il convient de rappeler sommairement et selon les auteurs, les grandes tendances de l'évolution morphogénique sud-alpine qui a suivi la période atlantique (JORDA M., 1980a, 1993 ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996 ; BOREL *et al.*, 1984)

La première partie de l'Holocène s'achève par un ou plusieurs épisodes de pédogenèse contemporains de "l'optimum bioclimatique" atlantique des auteurs. La seconde partie de l'Holocène débute par la présence **d'apports caillouteux colluviaux, datés de la fin de l'Atlantique et du début du Subboréal, qui tronquent ou enfouissent les paléosols** et mettent un terme à la sédimentation limoneuse. Cette évolution est suivie au Subboréal d'une **reprise d'incision verticale des talwegs et d'une recrudescence des ravinements sur les versants**.

La tendance à l'incision est relayée, durant la seconde partie du Subboréal, **par une reprise de la sédimentation à caractère torrentiel**. Plusieurs nappes alluviales caillouteuses ou laves torrentielles se superposent ou s'emboîtent. Cette évolution est notamment responsable de l'élaboration de **grands cônes de déjection** que la tradition attribue, souvent à tort, uniquement à la période historique. Trois crises détritiques majeures sont mises en évidence.

INTRODUCTION

Le premier chapitre a permis de préciser les modalités de l'évolution du détritisme alluvial et de la morphogenèse dans les bassins de marnes noires au cours de la première moitié de l'Holocène, sous l'influence quasi-exclusive des paramètres naturels et en particulier du climat. A partir du Néolithique, les premières communautés paysannes s'installent dans les Alpes du Sud. La pression anthropique, qui demeure faible jusqu'à la Protohistoire, s'accentue à l'Age du Fer et s'accompagne d'une première phase importante de mise en valeur agro-silvo-pastorale. Dès lors se succèdent des phases d'emprise et de déprise du milieu montagnard durancien en relation avec les fluctuations démographiques, économiques et les mutations des modes de mise en valeur.

L'objectif de ce second chapitre est d'analyser l'influence progressive de ces nouveaux systèmes de causalité sur l'évolution des environnements alluviaux Deux exemples de milieux aux contextes lithostructuraux, morphoclimatiques et anthropiques sensiblement différents sont étudiés :

- La synthèse des travaux effectués dans la vallée de l'Ubaye éclaire l'évolution du détritisme alluvial holocène dans les bassins marneux de la zone intra-alpine. Les données dont on dispose dans le bassin de Barcelonnette permettent d'envisager la dynamique des organismes affluents de l'Ubaye en relation avec une intervention des sociétés montagnardes assez tardive et originale dans son déroulement.

- Située à l'aval de Sisteron, en rive gauche de la Durance, la basse vallée du Vançon livre des données sur l'évolution du détritisme alluvial holocène dans un contexte plus précocement anthropisé et éclaire, du moins localement, les modalités du transit sédimentaire des apports fluviatiles latéraux jusqu'à la Durance.

Avant d'analyser ces deux exemples de référence, il convient de rappeler sommairement et selon les auteurs, les grandes tendances de l'évolution morphogénique sud-alpine qui a suivi la période atlantique (JORDA M., 1980a, 1993 ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996 ; BOREL *et al.*, 1984)

La première partie de l'Holocène s'achève par un ou plusieurs épisodes de pédogenèse contemporains de "l'optimum bioclimatique" atlantique des auteurs. La seconde partie de l'Holocène débute par la présence **d'apports caillouteux colluviaux, datés de la fin de l'Atlantique et du début du Subboréal, qui tronquent ou enfouissent les paléosols** et mettent un terme à la sédimentation limoneuse. Cette évolution est suivie au Subboréal d'une **reprise d'incision verticale des talwegs et d'une recrudescence des ravinements sur les versants**.

La tendance à l'incision est relayée, durant la seconde partie du Subboréal, **par une reprise de la sédimentation à caractère torrentiel**. Plusieurs nappes alluviales caillouteuses ou laves torrentielles se superposent ou s'emboîtent. Cette évolution est notamment responsable de l'élaboration de **grands cônes de déjection** que la tradition attribue, souvent à tort, uniquement à la période historique. Trois crises détritiques majeures sont mises en évidence.

1. L'ÉVOLUTION DE LA MORPHOGENÈSE FLUVIALE HOLOCÈNE EN ZONE INTRA-ALPINE : L'EXEMPLE DU BASSIN DE BARCELONNETTE (VALLÉE DE L'UBAYE).

La vallée intra-alpine de l'Ubaye, d'axe est-ouest, s'étend sur près de 80 kilomètres entre la frontière italienne et le lac de Serre-Ponçon (**Figure 67**). Au coeur de cette vaste unité s'individualise le bassin de Barcelonnette, ceinturé par des crêtes de flyschs culminant à 2500 ou 3000 m et fermé en aval par le verrou glaciaire de Méolans.

Les versants et les fonds alluviaux sont associés à des dépôts postglaciaires d'une grande diversité d'origine et de faciès. Leur analyse sédimentologique et stratigraphique étayée par de nombreuses datations 14C et les données palynologiques locales ont permis de restituer les grandes étapes de l'évolution bio-morpho-climatique (JORDA M, 1980a ; 1985 ; 1987 ; MULLER *et al.* 1991 : BALLANDRAS, 1997). La présence de vestiges archéologiques dont l'inventaire a été révisé il y a quelques années (MULLER et JORDA M, 1990) éclaire les modalités du peuplement et de la mise en valeur antérieurs au Moyen Age.

1.1. UN MILIEU MONTAGNARD INTRA-ALPIN MÉRIDIONAL

Largement ouvert dans les marnes noires jurassiques, le bassin de Barcelonnette est bordé de versants à fortes pentes marqués par l'ampleur des ravinements et les phénomènes de glissement de terrain dont les manifestations historiques sont nombreuses (glissement de la Valette, en 1982, GERARD et RUIZ, 1990). Mais l'Ubaye est aussi la terre d'élection de grands torrents à laves qui ont accumulé de puissants cônes de déjection, notamment au pied des versants d'adret.

L'agressivité du contexte climatique méditerranéen et montagnard est favorable à l'activité érosive. La continentalité intra-alpine est à l'origine de précipitations d'été orageuses, responsables du déclenchement de nombreux mouvements de masse et de laves torrentielles. L'alternance des cycles gel/dégel favorisés, notamment en versant d'adret, par de fortes amplitudes thermiques, accélère la météorisation des roches qui fournit une charge abondante aux organismes fluviaux.

Les paysages bioclimatiques s'organisent depuis l'étage collinéen dans le fond de la vallée jusqu'à l'étage alpin. La végétation est largement dominée par les résineux, du fait des reboisements du siècle dernier (mélèze, pin noir d'Autriche) et d'une reconquête végétale spontanée des terrains agricoles abandonnés (pin sylvestre notamment). La répartition des essences et la densité des peuplements sont fortement influencées par l'exposition des versants : le versant d'adret, sur lequel l'occupation humaine est ancienne et qui porte encore des terrains cultivés dans l'étage montagnard, est couvert

d'espèces de lumière (mélèzes et pins) ; l'ubac est boisé de forêts plus denses de pins et de mélèzes auxquels se mèlent l'épicéa ou le sapin.

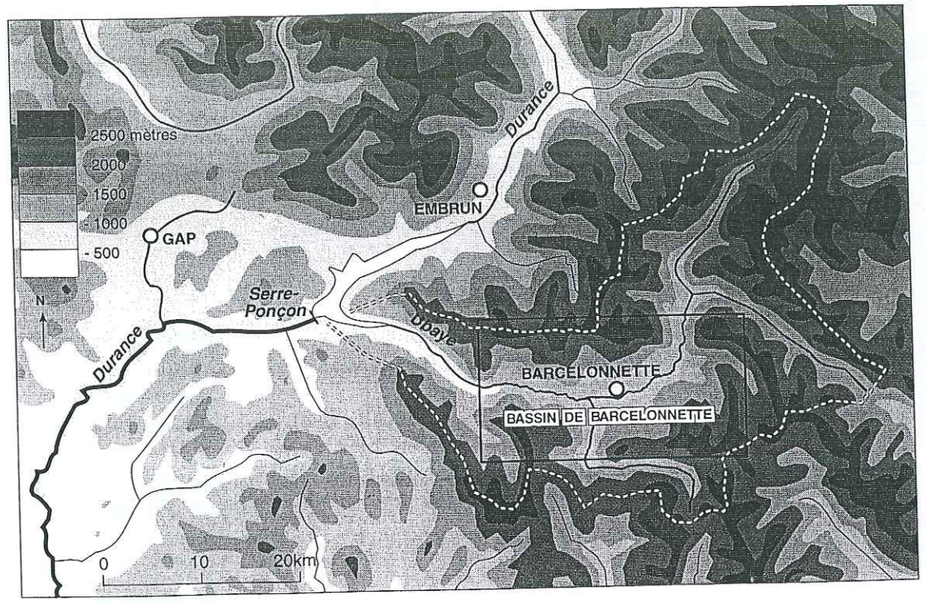


Figure 67 : Le bassin de Barcelonnette : localisation.

Le contexte litho-structural et les héritages géomorphologiques de la période quaternaire sont favorables à l'instabilité chronique des pentes.

L'érosion a ouvert le bassin de Barcelonnette en fenêtre en éventrant les flyschs des nappes allochtones d'origine pennique jusqu'aux marnes noires dauphinoises autochtones (**Figure 68**). La superposition de ces deux ensembles s'exprime clairement dans le paysage lithostructural voire même les modelés du bassin :

- les crêts et la partie haute des versants échancrés par les anciens cirques glaciaires ou les bassins de réception torrentiels sont façonnés dans la série homogène du flysch à Helminthoïdes (alternance de bancs calcaires, gréseux et schisteux). La base de ces versants de flysch monotones, drapés d'éboulis, est jalonnée vers 2000 m d'altitude d'écailles calcaires (nappes subbriançonnaises) qui surmontent directement les "terres noires". Ces écailles, peu apparentes au nord du bassin, forment au contraire les plus hauts sommets au sud de Barcelonnette, en rive gauche de l'Ubaye (Chapeau de Gendarme, Grande et Petite Séolanne).

- mais l'essentiel du bassin est ouvert dans les marnes noires schisteuses jurassiques autochtones dont l'épaisseur atteint plusieurs centaines de mètres. Imperméables, altérables et extrêmement sensibles aux processus d'érosion, les marnes ont fourni au cours du Quaternaire une abondante matrice fine aux dépôts glaciaires et aux laves torrentielles.

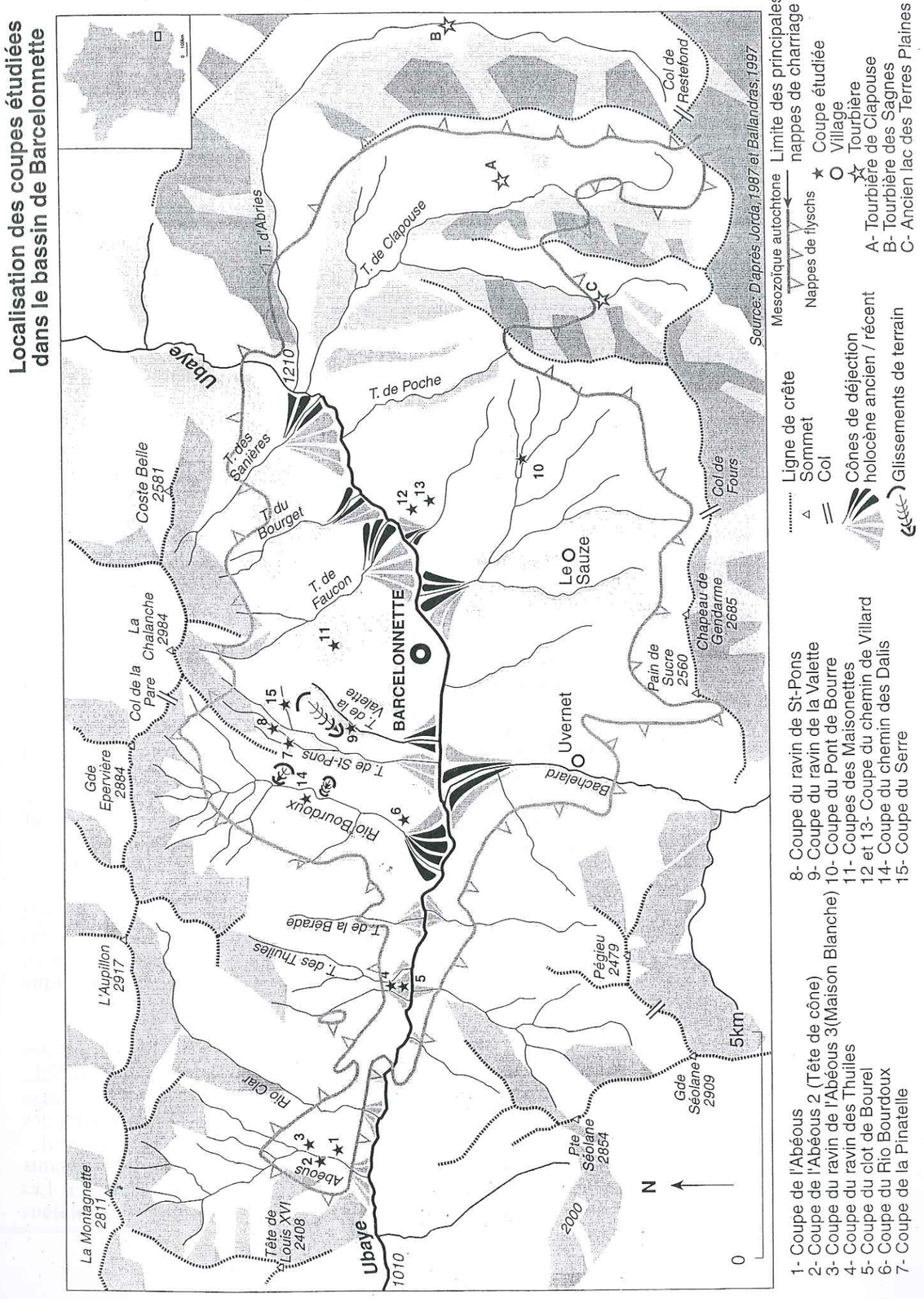


Figure 68 : Le bassin de Barcelonnette : contexte lithostructural et localisation des coupes étudiées.

Au cours de la période würmienne, le bassin a été occupé par le glacier de l'Ubaye qui recevait latéralement des langues de glace affluentes (Abriès, Clapouse, Bachelard) JORDA (1980b, 1983). La morphologie des paysages est fortement marquée par l'empreinte glaciaire (vallée glaciaire, gradins étagés). En se retirant, le glacier a abandonné sur les versants et dans les vallées des dépôts morainiques, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires qui fossilisent une paléo-topographie différenciée. Reposant sur les marnes imperméables, ces dépôts, riches en matrice fine, contribuent à l'instabilité des pentes et constituent un stock détritique facilement mobilisable par les torrents.

1.2. L'HISTOIRE BIOCLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE HOLOCÈNE.

L'évolution holocène de la végétation de la région de Barcelonnette est connue à travers les diagrammes polliniques des tourbières de Clapouse (WEGMULLER, 1977) et des Terres Plaines (DIJKSTRA *et al.*, 1990) (**Figure 68**). Elle se divise en deux phases : du Tardiglaciaire à la fin de l'Atlantique, l'évolution du couvert végétal obéit à une dynamique naturele ; à partir du Subboréal, la végétation enregistre peu à peu l'impact de l'anthropisation.

Les diagrammes mettent en évidence une reconquête forestière qui démarre dès la fin du Bölling et qui est assez peu affectée, sauf en altitude, par la crise froide du Dryas récent. La couverture forestière est caractérisée par la prospérité des pineraies jusqu'au coeur de la période atlantique, bien que la chênaie se développe dès le Boréal à la base de l'étage montagnard. L'apparition des pollens de sapins à la fin du Boréal suggère un accroissement de l'humidité. Toutefois, le développement modeste et tardif de la sapinière souligne la xéricité qui affecte, comme aujourd'hui, la vallée de l'Ubaye et plus globalement la zone intra-alpine. "L'optimum bioclimatique" atlantique est marqué par le développement des espèces de la chênaie pubescente à l'étage collinéen, l'essor relatif des sapinières à l'étage montagnard et une montée de la limite forestière qui atteint son apogée postglaciaire.

La dispersion et la rareté des découvertes archéologiques (haches polies) soulignent le caractère discret de la présence humaine au **Néolithique** (**Figure 69**). Les premières traces d'occupation humaine sont suggérées par la présence de débris charbonneux dans les sols et les dépôts alluviaux et colluviaux à partir de la période Atlantique (occupation temporaire, transhumance primitive... MULLER et JORDA M, 1990).

A partir du **Subboréal,** une régression du sapin et l'appartition du hêtre suggèrent des modifications du paramètre climatique reconnues à l'échelle européenne (FRENZEL, 1966, 1979). Observons cependant que le développement du hêtre dans l'étage montagnard au cours du Subboréal est aussi souvent considéré par les palynologues comme une conséquence de l'anthropisation croissante.

Les premières populations sédentaires s'installent à l'**Age du Bronze** sur les versants d'adret, à l'écart des fonds alluviaux (MULLER, 1991 ; MULLER *et al.*, 1991). Les diagrammes polliniques enregistrent à cette époque une augmentation des pollens

d'herbacées (en particulier des plantains, des graminées et des armoises), un recul du pin cembro en altitude.

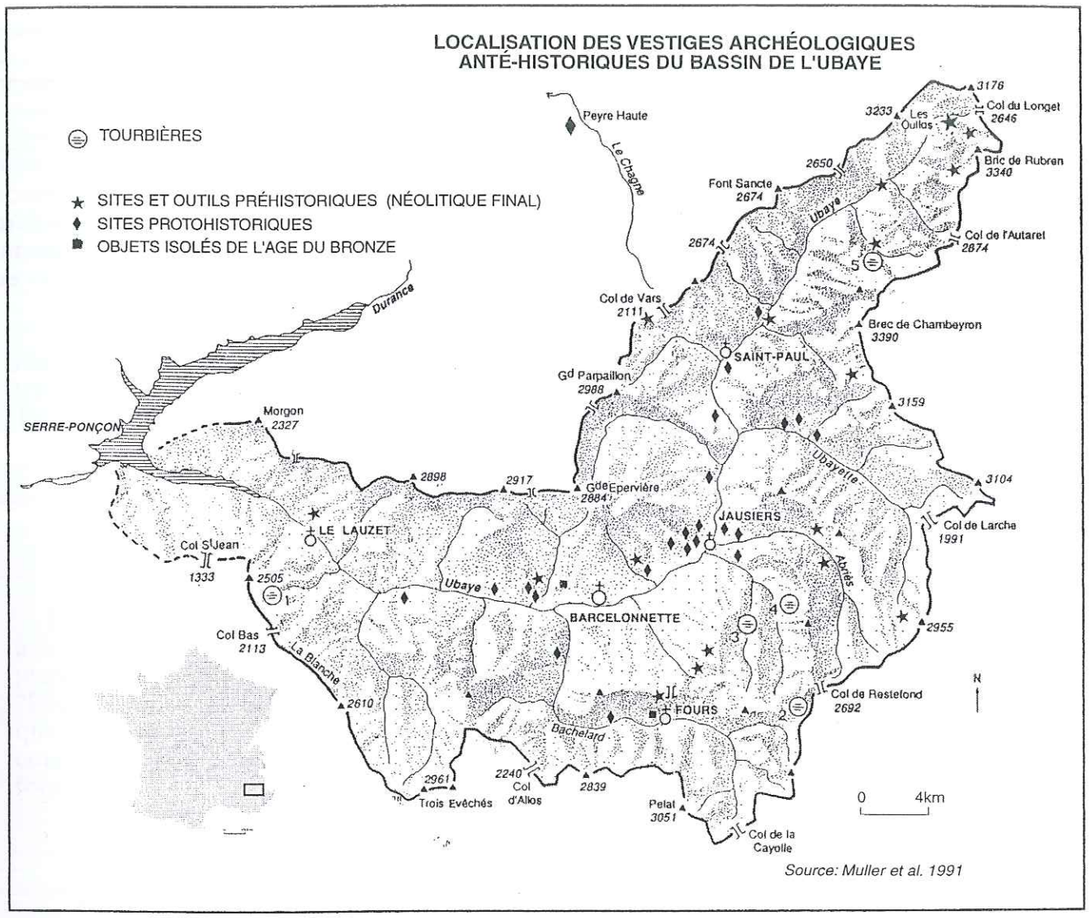


Figure 69 : Localisation des vestiges archéologiques anté-historiques du bassin de l'Ubaye.

La pression anthropique s'accentue à l'**Age du Fer**. Le nombre important de découvertes archéologiques (COURTOIS, 1961 ; 1976) est à relier avec les défrichements désormais clairement marqués dans les diagrammes polliniques (régression du pin cembro en altitude et du sapin dans l'étage montagnard, développement des herbacées et plus globalement abaissement de la limite supérieure de la forêt subalpine).

Au cours de la **période romaine,** les populations s'installent et cultivent le fond de la vallée ; en altitude, la pression anthropique sur la végétation est plus difficile à apprécier.

En revanche, le **Moyen Age** correspond à une importante phase de défrichements liée ici à une augmentation de la pression démographique et une intensification des activités agro-pastorales. L'état du couvert forestier, fortement dégradé est, dès lors, certainement assez proche de celui qui a été décrit au cours des Temps Modernes.

Après une période de déprise rurale à la fin du XIVe siècle (troubles socio-économiques, épidémies de peste noire), la pression démographique s'accroît à nouveau au cours des **Temps Modernes** jusqu'à atteindre un maximum au début du **XIXe siècle** (BARATIER, 1961).

A partir de la seconde moitié du XIXe siècle, la vallée de l'Ubaye connaît, comme l'ensemble des Alpes du Sud (DE REPARAZ, 1987), le début du phénomène d'exode rural. La rétraction des activités agro-pastorales permet une reconquête forestière spontanée des terroirs abandonnés (pins, mélèzes), et facilite l'entreprise de reboisement menée, dès les années 1860, par les services de la Restauration des Terrains en Montagne (RTM).

1.3. LES ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES POSTGLACIAIRES.

De nombreuses coupes contenant des vestiges paléo-biologiques datés radiométriquement ont été étudiées dans le bassin de Barcelonnette (**Figure 68**). Une partie d'entre elles sont situées dans les torrents, soit dans les cônes de déjection (n° 1 à 10), secteurs d'accumulation où les renversements de tendance (aggradation/incision) sont généralement bien individualisés, soit dans les berges et les terrasses qui bordent les talwegs. D'autres coupes (n°11 à 15), situées sur les gradins glaciaires ou dans les formations de pente colluviales, renseignent plutôt sur l'évolution morphogénique des versants.

Les résultats sont ici présentés de façon synthétique. La description des coupes, réalisée sur les figures, n'est pas reprise dans le texte. Leur analyse est détaillée dans les travaux de JORDA M, 1985, 1987 ; MULLER et JORDA M, 1990 ; GERARD et RUIZ, 1990 ; BALLANDRAS et NEVIERE, 1991 ; BALLANDRAS, 1997.

1.3.1. LES DÉPÔTS ALLUVIAUX.

Les torrents du bassin de Barcelonnette ont construit de puissants cônes de déjection à leur confluence avec l'Ubaye. Chaque torrent possède généralement deux cônes. Le premier, le plus épais, appartient à la première partie de l'Holocène. Il correspond au "Remblaiement Holocène Principal" (JORDA M, 1980a). Le second, emboîté de quelques mètres, fonctionne lors de la seconde partie de l'Holocène, et notamment au cours de la période historique. Actuellement, la tendance générale est à l'incision de ces formations.

1.3.1.1. Les dépôts du premier Holocène.

Les dépôts possèdent une épaisseur très importante, pouvant atteindre une dizaine de mètres (**Figure 70**).

On observe une évolution verticale des lithofaciès :

- La partie inférieure des stratigraphies est constituée de sédiments à faciès torrentiel datés du Boréal (torrent des Thuiles, de la Valette), et du début de l'Atlantique (torrent de Boure et de la Valette).
- Au dessus, des sédiments généralement plus fins, limoneux, présentent des traces d'hydromorphie et de gleyfication et comprennent des débris végétaux et des charbons de bois datés de la période atlantique (torrents du Riou Bourdoux et de l'Abéous) ou de la charnière Atlantique/Subboréal (torrent de l'Abéous, ravin de Saint-Pons, coupes du Pont de Bourre et du clot de Bourel). Des dépôts de tufs dans les torrents des Thuiles et de la Valette sont attribués à cette même période.

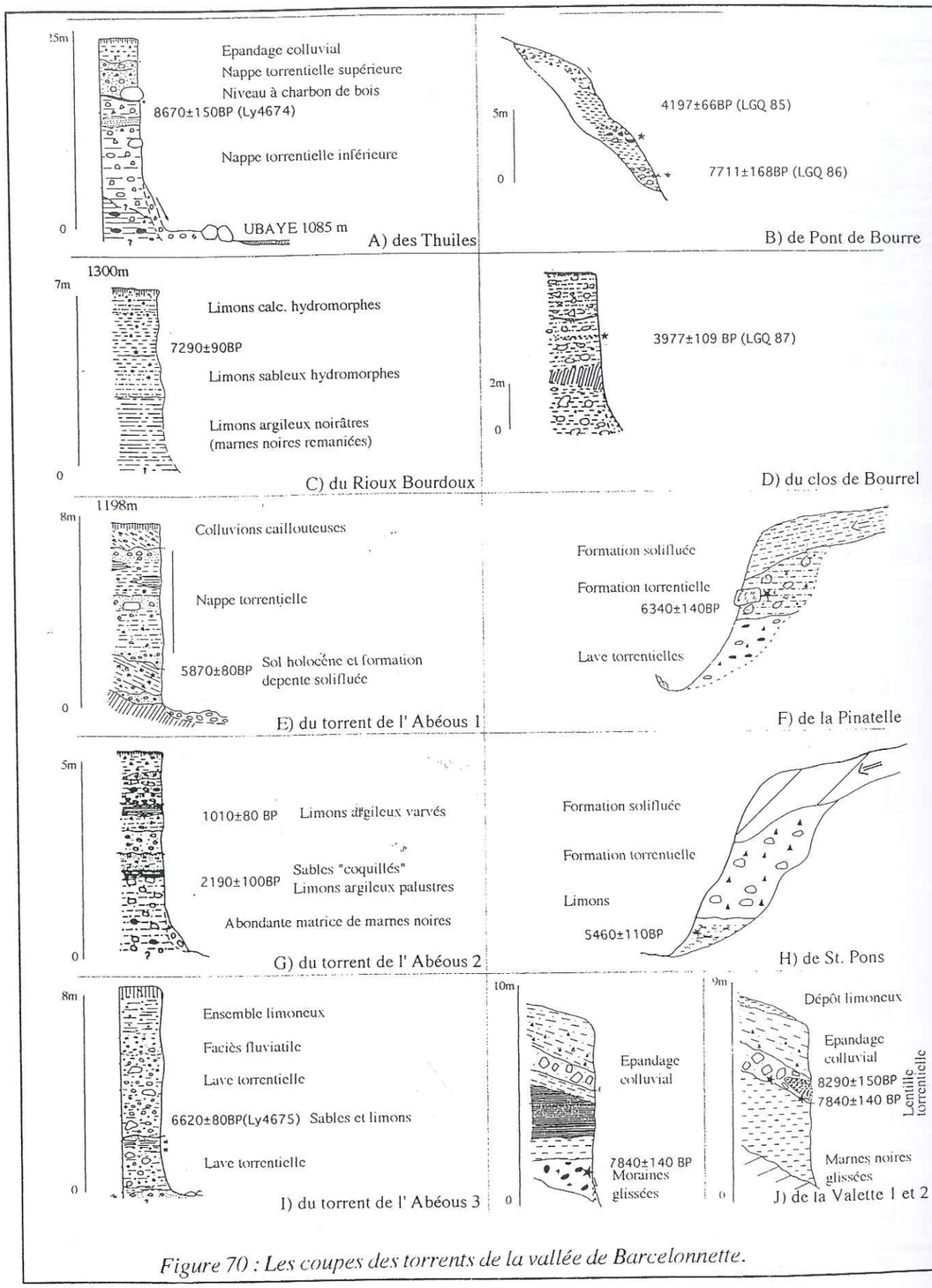


Figure 70 : Les coupes des torrents de la vallée de Barcelonnette.

- Au delà de ce schéma général, il apparaît cependant que chaque ravin possède une évolution particulière, caractérisée par des phases récurrentes de torrentialité au cours des premiers millénaires de l'Holocène. C'est ainsi que le ravin de l'Abéous et celui de la Pinatelle enregistrent une crise torrentielle au milieu de l'Atlantique.

Au cours des premiers millénaires de l'Holocène, une phase de sédimentation affecte donc l'ensemble de la partie inférieure des bassins torrentiels. Elle est marquée non seulement dans les coupes des cônes de déjection mais également à l'amont le long des talwegs, comme le montrent les dépôts latéraux contenant des troncs d'arbres subfossiles des torrents de la Valette, de la Pinatelle et de l'Abeous.

Les torrents connaissent ensuite **une reprise de l'incision qui se situe globalement entre la fin de l'Atlantique** (coupe de la Maison blanche) **et le Subboréal** (torrent de Bourre). Cette phase ne semble pas débuter de façon synchrone dans tous les organismes affluents de l'Ubaye.

1.3.1.2. Les dépôts du second Holocène.

Les cônes de déjection emboîtés dans les dépôts du premier Holocène sont constitués de plusieurs nappes torrentielles superposées (Rioux Bourdoux) ou, plus rarement, emboîtées (cône de l'Abéous). Ces nappes sont datées :

- de l'Age du Fer à l'apex du cône de l'Abéous (2190±200 BP),
- de l'Antiquité tardive pour le cône du torrent de Faucon où des dépôts torrentiels enfouissent des structures d'habitat du Ie siècle ap. JC et des sépultures datées de la fin de l'époque romaine sous le village de Faucon (MULLER et JORDA M, 1990),
- de la période historique récente (Temps Modernes et Epoque Contemporaine) au coeur du cône du Riou Bourdoux, où des niveaux de "terre arable" contenant des objets en fer (couteau et herminette), une borne gravée d'une croix, et des troncs d'arbres coupés ont été découverts, enfouis à plusieurs mètres de profondeur sous des niveaux torrentiels (ARNAUD, 1895). Selon cet auteur, la reprise de la torrentialité aurait débuté au milieu du XVe siècle (1451-1452), et se serait traduite par un exhaussement du cône ce qui aurait "obligé l'Ubaye à relever son lit". Il appuie son affirmation sur la découverte, à Barcelonnette, du sol de l'église des Dominicains construite au XVe siècle, à -3 m sous le niveau du XIXe siècle. Une autre conséquence de la tendance à l'aggradation du cône du Riou Bourdoux a été l'abandon progressif de plusieurs moulins au début du XVIIIe siècle. Au XIXe siècle, divers projets se préoccupent du drainage de la ville de Barcelonnette, fréquemment inondée par les eaux de l'Ubaye dont l'évacuation est bloquée par les apports des torrents latéraux.

1.3.2. LES FORMATIONS DE VERSANTS.

Les coupes des dépôts postglaciaires des versants (**Figure 71**) montrent toutes le même schéma d'évolution. Leur base est constituée généralement par du matériel morainique ou fluvio-glaciaire würmien, coiffé par un sol brun forestier enterré contenant des débris charbonneux datés de la période atlantique (coupe du Serre, des Dalis, du chemin de Villard). Les paléosols sont enfouis sous des formations caillouteuses, dont la partie supérieure contient des charbons de bois datés de la fin de l'Atlantique et du Subboréal (le Villard, les Dalis). Ces formations sont affectées pendant ou après leur mise en place par des phénomènes de solifluxion qui témoignent d'une déstabilisation des versants.

Le sommet des coupes est constitué par des formations colluviales portant les sols actuels.

1.4. INTERPRÉTATIONS

Les datations 14C des dépôts alluviaux de l'Ubaye montrent donc **qu'une longue période de sédimentation à caractère torrentiel débute antérieurement au Boréal** (torrent des Thuiles) **et se poursuit jusqu'à l'Atlantique.** Cette période est clairement identifiée, on l'a vu, dans le bassin du Saignon et la plupart des organismes fluviaux préalpins ("Remblaiement Holocène Principal", JORDA M, 1980a ; ROSIQUE, 1996). Au sein de cette période plurimillénaire, les organismes enregistrent deux phases de recrudescence de la torrentialité, au Boréal et à l'Atlantique. **Ces deux crises semblent être synchrones de celles que nous avons reconnues dans le bassin du Saignon**, bien que leur datation ici soit moins précise. Comme dans les Préalpes, les sédiments contemporains de ces crises détritiques sont associés à des troncs d'arbres subfossiles (pins sylvestres), qui **témoignent de périodes de relative stabilité morphogénique permettant l'installation d'un couvert arborescent antérieurement à la reprise de la torrentialité**.

Le sommet des coupes comporte généralement des dépôts à prédominance limoneuse ou limono-caillouteuse, datés de la fin de la période atlantique et qui témoignent d'une réduction des apports détritiques que l'on peut attribuer à une amélioration des conditions bioclimatiques (densification du couvert végétal sur les versants et dans les fonds). Les talwegs ne sont plus nourris que par du matériel fin piégé dans les ripisylves et connaissent des phénomènes d'engorgement que souligne le caractère hydromorphe des dépôts (JORDA M, 1980a, 1985, 1987).

La nature du couvert végétal dans les fonds des vallons n'est pas encore bien connue. A l'image d'aujourd'hui, on peut supposer qu'il s'agissait de broussailles denses piquetées de pins sylvestres et de genévriers que l'on retrouve sous la forme de bois subfossiles (glissement de terrain de la Valette). Il est vraisemblable que cette végétation diffère sensiblement des ripisylves des bassins affluents marneux des Préalpes composées de bouquets denses de pins sylvestres et de prairies humides (voir chapitre 1).

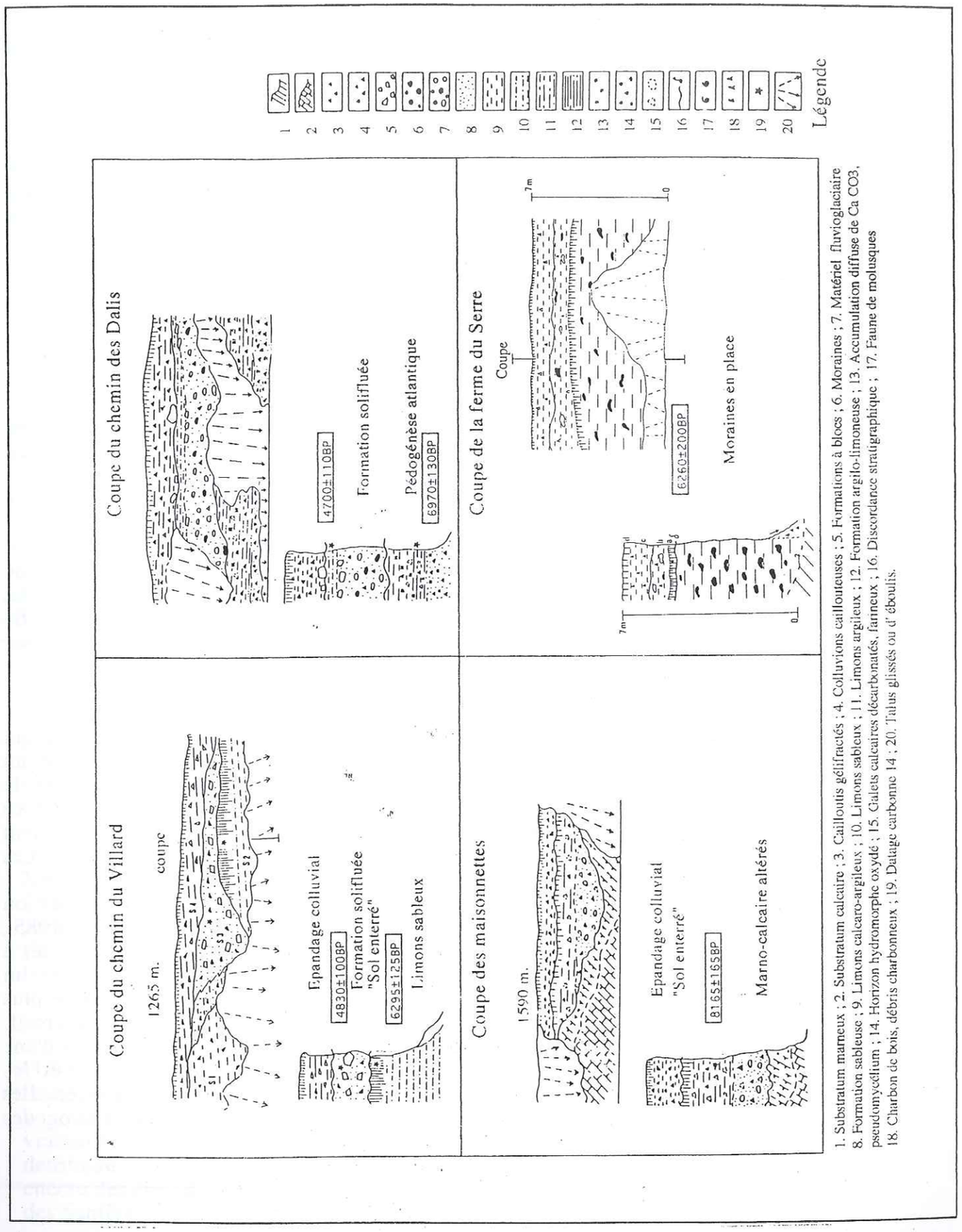


Figure 71 : Les coupes des versants dans la vallée de Barcelonnette.

Sur les versants, **la période atlantique** se marque par une **phase de pédogenèse** (sol brun forestier) en **relation avec une densification et une diversification de la couverture forestière**. Cette phase est généralement mise en relation avec l'arrivée de matériel plus fin dans les talwegs. Elle marquerait un "optimum bioclimatique".

Un **renversement de tendance** caractérise la morphogenèse fluviale entre la **fin de l'Atlantique et le début du Subboréal :** après une longue période de sédimentation, les ravins connaissent une **reprise de l'incision**. Ce phénomène semble affecter l'ensemble des organismes fluviaux pré-alpins (GAUTIER, 1992 ; JORDA M, 1993 ; ROSIQUE, 1996). On a vu qu'une même tendance de la morphogenèse s'amorce au coeur de la même période dans le bassin du Saignon.

Notons cependant que le début de cette phase ne semble pas intervenir de façon vraiment synchrone dans tous les torrents de l'Ubaye.

La reprise d'incision linéaire des talwegs est encore mal expliquée. Est-elle la **conséquence d'une densification progressive du couvert végétal sur les versants** ? Une meilleure protection des pentes, après avoir provoqué une réduction de la fraction alluviale grossière livrée aux torrents dans lesquels ne se déposent plus que des limons hydromorphes, a pu engendrer progressivement une reprise de l'incision linéaire (déficit de charge). La coupe de la Maison Blanche (**Figure 71**) semble confirmer cette hypothèse : les formations de pentes solifluées et le sol holocène sont en relation avec une paléotopographie de ravinement.

Ce scénario d'évolution s'accorderait bien avec nos observations dans le ravin de Saignon : lorsqu'un couvert végétal se développe dans les vallons, il s'accompagne d'une reprise d'incision en période de calme hydrologique. Si cette hypothèse se révèle valable, **la reprise d'incision linéaire dans les talwegs serait synchrone de la période de pédogenèse atlantique sur les versants et non postérieure comme on a pu le penser jusqu'à présent.**

Le **Subboréal** marque la fin de la période de relative stabilité morphogénique qui caractérise la période atlantique. Désormais, chaque organisme fluvial possède un comportement particulier. La reprise d'incision des ravins semble avoir favorisé le déclenchement d'épisodes de solifluxion, à l'image des glissements survenus au XXe siècle (glissement de la Valette). Sur les versants, des phénomènes de colluvionnement provoquent l'érosion et/ou l'enfouissement des sols atlantiques (JORDA M, 1987). Les talwegs, enfin, enregistrent une phase de récurrence torrentielle.

La reprise de l'activité érosive peut être mise en relation avec la dégradation climatique de la période subboréale (FRENZEL, 1966; LEUSCHNER *et al.*, 1985 ; MAGNY, 1995a) et le passage d'un climat humide à régime de précipitations régulier à un climat plus frais et plus sec, de nuance plus continentale. Ce changement, dans un contexte montagnard de vallée intra-alpine, a pu engendrer des régimes de pluie plus contrastés, des précipitations plus agressives et plus efficaces d'un point de vue érosif. Mais cette reprise de l'activité érosive est aussi contemporaine des premiers indices d'une occupation humaine de la vallée (charbons de bois dans les sols atlantiques et les colluvions sus-jacentes témoignant d'essartages localisés dès le Néolithique). Les premières interventions humaines ont probablement participé à la déstabilisation des pentes dans ce milieu montagnard intrinsèquement fragile.

Observons que l'évolution géomorphologique des talwegs intra-alpins rapelle celle de certains bassins préalpins (région de Digne, JORDA M., 1985). Cependant elle diffère de celle de certains bassins marneux préalpins (comme celui du Saignon) dans lesquels la tendance à l'incision post-atlantique ne semble pratiquement pas avoir été remise en cause jusqu'à la période actuelle.

En Ubaye, une crise torrentielle se distingue au cours de **l'Age du Fer** (cône de l'Abéous, **figure 70**). Elle est contemporaine d'un essor du peuplement, de l'extension des défrichements et des pratiques agro-pastorales. Le rôle du facteur anthropique semble désormais déterminant. Mais cette période correspond également à une détérioration climatique fraîche et humide qui a affecté l'ensemble des Alpes du Sud et la Basse Provence. Elle a pu déclencher le regain de l'activité érosive et aggraver les conséquences de la mise en valeur des pentes (JORDA M. et PROVANSAL, 1996).

A l'époque romaine, pour la première fois, les hommes s'installent dans le fond de la vallée, près des talwegs et sur les cônes de déjection des torrents qui semblent connaître un ralentissement de l'activité érosive et un apaisement de la torrentialité (MULLER *et al.*, 1991). Or, la pression agro-pastorale en montagne ne paraît pas avoir évolué depuis l'Age du Fer ; dès lors, cette tendance dynamique a toute chance d'être la conséquence de conditions climatiques, hydrologiques, peu agressives et peu favorables à l'activité torrentielle. Ceci est en accord avec les caractéristiques paléoclimatiques généralement attribuées à tout ou partie de cette période antique dans les Alpes du Sud et en Basse Provence (PROVANSAL, 1992 ; JORDA M., 1992 ; BALLAIS *et al.*, 1993 ; ARNAUD FASSETTA et LANDURE, 1997 ; BRUNETON, 1995, 1996, thèse en cours).

Au cours de l'Antiquité tardive, le bassin de Barcelonnette connaît à nouveau une reprise de l'activité des torrents et une recrudescence du détritisme. Cette phase est bien repérée dans de nombreux organismes hydrographiques et peut vraisemblablement être reliée avec une dégradation climatique fraîche et humide sur l'existence de laquelle s'accordent de nombreux chercheurs (MAGNY et RICHARD, 1992).

Une période d'apaisement de l'activité torrentielle semble avoir lieu antérieurement au XVe siècle, avant que ne débute la crise torrentielle bien connue **des Temps Modernes.** Celle-ci s'affirme à partir du XVIe siècle et se poursuit jusqu'au XIXe siècle dans un contexte d'essor démographique, d'intensification des pratiques agro-pastorales (SCLAFERT, 1959) et de crise climatique (Petit Age Glaciaire). Il est clair que s'ajoutent les effets des paramètres climatique et anthropique.

Depuis la fin du XIXe siècle, on assiste à une reprise de l'incision des torrents de l'Ubaye et à une diminution de la fréquence des épisodes torrentiels, favorisées l'une et l'autre par une meilleure protection végétale des versants (reprise spontanée de la végétation forestière et reboisements artificiels), par des aménagements (seuils, digues) et vraisemblablement par une ambiance climatique moins favorable à l'activité érosive et détritique (cf. Chapitre 3). Mais, au sein d'une telle période, les torrents connaissent encore des épisodes de crue comme ceux de juillet 1987, dans les torrents du Bourget et des Sanières et ceux de l'été 1996 dans le torrent de Faucon (BALLANDRAS, 1997).

1.5. Conclusion

Ainsi, le bassin de Barcelonnette a enregistré, depuis le début de l'Holocène, plusieurs phases de torrentialité récurrentes.

Au cours du premier Holocène se mettent en place de puissants cônes de déjection sous l'influence exclusive des paramètres naturels. Ces accumulations contiennent des troncs d'arbres subfossiles, dont les datations correspondent à celles des souches étudiées dans les bassins de marnes noires préalpins (bassin du Saignon en particulier). Ceci conduit à penser que **l'on retrouve en Ubaye les indices des mêmes crises détritiques que dans les Préalpes, déclenchées vraisemblablement par de brusques variations du paramètre climatique** (recrudescence des orages, augmentation de l'intensité des précipitations). Dans les deux domaines préalpins et intra-alpin, ces crises interrompent à l'évidence des périodes de stabilité relative du milieu, favorisant le développement d'une végétation arborescente de pins au fond des ravins.

Une phase de pédogenèse, reconnue dans l'ensemble des Alpes du sud, affecte les versants au cours de l'Atlantique. Parallèlement, les ravins connaissent une sédimentation à dominante limoneuse et à caractère hydromorphe, suivie d'une reprise de l'incision linéaire qui peut être reliée à une densification de la couverture végétale, à une meilleure concentration du drainage et, globalement à des conditions climatiques favorables (précipitations plus régulières).

Les premiers indices d'une fréquentation humaine de l'Ubaye au Néolithique ne semblent pas remettre en cause la stabilité des écosystèmes montagnards et n'ont, semble-t-il, pas de conséquences majeures sur la morphogenèse fluviale.

A partir du Subboréal, les organismes fluviaux du bassin de Barcelonnette, et plus globalement ceux de l'ensemble de la Moyenne Durance, connaissent des évolutions différenciées, même s'il est encore possible de discerner quelques grandes tendances communes. Les paramètres naturels et anthropiques interfèrent désormais pour guider l'évolution morphogénique des ravins et des versants. Alors que dans de nombreux bassins de marnes noires préalpins - et notamment dans le Saignon - la tendance à l'incision perdure postérieurement à la fin de l'Atlantique, le Subboréal est marqué en Ubaye par une nouvelle phase d'accumulation alluviale à caractère nettement torrentiel. Une génération de cônes de déjection se met en place, emboîtée dans les dépôts du Premier Holocène. Cette phase de torrentialité semble avant tout liée à un changement du régime des précipitations qui devient probablement plus irrégulier. On ne saurait rejeter cependant le rôle d'une anthropisation accrue (Age du Bronze) dans la déstabilisation des écosystèmes. A partir du Subatlantique, les crises érosives de l'Age du Fer puis surtout celle des Temps Modernes ont indiscutablement un lien avec la pression démographique et l'ampleur des défrichements. **Néanmoins, les données obtenues montrent que la variable climatique joue le rôle de "catalyseur", si ce n'est de moteur dans leur déclenchement.**

Cette succession de crises climato-anthropiques est plus difficilement décelable dans les bassins marneux préalpins et en particulier dans le bassin du Saignon où seuls se différencient les dépôts alluviaux hétérogènes et localisés d'âge historique assez récent (Temps Modernes ? XIXe siècle ?) voire même actuels.

2. L'alluvionnement holocène dans la basse vallée du Vançon

Introduction

Le Vançon est un affluent de rive droite de la Durance en aval de Sisteron (**Figure 72**). La partie amont de son bassin versant s'inscrit dans les massifs préalpins de la "nappe de Digne" où les faciès marneux du Lias et du Jurassique supérieur occupent une large étendue à l'affleurement (**Figure 73**). La partie aval du bassin se développe dans les terrains oligocènes ("Molasses rouges") et mio-pliocènes (molasses marines et conglomérats) du bassin néogène de Digne-Valensole. Immédiatement en amont de la confluence avec la Durance, la vallée franchit en gorges les massifs de Plan Cibert et de Lauzière, établis dans les formations marneuses et gréseuses crétacées. En aval, le Vançon développe un style fluvial tressé dans une large plaine alluviale avant de rejoindre la Durance.

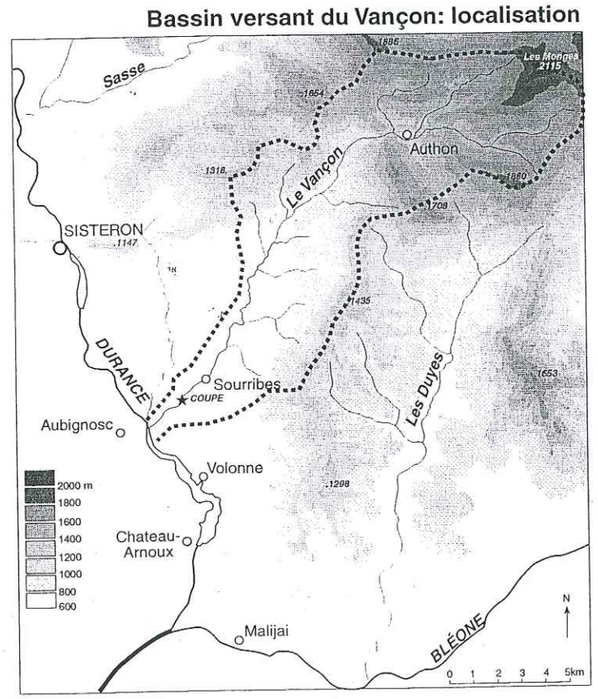


Figure 72 : Le bassin versant du Vançon : localisation.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : phlour@ujf-grenoble.fr

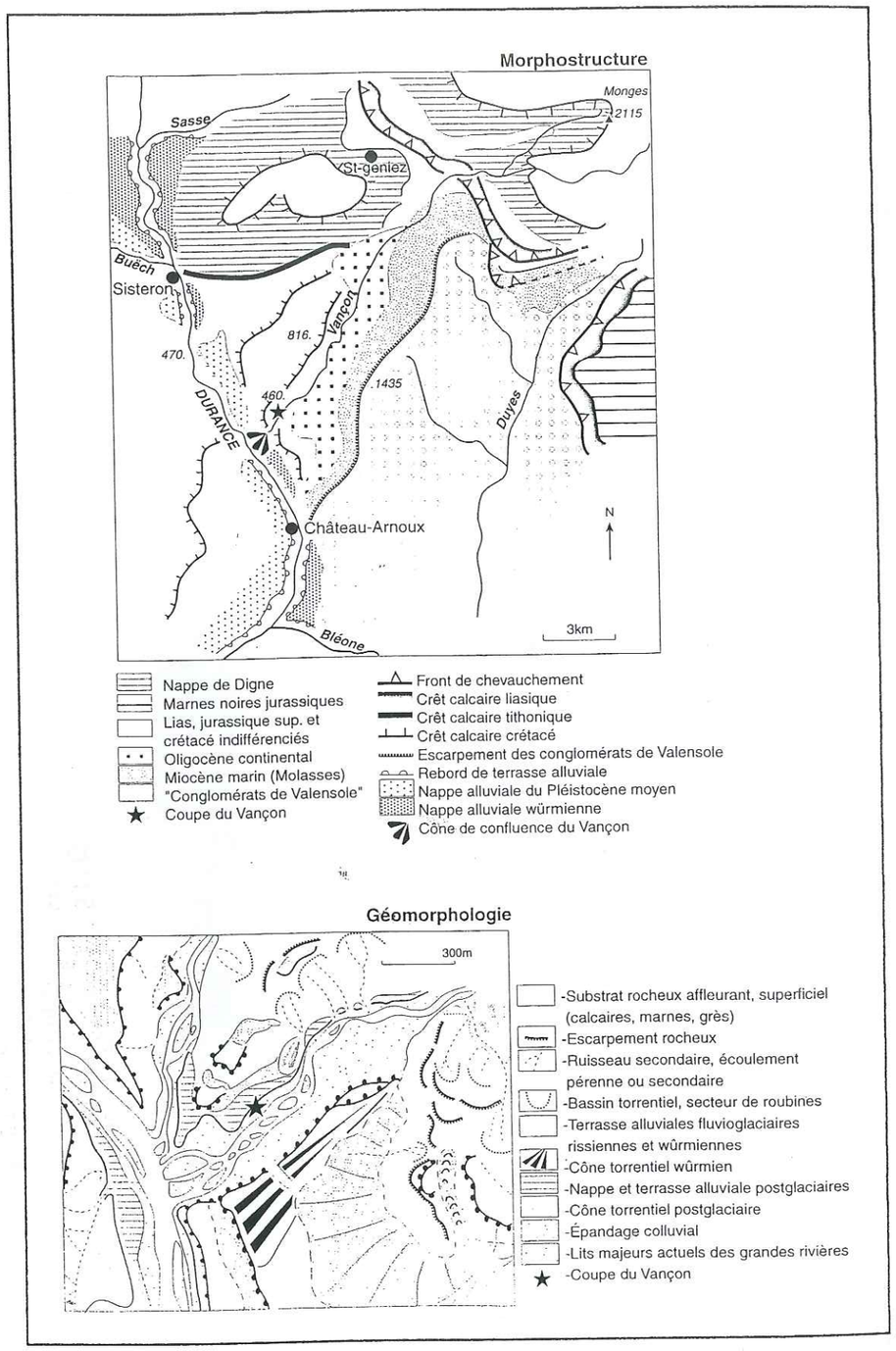


Figure 73 : Le bassin du Vançon : géologie et géomorphologie.

La coupe comporte des vestiges archéologiques pré- et protohistoriques (foyers, ossements, industries,...) qui témoignent d'une fréquentation humaine dès le Chasséen et durant toute la période protohistorique et historique. Ceci est en accord avec les travaux des archéologues qui montrent que des habitats - en général situés à l'écart des lits majeurs - jalonnent l'axe durancien dès le Néolithique, de façon plus précoce qu'en domaine intra-alpin (D'ANNA, 1991, BUISSON CATIL *et al.*, 1990). C'est ainsi qu'un landnam, des pollens de céréales, de graminées et de plantains apparaissent dans le diagramme pollinique de Pelléautier, dans la région de Gap, vers 5500 BP (BEAULIEU et REILLE, 1983 ; BEAULIEU *et al.*, 1994). Mais l'anthropisation du milieu ne s'affirme réellement qu'à partir de l'Age des métaux, et en particulier de l'Age du Fer qui marque une étape décisive dans l'histoire de l'occupation sédentaire et de la mise en valeur agro-pastorale du bassin durancien. Le peuplement se densifie dans la vallée de la Durance et le long de ses principaux affluents et l'occupation humaine affecte dès lors en montagne tous les étages de végétation.

2.1. Dispositif sédimentaire et description des coupes.

En contrebas de vestiges de nappes alluviales pléistocènes, une basse terrasse de rive droite domine d'une dizaine de mètres le lit majeur actuel du Vançon (**Figure 73**). Cette terrasse, sapée à la base par la rivière, offre une coupe assez remarquable dont l'étude a été entreprise dans le cadre du programme de recherches "Géoarchéologie de la vallée de la Durance et de la moyenne montagne provençale" auquel nous participons. Dans le but de mieux apprécier la nature des paléoenvironnements végétaux, les analyses sédimentologiques et pédologiques classiques sont associées à des déterminations spécifiques des malacofaunes contenues dans les dépôts. Par ailleurs, les vestiges archéologiques répartis à plusieurs niveaux permettent de préciser la chronologie des dépôts. Dans l'attente des résultats définitifs de l'ensemble des analyses entreprises, nous utilisons les premières données rassemblées sur cette coupe (ROSIQUE, MAGNIN, travaux en cours).

La coupe (**Figure 74**) révèle un dispositif stratigraphique complexe constitué de deux ensembles principaux : à la base une formation alluviale du Vançon (séquence 1), surmontée par des dépôts colluviaux et subtorrentiels d'origine latérale dans lesquels trois séquences peuvent être différenciées (séquences 2, 3 et 4).

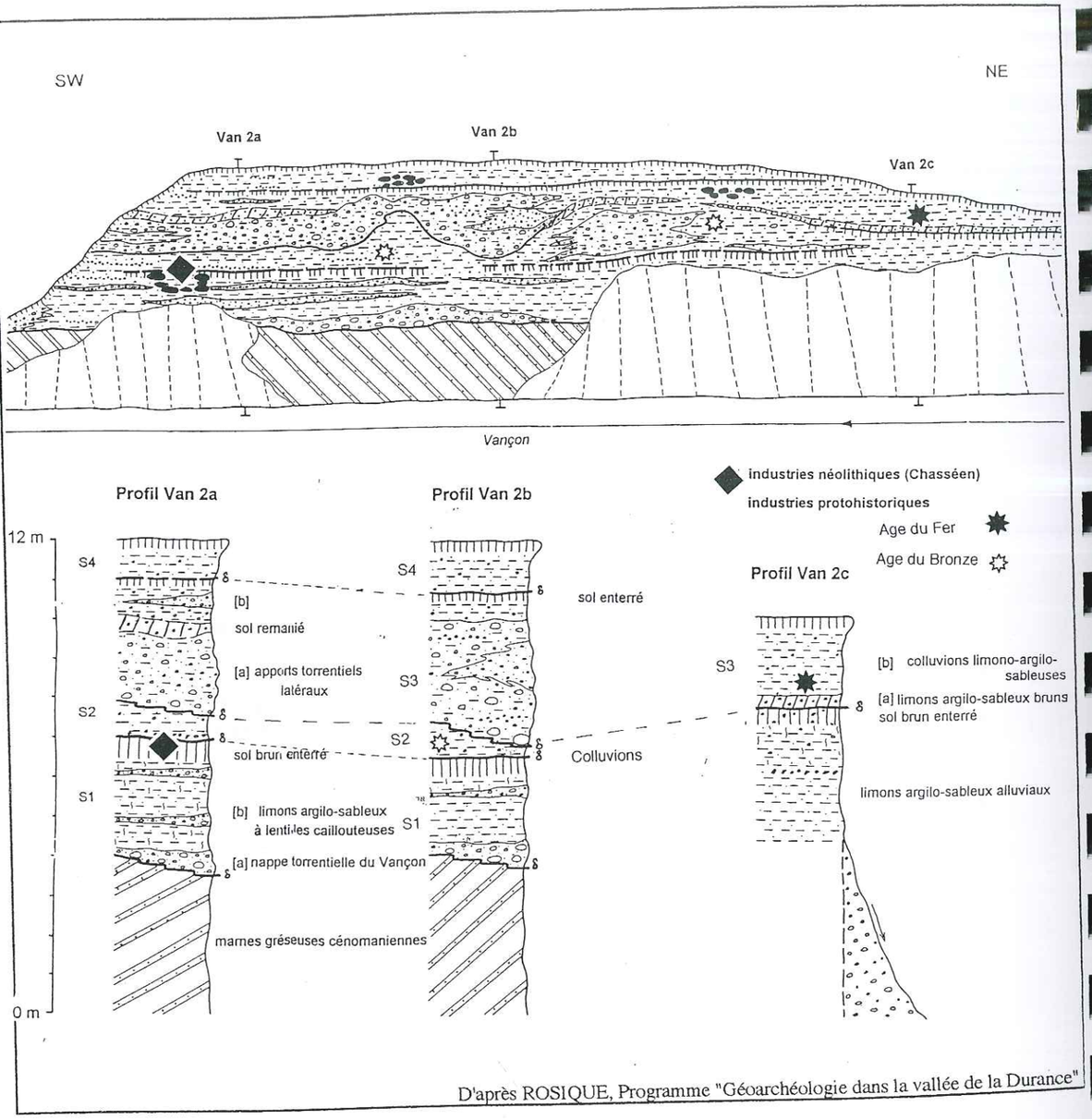


Figure 74 : La coupe du Vançon.

Les dépôts alluviaux du Vançon : séquence 1.

A la base de la coupe, **la nappe torrentielle** du Vançon repose en discordance de ravinement sur le substrat marneux. Pouvant atteindre une épaisseur apparente de 3 m, elle est constituée par de matériaux caillouteux très hétérométriques (galets remaniés des conglomérats néogènes, éclats de calcschistes) emballés dans une matrice sableuse alimentée par les molasses oligocènes ou miocènes.

Des limons sableux à lentilles caillouteuses, d'une épaisseur de 2 m, correspondent à **des dépôts de débordement** du Vançon et recouvrent la nappe torrentielle.

Ces limons sont coiffés par un **sol brun calcique qui constitue l'encaissant d'un foyer chasséen** contenant des ossements de bovidés. La détermination des espèces malacologiques contenues dans ce niveau indique la présence d'une fruticée ou de peuplements forestiers ouverts, vraisemblablement contemporains de l'occupation néolithique du site.

Les apports latéraux :

La séquence 2 est constituée de **colluvions** limono-sableuses comprenant des passées plus caillouteuses. Ce niveau remanie des industries protohistoriques attribuées à l'**Age du Bronze**. L'analyse de la faune malacologique suggère la présence d'une formation herbacée sèche.

La séquence 3, séparée de la séquence précédente par une **discontinuité de ravinement**., est composée de **dépôts latéraux subtorrentiels,** remaniant des éléments des nappes alluviales pléistocènes conservées partiellement sur le versant dominant. Vers le sommet, un terme sablo-limoneux de couleur brune suggère le remaniement d'un sol. Enfin, la séquence s'achève par une phase de pédogenèse peu évoluée correspondant à **un sol calcimagnésique**. Cette séquence contient des vestiges archéologiques atribués à **l'Age du Fer**.

La séquence 4 est composée de **colluvions** limono-sableuses et caillouteuses, contenant des débris de **céramiques antiques et modernes** ainsi que les vestiges d'un muret appartenant à une ancienne terrase de culture.

Aucun élément ne permet de dater la phase de pédogenèse qui sépare les séquences 3 et 4. Elle peut être contemporaine de la période de stabilité morphogénique qui a été décrite dans la vallée du Rhône ou en Provence (BERGER, 1995a ; PROVANSAL *et al.*, à paraître).

2.2. INTERPRÉTATION.

Après une période d'incision verticale dans le substratum, que l'on peut vraisemblablement attribuer au Tardiglaciaire par référence au fonctionnement des autres organismes fluviaux sud-alpins, le **Vançon connaît durant la première partie de l'Holocène une tendance à l'alluvionnement**. Les dépôts abandonnés forment un bas niveau de terrasse à l'emplacement de la coupe étudiée et passent, en aval, à un cône de déjection à la confluence avec la Durance.

L'évolution verticale des faciès rappelle celle que l'on retrouve dans les autres accumulations alluviales datées de cette même période, en zone intra-alpine (cônes de déjection des torrents de l'Ubaye), mais aussi dans l'ensemble de la zone pré-alpine (JORDA M, 1985, 1987). La formation alluviale est constituée en effet à la base de matériaux caillouteux grossiers surmontés de niveaux plus fins (dépôts de débordement) coiffés par un sol brun forestier sur lequel sont installés les chasséens (sol atlantique). Cette évolution témoigne d'une **réduction des flux hydriques et détritiques au cours de la première partie du Postglaciaire, et/ou d'un déplacement latéral des chenaux de la rivière** (glissement vers la rive gauche).

Contrairement aux autres bassins étudiés (bassins marneux de la zone préalpine ou intra-alpine), on ne distingue pas clairement dans ces dépôts du Vançon contemporains de la première moitié de l'Holocène, la trace de plusieurs phases de crises détritiques distinctes. Deux explications peuvent être envisagées : d'une part, il est possible que des crises soient effectivement inscrites dans les dépôts mais que l'absence d'éléments de datation ne permette pas de les repérer ; d'autre part, le Vançon étant un organisme de taille supérieure aux autres bassins étudiés (Saignon et torrents du bassin de Barcelonnette), il est aussi possible que de telles crises aient été gommées, diluées, dans un fonctionnement modal plus régulier, moins spasmodique que celui des cours d'eau de rang inférieur.

Le sol brun qui termine la première séquence sédimentaire de la coupe témoigne localement d'un **arrêt durable de la sédimentation alluviale au cours de la période atlantique (tout ou partie récente du Néolithique durancien)**. Les caractéristiques pédologiques révèlent un milieu bien drainé (aucun indice d'hydromorphie) qui suggère **un abaissement du système phréatique en relation probablement avec une reprise de l'incision du cours de la rivière**.

Si au cours des premiers millénaires de l'Holocène les apports longitudinaux du Vançon prédominent jusqu'à leur jonction avec les alluvions duranciennes, **à partir du Chasséen (fin de l'Atlantique) en revanche, la sédimentation est exclusivement constituée par des apports latéraux**.

Les termes supérieurs de la coupe montrent une longue période de déstabilisation des versants et la succession de plusieurs crises érosives et sédimentaires qui affectent le versant dominant. Ces crises sont à l'évidence en relation avec la fréquentation du site qui perdure depuis le Néolithique (mise en valeur agro-pastorale). Mais elles reflètent aussi probablement, et comme en Ubaye, les conséquences de phases de détérioration

climatique mises en évidence au Subboréal, à l'Age du Fer et postérieurement à l'époque antique (Antiquité tardive et Temps Modernes) qui n'ont pu qu'aggraver les effets de la mise en valeur agro-pastorale.

L'ensemble du dispositif sédimentaire qui surmonte le paléosol et les vestiges chasséens atteste d'une modification du tracé de la rivière que les apports latéraux ont repoussé vers sa rive gauche. Une période **d'incision verticale,** qu'il est difficile de caler chronologiquement, a succèdé ou accompagné ce déplacement. L'épisode de ravinement des cours d'eau latéraux, visible entre les nappes colluviales et torrentielles de l'Age du Bronze et de l'Age du Fer (séquences 2 et 3, **figure 74**), indique que la rivière principale avait déjà amorcé le processus d'incision à l'époque protohistorique.

Il n'a pas été possible d'analyser dans ce secteur de confluence les modalités et les étapes de l'évolution historique du détritisme du Vançon. Les dépôts essentiellement caillouteux et hétérométriques contemporains de cette période engorgent le vaste lit majeur. Ils s'étalent jusqu'à la Durance où ils se fondent dans un bas niveau caillouteux de la rivière. Ce dernier est lui-même emboîté dans une basse terrasse durancienne, largement limoneuse au sommet et qui se raccorde, le long du Vançon, à la nappe alluviale inférieure de cet organisme que nous avons décrite (1er Holocène) .

Au cours de la période historique, le Vançon a eu tendance à se déplacer (chenaux tressés) dans son vaste lit majeur encombré d'apports caillouteux. Il est venu saper la base de la terrasse holocène qui domine actuellemement le talweg d'une dizaine de mètres.

CONCLUSION.

Ainsi le dispositif morphosédimentaire de la terrasse holocène du Vançon s'inscrit parfaitement dans le schéma général reconnu dans l'ensemble des Alpes du Sud. Mais, cet organisme possède une évolution originale car le premier impact des sociétés humaines est sensible dès le Néolithique, plus précocément que dans la zone intra-alpine. Il s'affirme avant l'Age du Fer par la mise en place de puissants apports colluviaux d'origine latérale (évolution des versants) qui enfouissent les structures archéologiques chasséennes, recouvrent les dépôts de débordement de la rivière principale, repoussant cette dernière contre la rive opposée. Une nouvelle fois, on peut considérer que cette évolution a pu être accentuée par les phases de dégradation climatique qui ont affecté les deux millénaires antérieurs au début de notre ère (JORDA M., 1992 ; MAGNY, 1995a). Retenons enfin que la coupe ne permet pas d'analyser précisément les conséquences alluviales des crises morphosédimentaires qui affectent le versant et les petits ravins affluents postérieurement au Néolithique. Faut-t-il admettre que la dynamique et l'hydrologie beaucoup plus régulière du Vançon lui a permis d'évacuer ces apports ? On notera que la rivière a livré à deux reprises des alluvions caillouteuses à la Durance au cours du 1er Holocène et surtout au cours de la période historique.

3. BILAN : LE PASSAGE DU MILIEU NATUREL AU MILIEU ANTHROPISÉ.

Ainsi, au cours **du premier Holocène**, les bassins torrentiels de la zone intra alpine et les organismes fluviaux préalpins connaissent un même schéma d'évolution, nuancé cependant localement par le contexte orographique, lithostructural et morphogénique. La tendance générale des organismes fluviaux est à la sédimentation. En zone intra-alpine se met en place une première génération de cônes torrentiels. Le Vançon construit une basse terrasse à l'amont de sa confluence avec la Durance. De puissants glacis d'épandage colmatent les talwegs des bassins de marnes noires.

L'étude chronostratigraphique et faciologique de ces dispositifs sédimentaires révèle :

- d'une part, l'existence de plusieurs crises érosives au cours des premiers millénaires de l'Holocène qui interviennent de façon synchrone dans les différents bassins de rang inférieur (bassins de marnes noires et torrents intra-alpins).
- d'autre part, une réduction des flux hydrosédimentaires **à la fin de la période atlantique** (niveaux limoneux hydromorphes en Ubaye, limons de débordement le long du Vançon), précédant une phase de pédogenèse et une reprise d'incision des talwegs.

Le synchronisme de l'évolution des différents bassins suggère que le paramètre climatique et ses variations (crises) joue un rôle déterminant dans l'évolution du détritisme alluvial au cours des premiers millénaires de l'Holocène quelle que soit l'ancienneté de l'intervention humaine

La seconde partie de l'Holocène est marquée, à l'exception de certains bassins de "terres noires" (bassin du Saignon) par une reprise de la sédimentation. Elle s'exprime par une seconde génération de cônes de déjection emboîtés dans les dépôts du premier Holocène et des apports colluviaux qui recouvrent des sols évolués. Les talwegs connaissent ultérieurement une évolution plus différenciée. Il est possible de distinguer cependant **plusieurs phases détritiques** assez bien calées chronologiquement :

- au **Subboréal** (Age du Bronze) ; le détritisme s'exprime par des apports colluviaux à débris charbonneux en zone intra-alpine ; dans la vallée du Vançon, d'épais apports latéraux recouvrent les vestiges archéologiques néolithiques.
- à l'**Age du Fer,** après une reprise d'incision visible sur certains sites (Vançon), les versants fournissent une seconde nappe collluviale et des nappes torrentielles se mettent en place dans la zone intra-alpine,
- **au cours de l'Antiquité tardive**, les versants connaissent une nouvelle phase de déstabilisation et un regain de l'activité affecte la plupart des organismes torrentiels. Cette phase succède à une période d'activité réduite des organismes hydrologiques au cours de la période romaine (installation d'habitats sur les cônes torrentiels de l'Ubaye ; épisode de pédogenèse dans la coupe du Vançon ?),
- enfin, après un calme hydrologique apparent au cours de la période médiévale, les torrents sud-alpins connaissent dans leur ensemble une dernière phase d'activité

importante au cours de la **période moderne** (bassin de Barcelonnette, vallées du Buëch et de la Moyenne Durance, vallée du Vançon).

Tous les travaux concernant la période holocène sud-alpine ont souligné la complexité des systèmes de causalités climato-anthropique qui ont régit cette évolution.

Dans le bassin durancien, l'influence de l'homme est indiscutable à partir de l'Age du Fer. Mais elle revêt cependant des aspects et des intensités très variables :

Dans la zone intra-alpine, où le peuplement est demeuré discret jusqu'aux Ages des Métaux, la crise de l'Age du Fer semble avoir eu essentiellement une origine climatique. Il est possible cependant que localement la fréquentation épisodique ou saisonnière des communautés néolithiques et les premiers essartages aient eu une influence sur l'évolution des versants (présence de charbons de bois dans les dépôts de l'Atlantique).

En revanche, le long de l'axe durancien où la sédentarisation s'est affirmée dès le Néolithique Chasséen, les conséquences de l'anthropisation sur la dynamique des milieux ont été beaucoup plus importantes. Tel est le cas de la basse vallée du Vançon, où l'impact de l'homme depuis le Chasséen estompe quelque peu, à nos yeux, l'influence spécifique de la variable climatique.

CHAPITRE 3

L'ÉVOLUTION DU SYSTÈME ALLUVIAL DURANCIEN AU COURS DE LA PÉRIODE HISTORIQUE (MORPHOGENÈSE, DÉTRITISME).

INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous nous proposons d'analyser plus finement l'évolution de la morphogenèse fluviale au cours des deux derniers millénaires.

Alors que les organismes affluents ont livré de nombreuses données concernant la première partie de l'Holocène, ce sont les grandes vallées et leurs systèmes alluviaux qui offrent la possibilité d'appréhender avec le plus de précision l'évolution de la morphogenèse historique. Au cours de ces dernières années, de nombreuses recherches sur ce thème ont été menées dans la vallée du Rhône en particulier (BRAVARD, *et al.*, 1986, 1990 ; SALVADOR, 1991 ; SALVADOR, *et al.*, 1993). Ces travaux s'appuient notamment sur l'analyse paléoenvironnementale de sites archéologiques et sur des documents cartographiques d'archives. Nous utilisons dans cette étude des méthodes comparables.

Une partie de notre travail porte sur l'étude géo-archéologique du site antique de Riez, dans la plaine alluviale du Colostre, affluent du Verdon.

La seconde partie aborde l'étude de quelques sites en bordure de rivière. L'analyse des dépôts alluviaux et l'étude des cartes anciennes fournissent un schéma d'évolution de la morphogenèse fluviale de la Durance elle-même. Un dépouillement récent des archives fournit des données sur l'évolution des flux hydrosédimentaires depuis les Temps Modernes.

L'ensemble de ces informations permet d'envisager les fluctuations climatiques récentes et de discuter les conséquences variables de la mise en valeur sur la dynamique du système fluvial durancien (érosion, détritisme, géomorphologie fluviale).

Les bouleversements récents des flux hydrosédimentaires sous l'effet des grands aménagements des années soixante sont évoqués mais ne sont pas analysés en détail. Ils sont l'objet des travaux d'autres équipes de recherche et d'organismes tels que le CEMAGREF, le CEREGE, les Agences de l'Eau, EDF... Nous avions contribué à l'étude de ce thème dans le cadre du programme pluridisciplinaire "Système fluvial Durance" (PARRON, 1995) évoqué dans notre introduction générale.

1. ETUDE GÉOARCHÉOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE DU COLOSTRE ET DU SITE ANTIQUE DE RIEZ.

Les vestiges de la ville antique de Riez se situent dans la partie méridionale du plateau de Valensole, à 520 m d'altitude, dans la vallée du Colostre (**Figure 75**). Les nombreux vestiges romains découverts sur le site au gré des fouilles partielles ont révélé l'importance de ce centre urbain gallo-romain qui fut chef-lieu de cité dès le début du règne d'Auguste (premières décennies avant notre ère). De nouvelles campagnes de recherches géoarchéologiques ont été entreprises en 1994 et 1997 dans le cadre d'une convention entre l'Etat (Ministère de la Culture), la région (Direction Régionale des Affaires Culturelles), la ville de Riez et Electricité De France (Mécénat technologique et scientifique). Elles aboutissent à une meilleure connaissance de l'histoire de l'occupation du site depuis l'Antiquité (BORGARD et DELETIE, 1994 ; FLORES, 1996 ; BERNARD, 1996 ; BOUET et JORDA M., 1997).

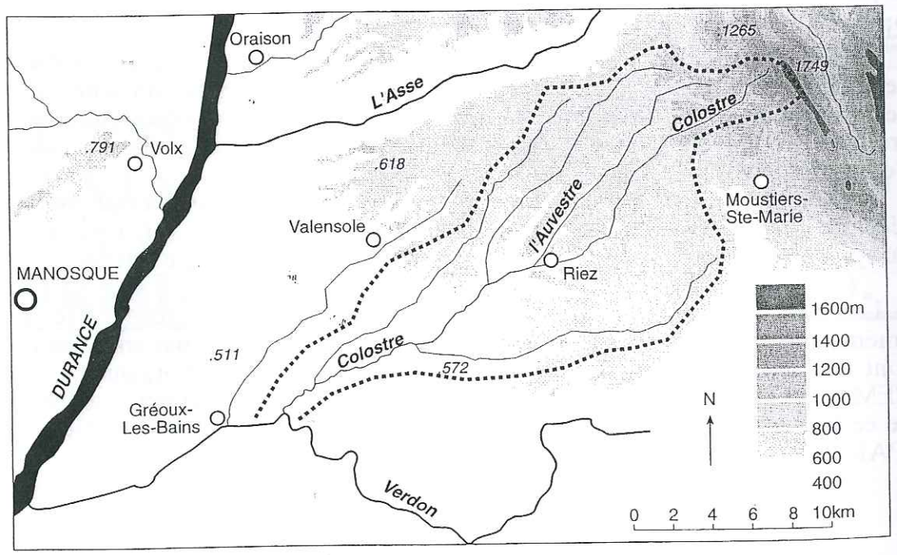


Figure 75 : Le bassin du Colostre : localisation.

L'analyse géomorphologique, stratigraphique et sédimentologique des remplissages alluviaux de la vallée, en relation avec les données archéologiques et les textes d'archives, permet de reconstituer le contexte hydrodynamique dans lequel s'est développée la ville gallo-romaine ainsi que l'évolution historique ultérieure de l'environnement fluvial. Les données recueillies offrent la possibilité d'analyser de

manière assez fine les modalités et les conséquences de l'intervention humaine sur un site urbain antique de moyenne montagne et d'envisager plus globalement l'influence respective des paramètres naturels et anthropiques dans la mobilité du milieu alluvial.

1.1. UN SITE DE CONFLUENCE AU COEUR DU PLATEAU DE VALENSOLE.

1.1.1. LE CONTEXTE OROGRAPHIQUE ET BIOCLIMATIQUE.

Le Colostre, affluent du Verdon, prend sa source au nord de Moustiers-Sainte-Marie dans les reliefs montagneux qui forment la bordure des Préalpes. La vallée traverse,selon un axe nord-est/sud-ouest, la partie méridionale du plateau de Valensole. Le site antique de Riez est établi en amont immédiat de la confluence du Colostre et de l'Auvestre, son principal affluent, dans une vallée à fond plat, encaissée de 130 m environ dans la topographie du plateau.

Le bassin versant appartient essentiellement à l'étage bioclimatique méditerranéen. Sur la majeure partie du cours, les versants de la vallée sont couverts de taillis de chênes verts, de chênes pubescents et de pins d'Alep ou de pins sylvestres au-dessus de 600 m d'altitude. La surface du plateau de Valensole et le fond des vallées du Colostre et de l'Auvestre sont cultivés.

Le bassin est soumis à une ambiance climatique méditerranéenne, caractérisée par une sécheresse estivale importante, une pluviométrie modérée (moyenne annuelle de 650 mm), et des précipitations saisonnières de forte intensité.

Ces caractéristiques confèrent au Colostre et à l'Auvestre des débits moyens très modestes, mais sujets à de fortes variations de volume (crues d'automne ou orages d'été). Les ravins ou organismes affluents ne connaissent le plus souvent que des écoulements saisonniers, voire intermittents, lors des épisodes pluvieux importants.

1.1.2. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE.

L'amont du bassin s'inscrit dans l'unité calcaire préalpine du Serre de Montdenier (**Figure 76**), mais l'essentiel de la superficie se développe dans les conglomérats mio-pliocènes du plateau de Valensole. Le substrat, de nature détritique, constitue un stock inépuisable et facilement mobilisable de limons, de sables et surtout de galets. Pourtant, malgré la présence de ce matériel disponible, les paysages ne portent pas les marques d'une activité morphogénique - actuelle ou passée - importante. On n'observe pas de modelés d'érosion ou d'accumulation aussi distincts que dans les autres bassins de la Moyenne Durance, et en particuler dans les secteurs de marnes noires des Préalpes de Digne, du Buëch ou du bassin intra-alpin de l'Ubaye.

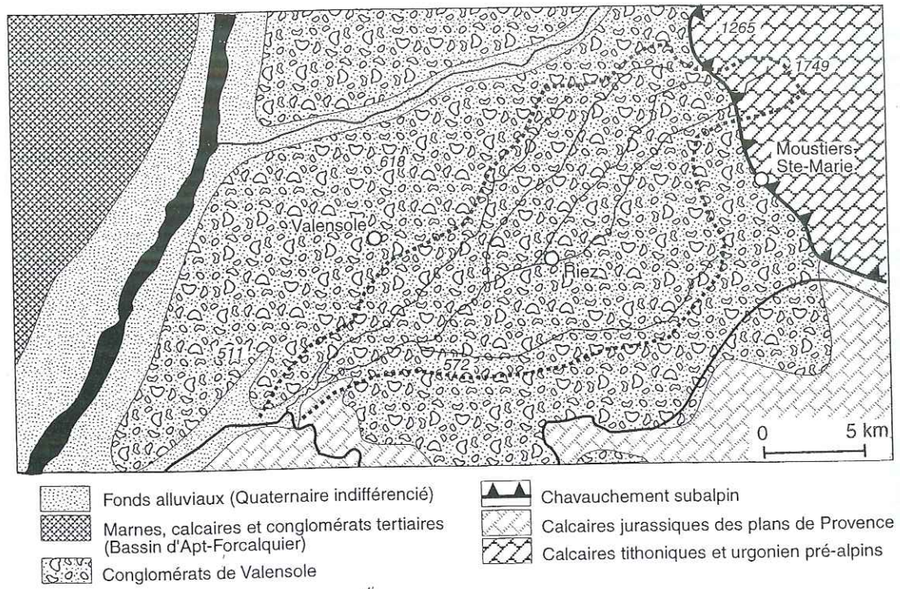


Figure 76 : Le bassin du Colostre : lithologie.

La vallée du Colostre est caractérisée par un lit mineur étroit, encaissé de 2 mètres environ dans des berges aménagées et végétalisées. Les galets provenant des conglomérats de Valensole et qui tapissent le fond du chenal sont rarement mobilisés comme le montre la présence de dépôts algaires verdâtres. Pourtant, des témoignages d'archives signalent, au cours des derniers siècles, des débordements importants et l'engravement de terrains cultivés.

1.2. L'OCCUPATION HUMAINE : LES DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES

L'occupation pré-romaine de la région de Riez s'est faite sous la forme de nombreux habitats de hauteur ("oppida") sur des buttes, des éperons ou les bordures du plateau (BORGARD, 1992). Il faut vraisemblablement localiser le site d'une agglomération pré-romaine de Riez sur la colline de Saint-Maxime qui domine à l'est la ville actuelle (**Figure 77**) (BARRUOL, 1966b,c, 1970, 1975, 1991 ; BRORGARD, 1985, 1987).

Les Romains s'installent au 1er siècle av. JC en contrebas de la colline, dans la plaine alluviale, à l'amont de la confluence du Colostre et de l'Auvestre. La cité, élevée au rang de colonie de droit latin, se développe au carrefour d'un réseau de voies qui parcourent

la Haute Provence (route de Digne, de Fréjus, d'Aix, de Castellane) (BARRUOL, 1970, 1972 ; BENOIT *et al.*, 1954).

La ville antique occupe toute la largeur de la vallée du Colostre (**Figure 77**). Elle s'étend à l'est jusqu'aux limites de l'agglomération actuelle. A l'ouest, la dernière campagne de fouilles du printemps 1997 a montré que le "forum" et le temple - dont subsistent seulement quatre colonnes - marquaient certainement la limite d'extension de la cité vers l'aval (BOUET et JORDA M., 1997).

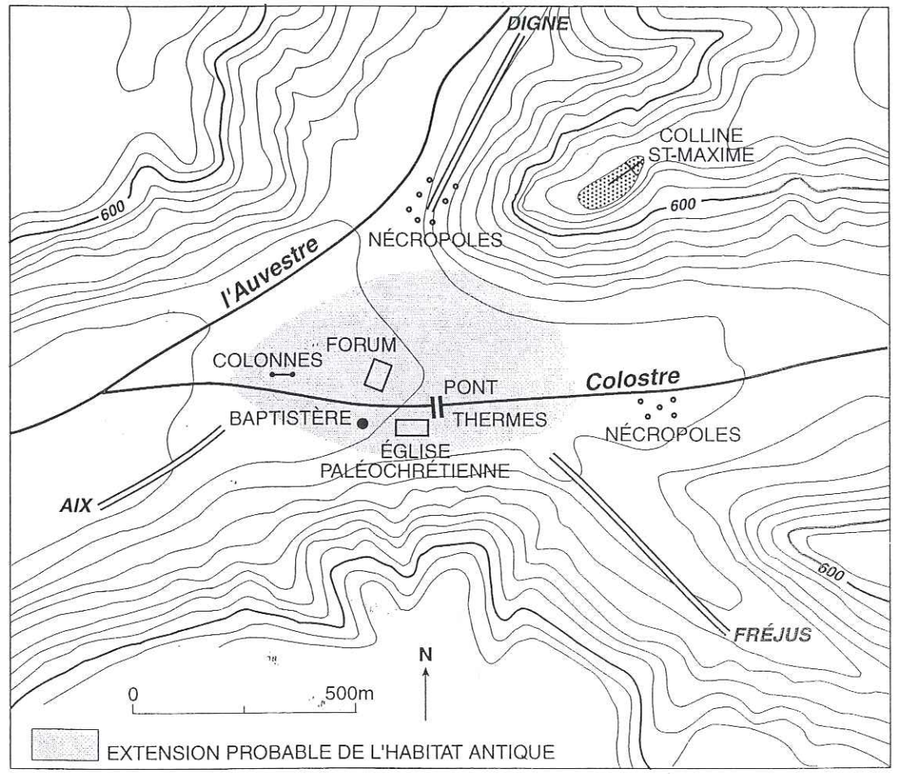


Figure 77 : Le site antique de Riez.

Le site a connu trois phases d'occupation :

- une première phase entre la seconde moitié du 1er siècle av. JC et le milieu du 1er siècle ap. Les aménagements de cette période ne sont pas clairement identifiés (vestiges de murs).
- une seconde phase, datée au plus tôt de la seconde moitié du 1er siècle ap JC, voit de grandes transformations ou restructurations du paysage urbain correspondant à une monumentalisation ("forum", temple...).
- une troisième phase de récupération et de démantèlement des édifices du Haut Empire, située entre la fin du Ve siècle et le début du VIe siècle ap. JC, est à mettre en

relation avec l'occupation paléochrétienne du site dont subsistent, au sud du Colostre, le baptistère et les vestiges de l'ancienne cathédrale.

La localisation des aménagements montre que l'organisation du paysage fluvial antique est sensiblement différente de l'actuelle : le Colostre, qui coule aujourd'hui au coeur de la vallée, possède, au moment de l'occupation du site, un tracé plus méridional, comme l'indique la découverte de la culée d'un pont au nord-est de la cathédrale paléochrétienne ainsi que les sondages électromagnétiques réalisés par E.D.F.

A la fin de l'Antiquité et au Moyen Age, entre le Ve et le XIe siècles, le site alluvial est abandonné. La ville s'installe progressivement sur le flanc de la colline de Saint-Maxime qui retrouve ainsi sa fonction de "castellum".

Au cours des Temps Modernes, la région connaît, comme l'ensemble des Alpes du Sud, un essor démographique, une densification progressive de l'habitat et des pratiques agro-pastorales dont l'apogée se situe au XIXe siècle. Les nombreuses "restanques" en pierres sèches encore visibles sur les versants sont le témoignage de l'intense mise en valeur des terroirs au siècle dernier (FLORES, 1996).

Aujourd'hui, les constructions historiques modernes ne réoccupent que très partiellement l'emplacement de la ville antique.

1.3. L'EXPLOITATION GÉO-ARCHÉOLOGIQUE DES SONDAGES

Les sondages (**figure 78**) effectués lors des dernières campagnes de fouilles à laquelle nous avons participé ont fait l'objet de relevés stratigraphiques selon une méthode classique : description des lithofaciès, de leur succession verticale et de leurs transitions latérales, mise en évidence des discontinuités majeures, des indices de pédogenèse, examen du contenu paléobiologique (charbons de bois, débris végétaux, graines, insectes, malacofaune...) et archéologique des dépôts. Ces sondages révèlent plusieurs ensembles sédimento-stratigraphiques et permettent de définir les étapes de l'évolution hydrosédimentaire et morphodynamique du milieu fluvial.

La présence d'un paléotalweg antérieur à la période romaine, à environ -4 m de profondeur est confirmée. Ce paléochenal est caractérisé à la base par un niveau alluvial noirâtre, sablo-caillouteux, observé sur un mètre d'épaisseur environ et qui précède immédiatement les premiers vestiges antiques. Stérile d'un point de vue archéologique, le dépôt atteste d'une activité fluviale importante antérieurement à l'occupation romaine. Compte tenu des données paléoclimatiques et morphologiques régionales, on est conduit à attribuer cette nappe alluviale à l'Age du Fer, époque au cours de laquelle les hommes occupent des habitats perchés sur les collines avoisinantes (colline de Saint-Maxime). L'occupation humaine est sans doute alors trop diffuse pour que l'on en retrouve des traces dans les sédiments alluviaux.

Les structures de la ville antique sont établies, à partir du 1er siècle av. JC, sur les bords du paléochenal, à l'est de la confluence du Colostre et de l'Auvestre. Le Colostre est alors encaissé ; son tracé est moins rectiligne et plus méridional qu'aujoud'hui (**Figure**

78). La plaine alluviale qui semble peu affectée par les inondations est bien drainée, en partie de façon artificielle (vestiges de drains découverts sur le site du "forum"). Les versants de bordure ne sont pas soumis à une activité érosive vigoureuse et fournissent tout au plus des colluvions à prédominance limoneuse.

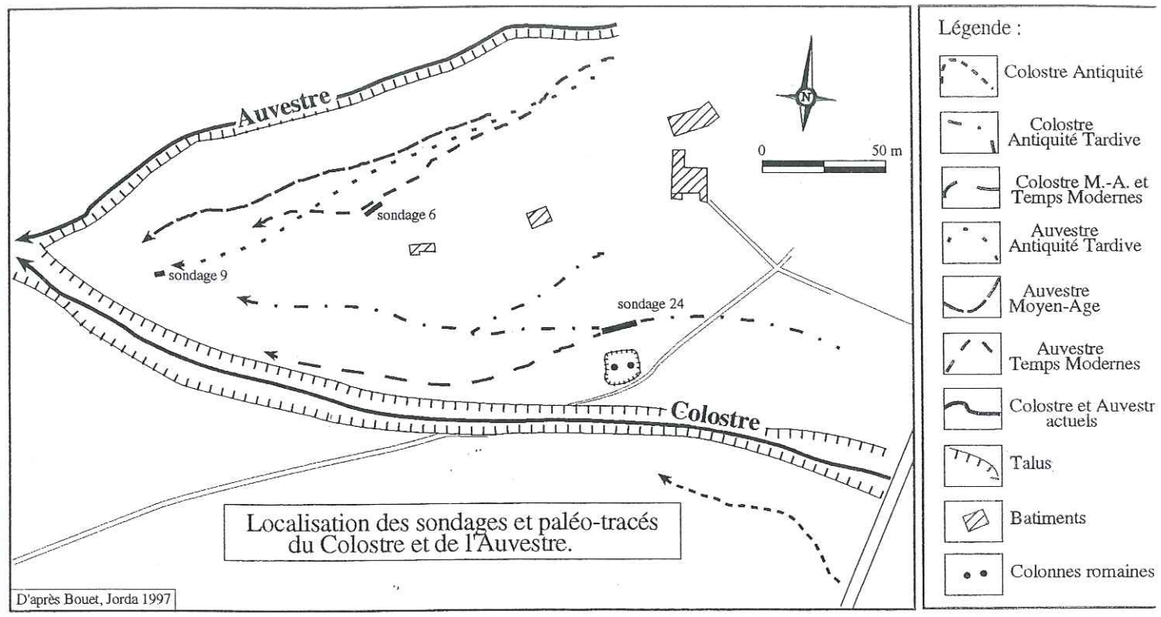


Figure 78 : Localisation des sondages et paléotracés du Colostre et de l'Auvestre.

Des alluvions et des colluvions limoneuses à caractère hydromorphe, épaisses de 1 à 1,5 m, contenant des vestiges archéologiques gallo-romains remaniés, recouvrent les dépôts précédents et le niveau d'occupation antique dans l'ensemble du secteur du Pré des Colonnes, du Pré Blanchon et du Pré du Chapitre (**Figure 79**). Ces dépôts contiennent d'abondants débris végétaux (herbacées, roseaux) et attestent d'un milieu mal drainé, engorgé au moment de l'abandon du site (début VIe siècle ap. JC). On assiste au comblement progressif du paléochenal antique et à la transformation du secteur en un milieu de prairie humide, engorgé, voire saisonnièrement marécageux (champ d'inondation du Colostre et de l'Auvestre).

Le Colostre se déplace progressivement vers le nord (**Figure 78**), à la faveur de débordements. Il est sans doute repoussé en partie par des apports colluviaux provenant du grand versant d'ubac qui domine la vallée au sud.

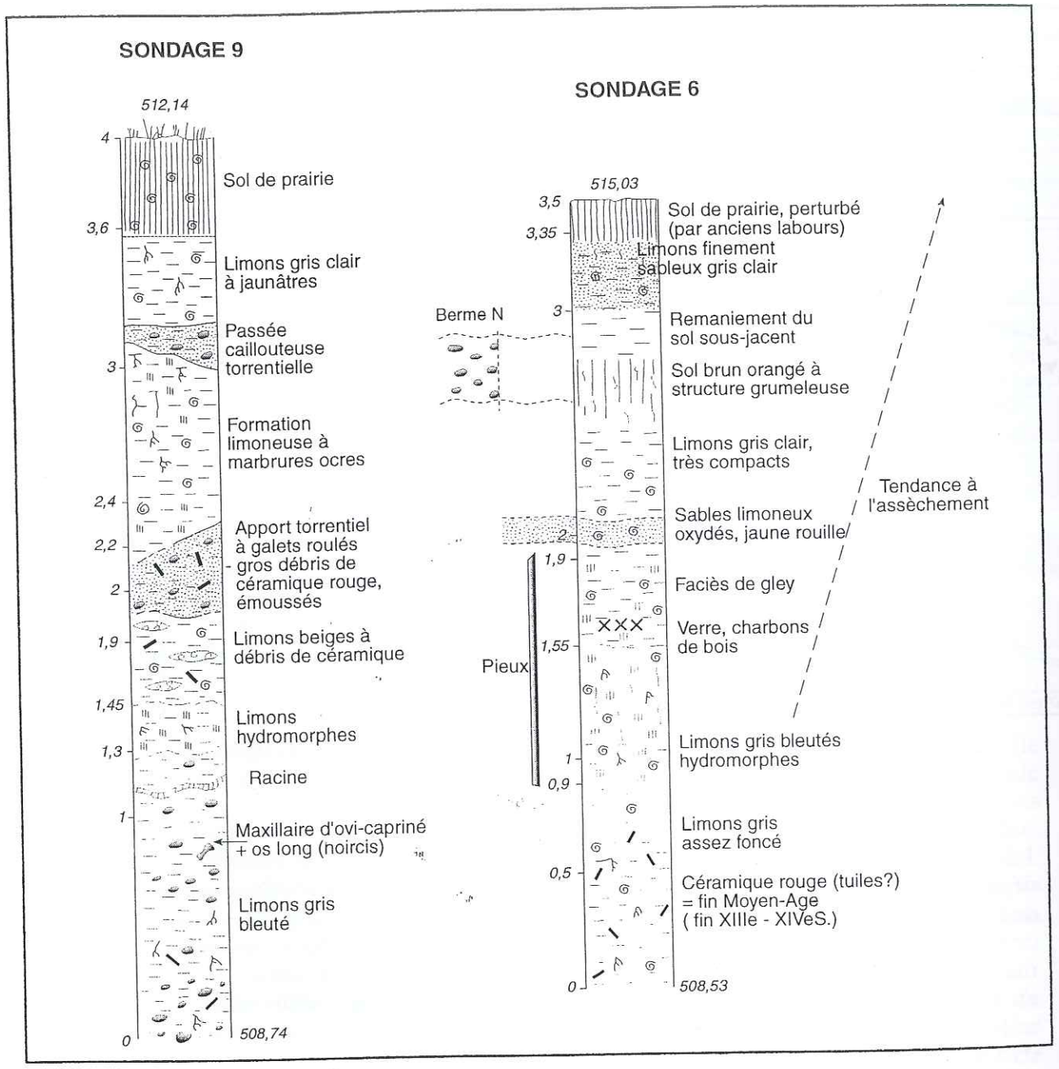


Figure 79 : Sondage 6 et sondage 9 à la confluence du Colostre et de l'Auvestre.

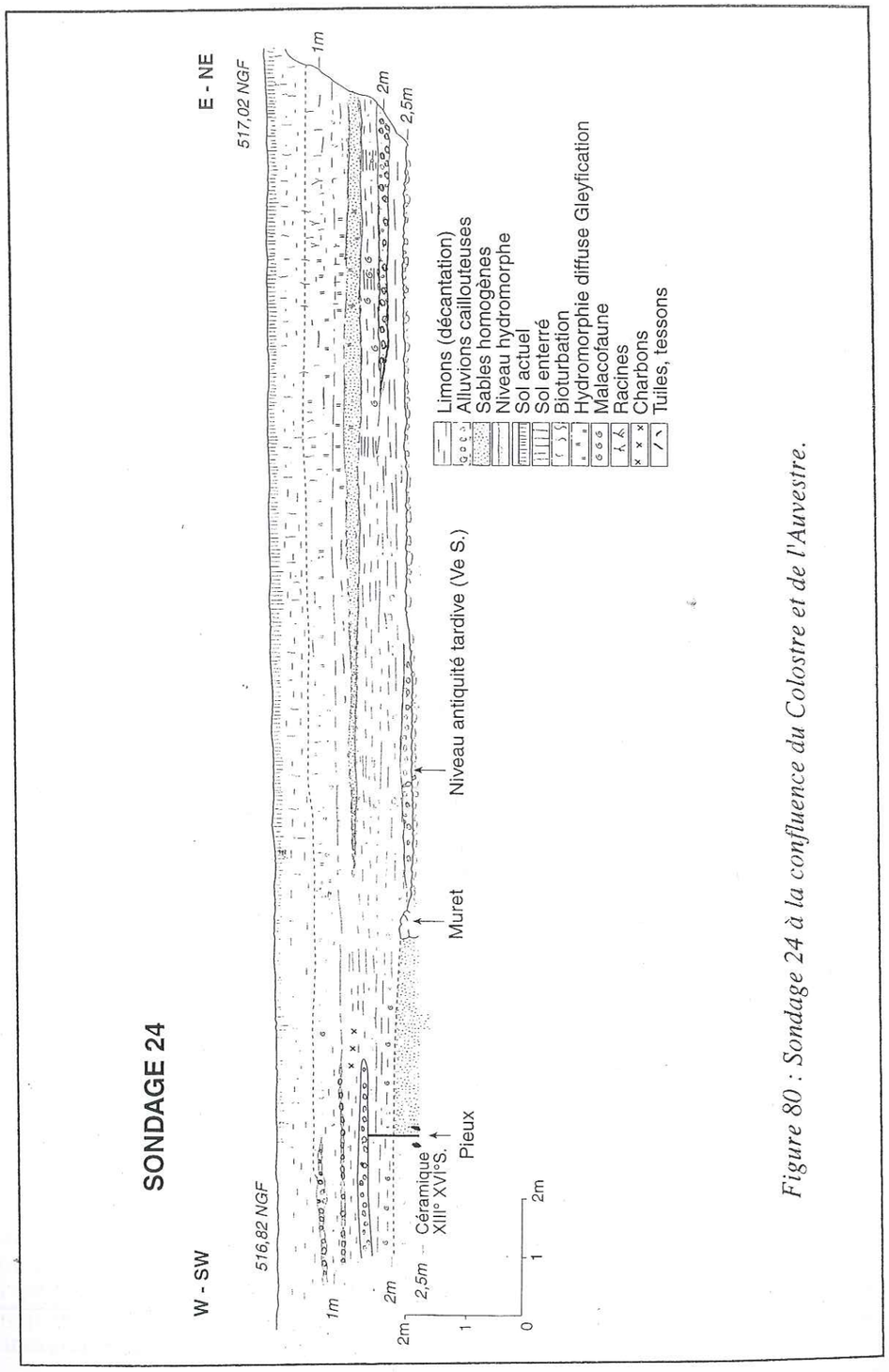


Figure 80 : Sondage 24 à la confluence du Colostre et de l'Auvestre.

Les sondages du Pré des Colonnes, situés à l'aval immédiat du site antique, entre le Colostre et l'Auvestre (**Figure 78**), ont mis au jour des pieux de bois (genévrier cade) alignés et calés par des galets enfoncés à 2,5 m de profondeur dans les niveaux limoneux hydromorphes (**Figure 80**). Les pieux sont associés à des fragments de céramique médiévale (XIII-XVIe siècle). Leur alignement évoque des palissades frustes destinées à chenaliser la rivière et à protéger les terrains riverains contre les crues. Cet aménagement témoigne, au cours de la période médiévale, d'une ré-utilisation de la plaine alluviale, vraisemblablement pour des cultures ou des pâturages. Il est possible que l'aménagement de cette zone de confluence (chenalisation des eaux) se soit fait à la faveur d'un assèchement progressif du milieu (naturel et/ou artificiel), et d'un ralentissemement des processus de sédimentation. Néanmoins, la nature des dépôts montre, à cette époque, la permanence de conditions d'hydromorphie temporaires (annuelles ou saisonnières ?). Les pieux médiévaux sont enfouis en effet dans des sédiments limoneux noirâtres, hydromorphes, à passées caillouteuses qui témoignent encore de débordements de la rivière, d'une tendance à l'aggradation et de l'instabilité persistante de son tracé au début des Temps Modernes.

Au-dessus s'observe le passage progressif à des niveaux sablo-limoneux, beiges, à passées caillouteuses grossières, épais de 1 à 1,2 m, contenant des tessons de céramique moderne remaniés. Ils attestent d'une reprise de l'activité torrentielle et sédimentaire au début ou au cours des Temps Modernes. Les textes d'archives décrivent d'ailleurs à cette époque des débordements fréquents de la rivière. Mais vers le haut, le faciès des dépôts souligne une tendance progressive à l'assèchement de la plaine alluviale vraisemblablement d'origine artificielle, comme le suggèrent deux niveaux de drains situés à -1,4 m (fin de la période moderne) et à -0,7 ou -0,6 m (XIXe siècle). Une carte ancienne (le Plan RELAVE daté de 1777) révèle que le tracé actuel de la rivière est acquis dès la fin du XVIIIe siècle. La chenalisation vraisemblablement artificielle, si l'on en juge par le tracé pour la première fois rectiligne du Colostre, a dû entraîner une reprise d'incision et favoriser un meilleur drainage du secteur.

Les corrélations stratigraphiques entre les divers sondages montrent que le point de confluence du Colostre et de l'Auvestre a migré vers l'ouest avant la fin du XVIIIe siècle. Jusqu'à la fin du siècle dernier cependant, le secteur du Pré des Colonnes a enregistré les crues récurrentes et les débordements des deux rivières, ce qui explique l'épaisseur considérable de sédiments accumulés depuis le Moyen Age (près de 3 m).

A partir de la fin du XIXe siècle, l'activité torrentielle a eu tendance à s'apaiser, favorisant ainsi l'incision verticale, accentuée en outre par de nouveaux aménagements des lits des deux rivières (digues, seuils).

1.4. INTERPRÉTATION.

La nappe alluviale antérieure à l'occupation antique du site de Riez, qui appartient vraisemblablement à l'**Age du Fer**, peut être corrélée avec la phase d'érosion et de torrentialité bien connue à cette époque (La Tène) dans les Alpes du Sud et en Provence (JORDA M, 1993 ; JORDA et PROVANSAL, 1996). Elle est contemporaine d'une période de dégradation climatique. Elle se met en place dans un contexte d'anthropisation croissante du plateau et des versants, mais qui ne concerne pas semble-t-il les fonds alluviaux (milieux instables, dynamiques, difficiles à gérer). Aucune donnée ne permet d'affirmer que le peuplement ait été suffisant pour contribuer, localement du moins, à l'aggravation de la dynamique érosive et sédimentaire dont l'origine s'avère vraisemblablement climatique. On rejoint là une conclusion qui paraît s'appliquer également à la zone intra-alpine (cf chapitre 2) et qui tend à minoriser le rôle de l'anthropisation dans l'évolution des géosystèmes sud-alpins antérieurement à la période historique (JORDA M, 1985, 1987).

Le déplacement de l'habitat depuis les hauteurs vers le fond de la vallée au **Ier siècle av. JC** semble se faire à la faveur d'un apaisement de l'activité fluviale. Le paléochenal mis en évidence par les sondages est profond, ce qui témoigne d'une bonne chenalisation des eaux du Colostre, entre des berges assez stables pour être occupées par des structures d'habitat. Les crues ne débordent pas dans la plaine alluviale. Cette tendance dynamique s'accorde bien avec une ambiance climatique apparemment peu agressive notamment dans ses aspects hydrologiques, mise en évidence à cette époque dans le sud de la France (JORDA M, 1992 ; PROVANSAL, 1992 ; MAGNY et RICHARD, 1992). Mais la société gallo-romaine est aussi connue pour son savoir-faire dans la maîtrise de l'eau et la gestion savante des terroirs agricoles. Les fouilles archéologiques sur le site ont d'ailleurs mis en évidence, on l'a vu, des éléments d'un système de drainage. Une gestion efficace de la plaine alluviale peut expliquer que la forte emprise humaine gallo-romaine n'ait pas engendré, à cette époque, de crise érosive et sédimentaire importante.

A partir de la **désorganisation de l'empire romain** et de l'abandon du site (Ve siècle ap. JC), on assiste à un comblement du paléotalweg par des apports limono-sableux à caractère hydromorphe, à la paludification de la zone, tandis que le Colostre se déplace vers le nord. Cette évolution peut être imputée à l'abandon du site et de ses aménagements. Mais elle reflète certainement aussi, comme cela a été montré ailleurs, un changement des conditions climatiques, une augmentation des précipitations et/ou une modification de leur régime saisonnier au cours de l'Antiquité tardive (MAGNY et RICHARD, 1992).

Au cours du **Moyen Age** la plaine alluviale est vraisemblablement utilisée pour l'agriculture et protégée des crues du Colostre et de l'Auvestre par des alignements de pieux. Il est possible que, durant une partie de l'époque médiévale, les crues aient été moins fréquentes et que la tendance à l'aggradation ait été ralentie. Mais aucun élément chronostratigraphique ne permet actuellement de confirmer cette hypothèse.

C'est **postérieurement au Moyen Age** que l'activité détritique du Colostre et de l'Auvestre semble avoir été la plus importante. D'épais dépôts alluviaux sableux et sablo-limoneux à passées caillouteuses recouvrent les niveaux précédents et les alignements de pieux aménagés à la fin du Moyen Age. La confluence des deux rivières progresse vers l'aval. Des vestiges de drains à plusieurs niveaux dans les sondages témoignent des travaux réalisés pour assécher le secteur. Cette phase d'intense détritisme à caractère torrentiel doit être attribuée ici, comme sur les autres systèmes fluviaux sud-alpins et provençaux, aux conséquences d'une forte pression agro-pastorale associée la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire.

La tendance à l'aggradation du secteur s'estompe vers la **fin du XIXe siècle**, où les deux rivières incisent à nouveau leur lit. Ce phénomène est contemporain de la fin de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire, mais il n'est pas étranger non plus aux nombreux aménagements réalisés sur le cours du Colostre (seuils, endiguements), ni à la déprise agro-pastorale progressive de notre siècle, favorable à une reconquête forestière des versants.

CONCLUSION.

Il faut souligner l'originalité de l'évolution de ce secteur caractérisé globalement par une activité morphogénique assez modeste. Celle-ci ne se traduit pas par des formes d'érosion ou d'accumulation aussi spectaculaires que dans les autres bassins de la Moyenne Durance (bassins de marnes noires préalpins ou de la zone intra-alpine). Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce phénomène : la faiblesse des précipitations et la perméabilité du substrat qui engendrent des débits modestes, voire inexistants en dehors des épisodes pluvieux d'automne et de printemps ; la compétence des cours d'eau qui n'est pas suffisante pour mobiliser le stock détritique disponible constitué d'éléments grossiers (galets du conglomérat de Valensole), leur charge alluviale se limitant essentiellement à des éléments fins (sables et limons) ; enfin, la protection efficace des versants par une végétation qui se reconstitue assez rapidement après des défrichements.

Le détritisme s'exprime essentiellement par des phénomènes d'engorgement et le dépôt de sédiments limoneux ou limono-sableux, à caractère hydromorphe. La nature du détritisme s'oppose ici à l'activité torrentielle à forte charge caillouteuse qui caractérise les torrents en zone intra-alpine.

Alors que dans les secteurs plus montagnards (préalpins ou intra-alpins), les dépôts du premier Holocène occupent une place primordiale dans les paysages fluviaux, on ne rencontre dans la vallée du Colostre que des sédiments alluviaux historiques, dont la majeure partie - plus de 2 m d'épaisseur - s'est mise en place postérieurement à la période médiévale. Tout se passe comme si ce milieu alluvial, relativement éloigné des massifs pré-alpins, avait assez peu enregistré l'évolution hydrosédimentaire des premiers millénaires de l'Holocène, alors qu'il a réagi plus vigoureusement aux effets combinés de la variable climatique et de l'anthropisation lors des deux derniers millénaires.

2. MORPHOGENÈSE ET DÉTRITISME ALLUVIAL HISTORIQUE LE LONG DE L'AXE DURANCIEN.

Dans la vallée de la Durance, l'analyse de la morphogenèse fluviatile postglaciaire se heurte à l'absence ou au caractère lacunaire des dépôts holocènes et à la médiocre différenciation des modelés de la plaine alluviale. Les dépôts postglaciaires observés, souvent récents, s'étalent en effet dans le vaste champ d'inondation sans qu'aucun niveau de terrasse ne se distingue entre la rivière et les basses terrasses würmiennes. Peu de coupes sont visibles sur le terrain et l'analyse des sondages que nous avons recensés au B.R.G.M. (Marseille) s'est révélée décevante (MIRAMONT, 1994).

Afin de pallier cette carence d'informations, d'autres sources de données ont été exploitées : d'une part la recherche d'indices archéologiques et, d'autre part, l'exploitation de documents écrits et cartographiques tirés des archives. Cette dernière voie d'investigation a été abordée avec l'aide généreuse et éclairée de l'historien G. PICHARD.

Il est apparu au cours de ce travail que la Basse Durance pouvait fournir des données susceptibles de compléter celles que nous avons obtenues dans la région préalpine. Nous avons donc choisi d'utiliser ces informations, bien qu'elles nous conduisent à l'aval de notre secteur d'étude initial. Ce thème de recherche s'inscrit dans la continuité du mémoire de D.E.A. que nous avions présenté en 1994.

2.1. LA PLAINE ALLUVIALE DURANCIENNE.

De Monetier-Allemont à la confluence avec le Buëch à Sisteron, la Durance incise profondément l'épaisse nappe caillouteuse fluvioglaciaire würmienne des "Poudingues de la Durance" (TIERCELIN, 1974) qui délimite fermement le lit majeur de la rivière.

A l'aval de la cluse de Sisteron, la Durance est encore encaissée en contrebas de plusieurs niveaux de terrasses fluvioglaciaires. Mais à partir de la confluence avec la Bléone, la vallée s'élargit dans les formations du bassin néogène de Digne-Valensole. Les lits fluviaux s'étalent dans la plaine alluviale qui peut atteindre 3 km de large. Jusqu'à la cluse de Mirabeau en aval, la Durance conserve une pente assez forte de 3‰. Le tracé méridien de la rivière est calqué sur l'accident médio-durancien qui a joué, depuis la fin de l'Éocène, un rôle essentiel dans l'évolution paléogéographique et géodynamique de ce secteur de la Moyenne Durance. Huit niveaux de terrasses pléistocènes s'étagent sur les versants, notamment en rive gauche (DUBAR, 1979, 1983 ; GABERT, 1979). Les plus récents correspondent à des nappes fluvioglaciaires rissiennes et würmiennes. Ces dernières contituent la limite d'extension de la plaine alluviale dans laquelle s'inscrivent les dépôts holocènes. Mais, à la différence des petits organismes des vallées affluentes, on n'observe pas de niveaux de terrasses postglaciaires bien différenciés.

A l'aval de Mirabeau, la rivière pénètre dans le domaine de la Basse Durance. Elle adopte le tracé est-ouest des structures provençales. La vallée est globalement adaptée, jusqu'à sa confluence avec le Rhône, à l'ample inflexion "synclinale" que dessine le

piémont néogène méridional du chaînon du Lubéron. En l'absence désormais d'affluent important, il semble que la charge alluviale grossière soit essentiellement tributaire des apports longitudinaux alpins.

2.2. L'ÉVOLUTION DE LA PLAINE ALLUVIALE JUSQU'AUX XVIIIE ET XIXE SIÈCLES.

2.2.1. LA PÉRIODE ANTIQUE.

Les sites archéologiques recensés à proximité du lit de la rivière sont malheureusement rares - trois seulement en Moyenne Durance - et n'ont généralement pas fait l'objet de campagnes de fouilles (**Figure 81**). Ces renseignements ne permettent donc d'avancer que de prudentes hypothèses.

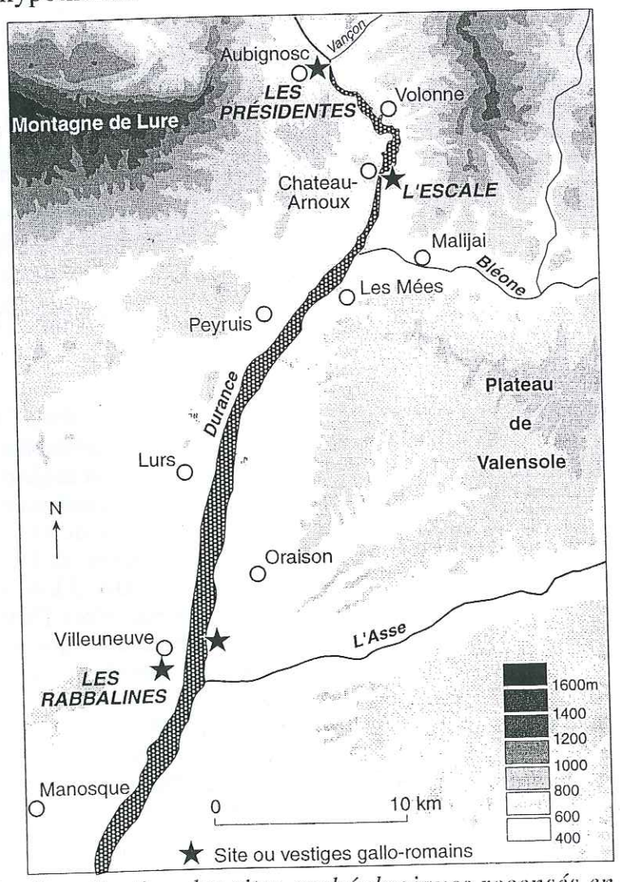


Figure 81 : Localisation des sites archéologiques recensés en bordure de la Moyenne Durance.

• En 1886, une crue de la rivière a mis à jour, sur une basse terrasse de la rive droite, le site gallo-romain du Bourguet de l'Escale, près de Château-Arnoux (ROLLAND 1962, MOULIN 1964 ; BARRUOL, 1966a) (**Figure 81**). Les fouilles ont révélé, selon les auteurs, la présence d'un "port" antique. Les monnaies et les céramiques ont permis de dater la période d'occupation du Ier siècle ap. JC sur un site déjà fréquenté au IIe et au Ier siècles av. notre ère. Les constructions étaient enfouies sous des colluvions provenant des versants qui dominent le site. Il est probable que le port fut abandonné et détruit à l'époque des invasions barbares, après le IIIe siècle. Malheureusement, il n'est pas possible de poursuivre plus loin l'analyse, le site étant aujourd'hui sous les eaux du barrage de Château-Arnoux.

• Les prospections archéologiques qui ont précédé la construction de l'autoroute A51 ont permis de recenser une villa gallo-romaine au lieu-dit des Rabbalines, sur la commune de Villeneuve (**Figure 81**). Un four à amphores a été découvert à la limite extérieure du lit moyen historique (XIXe siècle) de la Durance. Les archéologues affirment que le four n'a pu fonctionner dans une zone humide régulièrement envahie par les eaux de crues comme cela était le cas au XIXe siècle et au début du XXe siècle, à l'endroit de la découverte.

• Enfin, en face de ce site, sur la rive gauche de la rivière, les vestiges d'un four romain ont été signalés sur les marges externes du lit moyen (**Figure 81**).

L'emplacement des trois sites laisse supposer que la Durance possédait à l'époque antique des lits fluviaux moins étendus qu'au début du XXe siècle. Par ailleurs, d'après certains archéologues (FEVRIER *et al.*, 1989 ; BARRUOL, 1965, 1966a, 1967), la navigation "descendante" et "montante" en Durance était possible à cette époque grâce à des radeaux halés à la remontée. Ces indications semblent témoigner, à l'époque antique, d'une rivière au régime hydrologique plus régulier, aux chenaux plus profonds et moins nombreux. L'observation s'accorde assez bien avec les résultats des travaux menés dans les affluents duranciens : la cité antique de Riez occupe les berges et la plaine alluviale du Colostre ; le site gallo-romain de Digne est installé dans le lit d'inondation protohistorique du Mardaric en bordure de la Bléone (JORDA C., 1991). Plus globalement, toutes les données sédimento-stratigraphiques alluviales du bassin durancien (JORDA M, 1993) soulignent l'indigence relative de l'activité érosive et de l'hydrodynamisme au cours des trois ou quatre siècles qui entourent le début de notre ère.

Ainsi, dans le bassin durancien, l'époque romaine semble bien être contemporaine d'une période de calme hydrologique. Les lits fluviaux paraissent moins étendus, les débordements moins fréquents, les chenaux sans doute moins nombreux et plus profonds.

Généralement, les sites duranciens de plaine alluviale ont été abandonnés lors de l'Antiquité tardive au profit des hauteurs voisines. C'est le cas par exemple du "port" du Bourguet que les populations désertent à la fin de l'Antiquité pour s'installer sur le site perché de Scala ou Villevieille situé à proximité (BARRUOL, 1966a). Il en est de même à Riez où la colline de Saint-Maxime sert de refuge à l'époque médiévale aux populations autrefois installées dans la plaine alluviale du Colostre. Les vestiges gallo-romains sont alors souvent recouverts par des dépôts hydromorphes, torrentiels ou colluviaux. C'est le

cas, on l'a vu, de la cité de Riez, ainsi que des cônes torrentiels latéraux de la vallée de l'Ubaye (bassin de Barcelonnette). On peut citer aussi l'exemple de la villa gallo-romaine des Présidentes construite sur le cône protohistorique du ravin de Maurieu, affluent de rive droite de la Durance à l'amont de Saint Auban (**Figure 81**), occupée du Ier au IIIe siècle ap. JC et recouverte après son abandon par des apports alluviaux caillouteux (BUISSON-CATIL *et al.*, 1990).

Il apparaît ainsi que la fin de la période antique a connu - sur une durée qu'il est difficile d'apprécier - un regain de l'activité hydrodynamique, érosive et détritique. Il est vraisemblable que la Durance a enregistré cette évolution mais nous ne disposons d'aucune donnée permettant d'en mesurer les effets (rareté des coupes exploitables et bien calées chronologiquement, descriptions lithostratigraphiques trop sommaires fournies par les rapports archéologiques souvent anciens).

2.2.2. LE MOYEN-AGE.

2.2.2.1. Les textes d'archives

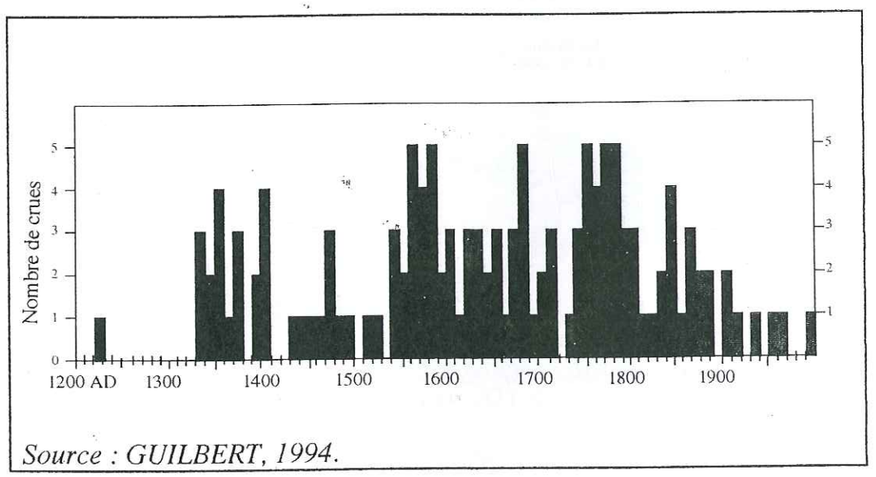
"In nomine Domici ego Reimundus gratia Dei comes et provincie Marchio, ob remedium peccatorum meorum et salutem anime mea ac parentum meorum, dono Domino Deo ... quidquid usus aut reditus sive **per Durentiam sive per Rhodanum, et in navibus per eosdem fluvios**, sive cum sale sive cum quibuslibet mercimoniis **ascendentibus** sive que ego in proprio habeo sive que homo aut femina per manum meam vel feuo vel pignore vel alio quoquemodo habent tenent vel ab hac die et deinceps proprie naves et rates prelibati monasterii nichil vel **ascendendo vel descendendo** quicquid illi accidat aut in navi aut in terra tribuat, neque ego nec homo pro me **ascensum** vel reditum aut tributum ab eis exigamus vel exigere faciamus, sed et illud quod Dulcis comitissa vel alii quilibet boni viri jam dicto monasterio dederunt vel daturi sunt et laudo et confirmo. Si autem aut ego aut quelibet alia magna vel parva persona cujuscumque sit ordinis vel conditionis contra hanc donationem nostram veniens hoc errumpere vel inquietare tentaverit non valeat vendicare, sed compositis prius tribus libris auri, postea hec nostra donatio firma et stabilis in eternum quiete et inconcusse permaneat. Actum est hoc quinto kalendas augusti anno Domini millesimo nonagesimo quarto. – Raimundus, comes hanc donationem sicut scriptum est aut melius sine enganno dici potest, facio, laudo, confirmo et testes firmare et rogo et precipio. Ego Alvira comitissa laudo dono et firmo. Decanus firmavit : Willelmus de Sabra, firmavit. Julco Dodonis firmavit. Raimundus de Biterris, firmavit";

Source : J.J.ESMIEU, 1803

Figure 82 : Charte du XIe siècle témoignant de la navigabilité de la Durance.

Les informations relatives au début du Moyen Age sont quasi-inexistantes. D'après certains auteurs (BARRUOL, 1965 ; FOURQUIN, 1969), il est possible que comme à l'époque romaine, la Durance ait été navigable dans le sens de la descente et de la remontée. C'est ainsi que la charte citée par ESMIEU (1803) (**Figure 82**), datée d'août 1094, prouverait, au XIe siècle, le flottage des radeaux à la descente (*ratibus descendentibus*) mais aussi des bateaux (*in navibus*) à la remontée (*ascendendo*) avec des chargements de sel et de marchandises. Mais, même si cette hypothèse se révélait exacte, la navigabilité de la rivière à cette époque est-elle réellement un indicateur de son hydrodynamisme ? Les moindres voies d'eau relayent, de l'Antiquité jusqu'au Moyen Age, et sans doute à l'époque Moderne, des routes et des chemins difficilement carrossables. A la descente, la rivière permet le transport de marchandises sur des radeaux constitués de troncs d'arbres assemblés, qui sont utilisés d'ailleurs jusqu'au début de notre siècle. Seule la navigation dans le sens de la remontée, grâce à un système de halage, peut éventuellement témoigner d'une période de régimes assez réguliers caractérisés par des débits relativement abondants mais aussi de crues moins fréquentes et une moindre divagation des chenaux. Dans le cas de la Durance, les indices d'un tel trafic sont encore ténus et sujets à polémiques et doivent être considérés avec beaucoup de prudence.

A partir des décennies 1350-1360, de nombreuses crues duranciennes sont signalées dans les textes d'archives (**Figure 83**) (GUILBERT, 1994 ; MIRAMONT, 1994 ; MIRAMONT et GUILBERT, 1997 ; PICHARD, thèse en cours). **Ces épisodes hydrologiques récurrents suggèrent une recrudescence de l'activité torrentielle qui s'affirme dès la seconde moitié du XIVe siècle.**



Source : GUILBERT, 1994.

Figure 83 : Chronologie des crues de la Durance à l'époque historique.

L'absence de témoignages de débordements antérieurement à cette période est-elle synonyme de calme hydrologique ? Ne faut-il pas y voir simplement une lacune documentaire ? Les recherches géo-archéologiques réalisées récemment en Basse Durance permettent d'avancer des éléments de réponse.

2.2.2.2. Le site de Silvacane

L'abbaye cistercienne de Silvacane est située en rive gauche de la Basse Durance, sur la commune de la Roque d'Anthéron (**Figure 84**). Elle est établie, en piémont de la chaîne des Costes, sur une basse terrasse qui domine le lit majeur de la Durance d'une dizaine de mètres.

En 1996, une fouille archéologique a occasionné l'ouverture de plusieurs sondages dans et autour de l'abbaye. Ils ont mis au jour des structures d'habitats et permis d'observer, en contrebas de l'édifice, les dépôts de crues historiques du champ d'inondation de la Durance (JORDA C. in MOLINA, 1996, 1997 ; DUFOSSEZ et THIBOUT, 1997).

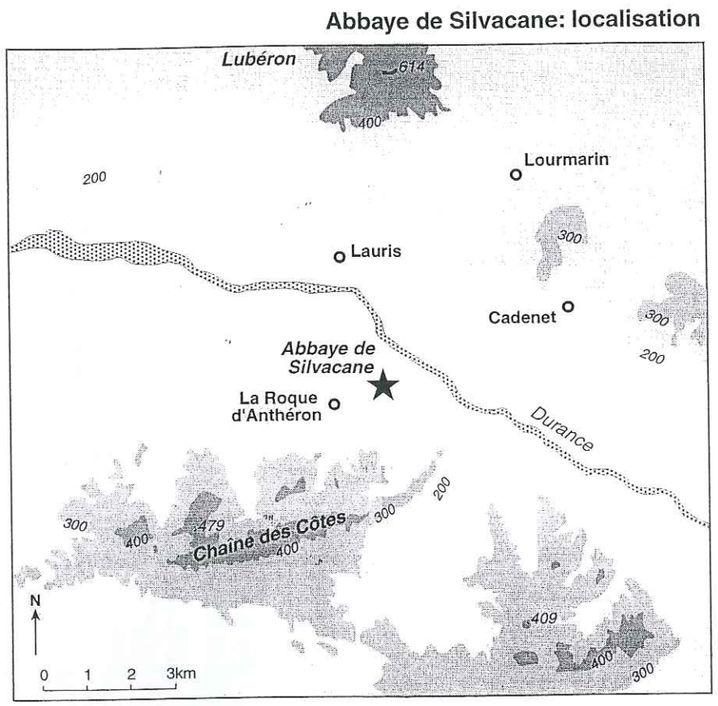


Figure 84 : Localisation du site de l'Abbaye de Silvacane.

L'abbaye médiévale est composée de plusieurs bâtiments (**Figure 85 et 86**). Au sud, l'église est bâtie sur les calcaires compacts du Rognacien supérieur. Elle est située en contrebas de la terrasse réputée rissienne de la Durance, dont le rebord a été vraisemblablement entaillé à cet endroit lors de la construction de l'église (**Figure 87**). Au nord, une partie du cloître et le réfectoire reposent sur une épaisse formation travertineuse qui drape le front du talus et domine la plaine alluviale de la Durance de quelques mètres. Les travertins, dont la présence est liée à une importante source karstique localisée au sud de l'abbaye (source "du Lavoir"), sont attribués, par analogie avec les autres travertins de Basse Provence, à la première moitié de l'Holocène

(Préboréal à Atlantique) (VAUDOUR, 1986, 1993, 1994). L'analyse de ces dépôts, sur le site de l'abbaye, montre d'ailleurs une dégradation de la travertinisation (arrivée d'éléments détritiques) à partir de la fin du Néolithique (Chasséen) vraisemblablement en relation avec une première implantation humaine dans l'environnement proche.

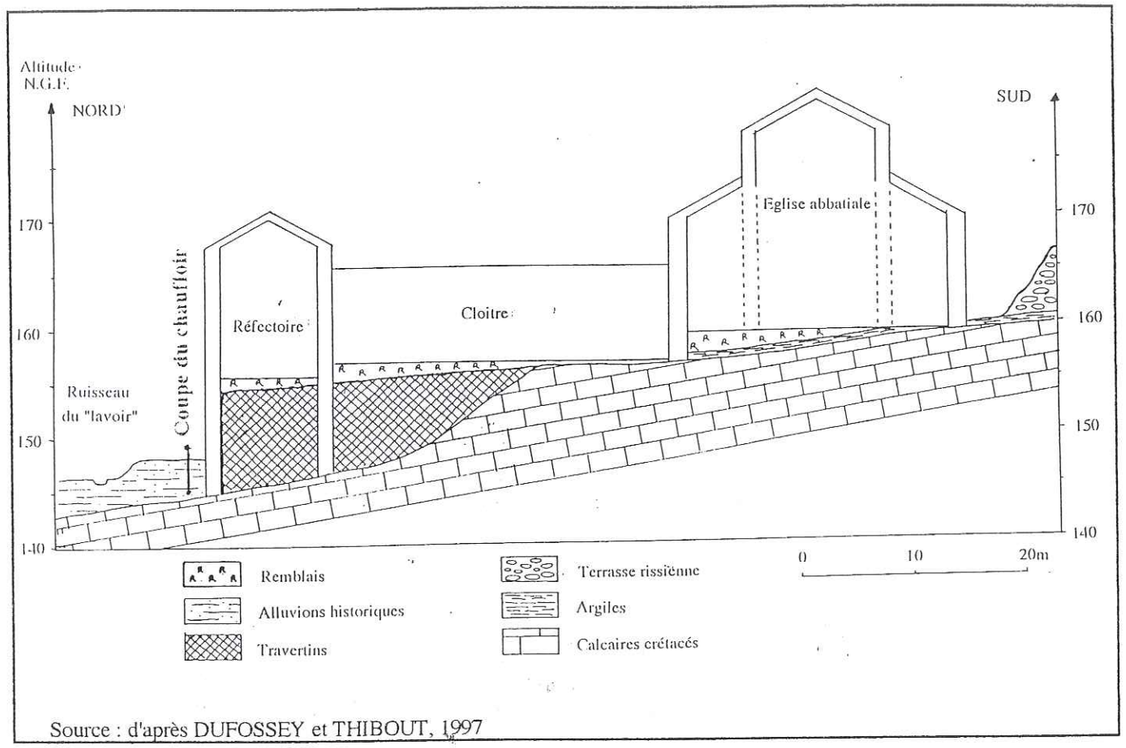


Figure 85 : Coupe longitudinale de l'Abbaye de Silvacane.

La construction de l'abbaye médiévale de Silvacane a été réalisée en plusieurs étapes (**Figure 86**). Au milieu du XIIe siècle, les moines s'assurent le contrôle des écoulements issus de la source "du Lavoir" (**Figure 87**) et assèchent le site qui devait être, saisonnièrement du moins, marécageux. L'église, les bâtiments monastiques, la porterie et les bâtiments annexes sont édifiés à la fin du XIIe siècle et au début du XIIIe siècle. Le cloître et les bâtiments d'accueil sont construits au cours de la seconde moitié du XIIIe siècle. Enfin, le réfectoire (Chauffoir) est daté du XIVe siècle.

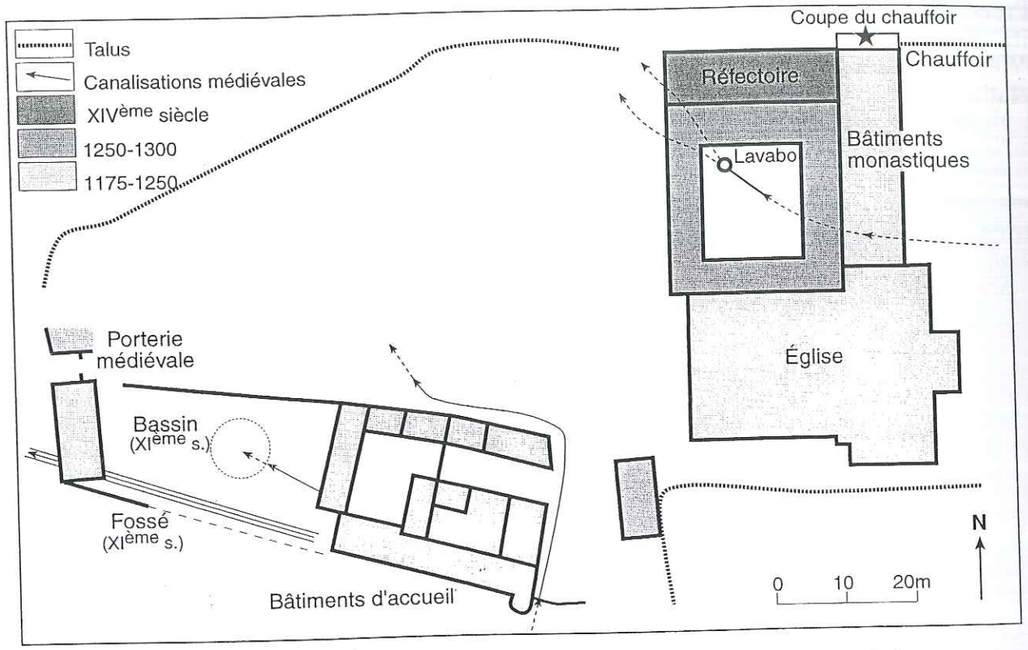


Figure 86 : Plan des phases de construction de l'Abbaye de Silvacane.

Un sondage archéologique de 3 m de profondeur (**Figure 88**), situé à la base du mur septentrional du réfectoire, en bordure et au niveau du lit majeur historique de la Durance, a fourni des informations concernant les crues historiques de la rivière.

La tranchée a révélé, à sa base, une formation colluviale épaisse d'une vingtaine de centimètres (2) contenant des galets remaniés de la terrasse rissienne et antérieure à la mise en place du mur voire même à la construction de l'abbaye. Cette formation est entaillée par un chenal latéral provenant du ruisseau de la "source du Lavoir" dont le tracé a été détourné artificiellement vers l'ouest. Le paléochenal est comblé par des apports fluviatiles et subtorrentiels alternés provenant de la Durance (niveaux 6, 9, 10) et du ruisseau de "la source du Lavoir" (niveaux 4, 4', 5, 6', 10a, b et c) qui reflètent la tendance au rehaussement général de la plaine alluviale. Ces dépôts contiennent des débris de céramique datés du XVe siècle et des charbons de bois qui peuvent s'expliquer par la présence, au-dessus de la coupe, de la fenêtre du chauffoir par laquelle les moines se débarrassaient probablement des cendres de cheminée et de divers déchets. Pour finir, un dépotoir moderne (XVIIIe ou XIXe siècle) (12) fossilise les dépôts précédents. Une passée fluviatile attribuable au ruisseau de "la source du Lavoir" vient s'interstratifier à ces dépôts anthropiques.

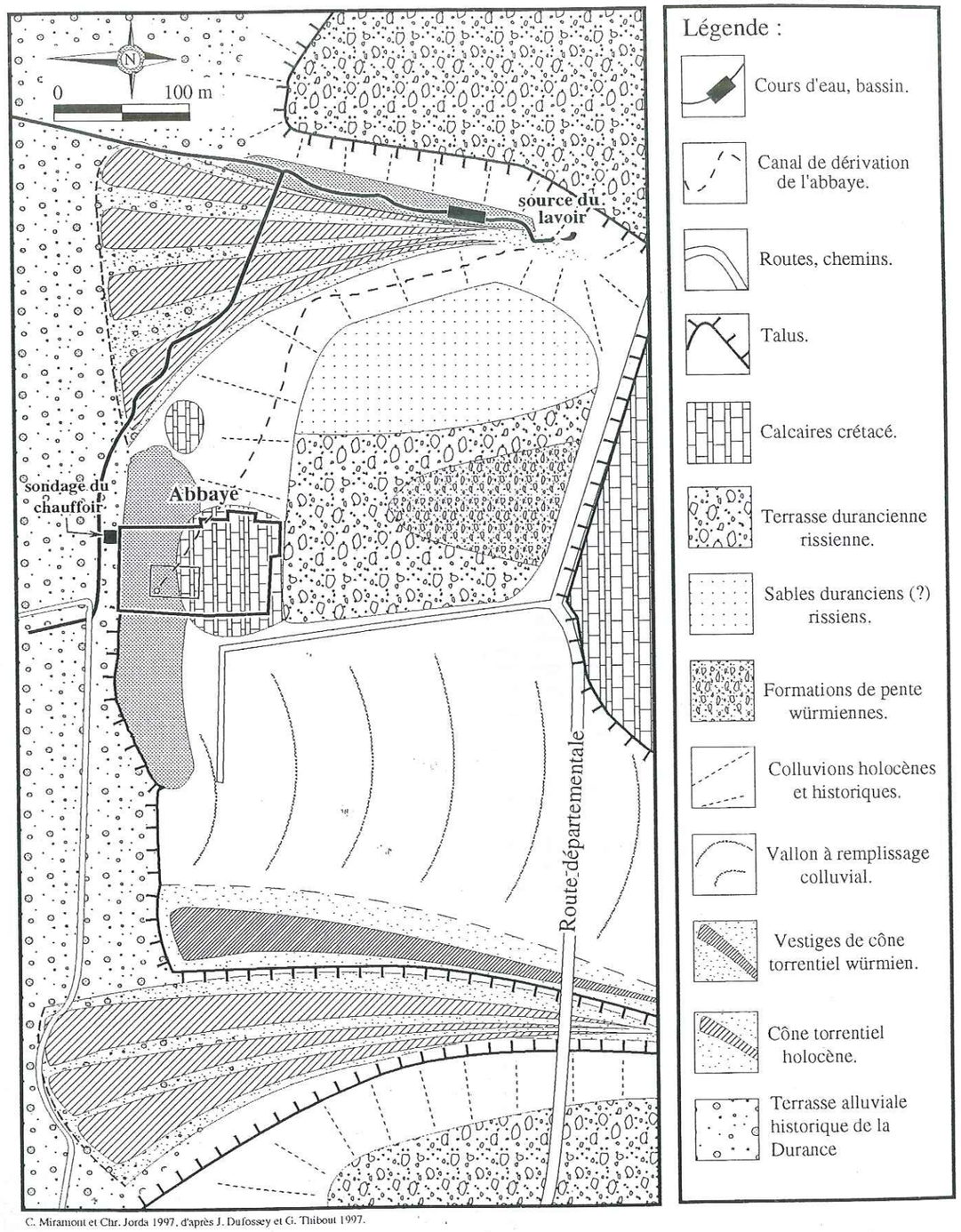
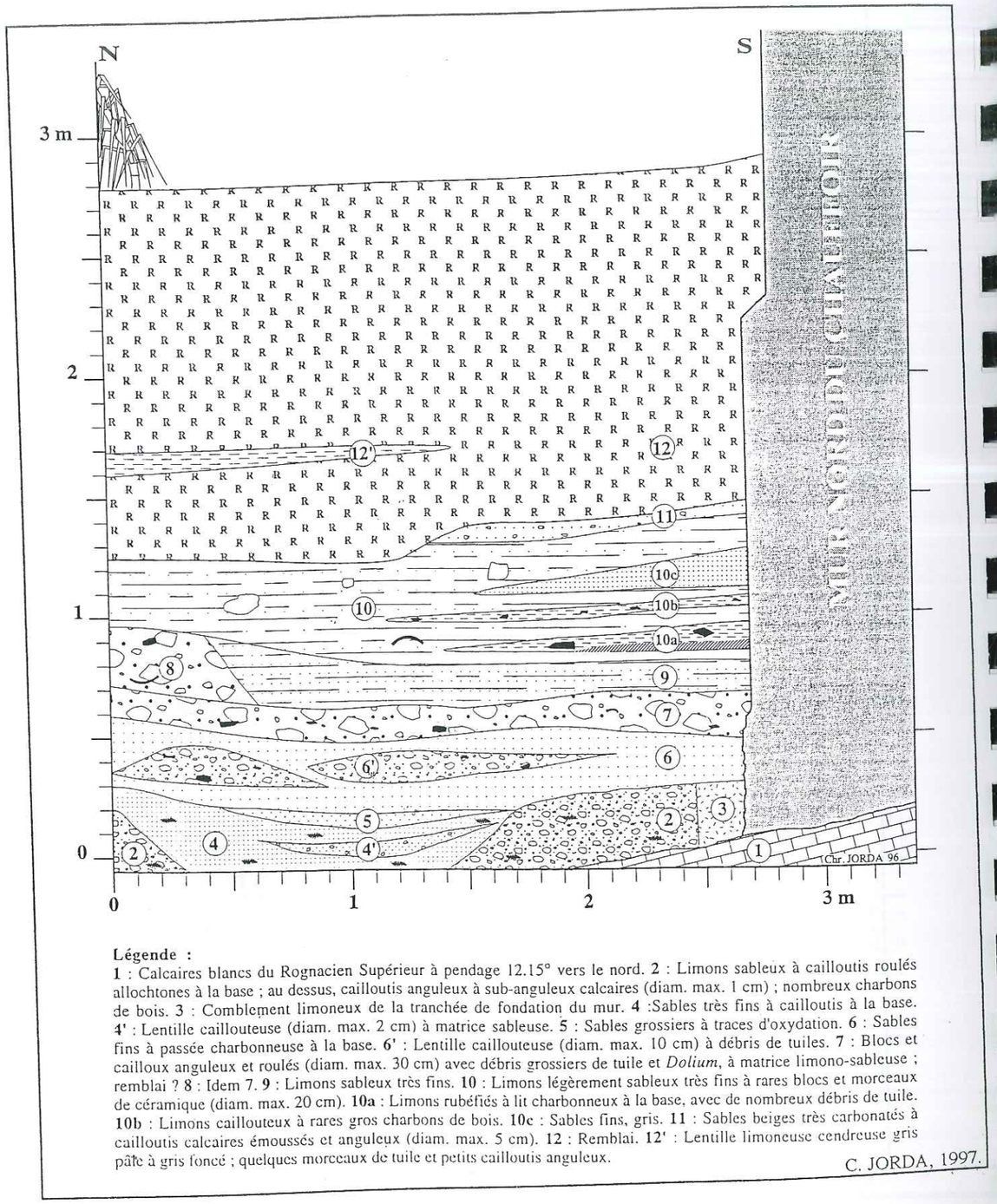


Figure 87 : Abbaye de Silvacane. Croquis géomorphologique simplifié.



Légende :
1 : Calcaires blancs du Rognacien Supérieur à pendage 12.15° vers le nord. **2** : Limons sableux à cailloutis roulés allochtones à la base ; au dessus, cailloutis anguleux à sub-anguleux calcaires (diam. max. 1 cm) ; nombreux charbons de bois. **3** : Comblement limoneux de la tranchée de fondation du mur. **4** :Sables très fins à cailloutis à la base. **4'** : Lentille caillouteuse (diam. max. 2 cm) à matrice sableuse. **5** : Sables grossiers à traces d'oxydation. **6** : Sables fins à passée charbonneuse à la base. **6'** : Lentille caillouteuse (diam. max. 10 cm) à débris de tuiles. **7** : Blocs et cailloux anguleux et roulés (diam. max. 30 cm) avec débris grossiers de tuile et *Dolium*, à matrice limono-sableuse ; remblai ? **8** : Idem 7. **9** : Limons sableux très fins. **10** : Limons légèrement sableux très fins à rares blocs et morceaux de céramique (diam. max. 20 cm). **10a** : Limons rubéfiés à lit charbonneux à la base, avec de nombreux débris de tuile. **10b** : Limons caillouteux à rares gros charbons de bois. **10c** : Sables fins, gris. **11** : Sables beiges très carbonatés à cailloutis calcaires émoussés et anguleux (diam. max. 5 cm). **12** : Remblai. **12'** : Lentille limoneuse cendreuse gris pâle à gris foncé ; quelques morceaux de tuile et petits cailloutis anguleux.

C. JORDA, 1997.

Figure 88 : Abbaye de Silvacane. Coupe du Chauffoir.

Cette disposition - notamment la présence d'apports colluviaux - montre que le niveau de la plaine alluviale antérieurement à la construction de l'abbaye médiévale était 2 ou 3 m plus bas qu'aujourd'hui. Dès lors, il n'est pas impossible que des vestiges plus anciens, gallo-romains par exemple, soient enfouis sous les dépôts historiques de la rivière.

Par ailleurs, lors de la fondation de l'abbaye au XIIe siècle et jusqu'au XIIIe siècle, date de construction du chauffoir, l'axe majeur de la rivière devait être éloigné du site qui n'était en tous cas pas atteint par les crues.

A partir de la fin du Moyen Age, la plaine alluviale connaît une tendance marquée à l'aggradation. Des dépôts torrentiels provenant du ravin "de la source du Lavoir" recouvrent les colluvions et précèdent l'arrivée de multiples séquences de crues duranciennes contenant des tessons de céramique, les plus anciens datés du XVe siècle. A partir de cette période, l'abbaye rencontre de profondes difficultés politiques mais surtout économiques et, à la fin du XVe siècle, elle n'est plus occupée que par deux ou trois moines. Le remblai au sommet de la coupe a vraisemblablement empêché les crues contemporaines d'atteindre désormais le mur de l'abbaye.

Ainsi, l'ensemble des données recueillies au pied de l'abbaye, en bordure du lit majeur historique de la Durance, ne fournissent **aucun indice d'une activité hydrodynamique ou de crues importantes de la rivière attribuables au début du second millénaire ap. J.C.** Le niveau de la plaine alluviale en Basse Durance est plus bas que l'actuel, les débordements sont vraisemblablement rares ou du moins d'ampleur modeste. Il est possible que de telles conditions aient favorisé le développement d'un trafic fluvial.

Succédant à ce calme hydrologique apparent, **des épisodes de crues sont plus fréquemment évoqués dans les textes à partir des décennies 1350-1360, ce que confirme la coupe du chauffoir. En Basse Durance, la plaine alluviale connaît dès lors une tendance à l'aggradation.**

2.2.3. Les Temps Modernes et le début de la période contemporaine.

La période 1410-1540 présente une contraste accusé par rapport aux décennies précédentes : les archives ne révèlent que de rares mentions de crues ce qui témoigne vraisemblablement d'une certaine "tranquilité hydrologique" (**Figure 83**). En revanche, de 1540 à 1870 se dégage une longue phase caractérisée par une fréquence élévée d'épisodes de crue exceptionnels. Cette phase n'est pas uniforme mais se divise en courtes crises hydrologiques de 30 à 60 ans : 1540-1610, 1640-1710, 1750-1820 et 1841-1900.

Les descriptions de l'aspect de la rivière et de son comportement hydrologique et hydrodynamique deviennent abondantes : engravements de champs, érosion et reculs des berges, perte de terrains cultivés, digues et épis emportés... Les textes témoignent de l'élargissement du lit mineur en Moyenne Durance. Par exemple, les îles (ou "iscles") et les atterrissements de la commune de Valensole ont connu de profondes mutations entre le début et la fin du XVIIIe siècle : « Plusieurs parties de ces Iscles ont été emportées ... ,

ce qui prouve que le lit de la Durance s'est agrandi alternativement aux dépens des deux rives. » (Conseil municipal de Valensole, 1861, in GIBELIN, 1990). Au début du XIXe siècle, « si on en croit les vieillards du pays, depuis trente années, on a vu disparaître plus de champs, plus de prairies, que peut-être il en avait été emporté par les torrents dans le cours des deux siècles antérieurs » (Rapport du Préfet Dugied, 1819, in GIBELIN, 1990). Autre texte significatif, celui du Conseil municipal de Peyruis au milieu du XIXe siècle : « Si on consulte les cadastres de 1725 et 1760 de la commune de Peyruis, ... , depuis un temps immémorial, les habitants de Peyruis possédaient des terres labourables, prés et vignes au-dessous de la berge, et qu'il est vrai que ces propriétés furent emportées en partie par les eaux de la Durance... Que si par contraire on consulte les anciens cadastres de la ville des Mées, on trouvera que les bords de la Durance n'étaient pas cultivés dans la partie qu'on veut endiguer et que, sauf le terrain qui a été emporté depuis quelques années, il n'y avait au-dessous de la berge que des terrains marécageux, qui par suite des miasmes qui s'en exhalaient, avaient donné à la ville des Mées la réputation d'être un pays très fiévreux, que cette ville n'a joui d'un air pur et sain que depuis que la Durance a emporté tous les marécages. »

Par ailleurs, BARRUOL affirme que « la Durance ne voyait plus passer, au XVIIIe siècle, que des radeaux de bois, le trafic commercial qui s'était développé depuis l'époque romaine avait disparu, probablement suite à l'évolution de certains facteurs économiques » (*in* LONCHAMBON, 1992). Mais ne peut-on pas supposer aussi que la recrudescence de l'activité torrentielle de la rivière ait eu une influence néfaste sur le trafic fluvial ? Les débits plus irréguliers, les crues plus fréquentes, la divagation des chenaux et les apports sédimentaires importants n'ont pu que porter tort à la navigation sur la rivière. Au XIXe, seuls des radeaux de bois descendent encore son cours, et cette activité cesse définitivement au début de notre siècle. Il faut dès lors attribuer cette mutation à des causes purement économiques : le développement des transports par route et par voie ferrée qui porte un coup fatal à des transports fluviaux aussi aléatoires.

Dans les bassins affluents, les textes d'archives soulignent la fréquence des débordements des torrents (phénomène sur lequel nous reviendrons dans le point 3 de ce chapitre), mais surtout l'importance de l'activité détritique et la taille grossière du matériel transporté. Les textes mentionnent des phénomènes d'érosion importants en amont des bassins versants de rang inférieur, qui ne laissent parfois que "les rochers à nus, notamment dans les endroits qui ont été défrichés" (commune d'Esparron, 1702). Les organismes de plus grande taille connaissent en revanche des débordements, des inondations et des engravements. Tout se passe comme si une purge s'effectuait sur les versants et dans les ravins, le matériel transporté s'accumulant le long des drains collecteurs et notamment dans les zones de confluence, le transit du matériel s'effectuant par relais successifs vers l'aval. L'ampleur de cette crise détritique est connue dans l'ensemble du sud-est de la France. A l'embouchure du Rhône, la première carte de la Provence (carte de Pierre-Jean de Bompar), éditée en 1591, montre un énorme panache de troubles rhodaniens s'étendant très loin en mer. A l'est de la Provence, la Siagne à son embouchure à la mer accumule une importante quantité d'alluvions qui colmatent sa plaine alluviale, créant des marécages insalubres et des étangs pestilentiels dans lesquels se développent des maladies qui vident la contrée autour de la Napoule et Mandelieu pour plusieurs siècles (CARITEY, 1995 ; PICHARD, 1983, 1997).

A partir du XVIIe siècle en Basse Durance et au XIXe siècle en Moyenne Durance , on projette de fixer le lit de la rivière par des digues longitudinales destinées à protéger les terrains riverains des crues, à chenaliser les eaux pour permettre une amélioration des systèmes d'irrigation et étendre les terres cultivées. A cette occasion, de nombreux plans sont dressés qui permettront de définir les limites administratives du lit de la Durance (DUBLED, 1978-1979 ; GIBBELIN, 1990) et nous donnent, pour la première fois, une image précise de la rivière. Tous les plans consultés en Moyenne et Basse Durance montrent qu'un style fluvial tressé caractérise la rivière dont les lits très larges sont encombrés de bancs de graviers plus ou moins végétalisés (**Planche 7**). Les tracés des multiples bras varient d'un plan à l'autre et soulignent l'instabilité des formes fluviales décrite dans les textes. La mention " limite des corrosions de la rivière " indique bien le niveau des crues moyennes qui ont façonné des lits fluviaux d'une ampleur extraordinaire. La présence de zones humides et marécageuses sur les marges de la Durance est signalée sur les plans les plus précis datés de la fin du XIXe siècle où ces zones sont décrites comme « de vastes flaques d'eau stagnantes que la rivière alimente à chaque grande crue et qui forment des marais couverts de joncs. Ces eaux occasionnent tous les ans des fièvres intermittentes et rendent les bords de la Durance très insalubres. » (Le Courrier de Marseille, *in* GIBELIN, 1990).

Ainsi, l'abondance des témoignages sur les débordements et les érosions de la Moyenne et Basse Durance souligne l'importance de l'activité morphodynamique de la rivière au cours des Temps Modernes et jusqu'à la fin du XIXe siècle. Les lits s'élargissent, les témoignages d'engravements répétés suggèrent un exhaussement du plancher alluvial. Les cartographies montrent une rivière aux lits très étendus, au style fluvial en tresses (chenaux multiples, îles et bancs de graviers mobiles), bordée localement de marécages.

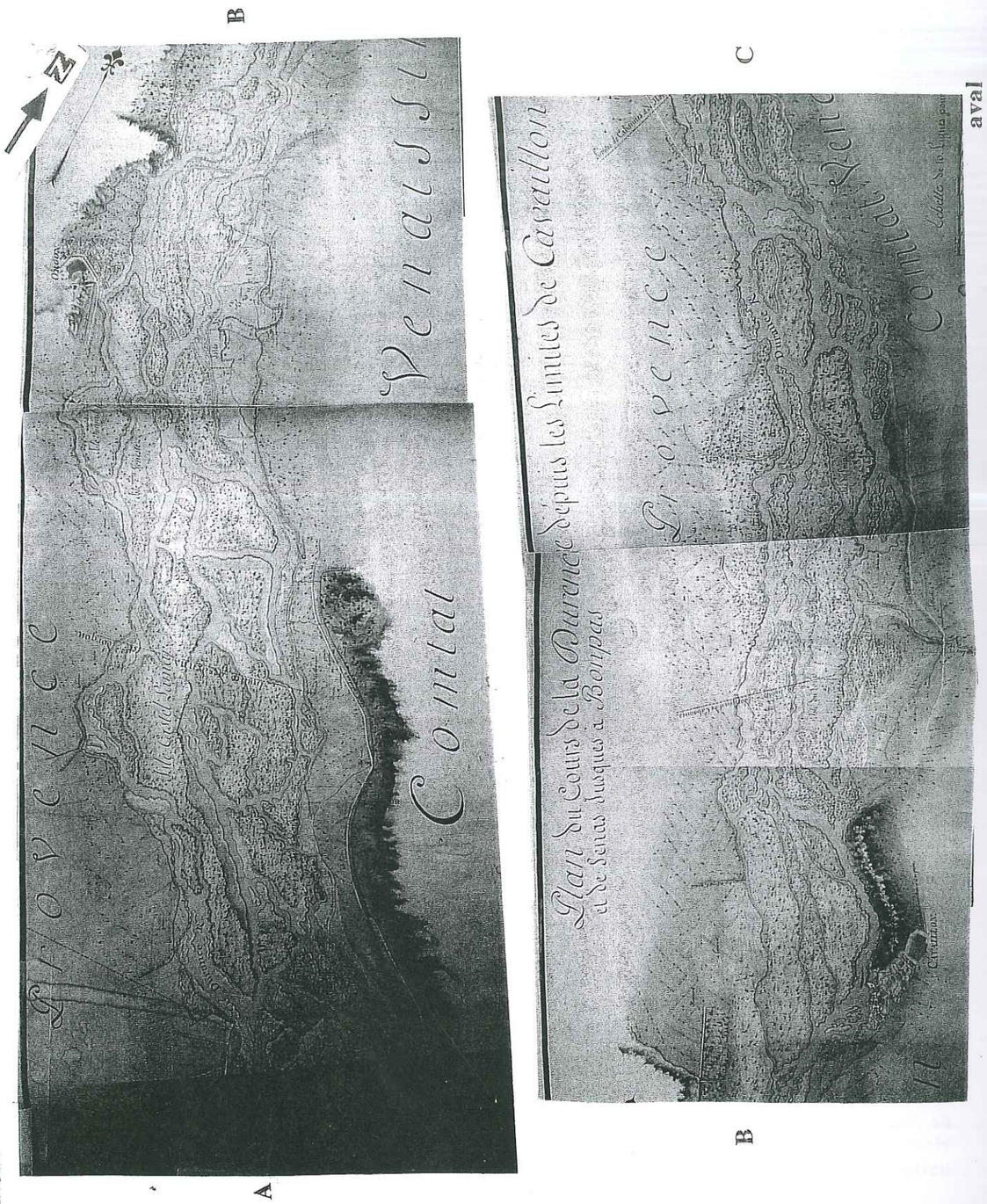


Planche 7 : Le cours de la Basse Durance (entre Cavaillon et Bompas) à la fin du XVIIIe siècle. AD 13. Fi 127.

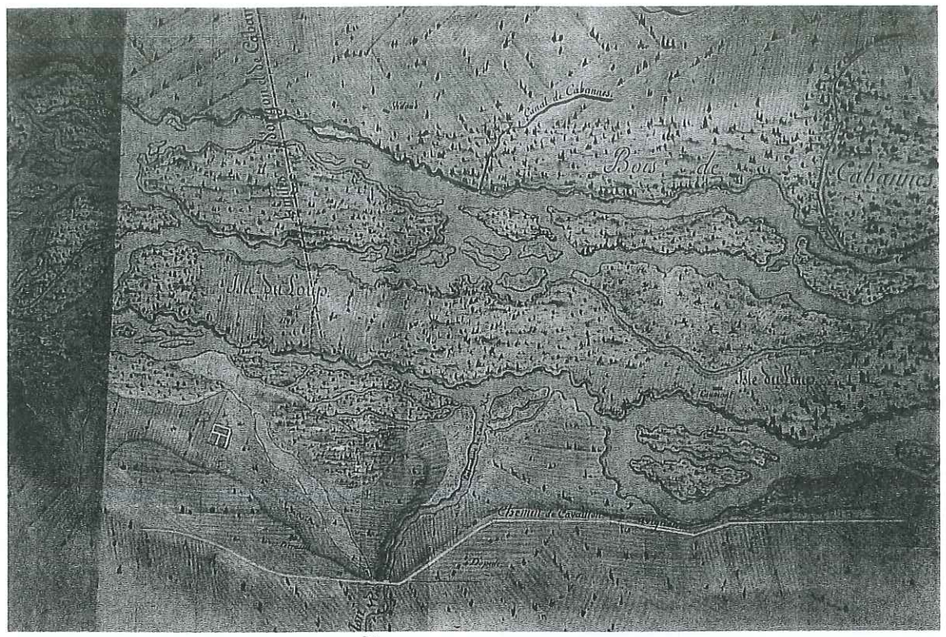
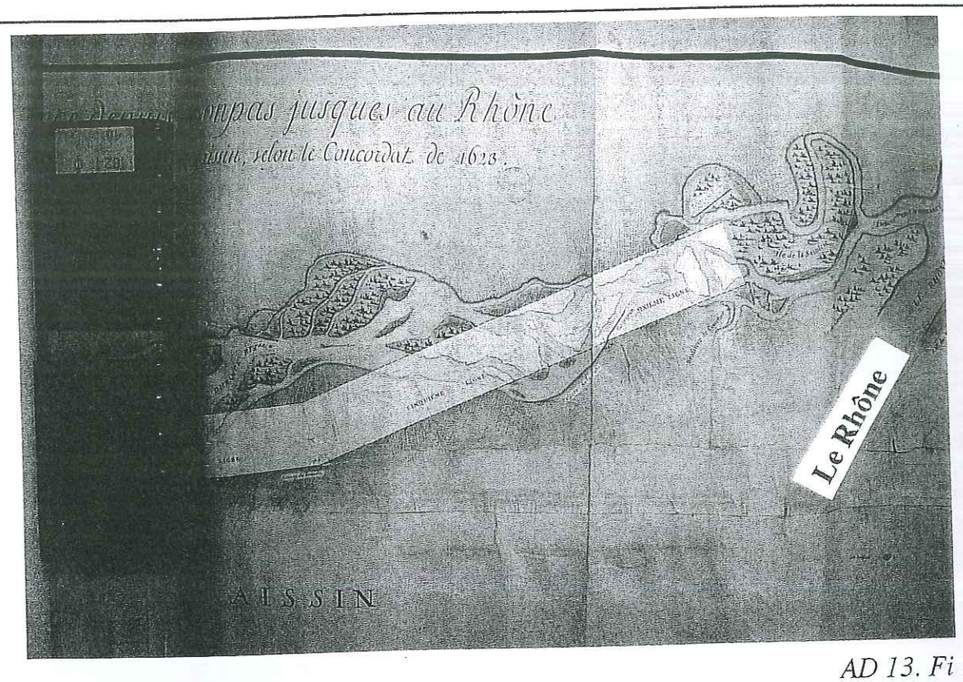
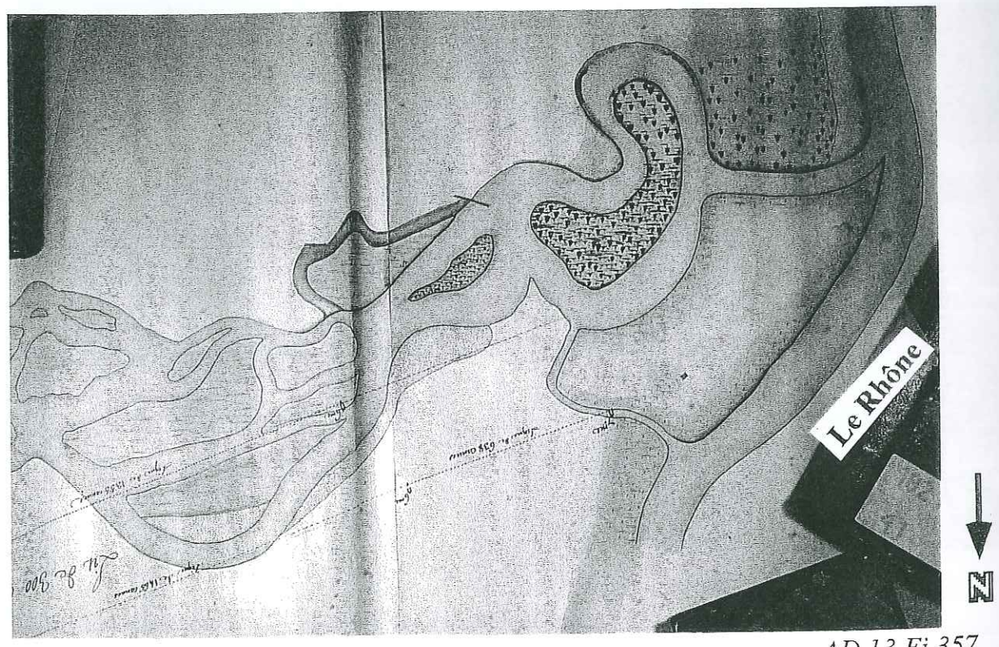


Planche 8 : Détail de la carte de la Basse Durance au XVIIIe siècle. La confluence avec le Calavon. AD. 13, Fi 127.



AD 13. Fi 129



AD 13 Fi 357.

Planche 9 : La confluence de la Durance et du Rhône au début du XIXe siècle.
En clair ou en pointillés : projet d'endiguement du "lit de la rivière" selon le Concordat de 1623.

2.3. La mobilité des lits fluviaux de la Durance et l'évolution de la morphogenèse fluviale depuis le XVIIIe siècle.

Les documents cartographiques anciens et les cartes plus récentes complétées par les photographies aériennes permettent d'analyser l'évolution dans l'espace et dans le temps de la dynamique fluviale durancienne. C'est en Basse Durance, au niveau de la confluence avec le Rhône, que les documents cartographiques d'archives sont les plus riches et les plus anciens, permettant de remonter jusqu'au XVIIIe siècle (**Planches 7 à 9**). En Moyenne Durance, les premiers plans de la rivière sont datés du XIXe siècle.

Deux tronçons du cours de la Durance ont été retenus (**Figure 89**) :
- en Moyenne Durance, la portion d'une trentaine de kilomètres de long comprise entre le Pont des Mées et le Pont de Manosque. Dans ce secteur, la rivière reçoit les apports hydriques et détritiques de l'Asse, son dernier grand affluent encore non aménagé.
- en Basse Durance, le tronçon de quarante kilomètres compris entre le village d'Orgon et le Rhône.

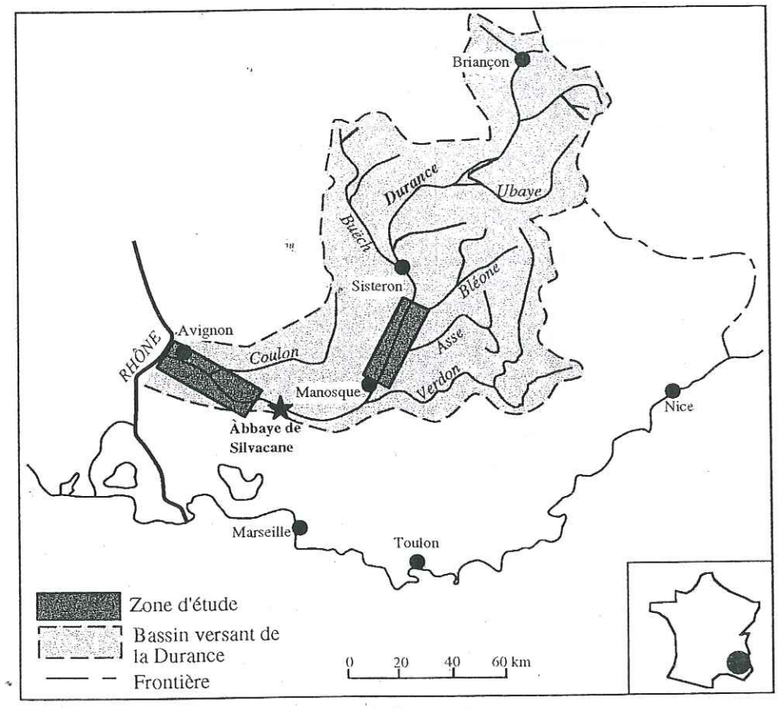


Figure 89 : Localisation des tronçons étudiés en Durance.

2.3.1. MÉTHODOLOGIE.

Le **tableau 7** récapitule l'ensemble des documents cartographiques et photographiques utilisés. Il s'agit, pour la plupart, de plans de la rivière levés à une grande échelle (souvent proche du 1/5000), destinés à repérer précisément "les limites du lit de la Durance" dans un but d'endiguement. Ainsi, on peut accorder à ces documents une bonne crédibilité. La **figure 90** résume les principales étapes de traitement de l'information. La méthode s'inspire de celle utilisée par d'autres auteurs dans les Alpes du Nord (BRAVARD, 1987 ; BRAVARD et BETHEMONT, 1989 ; PEIRY, 1988, 1989 ; SALVADOR, 1991) ou, dans les Alpes du sud, dans la vallée du Buëch (GAUTIER, 1992). Sur calque, un zonage de l'état de la rivière est réalisé sur chaque document cartographique ou photographique. Les différentes cartographies ainsi obtenues sont ramenées à une échelle commune (1/25 000) et numérisées. Les déformations éventuelles des documents anciens et des photographies aériennes sont corrigées en utilisant certains éléments remarquables comme repères (constructions, chemins, reliefs...). Une interprétation géomorphologique du zonage des formes fluviales est alors effectuée. A partir de celle-ci, des paramètres semi-quantitatifs, indicateurs des variations spatio-temporelles de la dynamique fluviale, sont mesurés (**Tableau 8**). Certains paramètres ont été empruntés aux auteurs, d'autres ont été adaptés à l'étude de la dynamique durancienne (MIRAMONT, 1994). C'est ainsi que l'évolution de la largeur des lits, et notamment du lit moyen, nous est apparue comme un indicateur pertinent des variations de l'hydrodynamisme de la rivière.

Nature des documents	Date	Source
Moyenne Durance Plans des Ingénieurs des Ponts et Chaussées	XIXe siècle 1901	Archives Départementales des Alpes de Haute Provence Digne les Bains Séries S
Carte d'Etat Major Services des Armées (1/50000 et 1/80000)	1858 1898	IGN
Cartes topographiques Services des Armées (1/20000)	1936	IGN
Photographies aériennes	1944 1958 1986	Centre Camille Julian IGN
Basse Durance DD107	1786	Archives Départementales Vaucluse (Avignon)
Fi 127, Fi 130 (et nombreux autres plans fichiers Fi)		Archives Départementales Bouches du Rhône (Marseille)
Cartes topographiques (1/20000)	1944	IGN
Cartes topographiques (1/25000)	1986	IGN

Tableau 7 : Les documents cartographiques et photographiques utilisé s.

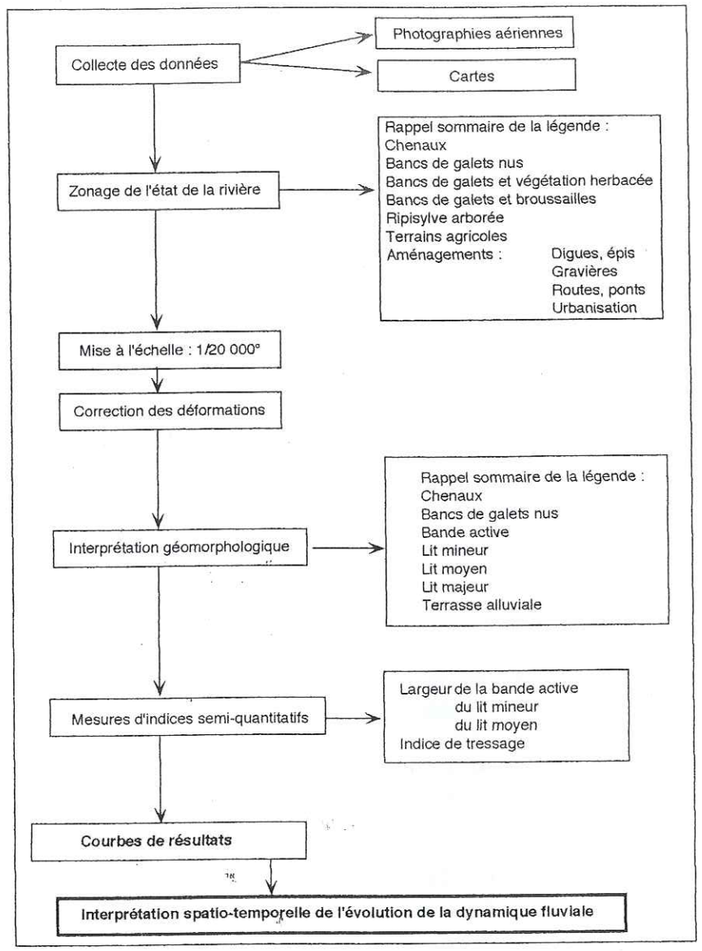


Figure 90 : Les principales étapes de traitement des données cartographiques.

Bande active	Emprise des chenaux en eau ou pas et des bancs de galets non végétalisés (Peiry, 1988)
Lit mineur	Espace limité par les berges. Bancs de galets couverts de végétation herbacée et de broussailles
Lit moyen	Domaine de la ripisylve (Miramont, 1994)
Indice de tressage*	Somme de la longueur de chaque bras mesurée parallèlement à l'axe de la bande active divisée par l'unité de longueur (1 km) (Bravard, 1987 ; Peiry, 1988)

*L'indice de tressage est mesuré exclusivement sur les photographies aériennes, les documents cartographiques - même récents - n'étant pas assez fiables (PEIRY, 1988)

Tableau 8 : Les paramètres semi-quantitatifs utilisés;

BIBLIOTHÈQUE LETTRES UNIVERSITÉ DE PROVENCE

2.3.2. LES VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DES LITS FLUVIAUX DE LA MOYENNE DURANCE.

2.3.2.1. Le XIXe siècle : les prémices d'une contraction des lits fluviaux.

Les plans levés au XIXe siècle montrent une rivière au style fluvial en tresses, caractérisée par des lits très larges (1500 m en moyenne pour le lit moyen, 1300 m pour le lit mineur), peu végétalisés, encombrés de mégaformes de sédimentation (**Figure 91**). Les chenaux multiples se déplacent à chaque crue. Les habitations sont situées à l'abri sur les terrasses pléistocènes. La fréquence élevée des épisodes de crue et l'importance des flux détritiques sont les principaux paramètres de la morphogenèse.

La largeur des lits est influencée par les contraintes topographiques latérales exercées par les cônes de déjection et les terrasses anciennes qui rétrécissent ponctuellement la plaine alluviale et font obstacle, localement, au transit des flux hydro-sédimentaires. En amont la rivière a tendance à s'étaler. C'est par exemple le cas à l'amont immédiat du pont de Manosque, ancré en rive gauche sur la terrasse-cône du ravin de Vallelongue. Il en est de même à la confluence de l'Asse dont les apports alluviaux encombrent le lit de la Durance (**Figure 92**).

La rivière est ponctuellement aménagée par des digues et des épis qui rétrécissent localement les lits. Les aménagements les plus importants sont ceux de Peyruis en aval du pont des Mées, construits en 1860 pour gagner des terres agricoles (**Figure 92**). Malgré ces quelques interventions très dispersées, la majeure partie du cours de la Durance conserve un état quasi "naturel" tout au long du XIXe siècle.

Pourtant, **la largeur des lits fluviaux dans certains secteurs apparemment non aménagés diminue au cours de la seconde moitié du XIXe siècle**. C'est, par exemple, le cas au lieu-dit des Buissonnades en amont de la confluence avec l'Asse ou encore en amont du Pont d'Oraison. **Cette évolution témoigne-t-elle, à la fin du XIXe siècle, des prémices d'un apaisement de l'activité hydrodynamique de la Durance ?**

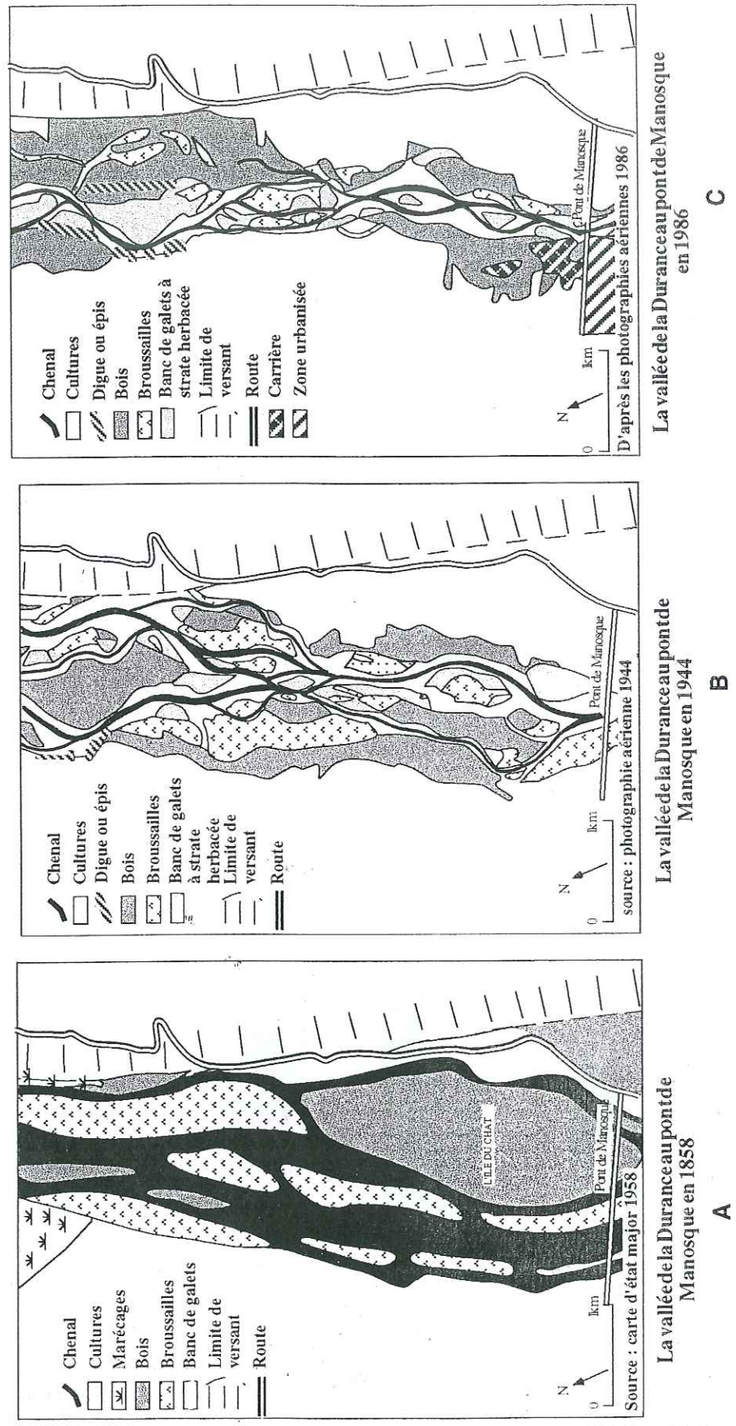


Figure 91 : La Durance au Pont de Manosque depuis le XIXe siècle.

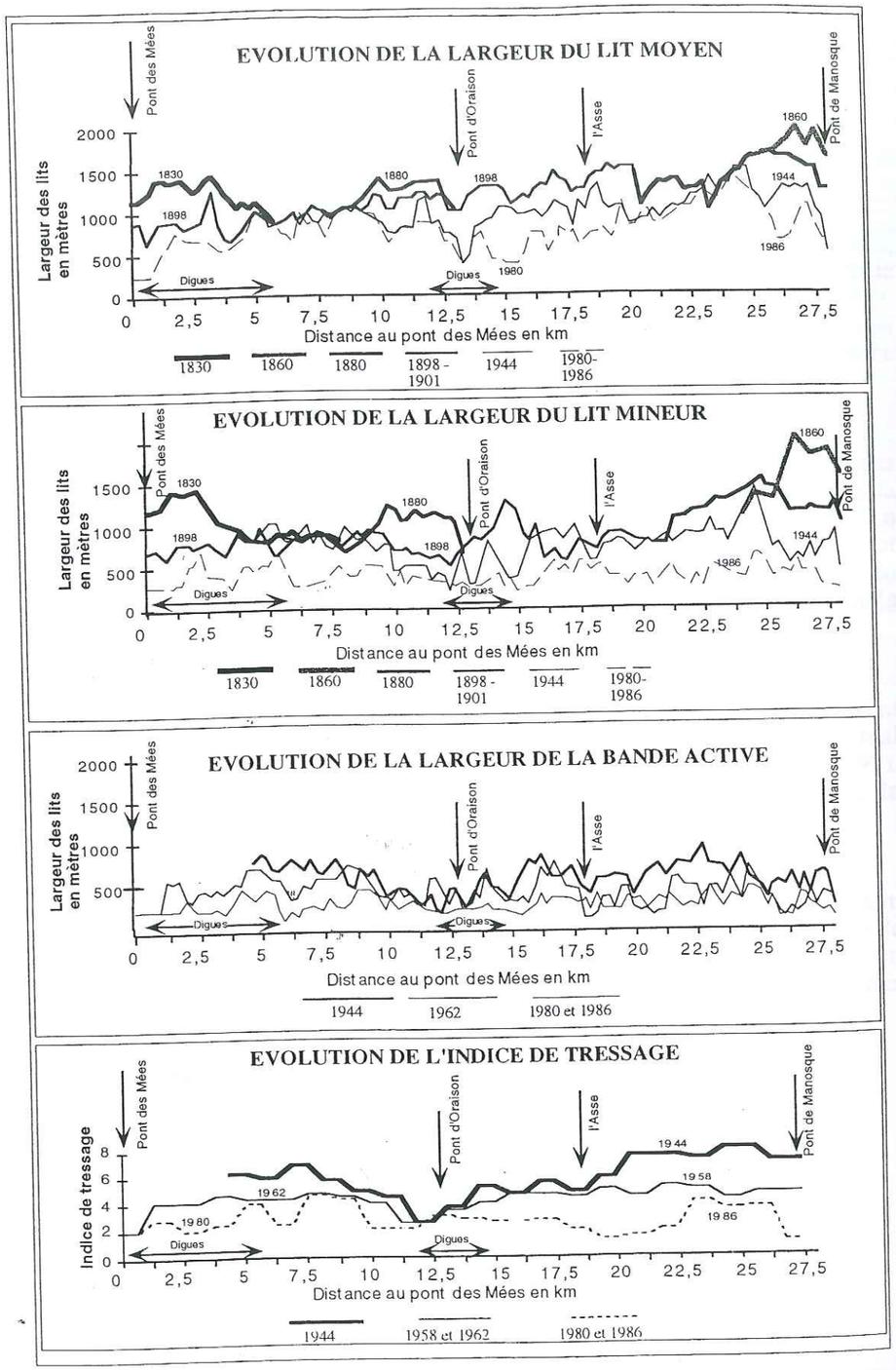


Figure 92 : Les variations des paramètres semi-quantitatifs en Moyenne Durance.

2.3.2.2. La première moitié du XXe siècle : une accentuation de la contraction des lits.

Les courbes de tous les paramètres mesurés montrent une réduction de la largeur des lits fluviaux au début du XXe siècle (**Figures 92 et 93**). Le lit moyen diminue de plus de 30% au niveau de la confluence avec l'Asse. La largeur de la bande active se réduit de près de moitié entre 1898 et 1936, celle du lit mineur de 40%. Parallèlement la végétation se développe, témoignant d'un moindre remaniement des formes fluviales. Ponctuellement, en aval du village d'Oraison, une rupture de pente est désormais nettement dessinée sur les cartes anciennes et signale à cet endroit une reprise d'incision de la rivière, suggérant une meilleure chenalisation des eaux et un déficit des flux hydriques. Pourtant, hormis quelques ouvrages ponctuels, la Durance est encore très peu aménagée.

Au cours de la première moitié du XXe siècle, la tendance à la contraction des lits se poursuit, selon un rythme moins rapide que précédemment. La végétation continue à envahir le lit mineur. Désormais les aménagements fluviaux commencent à se multiplier dans la vallée.

Ainsi, une rupture morphodynamique majeure a lieu au début du XXe siècle ; elle inaugure une tendance progressive à la contraction des lits de la rivière et localement à une incison verticale. Ces deux phénomènes semblent globalement étrangers à une intervention humaine qui demeure à l'époque toujours aussi discrète.

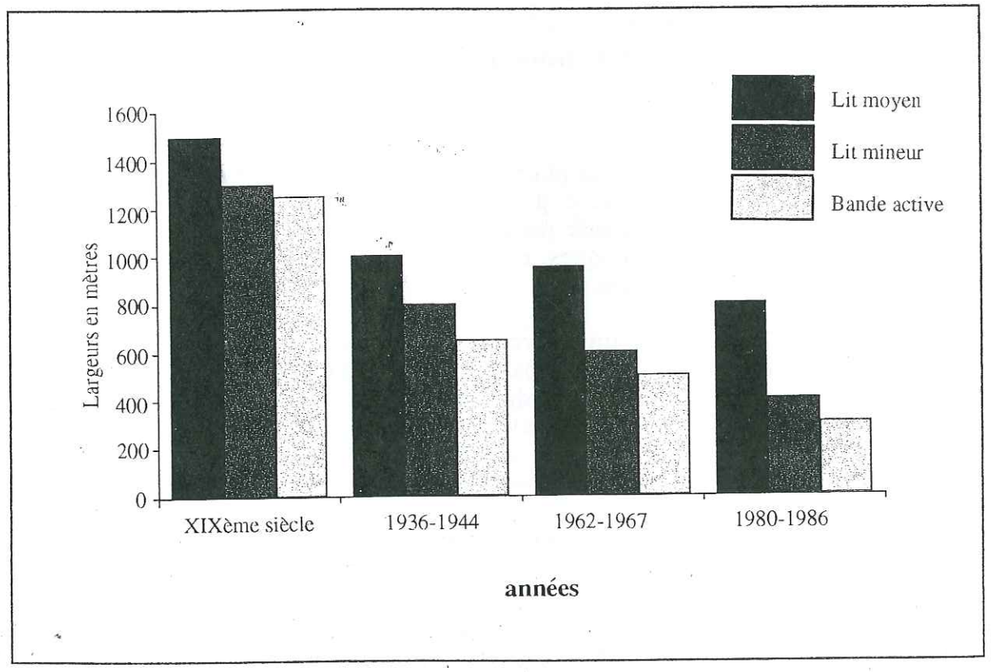


Figure 93 : Evolution de la largeur moyenne des lits fluviaux de la Moyenne Durance depuis le XIXe siècle.

2.3.2.3. L'impact des grands aménagements des années soixante.

A partir de la mise en eau de la retenue de Serre Ponçon en 1961, l'aménagement hydraulique et hydro-électrique de la vallée de la Durance et de certains de ses affluents met un terme au fonctionnement "naturel" du milieu fluviatile. Les barrages, la dérivation des eaux dans un canal latéral conduisent à une réduction de plus de 80% des débits, à l'écrêtage des ondes de crue et à une réduction des transports solides. La largeur du lit mineur est réduite d'un tiers (**Figures 92 et 93).** Des quantités importantes de matériaux sont prélevées en bordure de la rivière. La bande active se réduirait à moins d'une centaine de mètres si un chenal d'essartage n'était pas régulièrement entretenu. Les chenaux ont tendance à se concentrer (réduction de l'indice de tressage). Le style fluvial en tresses qui caractérisait jusqu'alors la rivière disparaît au profit d'un chenal quasi-unique dont la sinuosité n'est pas très accusée en raison de la forte pente de la vallée (3‰).

Il faut souligner que la diminution de la largeur des lits, consécutive aux grands aménagements, est moins importante que celle reconnue au début du XXe siècle (Figure 93). **Il semble donc qu'il faille relativiser la part trop grande de responsabilité souvent attribuée aux aménagements lourds et reconnaître la primauté du rôle joué par les paramètres "naturels" et notamment la variable climatique dans l'évolution historique récente de la morphogenèse fluviale.**

2.3.3. L'évolution du détritisme alluvial en Moyenne Durance depuis le milieu du XIXe siècle.

Les coupes sont rares dans la plaine alluviale, mais nous avons pu profiter en 1994 des tranchées ouvertes en rive gauche pour la pose d'un gazoduc. Leur analyse sédimento-stratigraphique, menée parallèlement à l'étude des variations des lits fluviaux sur les documents cartographiques, éclaire les variations de la nature du détritisme au cours des deux derniers siècles.

Dans un premier temps, un référentiel des milieux de sédimentation actuels a été réalisé sur les dépôts abandonnés par les deux dernières grandes crues de septembre 1993 et janvier 1994, épisodes hydrologiques qui rappellent ce que devait être le fonctionnement naturel de la rivière avant les aménagements.

Dans un deuxième temps, deux coupes (coupe du pont d'Oraison et coupe des Buissonnades, **figure 94**) ont été échantillonnées et analysées selon le même protocole.

A la fin du XIXe siècle, les stratigraphies observées s'inscrivent à l'évidence dans le lit moyen de la Durance. La base des coupes est constituée d'une nappe caillouteuse grossière composée de galets d'origine intra- alpine et préalpine. Les tranchées du gazoduc ont révélé la présence de cette nappe dans l'ensemble de la plaine alluviale sous les limons de débordement du lit majeur. Elle constitue vraisemblablement la base des niveaux würmiens. Au-dessus, trois séquences de crues composées d'une alternance de termes sableux et limoneux sont bien représentées dans la coupe 2.

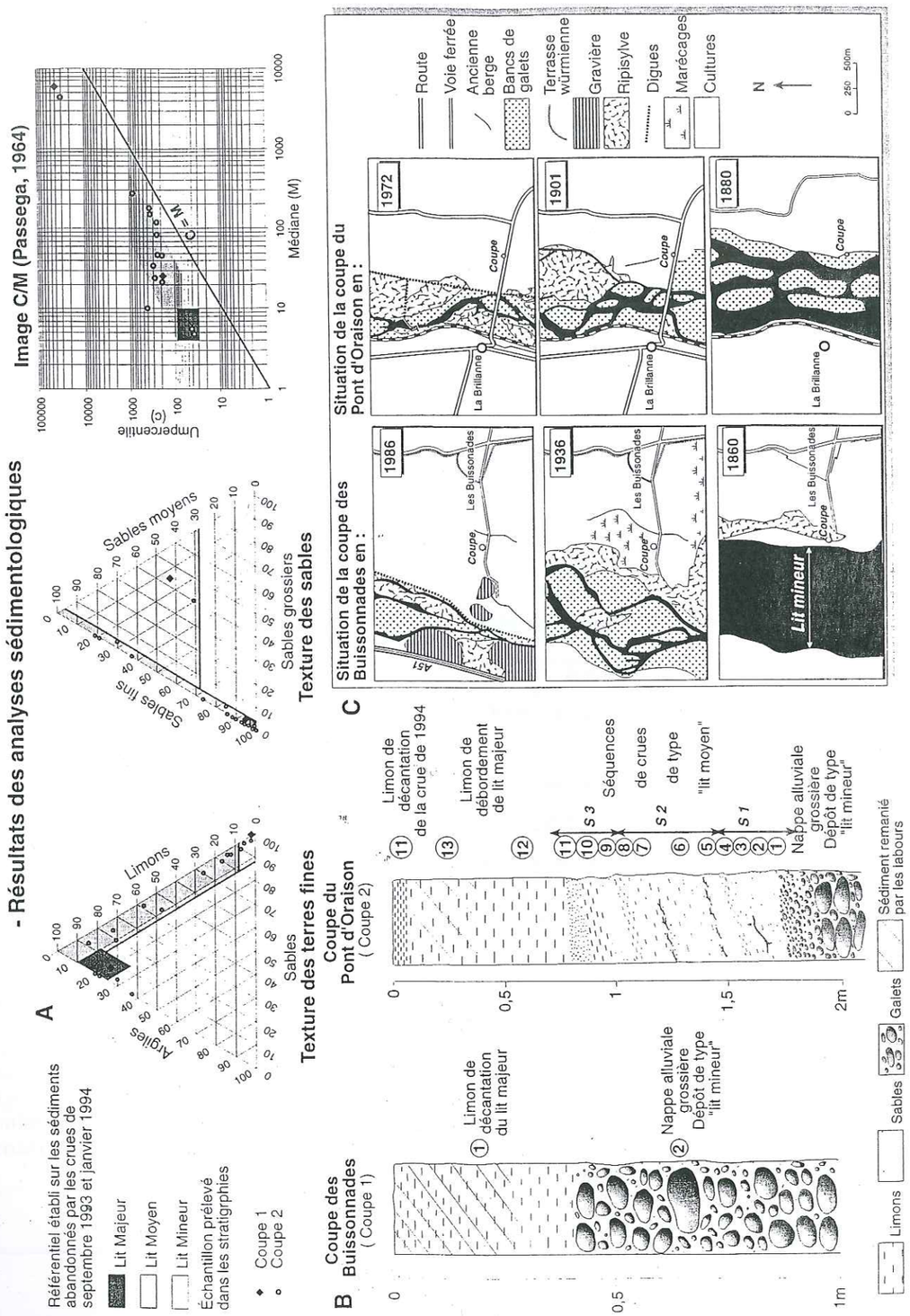


Figure 94 : Les coupes de la plaine alluviale de la Moyenne Durance.

La route d'accès au pont d'Oraison, construit en 1885, transversale par rapport à l'écoulement des eaux, a certainement joué le rôle de barrage, accentuant localement la sédimentation. En revanche, ces séquences n'ont pas été conservées dans la coupe 1.

A partir du début du XXème siècle (1901), les plans des Ponts et Chaussées montrent que les cultures ont progressé aux dépens du lit moyen et une rupture de pente très nette apparaît, témoignant d'une tendance à l'incision de la rivière (**Figure 95**). Des limons de débordement, perturbés par les labours, constituent le sommet des deux coupes. Ils témoignent de la contraction du système alluvial et d'écoulements de moins en moins compétents.

Aujourd'hui, les secteurs des deux coupes du gazoduc se situent dans le lit majeur de la Durance. Des digues longitudinales séparent le lit moyen du lit majeur, mais celles-ci n'empêchent pas l'invasion de ce dernier par les eaux de débordement des grandes crues et le dépôt de limons de décantation.

Ainsi, à la rétraction du domaine fluvial mise en évidence par l'étude des cartes anciennes correspond un déplacement vers l'axe de la rivière des zones de sédimentation et une réduction de la charge solide transportée.

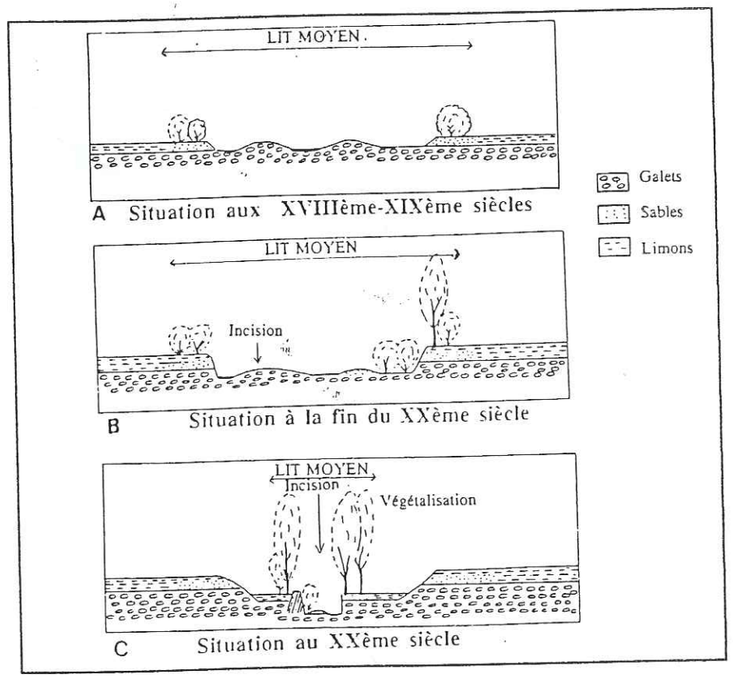


Figure 95 : Schéma d'évolution de la plaine alluviale de la Moyenne Durance

2.3.4. L'ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES LITS FLUVIAUX DE LA BASSE DURANCE.

L'étude géo-archéologique du site de Silvacane a montré un alluvionnement important à partir des Temps Modernes. Les cartes anciennes de la Basse Durance permettent de prolonger l'étude de la morphogenèse fluviale pour les périodes postérieures.

2.3.4.1. La rivière au XVIIIe siècle : un milieu anciennement aménagé.

Les cartes anciennes révèlent, au XVIIIe siècle, une rivière aux lits très larges (1500 m en moyenne pour le lit moyen, 900 m pour le lit mineur et 600 m pour la bande active) notamment en amont immédiat de la confluence avec le Rhône (effet de blocage) et au niveau de celle du Coulon qui draine le synclinal d'Apt (apports sédimentaires et hydriques) (**Figures 96 et 97**). En revanche, l'ampleur de la rivière est plus réduite au niveau de Bompas et d'Orgon où la Durance longe des seuils rocheux et où les aménagements fluviaux (digues, épis) sont anciens. La rivière possède des chenaux multiples qui serpentent entre des mégaformes de sédimentation souvent boisées ou cultivées (îles ou "iscles" de Malespine, de la Font du Pin, du Loup…). A la différence de la Moyenne Durance, la sinuosité des chenaux est plus importante, notamment en amont de la confluence avec le Rhône (notons également le terme de "méandre de Noves"). L'importance du boisement des lits et la sinuosité des chenaux sont des indices d'une activité morphodynamique moins vigoureuse qu'à l'amont de la cluse de Mirabeau. Plusieurs facteurs sont responsables de ce phénomène :

- la diminution de la pente dans le cours aval du système fluvial durancien (1‰, alors qu'elle était de 3‰ en Moyenne Durance),
- l'éloignement des sources hydro-sédimentaires (la Basse Durance ne reçoit aucun grand affluent),
- la proximité de la confluence avec le Rhône qui joue un rôle de blocage au transit des flux hydriques et détritiques.
- enfin, l'abandon d'une partie de la charge grossière en amont de la cluse de Mirabeau contribue à différencier le comportement et l'état du système alluvial entre Moyenne et Basse Durance.

Néanmoins, le style fluvial tressé, l'ampleur des lits, la fréquence des débordements et des ravages causés par les crues de la rivière (inondations, engravements, érosion de berges et pertes de terrains cultivés, destruction de digues, bacs emportés (LONCHAMBON, thèse en cours) témoignent toujours du **comportement torrentiel de la rivière.** Mais sa plaine alluviale étant un enjeu considérable (limite territoriale, terroirs agricoles), **les aménagements fluviaux sont anciens** (digues et épis d'Avignon) et nombreux (DUBLED, 1978-1979) (**Figure 97**). **Il est vraisemblable qu'ils ont contribué à une réduction des lits antérieurement au XVIIIe siècle.**

2.3.4.2. Le XIXe et le XXe siècle : la contraction des lits fluviaux.

La rivière conserve un style fluvial en tresses témoignant de **l'abondance des flux hydriques et détritiques** qui transitent dans le système fluvial.

Mais à la fin du XIXe siècle, la largeur du lit moyen et, dans une moindre mesure, celle du lit mineur, ont diminué (**Figure 96**). Cette évolution est vraisemblablement en relation avec la multiplication des ouvrages de protection. La construction de digues et d'épis s'est en effet accélérée au cours du XIXe siècle notamment à l'amont de la confluence avec le Rhône.

Alors que les plans de la fin du XIXe siècle montrent une rivière peu végétalisée, les cartes de la première moitié du XXe siècle révèlent une ripisylve en nette expansion. Les largeurs moyennes des lits diminuent. Il faut voir là une stabilisation progressive des formes fluviales, en relation vraisemblablement avec une réduction des flux hydriques et détritiques transitant dans la rivière. En effet, même si les aménagements se poursuivent avec des endiguements de plus en plus nombreux, ils ne peuvent expliquer le développement de la végétation dans la bande active.

L'aménagement hydroélectrique de la vallée à partir des années soixante provoque les mêmes effets en Basse Durance que dans la partie amont de son cours : contraction extrême des lits fluviaux, embroussaillement, réduction du nombre de chenaux... Les extractions massives de matériaux et la multiplication des aménagements fluviaux (barrage au sud d'Avignon, retenue de Bompas...) achèvent de transformer irrémédiablement la morphologie fluviale. Un chenal d'essartage est artificiellement entretenu pour faciliter l'écoulement des eaux des crues exceptionnelles (**Figure 96**).

En définitive, on retrouve en Basse Durance, au cours de la première moitié du XXe siècle, la même rupture dans l'évolution de la morphogenèse fluviale qu'en Moyenne Durance, où, on l'a vu, les aménagements étaient pourtant beaucoupe plus limités.

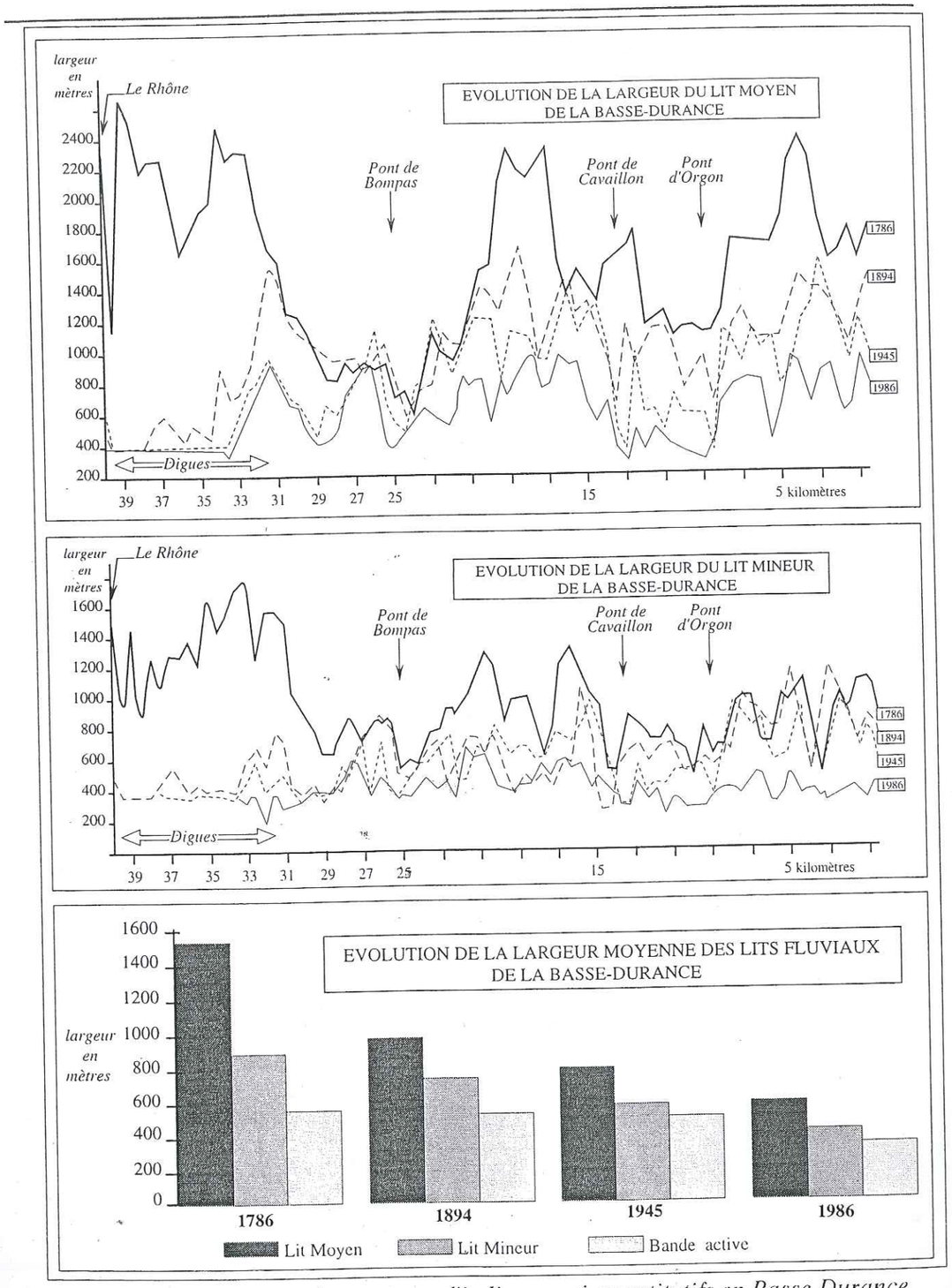


Figure 96 : Résultats des mesures d'indices semi-quantitatifs en Basse Durance.

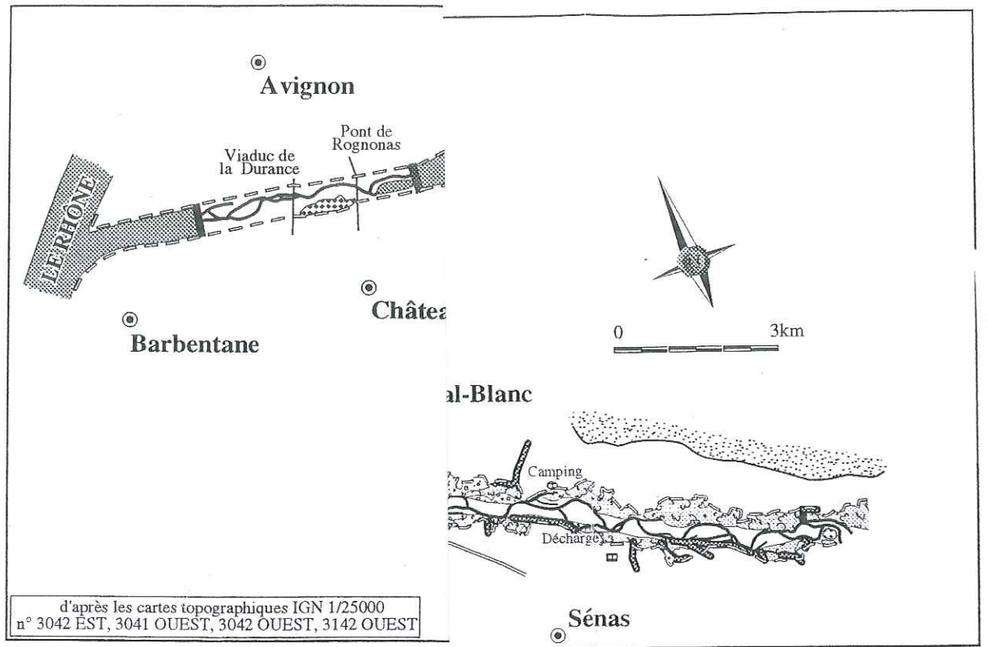
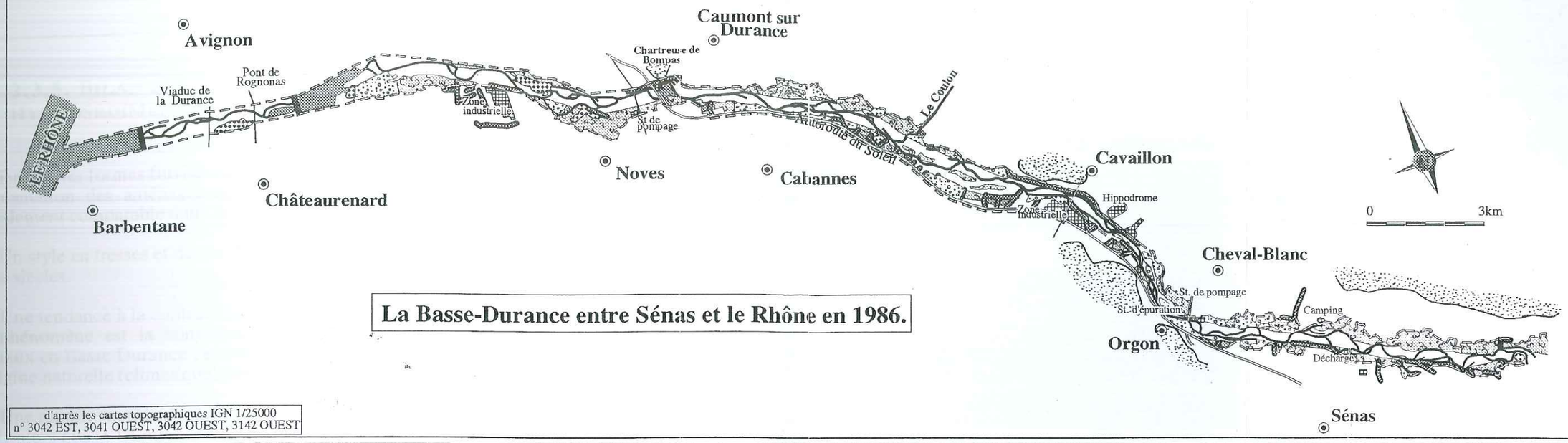


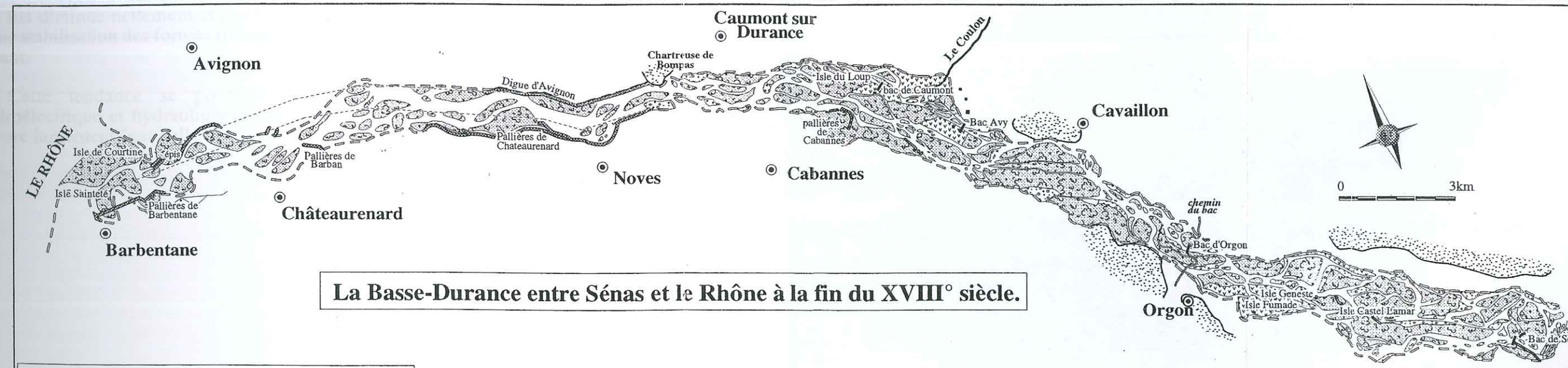
Figure 97 : Le cours de la Basse Durance au XVIIIe et au XXe siècle.

LE COURS DE LA BASSE-DURANCE AUX XVIII° ET XX°SIÈCLES.



La Basse-Durance entre Sénas et le Rhône en 1986.

d'après les cartes topographiques IGN 1/25000
n° 3042 EST, 3041 OUEST, 3042 OUEST, 3142 OUEST



La Basse-Durance entre Sénas et le Rhône à la fin du XVIII° siècle.

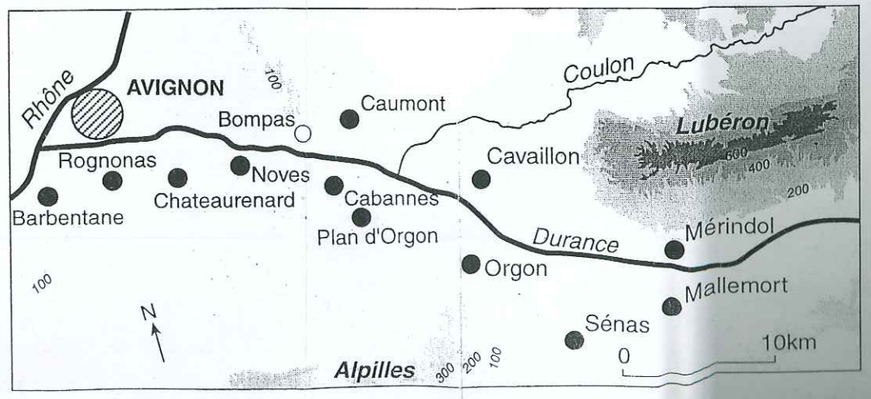
d'après les plans d'archives : — fi 127, fi 130 (A.D. des Bouches-du-Rhône)
— DD107(A.D. du Vaucluse)

Cécile MIRAMONT. 1995—1997.

Figure 97 : Le cours de la Basse Durance au XVIIIe et au XXe siècle.

Légende :

- Chenaux. *Pour la carte du XVII, les chenaux ne sont pas représentés*
- Barrage, plan d'eau.
- Bancs de galets (chenal d'essartage).
- Broussailles.
- Ripisylve arborée.
- Cultures.
- Limite du lit moyen.
- Digues, épis.
- Limites du cours de la Durance prévues au XVI° siècle (axe central de la rivière à cette époque).
- Routes, autoroute.
- Gravières.
- Zones urbanisées.
- Villes, villages.
- collines.



2.3.5. BILAN DES TROIS DERNIERS SIÈCLES DE L'ÉVOLUTION HYDROSÉDIMENTAIRE DE LA DURANCE.

Bien que les formes fluviales soient sensiblement différentes, de même que la nature et l'implantation des aménagements, les lits de la Durance ont connu une évolution globalement comparable dans la partie médiane et aval du système.

- Un style en tresses et des lits fluviaux très larges caractérisent la rivière aux XVIIIe et XIXe siècles.

- Une tendance à la contraction des lits s'amorce discrètement à la fin du XIXe siècle. Ce phénomène est la conséquence directe de la multiplication des aménagements fluviaux en Basse Durance ; en Moyenne Durance, il faut plutôt évoquer une réduction d'origine naturelle (climatique) des apports hydrosédimentaires.

- Une rupture morphodynamique majeure a lieu au cours de la première moitié du XXe siècle alors que la Durance est encore peu aménagée dans sa partie médiane : la largeur des lits diminue nettement et la végétation se développe dans le lit mineur témoignant d'une stabilisation des formes fluviales, sans que le style fluvial tressé ne disparaisse pour autant.

- Cette tendance se poursuit jusqu'aux années soixante où l'aménagement hydroélectrique et hydraulique de l'ensemble de la vallée met un terme à l'évolution, encore largement "naturelle" en Moyenne Durance, de la morphogenèse fluviale.

2.4. CONCLUSIONS : LA DYNAMIQUE HISTORIQUE DU SYSTÈME FLUVIAL DURANCIEN.

L'ensemble des données recueillies dans la plaine alluviale de la Moyenne et Basse Durance permet de proposer le schéma de l'évolution historique suivant :

- Au cours de la **période romaine,** la rivière semble connaître une phase de calme hydrologique qui autorise l'installation d'activités humaines à proximité de l'axe d'écoulement.
- Peu de données permettent jusqu'à présent de décrire le comportement dynamique de la Durance à **la fin de l'Antiquité**. Tout au plus peut-on supposer que la rivière connaît alors une évolution similaire à celle de certains de ses affluents (Colostre, Ubaye), caractérisée par une **phase de crise hydro-sédimentaire**.
- Les indices sont encore ténus au **Moyen Age**, mais les données archéologique ainsi que les textes d'archives suggèrent à nouveau une phase de **calme hydrologique**, favorable semble-t-il au trafic fluvial.
- A la **fin du Moyen Age**, la Durance connaît **des crues fréquentes** à partir des décennies 1350-1360. La plaine alluviale en Basse Durance (Abbaye de Silvacane) enregistre un phénomène d'**aggradation** par accumulation de dépôts de crues.
- Après une période de relative **"tranquillité hydrologique" (1400-1540)** au cours de laquelle un nombre peu élevé de crues est recensé, **une phase de crise hydrodynamique pluriséculaire s'amorce au milieu du XVIe siècle et se poursuit jusqu'à la fin du XIXe siècle**. Vers la fin de cette période, contemporaine de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire, les premières cartes d'archives révèlent l'image d'une rivière aux lits démesurés, parcourus de multiples chenaux mobiles à chaque crue et qui enserrent des mégaformes d'accumulation.
- Mais **dès la fin du XIXe siècle** s'amorce une **tendance à la contraction** de certains secteurs de la rivière. Ce phénomène, qui marque une **rupture morphodynamique majeure,** s'affirme nettement au cours de la première moitié du XXe siècle, alors que la rivière n'est encore que peu aménagée dans la partie moyenne de son cours.
- La même tendance se poursuit dans un contexte où le rôle des aménagements se fait de plus en plus pressant (en Basse Durance notamment), jusqu'aux années soixante qui voient la domestication définitive du cours de la Durance à l'aval de la retenue de Serre Ponçon.

En définitive, il apparaît que les variations des flux hydrosédimentaires au cours de la période historique ont engendré en Durance des fluctuations de la largeur des lits fluviaux, sans que ne disparaisse le style fluvial en tresses. On ne peut donc parler comme pour d'autres rivières alpines de "métamorphose fluviale" (SCHUMM, 1981 ; BRAVARD, 1989 ; PEIRY, 1988 ; GAUTIER, 1992), mais plutôt de **"mutations"** qui se traduisent par des phénomènes de contraction relative ou de dilatation des lits de la rivière.

Il convient maintenant d'envisager à l'échelle du bassin versant de la Moyenne Durance les rôles respectifs des paramètres naturels et anthropiques qui ont déterminé l'évolution morphogénique et détritique au cours des deux derniers millénaires.

3. LE RÔLE DES PARAMÈTRES NATURELS ET ANTHROPIQUES DANS L'ÉVOLUTION HISTORIQUE DU SYSTÈME FLUVIAL DURANCIEN.

3.1. LA PÉRIODE GALLO-ROMAINE : UN CLIMAT FAVORABLE À UNE FAIBLE ACTIVITÉ HYDROSÉDIMENTAIRE.

Après la crise hydrologique et détritique de l'Age du Fer, **la période romaine se distingue comme une période de calme hydrologique**, permettant l'installation, pour la première fois, des hommes dans les fonds alluviaux le long de la Durance et de ses affluents (Colostre, Bléone), et sur les cônes de déjection des torrents de la zone intra-alpine. Les rivières connaissent des épisodes de crue peu fréquents, possèdent des lits peu étendus, des chenaux encaissés et vraisemblablement moins nombreux.

Ces conditions suggèrent **des conditions climatiques peu aggressives** caractérisées par une **fréquence faible d'épisodes pluvieux de forte intensité,** quels qu'aient été par ailleurs le régime et le volume global des précipitations.

Cette évolution s'accorde bien avec les résultats des travaux menés dans l'ensemble des Alpes du Sud et de la Provence (BALLAIS *et al.*, 1993 ; JORDA M, 1992, 1993 ; PROVANSAL, 1992 ; PROVANSAL et MORHANGE, 1994 ; PROVANSAL *et al.*, à paraître ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996 ; ARNAUD-FASSETTA et LANDURE, 1997 ; BRUNETON, 1995, thèse en cours).

Observons que dans les Alpes du Nord, le Jura, en Italie, les auteurs décèlent les indices d'une détérioration climatique au début de notre ère (PROVOST, 1984 ; BRAVARD *et al.*, 1992 ; MAGNY et RICHARD, 1992). Celle-ci n'a jamais été repérée dans les Alpes durancienne ni en Provence. Ceci n'exclut pas l'occurrence à cette époque de crues exceptionnelles caractéristiques du fonctionnement méditerranéen et montagnard du bassin versant, mais dont la fréquence était insuffisante pour donner naissance à une véritable crise hydrologique.

Il faut évoquer aussi le rôle du savoir-faire de la société gallo-romaine dans le domaine de l'hydraulique et de la gestion savante des terroirs agricoles. Il est possible que cette gestion de l'espace ait favorisé la concentration des écoulements le long de certains organismes. Mais il est difficile d'envisager les mêmes effets sur de grands organismes fluviaux tels que la Durance, la Bléone, ou dans les bassins de la zone intra-alpine (bassin de l'Ubaye) que la romanisation a, de plus, peu affectés.

Ainsi, la tendance à l'apaisement de l'activité hydrosédimentaire au cours de l'Antiquité est avant tout le reflet des conditions climatiques de ces trois ou quatre siècles.

3.2. L'ANTIQUITÉ TARDIVE : UN ACCROISSEMENT DE L'ACTIVITÉ DÉTRITIQUE TÉMOIGNANT D'UNE DÉGRADATION CLIMATIQUE ?

L'évolution de la morphogenèse fluviale dans les affluents de la Durance **à la fin de l'Antiquité suggère un accroissement des flux hydriques et détritiques**. L'habitat quitte les fonds alluviaux, se déplace vers les hauteurs et des apports sédimentaires recouvrent les vestiges d'occupation antique.

Cette évolution s'inscrit parfaitement dans le schéma morphodynamique régional décrit ces dernières années dans les Alpes du Sud et la Provence (JORDA M., 1992 ; PROVANSAL, 1992 ; BALLAIS et CRAMBES, 1993), et plus globalement dans le Sud de la France (BROCHIER, 1983). Un certain nombre d'indicateurs paléoclimatiques mettent en évidence une péjoration climatique de nuance fraîche et humide (MAGNY et RICHARD, 1992).

Il est probable par ailleurs que la désorganisation des structures d'exploitation et des réseaux de drainage contemporains de la fin de l'empire romain ait contribué à accélérer les effets de la dégradation climatique (JORDA M. *et al.*, 1991). Ce phénomène de déprise a sans doute influé localement sur la dynamique des bassins versants élémentaires. Mais il est peu probable qu'il ait joué un rôle notable dans le comportement hydrosédimentaire des grands organismes ou des organismes torrentiels de la zone intra-alpine. Il faut donc attribuer un rôle essentiel à la variable climatique dans le regain de l'activité fluviale observé à la fin de l'Antiquité.

3.3. UNE ACCALMIE HYDROLOGIQUE DURANT "L'OPTIMUM CLIMATIQUE MÉDIÉVAL".

Le Moyen Age se distingue par une nouvelle phase d'accalmie morphogénique le long de la Durance (site de Silvacane) et de certains de ses affluents (Ubaye), favorable à l'implantation humaine dans les plaines alluviales (fondation de la ville de Barcelonnette). Dans la zone méridionale de notre secteur d'étude (bassin du Colostre), on ne distingue pas de discontinuité dans la sédimentation alluviale depuis la fin de l'Antiquité. Les taux de sédimentation sont peu importants et les dépôts de débordements fins et hydromorphes témoignent d'une faible activité érosive et d'une charge détritique alluviale réduite.

Ces résultats suggèrent des régimes **de précipitations assez réguliers, peu favorables à l'occurrence des crues.** L'ensemble de ces observations rejoint les conclusions des travaux des paléoclimatologues et des géomorphologues qui mettent en évidence un **"Optimum climatique médiéval"** entre les IXe et XIe siècles (LAMB, 1965, 1982 ; ALEXANDRE, 1987 ; MAGNY, 1993 ; COLLARDELLE et VERDEL, 1993). Dans les Alpes du Nord, les auteurs émettent l'hypothèse selon laquelle "les

paysages fluviaux devaient être en harmonie avec cette période multiséculaire de tranquillité hydrologique" (BRAVARD, 1989).

Une telle évolution a lieu alors que la Haute Provence connaît une phase de croissance démographique importante, dont l'apogée se situe à la fin du XIIIe siècle ou dans les premières années du XIVe siècle (BARATIER, 1961). Cette croissance s'accompagne d'une intense mise en valeur des terroirs et d'une phase importante de défrichements bien connue des historiens (SCLAFERT, 1959 ; DUBY, 1973, 1977) et clairement exprimée dans les diagrammes polliniques (BEAULIEU, 1977 ; WEGMULLER, 1977).

Mais les données géomorphologiques suggèrent que la forte pression anthropique médiévale n'a pas engendré de crise morphosédimentaire majeure dans les organismes fluviaux du bassin durancien. Cela résulte à l'évidence des conditions climatiques "peu agressives" de l'époque qui n'ont pas contribué à amplifier les conséquences de l'anthropisation.

3.4. LA FIN DU MOYEN AGE : LA PREMIÈRE CRISE HYDROLOGIQUE ET DÉTRITIQUE ANNONÇANT LE PETIT AGE GLACIAIRE.

La fin du Moyen Age correspond dans le bassin médio-durancien à une période d'aggradation de la plaine alluviale et de recrudescence des crues de forte intensité (décennies 1350-1360).

De tels événements hydrologiques témoignent d'un **dérèglement du régime et de l'intensité des précipitations qui deviennent plus irrégulières** (épisodes pluvieux plus intenses, plus concentrés). Ces épisodes de crues du XIVe siècle correspondent à **une période de dégradation climatique reconnue** partout en Europe (PFISTER 1980, 1992 ; LAMB, 1982, 1984 ; ALEXANDRE, 1987 ; LE ROY LADURIE, 1983 ; JORDA M. et RODITIS, 1993 ; BRAVARD, 1989 ; MAGNY, 1993 ; BROCHIER, 1983) et caractérisée par un regain de froid et d'humidité. PFISTER considère cette période comme " l'épreuve écologique la plus rude du dernier millénaire ". Les auteurs s'accordent aujourd'hui pour reconnaître là les prémisses voire le début de la période dite du "Petit Age Glaciaire" (LE ROY LADURIE, 1983). BRAVARD avançait en 1989 l'hypothèse selon laquelle cette recrudescence des crues dans les rivières alpines aurait eu lieu plus précocement au nord qu'au sud des Alpes. Or les dates des crues que nous avons recensées en Durance semblent indiquer une évolution synchrone de celle des Alpes du Nord (**figure 83),** ce qui souligne bien le caractère général de la dégradation climatique de la seconde moitié du XIVe siècle.

Les épisodes de crues de la décennie 1350 interviennent alors que la Haute Provence connaît une crise politique, économique et une rétraction du peuplement (épidémie de peste noire de 1348), après un apogée démographique dans les années 1315-1323 (BARATIER, 1961). **On ne peut donc** - comme l'avait supposé SCLAFERT (1959) - **attribuer la seule responsabilité des épisodes de crue à une exploitation trop intensive du milieu (défrichements abusifs, surpâturage), puisqu'une trentaine d'années séparent la période de maximum démographique de la recrudescence de**

l'activité torrentielle. Le bassin versant durancien est au contraire en voie de reconquête forestière et d'embroussaillement lorsque sévissent les crues dont la vigueur et l'efficacité ont avant tout une origine climatique. Ceci dit, il n'est pas impossible que la déprise agricole et la désagrégation des structures d'exploitation (désorganisation du drainage, de l'entretien des pentes) aient contribué à accroître l'ampleur et les conséquences morphologiques et érosives des crues (JORDA et PROVANSAL, 1996).

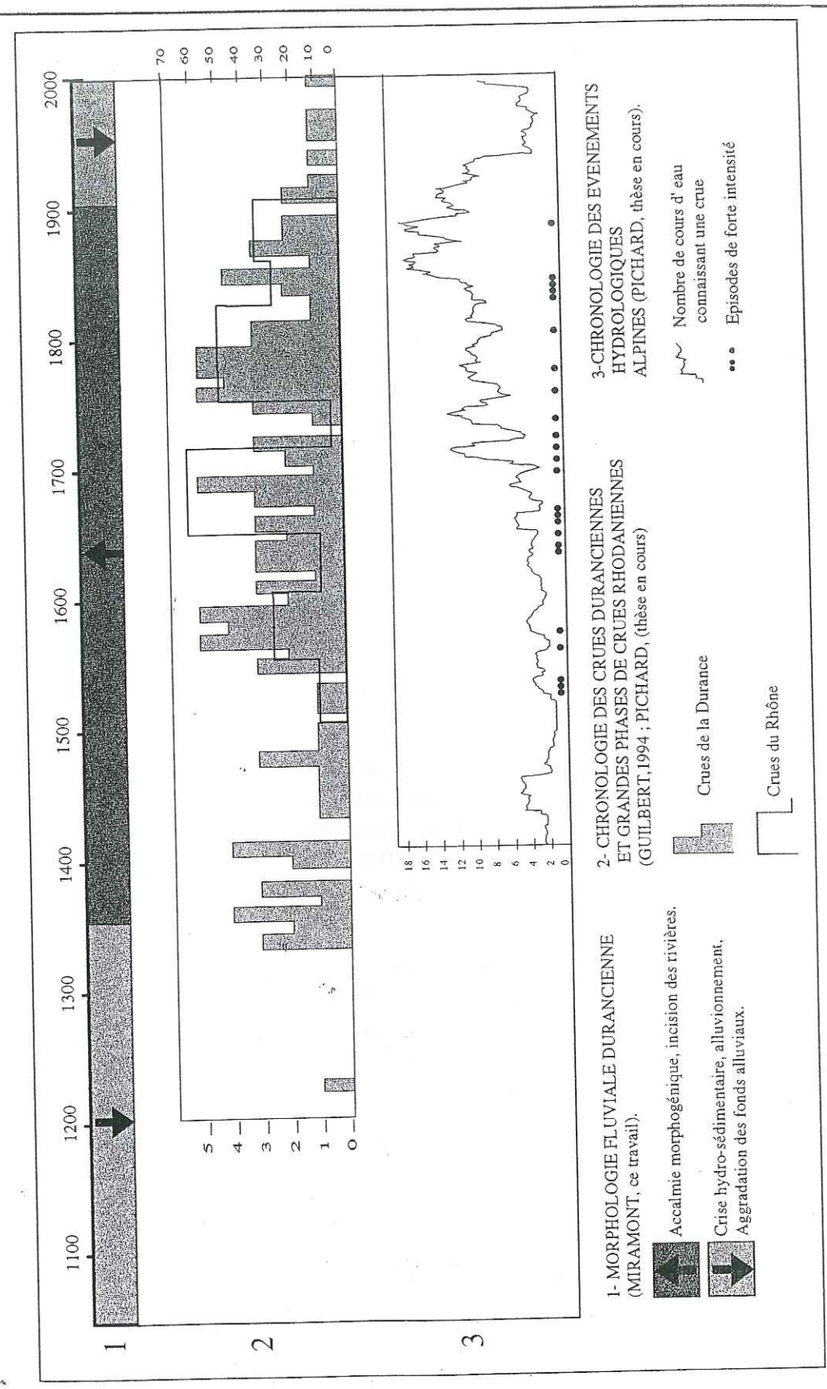
3.5. DES TEMPS MODERNES À LA FIN DU XIXE SIÈCLE : L'IMAGE D'UNE CRISE CLIMATO-ANTHROPIQUE.

La fin du XVe siècle et le début du XVIe siècle apparaissent comme des périodes de calme hydrologique dans le bassin durancien. Mais, dès la décennie 1540 s'amorce une période séculaire de crues récurrentes qui va perdurer jusqu'à la fin du XIXe siècle. A partir de cette période, qui correspond à la dégradation climatique du **"Petit Age Glaciaire"** (LE ROY LADURIE, 1983 ; GROVE, 1987 ; LAMB, 1982 ; PFISTER, 1980), les rivières du bassin de la Durance connaissent des crues fréquentes, de forte intensité et une tendance à l'alluvionnement grossier (aggradation des plaines alluviales et mise en place de nappes alluviales).

Pour cette période, la chronologie des crues de la Durance a pu être complétée, grâce aux travaux récents de l'historien G. PICHARD (1995, 1997, thèse en cours). Un patient travail de dépouillement d'archives mené depuis plusieurs dizaines d'années a permis à ce chercheur de constituer une base de données hydrologiques des crues et des débordements des cours d'eau provençaux du XVe à la fin du XVIIIe siècle. Cette base est composée de 2925 données annuelles, soit près de 500 en moyenne par siècle. G. PICHARD signale l'existence de deux périodes documentaires. Jusqu'à la fin du XVIIe siècle, la documentation est dispersée dans différents dépôts d'archives ; les dépouillements ne sont pas exhaustifs et les mouvements apparaissent avec un certain degré d'incertitude. En revanche, à partir de 1651 (date du "grand déluge provençal"), puis de 1684 (dramatique épisode torrentiel en Haute Provence), les documents concernant les dégâts des eaux sont rassemblés au niveau de l'administration provençale des communautés, (Assemblée des communautés) qui fait office de relai des plaintes vers la Cour.

Nous utilisons d'autre part la courbe des crues du Rhône à Arles qui, basée sur une documentation de bonne qualité dès le XVIe siècle, peut être comparée à la chronologie des débordements provençaux.

La **figure 98** présente les résultats de ces dépouillements à partir du XVe siècle, complété pour les XIXe et XXe siècles par divers travaux (AMIEL, 1991 ; GUILBERT, 1994 ; FANTHOU, 1994 ; MOUGIN, 1931). La **courbe A** représente le nombre annuel d'organismes fluviaux ayant connu des crues. Chaque organisme hydrographique est compté pour une seule unité, même si le débordement de telle année s'est répété soit à plusieurs endroits de son lit (par exemple la Durance à Orgon, Noves, Cabanes, Avignon), soit en deux ou plusieurs fois durant la même année.



Réalisé d'après les données de G. PICHARD,

Figure 98 : Les débordements des torrents et les crues de la Durance depuis le XVe siècle.

Cette courbe met donc en évidence **l'extension géographique des phénomènes** puisque les chiffres annuels sont d'autant plus élevés que le nombre de cours d'eau concernés est important. La distinction de phases dans la chronologie est facilitée par le calcul de moyennes mobiles, avec ici une fenêtre de 15 années centrée sur la 8e année. Une indication de **l'intensité des phénomènes hydrologiques** que nous avons estimée à l'aide des textes datés du milieu du XVIIe siècle jusqu'à la fin du XVIIIe siècle, est indiquée par des **points (B)**.

Il est possible de distinguer plusieurs phases dans le comportement hydrologique des organismes fluviaux :

• la fin du XVe siècle et la première moitié du XVIe siècle (1410-1540) est une période de calme hydrologique, exceptée la décennie 1520-1530.

• **la période 1540-1590 ressort comme une période de crise hydrologique**. Les années 1540, et notamment l'année 1544, marquent une rupture dans l'évolution hydrologique et annoncent à **la fin du XVIe siècle** une période de crues fréquentes et de forte intensité qui marquent le réveil incontestable des cours d'eau méditerranéens (PICHARD, communication orale) et s'accompagnent d'une importante crise détritique.

• Le début du XVIIe siècle est encore témoin en Haute Provence de fréquents orages d'été responsables de nombreux débordements tels que ceux des années 1616, 1633, 1634, 1635, 1636, 1651.

• **La fin du XVIIe siècle et les premières années du XVIIIe (1680-1710) s'individualisent comme une nouvelle période de crise hydrologique majeure.** Les textes montrent que les crues de 1684 qui affectèrent l'ensemble de la Haute Provence prirent la dimension d'une catastrophe (**Figure 99**). Les années 1701, 1702, 1705-1706, 1709, puis 1717 et 1727 connaissent des crues dont l'ampleur et l'intensité leur donnent valeur de "maxima" historiques.

• Après une brève accalmie entre les années 1730 et 1745, pourtant ponctuée d'années orageuses (été 1728 et 1729, 1731, 1736), **la période 1746-1820 est de nouveau une grande phase d'activité hydrologique**, qui comprend notamment les crues dévastatrices de 1755, 1760, 1763, 1765, 1777, 1785, 1786 et 1788.

• Les années 1820-1840 connaissent un apaisement relatif du phénomène. Elles précèdent **la dernière grande période de débordements importants des années 1840-1880**.

• Enfin le nombre de crues décroît rapidement à fin du XIXe siècle, puis le phénomène se raréfie au début de notre siècle.

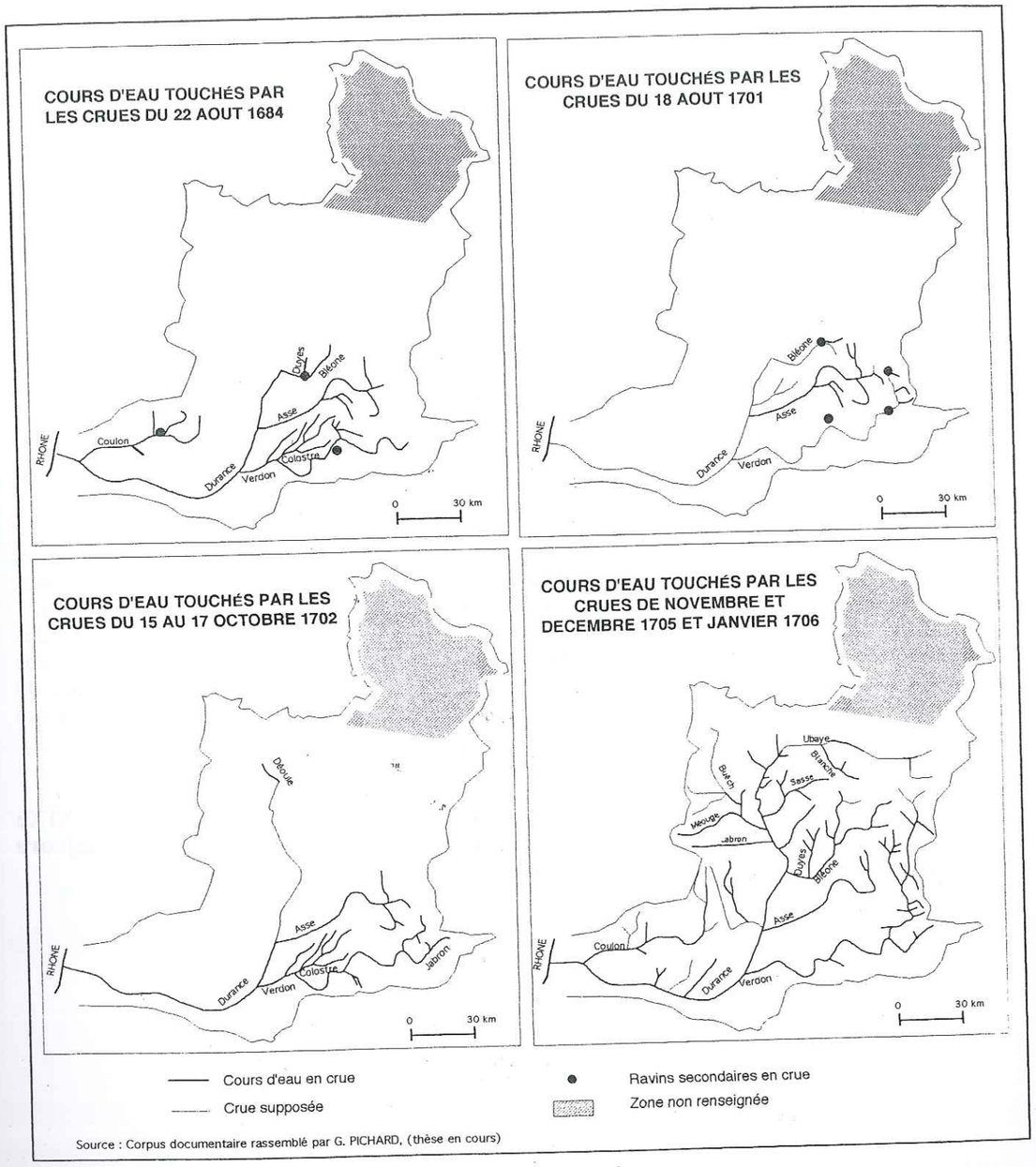


Figure 99 : Cartographies de quelques grandes crues hisoriques dans le bassin durancien.

L'étude des variations des totaux pluviométriques depuis le XVIIIe siècle à partir des enregistrements effectués à Marseille est en cours (PICHARD, 1997). Elle souligne **l'accroissement de la variabilité des précipitations au cours du Petit Age Glaciaire**, entre le début du XVIIIe siècle et la fin du XIXe siècle, et la succession rapide d'années pluvieuses et d'années particulièrement sèches (PICHARD, communication orale). Curieusement, **les totaux pluviométriques** au XVIIIe et XIXe siècles **sont plus faibles** que ceux du XXe siècle (**figure 100**).

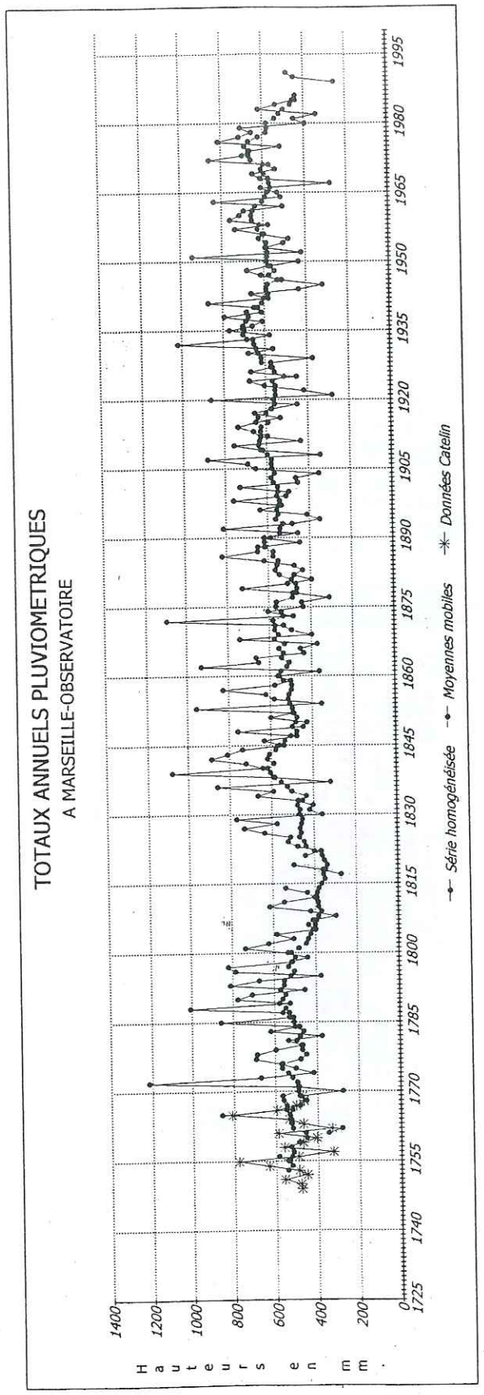
Ainsi, les variations de la fréquence des épisodes hydrosédimentaires des organismes fluviaux duranciens reflètent l'évolution du **régime des précipitations durant le Petit Age Glaciaire**, période caractérisée par une **augmentation de l'intensité et de la variabilité des précipitations** qui deviennent nettement plus orageuses.

Les crises détritiques reconnues ne traduisent donc pas un accroissement global du volume des précipitations, mais des modifications de leur régime et de leur intensité.

La longue période de crise hydrosédimentaire qui vient d'être décrite a lieu dans un contexte de lente croissance démographique. La population atteint à la fin du XVIIIe siècle son niveau du début du XIVe siècle. Son apogée se situe au milieu du XIXe siècle avant que ne s'amorce un phénomène d'exode rural (BARATIER, 1961). L'importance de la pression agro-sylvo-pastorale a conduit à un état de déboisement considérable que confirment les documents cartographiques du XVIIIe siècle (seulement 10% de la surface du bassin est encore boisée à la fin de ce siècle) (**Planche 10**). Ceci n'a pu **qu'aggraver les conséquences de la péjoration climatique du Petit Age glaciaire, en favorisant l'activité érosive et la mobilisation du matériel détritique sur les versants dénudés.**

A cet égard, soulignons que de nombreux textes d'archives évoquent l'ampleur des crues et les dégats des torrents dans les secteurs largement déboisées. C'est le cas notamment de la haute vallée du Verdon (région de Castellane), de la haute vallée du Var, de l'amont de la vallée de l'Argens, de la vallée de l'Asse et en amont de Sisteron des bassins de "terres noires" de la vallée du Sasse (**Figure 101**).

Ainsi l'activité morphosédimentaire des rivières durant l'époque Moderne et le XIXe siècle reflète bien les conséquences **d'une crise climato-anthropique majeure affectant le bassin durancien et l'ensemble de la Provence.**



Source : PICHARD, thèse en cours.

Figure 100 : Les totaux pluviométriques annuels à Marseille depuis le XVIIIe siècle

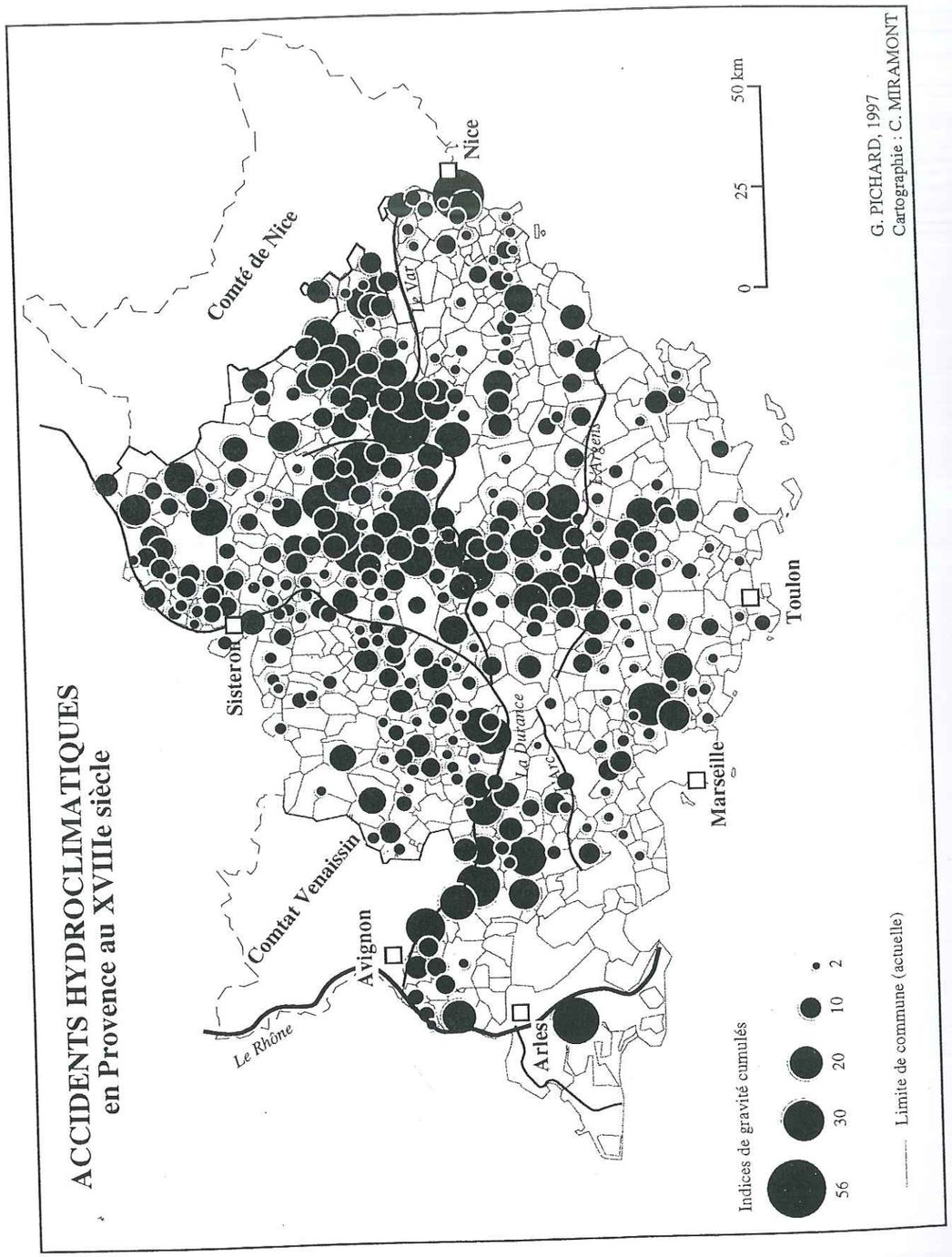
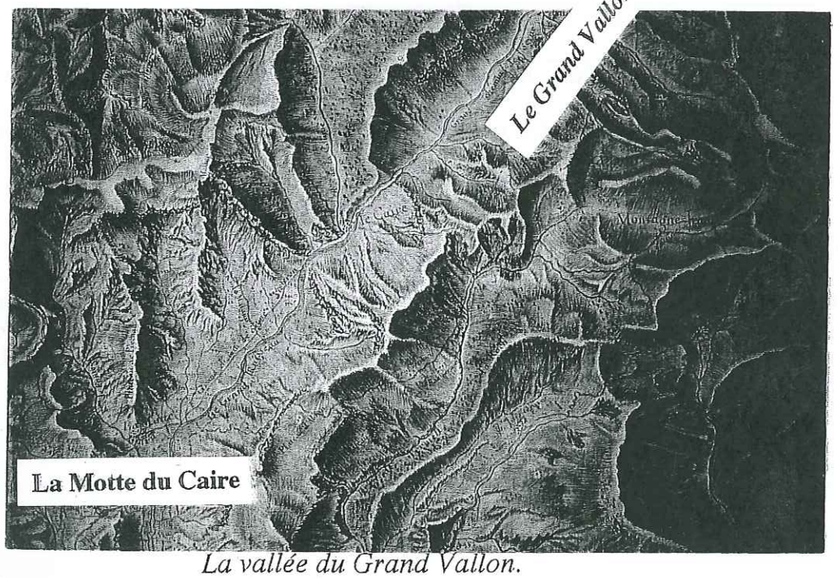


Figure 101 : Les accidents hydroclimatiques en Provence au XVIIIe siècle.

La vallée de la Durance à la confluence avec la Bléone.

Le bassin du Saignon →



La vallée du Grand Vallon.

Planche 10 : Extraits des cartes de la Provence levées au XVIIIe siècle par J.Cl. E Le Michaud d'Arçon. Cliché G. PICHARD.

3.6. UNE ACCALMIE MORPHOGÉNIQUE QUI S'AMORCE À LA FIN DU XIXE SIÈCLE.

La rupture morphodynamique observée dans l'évolution de la morphogenèse durancienne (réduction des flux hydriques et détrititques) est corrélative de deux phénomènes :
- la fin de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire,
- l'exode rural, la rétraction des pratiques agro-pastorales et la reconquête forestière artificielle (reboisement des Eaux et Forêts) et spontanée des pentes.

Depuis la Révolution, le taux de boisement des Alpes du sud a été multiplié par trois ou quatre (**tableau 9**). Le phénomène a vraisemblablement une responsabilité importante dans la réduction des flux détritiques et la tendance à l'incision qui caractérise les cours d'eau sud-alpins au cours du XXe siècle. La variable climatique quant à elle est à l'origine de la diminution de la fréquence des crues et de l'intensité de la dynamique fluviale (contraction des lits).

	1770-1780 (1)	**1878 (2)**	**1989 (3)**	**Reboisements en Pin noir**
Alpes de Haute Provence	10% environ	123 100 ha 17,7%	42,8%	17 000 ha 2,5%
Hautes Alpes	11% environ	94 000 ha 17%	28,4%	4 800 ha 0,9%

Sources : (1) d'après les cartes de Cassini ; (2) Demontzey, 1878 ; IFN, 1989.

Tableau 9 : Evolution des surfaces forestières et des taux de boisement depuis deux siècles dans les Alpes de Haute Provence et les Hautes Alpes.
Source : VALLAURI et al., 1997.

Remarquons que la tendance morphodynamique précoce à l'incision de la Durance (fin XIXe siècle - début XXe siècle) ne s'affirme qu'à partir des années cinquante dans les Alpes du nord où elle est plus directement liée aux aménagements des lits et aux extractions de matériaux (BRAVARD et PEIRY, 1993 ; PEIRY *et al.*, 1994 ; BRAVARD, 1994).

3.7. CONCLUSIONS.

Au terme de cette analyse, il ressort que le paramètre climatique a joué un rôle décisif dans l'évolution des organismes fluviaux duranciens au cours de la période historique. Ses fluctuations ont été le plus souvent à l'origine des ruptures majeures de la morphogenèse et de la dynamique fluviale. On ne saurait pour autant négliger les conséquences des phases d'emprise et de déprise agro-pastorales qui ont contribué, de manière plus ou moins efficace, à accroître ou au contraire à limiter les effets des dégradations climatiques des deux derniers millénaires.

CHAPITRE 4

BILAN DE L'ÉVOLUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS FLUVIAUX POSTGLACIAIRES SUD-ALPINS.

L'ensemble des données morphosédimentaires dont nous disposons en Moyenne Durance permet d'envisager l'évolution des paléoenvironnements fluviaux au cours des dix derniers millénaires. Les résultats de notre recherche ne remettent pas en cause les grandes tendances de l'évolution morphogénique postglaciaire telles qu'elles avaient été mises en évidence dans les années 1980. Mais il est aujourd'hui possible de préciser les modalités et la variabilité des rythmes de l'activité érosive et détritique des organismes hydrographiques. Ces données conduisent à de nouvelles hypothèses concernant les paramètres de l'évolution et notamment la variable climatique. Enfin, à partir du Néolithique, la morphogenèse fluviale enregistre aussi les effets de l'anthropisation qui se combinent aux paramètres bioclimatiques.

1. L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE HOLOCÈNE DES FONDS ALLUVIAUX DANS LE BASSIN VERSANT DURANCIEN.

Le Postglaciaire peut être divisé en trois périodes au comportement morphogénique différent :

- **un premier Holocène**, durant lequel, après une phase d'incision linéaire au cours de "l'Interstade Tardiglaciaire Bölling-Alleröd", les organismes affluents connaissent un alluvionnement considérable. Ce phénomène aboutit, selon des rythmes irréguliers, à la mise en place du "Remblaiement Holocène Principal" (JORDA M., 1980).

- **la période atlantique** se caractérise par une atténuation des processus de sédimentation puis par un renversement progressif de tendance et par la reprise de l'incision linéaire. Cette évolution s'accompagne sur les versants d'une phase de pédogenèse.

- enfin, **un second Holocène**, à partir de la fin de la période atlantique, au cours duquel les talwegs, dont les comportements morphogéniques s'individualisent, connaissent plusieurs crises détritiques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1.1. De la fin du Tardiglaciaire à l'Atlantique : un premier Holocène.

1.1.1. Des expressions sédimentaires complexes et variées.

L'alluvionnement des talwegs au cours des premiers millénaires de l'Holocène s'exprime différemment en fonction des contextes orographiques, lithologiques et morphoclimatiques.

Dans les organismes de rang inférieur qui drainent les bassins marneux préalpins, les dépôts, épais de plusieurs dizaines de mètres, constituent de vastes cônes coalescents, ou glacis d'épandage, dont la topographie en pente douce régularise le pied des versants (bassin du Saignon et affluents du Buëch).

Notre travail, ainsi que les recherches de ROSIQUE (1996), montrent que les sédiments alluviaux se mettent en place de façon progradante vers l'amont. Ce mécanisme aboutit à la formation **d'un remblaiement complexe, constitué de plusieurs nappes superposées, diachrones et disposées "en écailles".** Ce dispositif est masqué sur le terrain par la régularité de la surface du remblaiement. Selon la position des coupes étudiées le long des talwegs, la sédimentation ne paraît pas s'amorcer au même moment dans les différents affluents de la Moyenne Durance. Les coupes situées dans les secteurs aval (DELIBRIAS *et al.*, 1984 ; ROSIQUE, 1996) montrent que l'alluvionnement débute parfois très précocément, dès la fin de l'Alleröd.

Aux confluences principales, les dépôts du premier Holocène constituent des **cônes-terrasses** (vallée du Vançon, affluents principaux du Buëch). Il faut leur attribuer enfin les premiers épandages détritiques postglaciaires. Ces derniers engorgent les talwegs et le débouché des torrents de la zone intra-alpine (vallée de l'Ubaye).

En revanche, le long des rivières principales et notamment la Durance, les héritages alluviaux de ces crises morphosédimentaires apparaissent discontinus ou se confondent avec les dépôts historiques. Tout se passe comme si les écoulements plus importants et plus réguliers des grands organismes avaient permis l'évacuation vers l'aval d'une grande partie des apports alluviaux, largement composés de matériaux fins.

La diversité des formes d'accumulation va de pair avec la **multiplicité des signatures sédimentaires** qui traduisent des processus plus ou moins énergiques : dans les bassins marneux préalpins, les remblaiements sont constitués de dépôts alluviaux à dominance fine, composés de séquences de crues granoclassées (termes caillouteux, sableux et limoneux superposés) ou de colluvions (bouillies de calschistes) près des versants ; les cônes de déjection intra-alpins résultent de laves torrentielles successives à matériel plus caillouteux, hétérométrique, emballé dans une abondante matrice limoneuse.

1.1.2. Les rythmes variables de la sédimentation

Le volume des dépôts des différentes nappes alluviales dans le bassin du Saignon ainsi que les données de ROSIQUE (1996) dans le Buëch montrent que les rythmes moyens de la sédimentation ont sensiblement varié au cours des premiers millénaires du Postglaciaire.

Dans la partie aval du bassin du Saignon, la sédimentation s'amorce à l'Alleröd. On ne retrouve pas, à la différence de nombreux talwegs sud-alpins, de niveau attribuable au Dryas récent. Toutefois, compte tenu du caractère progradant vers l'amont de la sédimentation, on peut envisager que les dépôts de cette période se situent plus en aval, à la confluence du Saignon et du Grand Vallon (cf. chapitre 1, point 4.3.1) ; mais aucune coupe naturelle ne permet de les vérifier.

Les nappes alluviales datées du Préboréal ne constituent pas des volumes sédimentaires très importants. ROSIQUE constate également, dans les affluents du Buëch, un ralentissement de la sédimentation alluviale au cours de cette période.

En revanche, dans le bassin du Saignon comme dans le Buëch, c'est dans la **seconde moitié du Boréal que l'essentiel des dépôts s'effectue**.

La sédimentation se poursuit ensuite, à un rythme moins rapide, jusqu'au début de la période atlantique.

Mais, au sein de ces grandes tendances, l'étude dendrogéomorphologique du site du Saignon a conduit à rejeter l'image d'une sédimentation continue et régulière, au profit de celle de crises morphosédimentaires bien individualisées.

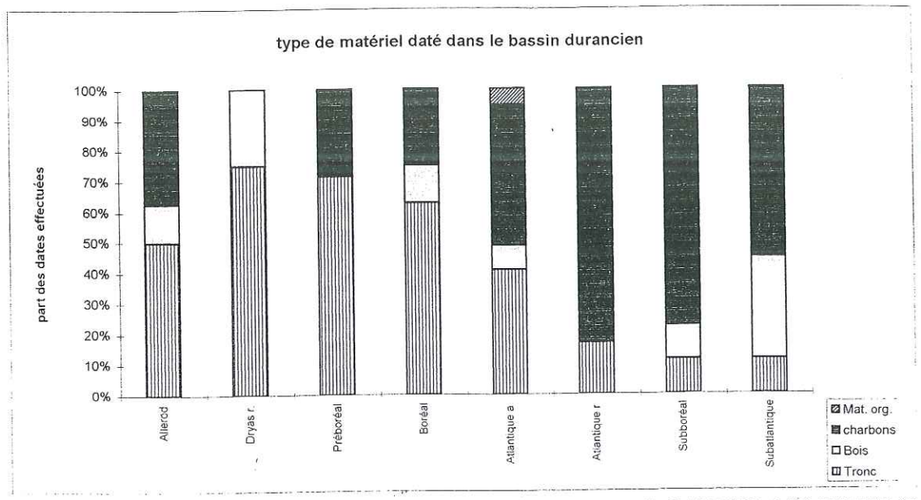
1.1.3. Des crises érosives et sédimentaires distinctes.

Il a été possible d'individualiser dans le bassin du Saignon **plusieurs crises détritiques** calées chronologiquement à la fin de l'Alleröd, à la fin du Préboréal, au Boréal et au début de l'Atlantique. Elles **alternent avec des phases de stabilité morphogénique des talwegs, voire même de reprise de l'incision.**

Les périodes de stabilité, pluri-séculaires, sont soulignées par le développement d'une végétation arborescente de pins sylvestres dans les fonds de ravins, dans des conditions de biotope favorables à leur croissance.

Les crises morphosédimentaires se marquent par l'arrivée de dépôts à forte charge limoneuse qui provoquent l'enfouissement rapide de la base des souches, puis la mort des arbres après une longue période de dépérissement. La bonne conservation des arbres subfossiles dans les sédiments et leurs caractéristiques de croissance soulignent **le caractère brutal et soudain du déclenchement des crises détritiques**. D'une durée de plusieurs dizaines d'années, voire de plusieurs siècles, elles sont caractérisées par des **crues annuelles ou saisonnières fréquentes**. Les taux de sédimentation sont variables et peuvent localement être très élevés (plus d'un mètre de dépôt par épisode hydrologique). Ce fonctionnement est caractéristique des premiers millénaires de l'Holocène. Il ne se reproduira plus au cours de la seconde partie de cette période,

comme le confirme, indirectement, la rareté des arbres subfossiles découverts dans les dépôts post-atlantiques (**Figure 102**).



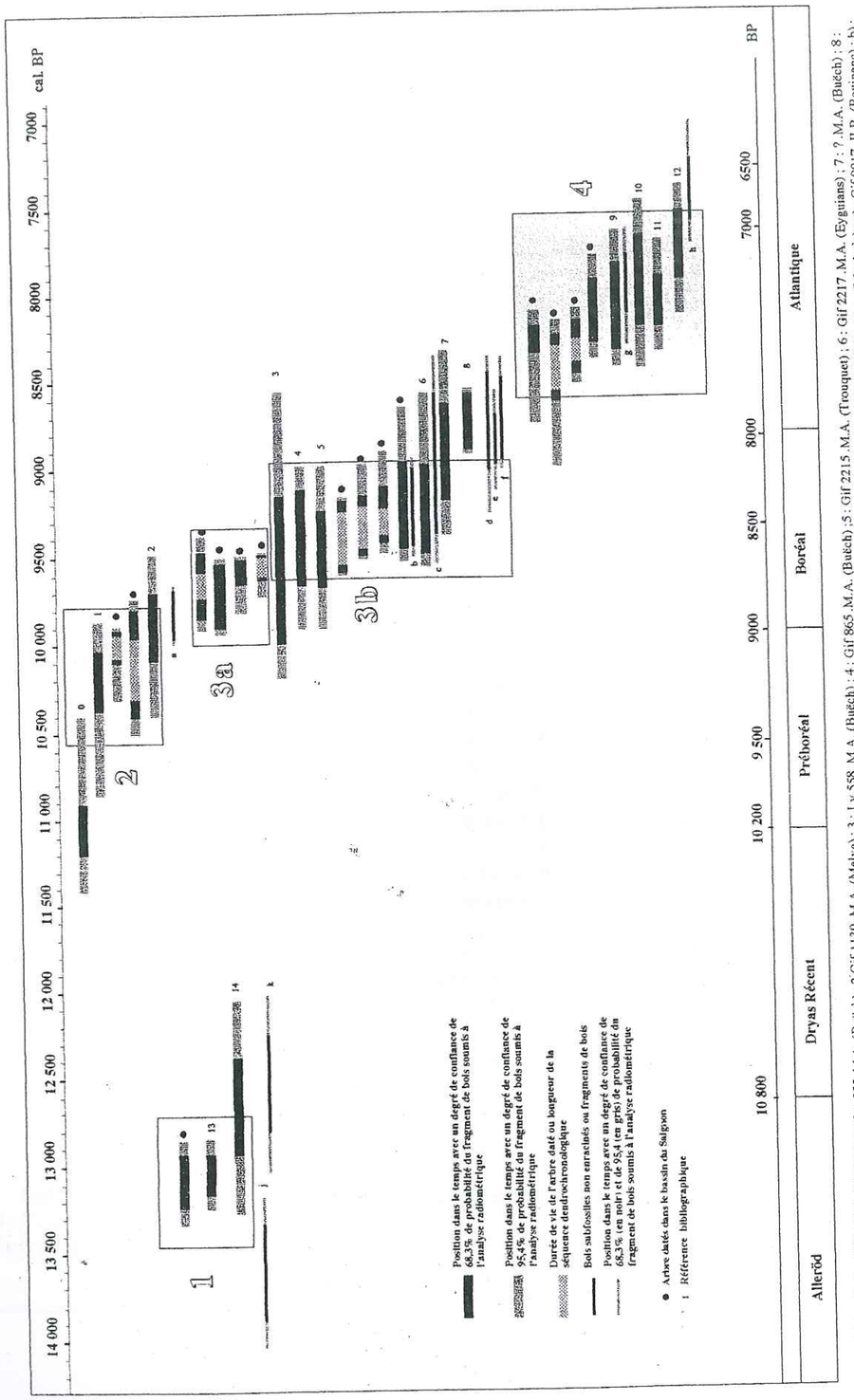
D'après les travaux de JORDA M., ROSIQUE, ARCHAMBAULT, GAUTIER, MONTJUVENT.

Figure 102 : Les datations radiométriques réalisées en Moyenne Durance.

1.1.4. L'ÉVOLUTION SYNCHRONE DE LA MORPHOGENÈSE ALLUVIALE DES BASSINS DE "MARNES NOIRES"

Afin de vérifier si les crises reconnues dans le bassin du Saignon étaient aussi enregistrées par les autres organismes hydrographiques, nous avons rassemblé toutes les datations 14C effectuées sur des souches d'arbres subfossiles enracinés découvertes en Moyenne Durance (**figure 103**). Les dates proviennent du bassin du Saignon, du Buëch, des environs de Melve au nord-est de Sisteron et du bassin du Bouinenc à l'est de Digne (ARCHAMBAULT, 1967, 1968, 1969 ; GIDON *et al.*, 1991 ; GAUTIER, 1992 ; ROSIQUE, 1996 ; BALLAIS, 1996) (**Figure 104**). Les datations obtenues sur des arbres subfossiles non en place sont figurées en trait fin, leur enfouissement étant lié à des dynamiques morpho-sédimentaires différentes.

Les datations 14C des arbres du Saignon ont été effectuées sur des échantillons de bois de quelques cernes repérés dans les séquences dendrochronologiques, ce qui permet de mieux positionner les chronologies dans le temps. Cette même précision n'est pas disponible pour les autres datations, qui n'ont pas été réalisées dans une optique dendrogéomorphologique. Les longueurs des séquences, le nombre et la position des cernes datés ne sont pas connus. Etant donnée la dureté du bois de tous ces arbres, on peut supposer que les datations ont été effectuées sur des échantillons prélevés à la périphérie des troncs, correspondant donc aux dernières années de vie des arbres. Les intervalles 14C peuvent donc vraisemblablement être étendus de plusieurs dizaines d'années en arrière.



SOURCES : 0 : Ly 1902 .M.A. (Buëch) ; 1 : Ly 555 .M.A. (Buëch) ; 2 Gif 1139 .M.A. (Melve) ; 3 : Ly 558 .M.A. (Buëch) ; 4 : Gif 865 .M.A. (Buëch) ; 5 : Gif 2215 .M.A. (Trouquet) ; 6 : Gif 2217 .M.A. (Eyguians) ; 7 : ? .M.A. (Buëch) ; 8 : Ly 7261 Barles (JLE) ; 9 LGQ 1074 .T.R. (Buëch) ; 10 : Ly 1901 M.A. (Buëch) ; 11 : LGQ 997 .T.R. (Buëch) ; 12 : LGQ 1075 .T. LGQ 420 .MJ. (Rioux Bourdoux) ; c) : LGQ 998 .TR. (Buëch) ; d) : LGQ 996 .JLB. (Bouinenc) ; e) : Gif 9918 JLB. (Bouinenc) ; f) : LGQ 712 .TR. (Buëch) ; j) : LGQ 713 .TR. (Buëch).
M.A. = Michel ARCHAMBAULT / M.J. = Maurice JORDA / J.L.E. = Jean-Louis EDOUARD / J.L.B. = Jean-Louis BALLAIS / T.R. = Thierry ROSIQUE

Figure 103 : Position chronologique des arbres subfossiles enracinés datés au 14C en Moyenne Durance

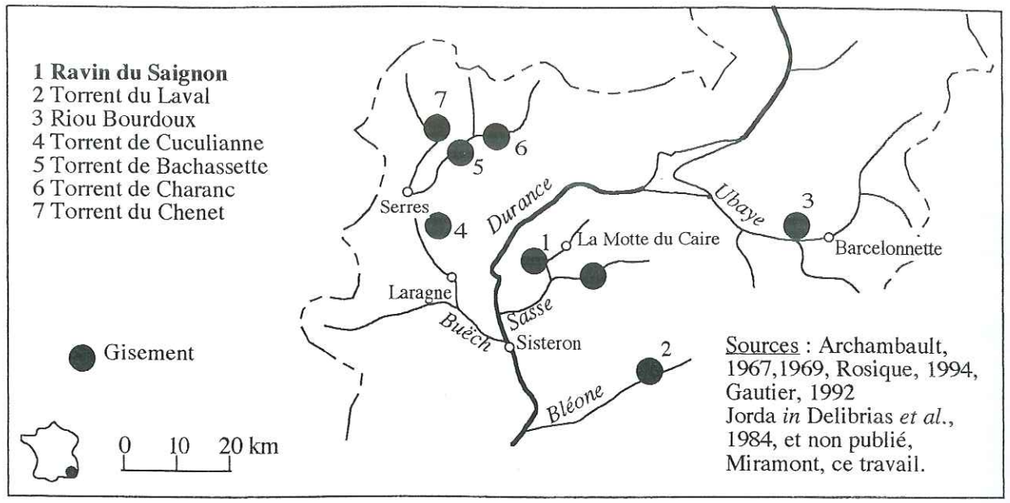


Figure 104 : Localisation des gisements de bois subfossiles répertoriés en Moyenne Durance.

Les datations des arbres des différents secteurs montrent qu'ils appartiennent aux mêmes phases que celles définies dans le Saignon (**figure 103**) :

- phase 1 : à la fin de l'Alleröd, entre 13400 et 12700 cal. BP,
- phase 2 : à la fin du Préboréal, entre 10500 et 9800 cal. BP,
- phase 3 : au Boréal, entre 9600 et 9000 cal. BP,
- phase 4 : au début de l'Atlantique, entre 8700 et 7700 cal. BP

Il en ressort que **les différentes périodes de stabilité des fonds de vallons (développement de pins sylvestres) reconnues sur le site du Saignon ont une réalité et une signification régionale.**

Ces phases sont interrompues par des crises sédimentaires aboutissant, dans l'ensemble de la Moyenne Durance, à l'enfouissement progressif des arbres et à leur dépérissement :

- à la charnière de l'Alleröd et du Dryas récent vers 12700 cal. BP,
- à la charnière du Préboréal et du Boréal, vers 9800 cal. BP,
- à la fin du Boréal, vers 8800 cal. BP,
- au milieu de l'Atlantique, vers 7500 cal. BP.

Seules des variations du paramètre climatique peuvent expliquer le déclenchement synchrone, à l'échelle régionale, de ces crises détritiques caractérisées par des crues fréquentes et une tendance à la sédimentation alluviale.

1.2. La période atlantique.

Toutes les données dont nous disposons en Durance mettent en évidence, **une stabilisation progressive** du milieu, soulignée, au cours de l'Atlantique, par :

- une atténuation de la tendance à la sédimentation dans les fonds alluviaux comme en témoigne la réduction des taux de sédimentation dans le bassin du Saignon,
- l'évolution faciologique des dépôts le long des affluents pré-alpins ou des torrents du bassin de Barcelonnette : des limons de débordement à caractère hydromorphe recouvrent des niveaux grossiers plus anciens,
- une phase de pédogenèse sur les versants (sols bruns forestiers).

Cette évolution traduit une **réduction des flux détritiques, et des flux hydriques moins importants et/ou de régime plus régulier**. Progressivement on assiste à un renversement de tendance dans les talwegs : une reprise de l'incision s'affirme à la fin de la période atlantique.

Mais certains indices montrent **la permanence d'une certaine instabilité**, vraisemblablement inhérente au contexte lithostructural, géomorphologique et bioclimatique. Les torrents du bassin de Barcelonnette connaissent encore une certaine activité torrentielle. Il est fréquent, par ailleurs, de rencontrer plusieurs épisodes de pédogenèse superposés, séparés par des épisodes détritiques (JORDA M., communication orale).

1.3. Le second Holocène.

Alors qu'au cours des premiers millénaires de l'Holocène, l'ensemble des talwegs du bassin durancien a connu des tendances morphogéniques communes, lors des millénaires suivants, **les organismes fluviaux enregistrent des évolutions plus diversifiées**. Ainsi certains organismes (ravin du Saignon, affluents du Buëch, sillon de Gap, ROSIQUE, 1996) connaissent une reprise d'incision à la fin de la période atlantique qui n'est plus vraiment remise en cause au cours de la seconde moitié du Postglaciaire. D'autres en revanche enregistrent **plusieurs phases détritiques** qui s'expriment par la mise en place de nappes alluviales ou de cônes de déjection emboîtés dans les dépôts du premier Holocène.

Différents éléments de datation (charbons, vestiges archéologiques…) permettent de caler chronologiquement ces crises détritiques :

- **à la charnière de l'Atlantique et du Subboréal,**
- **à l'Age du Fer,**
- **lors de l'Antiquité tardive,**
- **à la fin du Moyen Age et jusqu'au XIXe siècle.**

Cette dernière crise, la mieux connue, affecte l'ensemble des organismes fluviaux du bassin durancien.

Plusieurs caractéristiques différencient les dépôts du second Holocène de ceux des millénaires antérieurs :
- ils sont généralement **plus caillouteux,**
- ils sont souvent **lacunaires, discontinus,** largement tributaires des apports latéraux (colluvions notamment),
- enfin, **les volumes sédimentaires accumulés au cours de cette seconde partie du Postglaciaire n'atteignent pas l'importance de ceux des millénaires antérieurs.**

L'emboîtement des formations témoigne **de fréquents renversements de la tendance morphogénique.** L'alternance rapide des phases d'accumulation et d'incision a vraisemblablement favorisé l'évacuation progressive du matériel, notamment des fines, ce qui explique en partie la nature caillouteuse des dépôts.

2. INTERPRÉTATIONS PALÉOCLIMATIQUES DES DONNÉES MORPHOGÉNIQUES.

2.1. LE PREMIER HOLOCÈNE.

C'est à l'évidence aux seuls paramètres naturels et en particulier à la variable climatique qu'il faut attribuer la responsabilité des crises détritiques reconnues au cours de cette période. Les données archéologiques montrent, on l'a noté, que l'occupation humaine de la moyenne montagne ne s'affirme en Durance qu'à la fin du Néolithique. Elle n'a donc pas pu avoir d'influence, si ce n'est que très localement, sur l'évolution paléoécologique et morphologique des divers milieux (MULLER *et al.*, 1991).

2.1.1. LES GRANDES TENDANCES DE L'ÉVOLUTION BIOCLIMATIQUE.

Nos résultats s'accordent globalement avec les conclusions des études palynologiques (BEAULIEU, 1977 ; GUIOT et PONS, 1986) et géomorphologiques (JORDA M., 1993 ; ROSIQUE, 1996) menées dans les Alpes du sud. Ces dernières mettent en évidence des conditions climatiques fraîches et plutôt sèches au Préboréal, relayées par une augmentation de l'humidité au cours du Boréal et de l'Atlantique.

De même, ces observations semblent bien s'accorder avec les résultats des autres recherches paléoenvironnementales menées dans le Sud de la France.

Le Préboréal est souligné, dans la vallée du Rhône, par des paléosols de prairie sèche ou steppique qui auraient évolué dans des conditions climatiques peu contrastées accompagnées d'une pluviométrie plus faible qu'aujourd'hui (BERGER, 1995a). Les lits

fluviaux des affluents de la vallée du Rhône sont très encaissés (BROCHIER *et al.*, 1991).

Le Boréal enregistre une légère phase de déstabilisation du milieu : on observe des indices d'une érosion des sols en Basse Provence (PROVANSAL *et al.*, à paraître), un colluvionnement des sols sur les versants de l'avant-pays rhodannien - peut être en relation avec des feux de forêts plus fréquents - (BERGER, 1996), et une tendance discrète à l'accumulation s'amorce dans les cours d'eau de la vallée du Rhône (BROCHIER *et al.*, 1991).

Mais les données que nous avons acquises remettent en partie en cause la vision progressive et régulière de l'évolution bio-morphoclimatique au profit de "crises" telles que les avait envisagées ROGNON en 1983, et qui ressortent bien des travaux paléoclimatiques récents menés à l'échelle du continent européen.

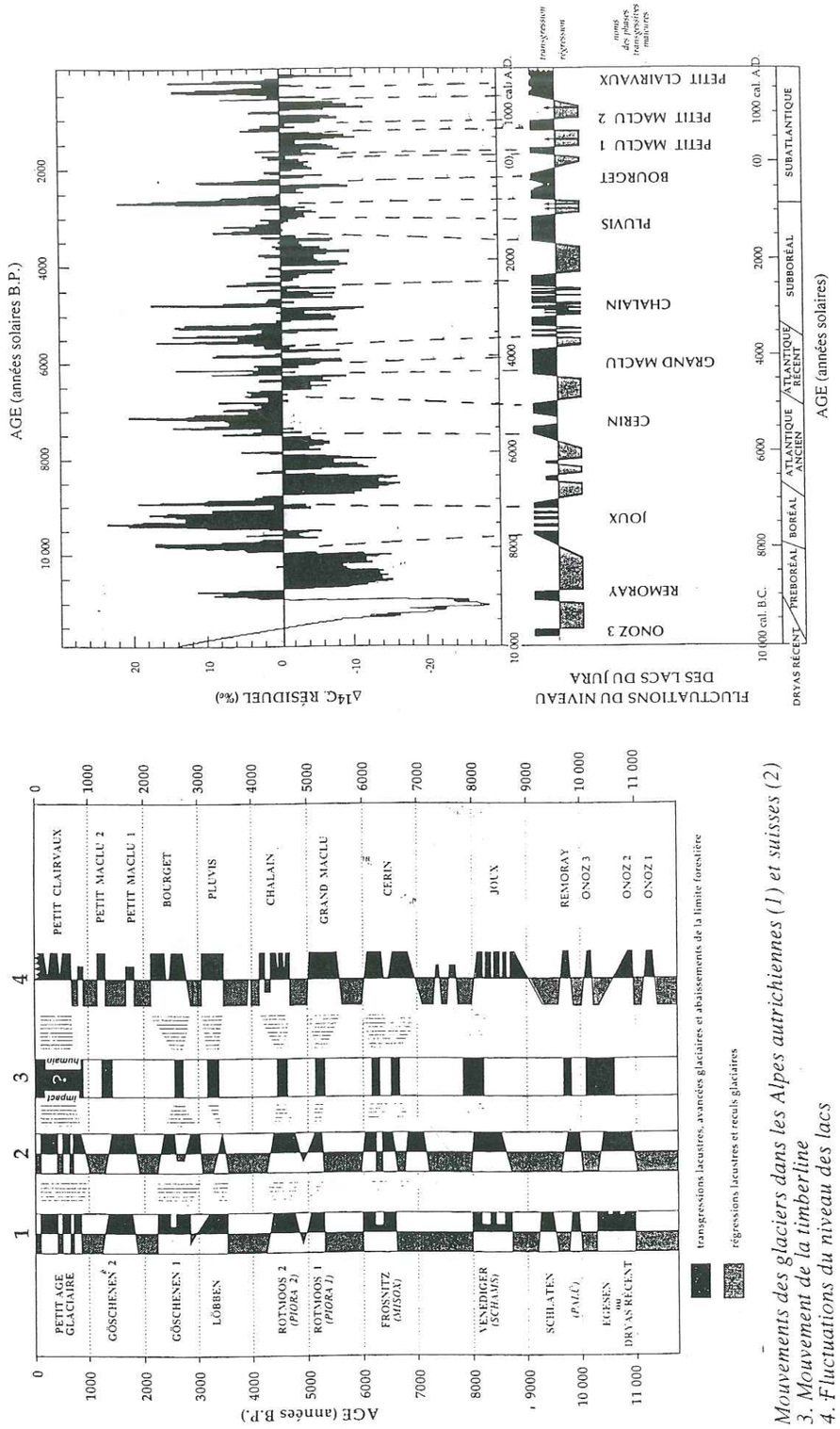
2.1.2. LES DONNÉES PALÉOCLIMATIQUES FOURNIES PAR LES GÉNÉRATIONS D'ARBRES SUBFOSSILES DU BASSIN DURANCIEN : DES CRISES CLIMATIQUES CONTRASTÉES .

Les crises détritiques que nous avons identifiées témoignent de variations climatiques brutales qui se manifestent, sur un durée de quelques siècles, par **des précipitations de forte intensité et dont la fréquence est responsable d'épisodes de crues récurrents.** Ces derniers provoquent une déstabilisation des pentes, liée à une intensification des processus de ravinement. Le matériel érodé est piégé dans les fonds de vallons encombrés par une végétation dense et provoque l'étouffement puis la mort des arbres subfossiles.

Cette évolution s'accorde assez bien avec les résultats des travaux paléoclimatiques récents à l'échelle du continent européen et de l'Atlantique nord.

MAGNY (1994, 1995 a,b,c, 1997), à partir d'une synthèse des travaux récents, envisage un schéma de l'évolution paléoclimatique et apporte notamment des précisions sur les caractéristiques et les rythmes des changements du climat au début de la période holocène.

Il montre, à l'échelle européenne, un synchronisme apparent des oscillations climatiques reconstituées à partir des variations des niveaux lacustres dans le Jura, des mouvements des glaciers et de la limite forestière en altitude dans les Alpes et enfin de la fréquence des crues dans les rivières d'Europe centrale au cours de l'Holocène. Ces indicateurs témoignent, à diverses reprises, d'une diminution des températures et d'une augmentation des précipitations, au cours des périodes estivales notamment. Globalement, ces fluctuations climatiques sont parallèles à celles de la variation de la teneur en 14C résiduel atmosphérique. Ainsi, comme le suggéraient déjà en 1973 DENTON et KARLEN, cette variation peut être considérée comme un indicateur empirique des oscillations du climat au cours de l'Holocène (MAGNY, 1995a) (**Figure 105**).



Source : MAGNY, 1995a.

Figure 105 : Les enregistrements paléoclimatiques postglaciaires européens.

Mouvements des glaciers dans les Alpes autrichiennes (1) et suisses (2)
3. Mouvement de la timberline
4. Fluctuations du niveau des lacs

Par ailleurs, au début du Postglaciaire, ces oscillations sont aussi enregistrées à l'échelle de l'Atlantique Nord par des milieux continentaux et océaniques : mouvement des calottes glaciaires, remontée du niveau de la mer, refroidissement des eaux de surface, courbes isotopiques, analyse des restes de coléoptères. Trois cycles climatiques, associés aux étapes de la déglaciation sont identifiés au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. Chaque cycle est caractérisé par un optimum climatique (optimum du Bölling, du Préboréal et de Atlantique ancien) suivi d'un refroidissement progressif puis d'une phase froide prolongée (Dryas récent, période de refroidissement du Boréal PFB, et de l'Atlantique Ancien PFAA). Les principales phases de dégradation climatique sont précédées par de courtes pulsations froides " qui, en raison de leur durée et de leur amplitude faible, peuvent ne pas apparaître dans certains enregistrements paléoclimatiques " (MAGNY, 1997). Au total, la fin du Tardiglaciaire et les pemiers millénaires de l'Holocène (jusqu'à 6000 cal. BP) constituent une période caractérisée par des variations climatiques brutales, en relation avec un forcage océanique et avec le passage d'un mode de fonctionnement de type glaciaire à un autre de type interglaciaire (MAGNY, 1997 ; STRAGER *et al.*, 1997).

La **figure 106** met en relation, d'une part, les chronologies flottantes définies dans le Saignon et les datations des accidents de croissance observés dans les séquences dendrochronologiques (**Figure 107**) et, d'autre part, la courbe isotopique du sondage GISP 2 au Groendland et la courbe de variation du 14C résiduel. On constate que les accidents de croissance correspondent à quatre pics de la courbe du 14C :

- à la charnière de l'Alleröd et du Dryas récent,
- à la charnière du Préboréal et du Boréal (premier pic de la phase "froide" du Boréal marquée par une longue période à forte teneur en 14C résiduel atmosphérique),
- au maximum de froid du Boréal,
- au premier court épisode annonçant la phase "froide" de l'Atlantique Ancien.

Chacun des quatre pics succède à des périodes assez longues de faible teneur en 14C résiduel.

Il est ainsi tentant de corréler, à titre d'hypothèse, les fluctuations climatiques que reflètent la courbe isotopique du sondage GISP2 et, empiriquement, la courbe du 14C résiduel, avec le déclenchement des crises sédimentaires dans les bassins marneux sud-alpins et les caractéristiques de croissance des arbres subfossiles.

Des périodes d'amélioration et de stabilité climatique pluri-séculaires (faible teneur en 14C résiduel) ont pu être favorables à l'installation et au développement d'un couvert végétal arborescent dans un contexte géomorphologique stable : ralentissement des processus d'érosion sur les versants, arrêt de la sédimentation ou même reprise de l'incision verticale dans les talwegs. La croissance moyenne élevée des arbres subfossiles avant l'apparition des brusques chutes de croissance peut refléter de telles conditions environnementales.

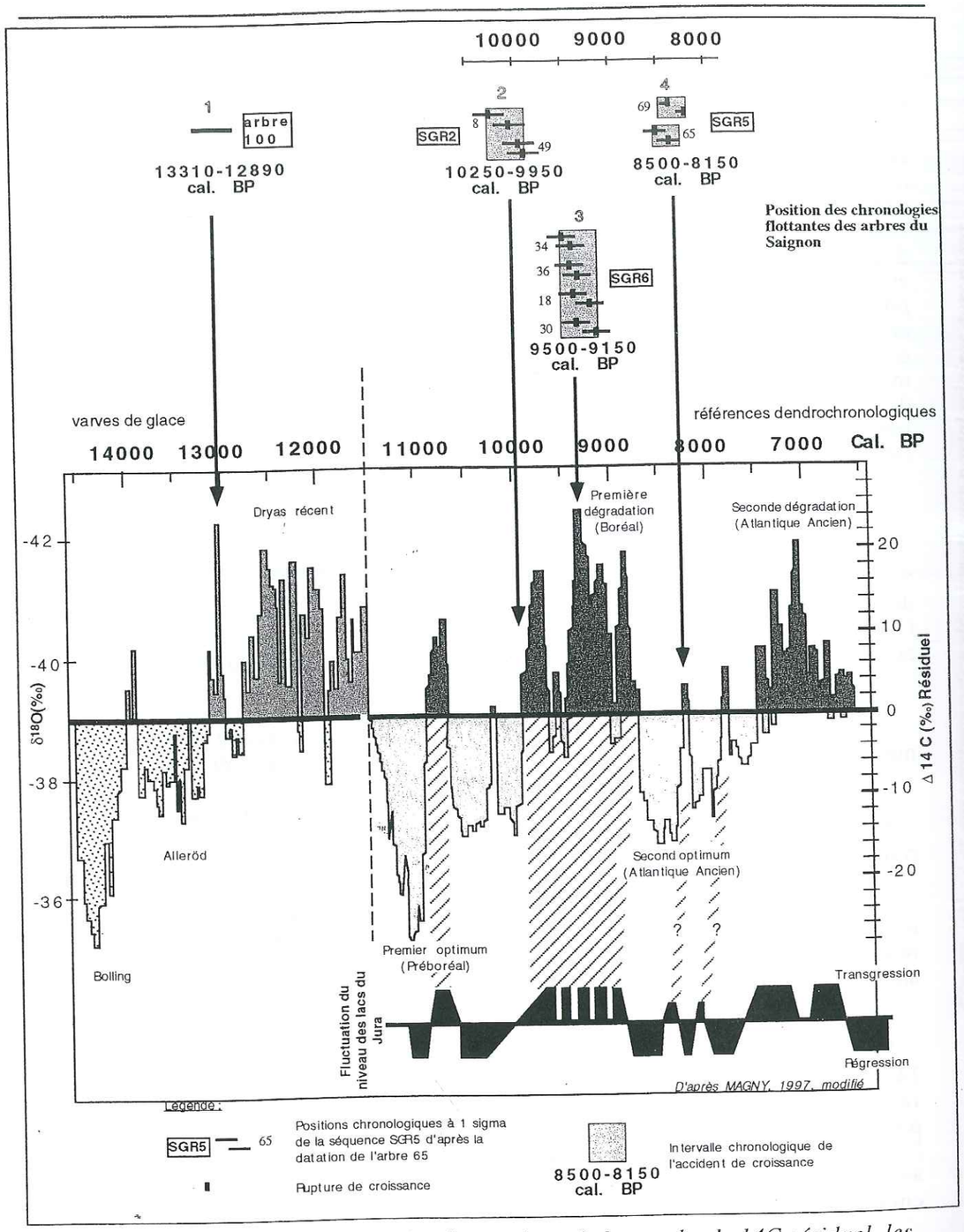


Figure 106 : Relation entre les fluctuations de la courbe de 14C résiduel, les variations des niveaux des lacs jurassiens et les datations des accidents de croissance des arbres subfossiles du bassin de Saignon.

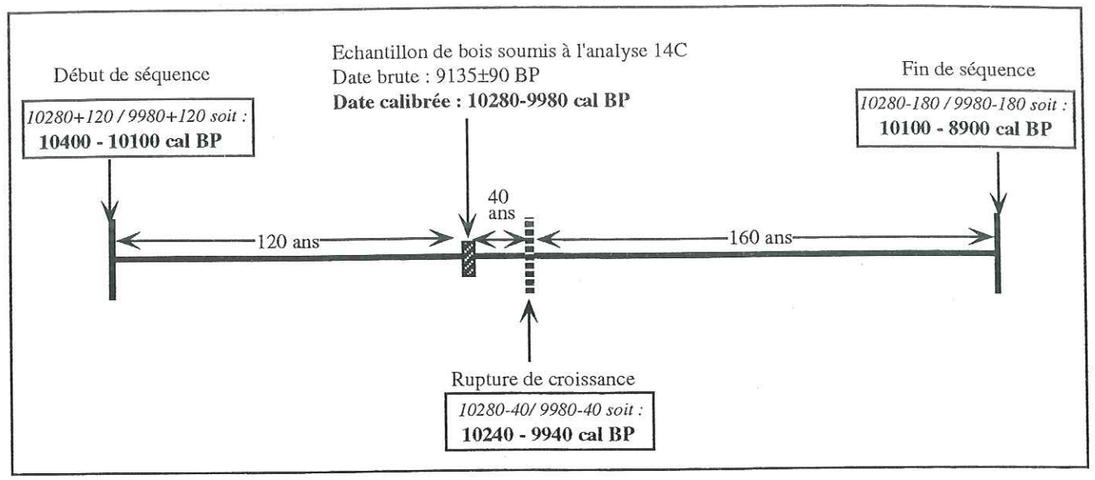


Figure 107 : Démarche suivie pour la datation des accidents de croissance dans les séquences dendrochronologiques.

Des dégradations climatiques brutales, correspondant à des pics de 14C résiduel, interrompent ces périodes. Un accroissement soudain de l'humidité et/ou une augmentation de la variabilité et de l'intensité des précipitations ont pu déclencher des processus d'érosion et de ravinement accrus sur les versants et être responsables du comblement des fonds de vallons. L'enfouissement rapide des arbres dans des dépôts de crue, les taux de sédimentation élevés et les ruptures de croissance brutales observées dans la majorité des séquences dendrochronologiques sont autant d'éléments qui confortent cette hypothèse. Celle-ci s'accorde bien avec le schéma d'évolution paléoclimatique que l'on possède déjà pour la période du Dryas récent : JORDA M., (1988) et MAGNY (1995b) montrent en effet que cette crise débute par une poussée humide et froide (récurrence des épisodes de crue enfouissant les arbres du groupe 1), suivie d'une récurrence sèche et froide puis à nouveau d'une phase humide et froide.

Par ailleurs, les volumes sédimentaires accumulés dans le bassin du Saignon à partir du Préboréal semblent corrélatifs à l'ampleur des variations climatiques telles que l'évoque la courbe de variation du 14C atmosphérique. En effet, les arbres des phases 2 et 3 (Préboréal et Boréal) sont contenus dans les remblaiements les plus épais (**figure 60**) et leur datation correspond aux pics de 14C les plus marqués. La phase 3 est d'ailleurs celle qui comprend le plus grand nombre d'arbres répertoriés en Moyenne Durance. En revanche, les arbres de la phase 4, qui apparaissent dans le tiers supérieur des remblaiements, correspondent à des taux de sédimentation moins élevés et à un pic minime du 14C résiduel.

Les bassins de marnes noires duranciens n'enregistrent pas clairement la dernière phase de dégradation climatique importante que suggèrent la courbe du 14C résiduel et les indicateurs paléoclimatiques à la fin de l'Atlantique ancien (transgression lacustre de "Cérin"). Les taux de sédimentation s'atténuent et certains organismes connaissent déjà vraisemblablement une reprise de l'incision. On ne trouve pas d'arbre subfossile daté de

cette période. MAGNY (1997) montre que la brutalité et l'amplitude des oscillations climatiques ont tendance à s'amortir au cours des premiers millénaires du Postglaciaire. **Il est ainsi possible qu'à partir du milieu de l'Atlantique, les oscillations climatiques n'aient plus été assez violentes pour provoquer des bouleversements morphogéniques importants dans les organismes fluviaux préalpins.**

Ainsi, nos conclusions rejoignent celles des études paléoclimatiques récentes qui soulignent la brutalité des oscillations climatiques au cours de la première partie de l'Holocène. Les bassins de marnes noires de la Moyenne Durance enregistrent quatre crises sédimentaires. Celles-ci correspondent à des périodes de détérioration climatique à l'origine d'une augmentation soudaine de l'intensité et de la variabilité des précipitations. Ces phases sont synchrones de pics de 14C résiduel empiriquement corrélés à des péjorations froides, dont le caractère humide est souligné en outre à l'échelle du continent européen par d'autres indicateurs paléoclimatiques.

2.1.3. UN CONTEXTE CLIMATIQUE FAVORABLE À LA PROPAGATION DES INCENDIES DE FORÊTS ?

La présence de souches carbonisées et de nombreux niveaux de macro-charbons attestent, on l'a vu, de l'occurence d'incendies fréquents au cours de la première moitié de l'Holocène.

Il est difficile pour cette période reculée de déterminer l'origine de l'éclosion des feux qui peut être naturelle (foudre) ou anthropique. Bien que l'occupation humaine, à cette époque de l'Holocène, soit encore très discrète en Moyenne Durance, les départs de feux peuvent être liés à des foyers ou à des pratiques de chasse. Dans les secteurs de marnes noires aux sols peu développés et au couvert végétal constitué en majorité de pins sylvestres, des incendies ont pu se propager facilement.

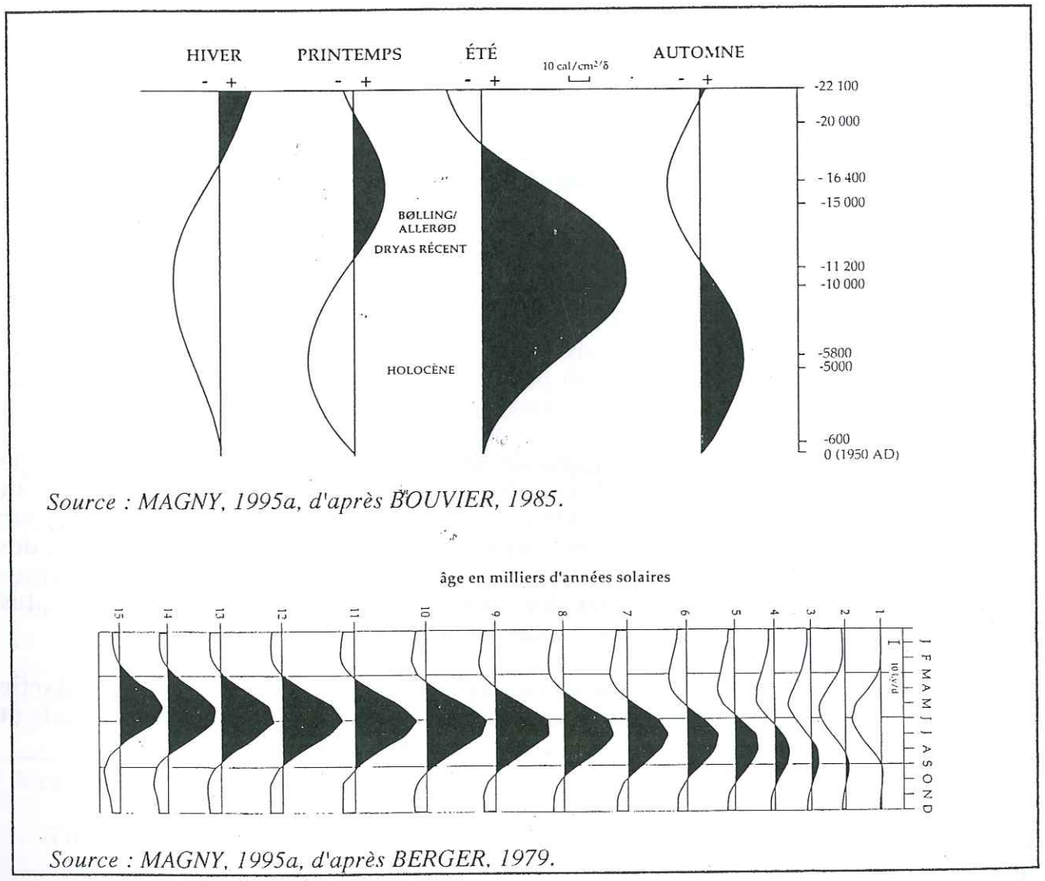
Les traces d'incendies dans les dépôts de la première partie de l'Holocène sont assez fréquentes dans le sud de la France. BERGER (1995a) observe également de grandes quantités de macrocharbons de bois bien conservés dans les sédiments des cuvettes du bassin de la Valdaine (vallée du Rhône), datés de la seconde moitié du Boréal.

La fréquence des niveaux d'incendies dans les sédiments peut témoigner aussi **de périodes au contexte climatique particulièrement sec.**

Aux latitudes moyennes, les données paléoclimatiques indiquent que le climat est globalement aussi chaud que l'actuel dès le début de l'Holocène. Mais les conditions qui règlent la circulation atmosphérique et notamment la répartition saisonnière des flux d'insolation sont alors différentes. Les premiers millénaires de l'Holocène sont caractérisés en effet par un surcroît d'insolation en été, et dans une moindre mesure, en

automne et par un déficit en hiver (**Figure 108**). Ce phénomène a vraisemblablement engendré une amplitude thermique importante entre les saisons hivernales et estivales qui a eu par exemple pour conséquence un abaissement très marqué du niveau des lacs du Jura (MAGNY, 1995a).

Les conditions de circulation atmosphérique holocènes ne sont pas encore bien connues mais il est probable que le maximum d'insolation estival ait favorisé un renforcement de l'aérojet et son déplacement vers le Nord. Ces conditions auraient permis une remontée en latitude de la position de l'anticyclone subtropical, limitant ainsi la pénétration des flux d'ouest sur l'Europe et les perturbations qui leurs sont associées (HARRISON *et al.*, 1992 in MAGNY, 1995a). Dans l'hypothèse où les régimes des pluies étaient proches de ceux d'aujourd'hui, de telles conditions n'ont pu que favoriser une augmentation de l'évapotranspiration et, par conséquent, un accroissement de la sécheresse estivale.



Source : MAGNY, 1995a, d'après BOUVIER, 1985.

Source : MAGNY, 1995a, d'après BERGER, 1979.

Figure 108: A. Ecarts des flux calorifiques aux valeurs 1950 AD au cours des 22000 années, à 45°nord de latitude, aux équinoxes de printemps et d'automne, ainsi qu'aux solstices d'été et d'hiver.
B. Flux d'insolation à 60° N au cours des 15 derniers millénaires.

On peut penser que cette sécheresse a favorisé la naissance et la propagation d'incendies dans des secteurs où ni les conditions édaphiques, ni le couvert végétal ne permettaient de conserver une ambiance humide. A l'heure actuelle, les travaux, basés sur le calcul d'indices météorologiques, d'indices de combustibilité des végétaux et des mesures satellitaires, montrent une forte corrélation entre les éclosions et la propagation des feux et l'état de sécheresse des milieux (PROSPER-LAGET, 1994).

Il est ainsi possible que l'importance des taux de sédimentation résulte de la fragilisation du milieu par des incendies fréquents provoqués par un renforcement de la sécheresse. Mais, compte tenu du synchronisme régional de l'évolution morphogénique et du compartimentage topographique du bassin durancien, ces incendies ne peuvent être seuls responsables du déclenchement des crises sédimentaires.

2.1.4. DES CONTRASTES THERMIQUES IMPORTANTS ENTRE LES SAISONS ?

Les contrastes thermiques importants entre les saisons hivernales et estivales liés aux conditions d'insolation du premier Holocène ont pu aussi favoriser les processus de météorisation des roches, très sensibles à l'action des cycles gel/dégel et humectation/dessication (ROBERT, 1997, ROVERA, communication orale et observations de terrain).

Ces contrastes ont pu favoriser l'existence d'un manteau neigeux pendant l'hiver puis le déstockage au printemps d'une quantité d'eau importante prenant en charge le matériel détritique préparé au cours de la saison froide. Ce phénomène a pu aggraver les effets des crises climatiques (pluviométriques) en contribuant à accroître les taux de sédimentation.

Au terme de cette analyse, il apparaît que la morphogenèse alluviale dans le bassin durancien a enregistré les fluctuations brutales de la variable climatique au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Cette période est caractérisée par l'alternance de phases pluricentennales aux conditions climatiques contrastées : des périodes aux précipitations de forte intensité provoquant des crues récurrentes succèdent brutalement à des périodes dont le régime des précipitations plus réguliers a favorisé à la concentration des eaux et à la reprise de l'incision.

D'autre part, on peut penser que les conditions d'insolation de la première partie du Postglaciaire ont engendré des contrastes thermiques saisonniers importants et favorisé, indirectement, les processus d'érosion et d'alluvionnement.

2.2. UN "OPTIMUM BIOCLIMATIQUE" ATLANTIQUE ?

La phase de pédogenèse atlantique et la reprise progressive de l'incision des talwegs du bassin durancien dans la seconde partie de cette période marque vraisemblablement une période durable d'amélioration des conditions hydriques, caractérisée **par des précipitations de moindre intensité et des régimes plus réguliers.** Par ailleurs, d'autres indices géomorphologiques attestent d'**une humidité importante** au cours de cette période (niveaux de tufs et de battement de nappe, hydromorphie des dépôts) en relation avec l'évolution des conditions bio-climatiques et "l'optimum" forestier des palynologues (BEAULIEU, 1977 ; WEGMULLER, 1977 ; BEAULIEU *et al.*, 1994).

Les autres recherches paléoenvironnementales menées dans le sud-est de la France aboutissent aux mêmes résultats : des conditions climatiques plus humides, des régimes de pluie moins contrastés et une meilleure efficacité protectrice de la couverture végétale. Une phase de pédogenèse généralisée est reconnue à cette période. Elle s'exprime par des sols bruns lessivés dans la vallée du Rhône (BERGER, 1996) et des sols bruns orangés dans les milieux palustres en Provence (PROVANSAL *et al.*, à paraître). Les sources édifient des formations de tufs et de travertins (VAUDOUR, 1986, 1993, 1994 ; D'ANNA et COURTIN, 1986 ; BALLAIS et CRAMBES, 1993).

Les données géomorphologiques dont nous disposons confirment que la concentration des écoulements et la réduction des flux détritiques est **progressive** et qu'**une certaine instabilité persiste au cours de la période atlantique**. Les travaux récents soulignent, en Provence et dans le sud de la France, la diversité des paysages végétaux à cette période, leur aspect en mosaïque, la permanence de zones dénudées. Ce sont autant d'éléments qui relativisent le concept d'un "optimum bioclimatique et "biostasique" (MAGNIN, 1991 ; BROCHIER, 1991 ; ROSIQUE, 1996).

A l'inverse de ce que l'on a pu observer au cours des premiers millénaires du Postglaciaire, il existe, pour la période atlantique, une divergence apparente entre l'interprétation paléoclimatique de l'évolution de la morphogenèse dans les Alpes du Sud et la Basse Provence et celle qui prévaut à l'échelle du continent européen (mouvements des glaciers, de la limite supérieure de la forêt, des niveaux des lacs). C'est ainsi que, dans le Jura, sont mise en évidence, au cours de l'Atlantique, deux périodes de détérioration climatique plus humides et/ou plus froides, qui correspondent aux transgressions lacustres "Cérin" et "Grand Maclu" (MAGNY, 1995a). Ces oscillations sont également bien marquées par les fluctuations du 14C résiduel.

Trois hypothèses - non exclusives - peuvent être formulées :

- soit les dégradations climatiques qu'a connues l'Europe Centrale ont peu ou pas affecté le sud de la France ; elles se traduisent tout au plus par une légère instabilité du milieu ;
- soit les crises climatiques n'ont pas eu une amplitude suffisante pour affecter de façon importante les milieux alluviaux ; rappelons que les oscillations climatiques semblent "s'amortir" au cours de la première partie de l'Holocène (MAGNY, 1997) ;

- soit cette divergence n'est qu'apparente : la croissance globale de l'humidité dont témoignent les enregistrements paléoclimatiques ne se traduit pas, comme au cours du Premier Holocène, par des événements pluvieux de forte intensité mais, au contraire, par des régimes de pluie plus réguliers, favorables à la reprise d'incision des cours d'eau.

2.3. POSTÉRIEUREMENT À L'ATLANTIQUE : DES VARIATIONS CLIMATIQUES PLUS RAPIDES ?

Les principales phases de l'évolution de l'activité fluviale reconnues en Moyenne Durance correspondent globalement à des périodes de détérioration climatique détectées à l'échelle européenne.

L'emboîtement des nappes détritiques alluviales ou colluviales, leur discontinuité et la diversité des comportements morphogéniques des talwegs ont été généralement interprétés comme la conséquence de l'anthropisation des bassins versants (PROVANSAL et MORHANGE, 1994). Mais il est aussi possible que les fréquents renversements de tendance de la dynamique fluviale et la nature de la sédimentation des affluents duranciens résultent de crises climatiques de nature différente de celles des premiers millénaires de l'Holocène. Ces observations suggèrent en effet une **alternance rapide dans le temps des périodes de crise et d'accalmie hydrologique.**

Cette hypothèse s'accorderait bien avec les interprétations des paléoclimatologues fondées sur la courbe de variation du 14C résiduel (MAGNY, 1995a, 1997). Ils avancent l'hypothèse selon laquelle la seconde partie de l'Holocène, à partir de 6000 cal.BC, est caractérisée par des oscillations climatiques **moins brutales et d'amplitude moins importante qu'au cours des premiers millénaires du Postglaciaire,** principalement guidées cette fois par un forçage solaire. En effet, la courbe du 14C résiduel ne montre plus de longues phases contrastées "d'amélioration" ou de "dégradation" climatique, mais connaît des fluctuations plus rapides et de faible amplitude. Au sein de cette période se distinguent des détériorations climatiques majeures qui s'inscrivent dans des cycles de 2300 ans : elles correspondent notamment à la crise climatique de l'Age du Fer et à celle du Petit Age Glaciaire.

On peut penser que de telles fluctuations climatiques expliquent en partie la diversité des comportements morphogéniques qui caractérisent désormais spatialement le bassin durancien. Chaque organisme fluvial réagit de façon particulière aux différentes crises en fonction de son contexte bioclimatique, géomorphologique, mais aussi anthropique.

La crise climatique pluriséculaire, dont les caractéristiques sont assez bien définies aujourd'hui en Europe Centrale et occidentale et dans la chaîne alpine, est celle des Temps Modernes (1550-1850) ou "Petit Age Glaciaire" (PFISTER, 1980 ; LAMB, 1982 ; LE ROY LADURIE, 1983 ; GROVE, 1987 ; BRADLEY et JONES, 1992). On admet

généralement qu'elle s'amorce dès la seconde moitié du XIVe siècle (PFISTER, 1980 ; BRAVARD, 1989 ; JORDA M. et RODITIS, 1993).

Dans le sud-est de la France et notamment le bassin durancien, nous disposons d'un ensemble d'indicateurs paléoclimatiques directs ou indirects dont la confrontation souligne le caractère très contrasté de cette péjoration : évolution des glaciers de l'Oisans (LAGIER et MASSON, 1997), épisodes historiques de gel du Rhône (RODITIS, 1992), données dendroclimatiques fournies par les vieux mélèzes d'altitude dans les Alpes maritimes et les Alpes du sud (SERRE BACHET, 1979 ; TESSIER, 1986 ; BELINGARD, 1996), données phénologiques (LE ROY LADURIE, 1966, 1983), évolution hydrologique et détritique des organismes fluviaux, données d'archives et mesures climatiques instrumentales pour les trois derniers siècles (PICHARD, 1995, 1997).

Nous avons exploité l'ensemble de ces indications dans le cadre de notre mémoire de D.E.A. (MIRAMONT, 1994) (**Figure 109**). Il en ressort clairement que le Petit Age Glaciaire n'est pas un "bloc homogène" selon l'expression de LE ROY LADURIE (1983), mais qu'il associe des périodes de rémission, dont les conditions climatiques sont proches de l'actuel, à des phases de péjoration qui affectent les paramètres thermiques et pluviométriques de manière diversifiée : succession d'hivers froids, peu neigeux, accompagnés souvent d'été secs et drastiques ou, à l'opposé, d'épisodes d'hivers doux, neigeux, de printemps tardifs, d'été frais et humides. Ces différentes situations ont influé de manière variable sur le comportement des organismes hydrographiques et, plus globalement, sur l'évolution morphogénique montagnarde.

Rappelons qu'actuellement une étude paléoclimatique plus fine est engagée. Elle est fondée notamment sur l'exploitation exhaustive de documents d'archives (PICHARD, thèse en cours). Il en ressort déjà que les épisodes "catastrophiques", c'est à dire les débordements qui occasionnent les dégâts les plus importants, ne sont pas forcément synchrones d'une augmentation globale de l'humidité et d'une détérioration thermique. Tel est le cas de la fin du XVIIe siècle et du début du XVIIIe siècle, période qui connaît des années particulièrement chaudes, un recul des fronts glaciaires, mais aussi, paradoxalement, des crues catastrophiques dans le bassin durancien et en Provence. En revanche, au cours d'autres périodes comme le milieu du XVIIe siècle ou la seconde moitié du XVIIIe siècle, la dégradation thermique, l'augmentation de l'humidité et les crues catastrophiques sont des phénomènes synchrones (PICHARD, communication orale). Retenons que **dans le bassin durancien, la crise morphosédimentaire contemporaine du Petit Age Glaciaire reflète avant tout une augmentation de l'intensité des précipitations et de la fréquence des accidents orageux**. L'étude de la pluviométrie depuis le début du XVIIIe siècle souligne bien en effet que les totaux annuels sont moins importants à cette période et au XIXe siècle qu'à l'époque actuelle.

Ainsi, il ressort de cette analyse que les tendances et les ruptures morphogéniques reconnues dans le bassin durancien sont susceptibles de bien refléter les oscillations du paramètre climatique au cours de la période holocène. Mais ils faut aussi tenir compte à partir du Néolithique des effets de l'anthropisation.

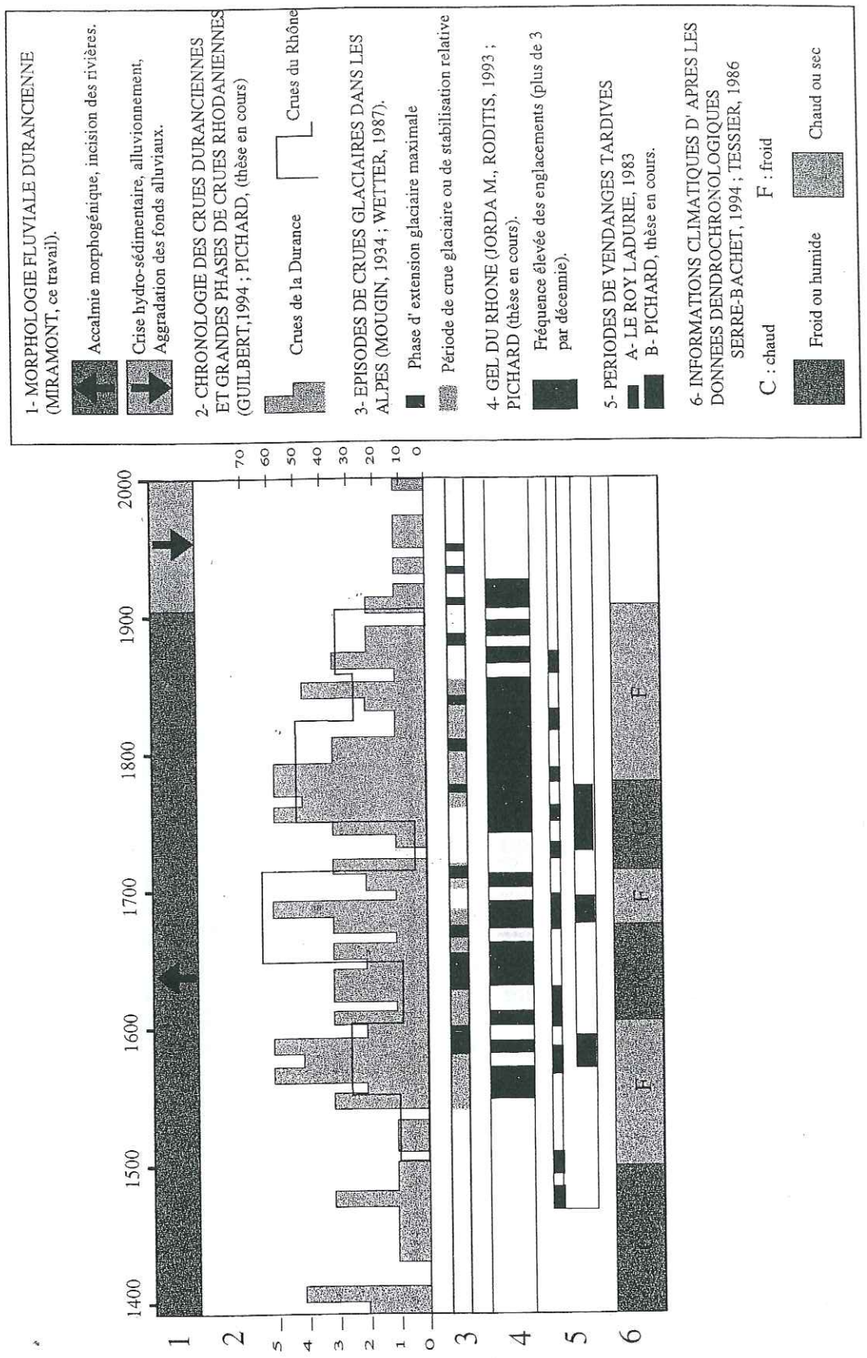


Figure 109 : Synthèse des données paléoclimatiques depuis le XVe siècle dans les Alpes du sud et la Provence.

3. L'INTERACTION DES PARAMÈTRES NATURELS ET ANTHROPIQUES : UNE DIVERSITÉ DES SITUATIONS.

En Durance, les premières communautés sédentaires s'installent au Néolithique le long de la vallée principale ; elles ne colonisent la montagne intra-alpine que plus tardivement, à l'Age du Bronze puis surtout à l'Age du Fer.

Mais tout autant que le paramètre climatique, le facteur anthropique est sujet à des évolutions (démographiques, technologiques, économiques, politiques). Ainsi se succèdent, au cours des trois derniers millénaires, des phases d'essor et de déclin ou de rétraction des communautés montagnardes, c'est à dire d'emprise ou de déprise du milieu (**Figure 109**). Observons enfin que la nature et les conséquences des impacts de l'homme sur l'environnement sont étroitement dépendantes de "l'état de maturation" des sociétés, de leur mode d'exploitation de l'espace et de leur capacité à le gérer (LEVEAU, 1993). Ceci explique en partie qu'il n'existe pas nécessairement de **synchronisme évident entre les phases de pression démographique et de mise en valeur agro-pastorales et le déclenchement ou la vigueur des crises érosives.**

Le problème est d'autant plus complexe que la pression humaine, quels que soient ses aspects, interfère avec les fluctuations de la variable climatique.

Plusieurs types de situations peuvent être distingués dans les fonds alluviaux en fonction de l'adéquation entre paramètres climatiques et anthropiques (**Figure 110**).

3.1. LES PHASES DE STABILITÉ MORPHOGÉNIQUE DES FONDS OU DE REPRISE DE L'INCISION.

Dans les enregistrements sédimentaires, il est souvent plus difficile de repérer et d'estimer la durée des phases de stabilité que des périodes de crise morphogénique généralement "sur-représentées" (NEBOIT, 1983 ; DUFAURE *et al.*, 1984). Néanmoins, quatre périodes de stabilité des fonds alluviaux et/ou de reprise de l'incision linéaire peuvent être distinguées dans le bassin durancien.

- La coupe du Vançon met en évidence une reprise d'incision des ravins latéraux entre deux nappes caillouteuses datées de l'Age du Bronze et de l'Age du Fer. En zone intra-alpine nous n'avons pas suffisamment de données pour déterminer précisément l'évolution des talwegs au cours de cette période. En Basse Provence et dans la moyenne vallée du Rhône (bassin de la Valdaine), la transition entre l'Age du Bronze et

l'Age du Fer se marque par une pédogenèse (sol brun) et une reprise d'incision des talwegs (JORDA M. *et al.*, 1990 ; BALLAIS *et al.*, 1993 ; BRUNETON, 1995 ; BROCHIER, 1996). L'ensemble de ces observations suggère une pause de type biostasique. Mais il est difficile d'interpréter cette évolution : elle peut correspondre à une période de stabilité du régime des précipitations mais aussi à un relâchement de la pression anthropique comme cela semble être le cas en Languedoc (reconquête de la forêt mésophile au Bronze final, CHABAL, 1997), ou encore à des changements des modes de mise en valeur des sols.

- au cours de la période romaine, une phase de stabilité morphogénique caractérise clairement les fonds alluviaux en Moyenne Durance. Elles est soulignée par l'installation d'habitats sur les cônes torrentiels (vallée de l'Ubaye) et en bordure des cours d'eau (sites antiques de Riez et de Digne, et vraisemblablement le long de la Durance elle-même). Il n'est pas impossible localement qu'une évolution pédogénique se soit développée (coupe du Vançon). La "pause" morphogénique de la période romaine est bien connue dans le sud-est de la France (JORDA M. et PROVANSAL, 1996 ; BERGER, 1996). Mais la stabilité antique est interrompue, dans la vallée du Rhône et les Alpes du nord, par une crise hydrosédimentaire au cours du 1er siècle de notre ère (BRAVARD *et al.*, 1992), dont on ne retrouve pas vraiment de trace, jusqu'à présent, ni Basse Provence ni dans les Alpes du Sud. Il existe néanmoins quelques indices d'une reprise du colluvionnement sur les versants à partir du début de notre ère (bassin du Saignon). Mais, étant donné l'instabilité inhérente des secteurs de "terres noires" et l'ancienneté de leur fréquentation agropastorale, ces lambeaux de nappes colluviales ne peuvent être représentatifs d'une crise érosive importante.

Il est possible que la stabilité hydrologique des cours d'eau soit la conséquence d'une maîtrise savante de l'hydraulique et de la gestion des pentes par la société gallo-romaine. Cette hypothèse peut se vérifier dans les régions fortement occupées, en Basse Provence par exemple, ou encore dans la vallée du Colostre (site de Riez). Mais elle ne peut s'appliquer à l'ensemble du bassin durancien peu affecté par la romanisation (notamment en zone intra-alpine). De plus, la société gallo-romaine n'engendre pas, en Durance, de modification fondamentale de l'utilisation des sols, si ce n'est ponctuellement le long de la rivière où de nombreuses *villae* ont été repérées ("domaines impériaux", LEVEAU, communication orale) (fouilles de sauvetage de l'autoroute A51 notamment). On ne peut donc pas, sauf localement, attribuer aux aménagements ou aux modes de mise en valeur la responsabilité de la pause morphogénique observée dans les cours d'eau. Cette évolution traduit plutôt des conditions climatiques moins agressives, caractérisées vraisemblablement par des précipitations moins intenses aux régimes saisonniers plus réguliers.

- Une pause hydrologique des cours d'eau du bassin durancien s'esquisse au début de second millénaire de notre ère (site de Silvacane ; vallée de l'Ubaye). Cette évolution, qui accompagne pourtant une phase ascendante de la démographie, traduit vraisemblablement les conditions climatiques peu agressives de "l'optimum climatique médiéval" (LAMB, 1965 ; LE ROY LADURIE, 1983 ; MAGNY, 1993).

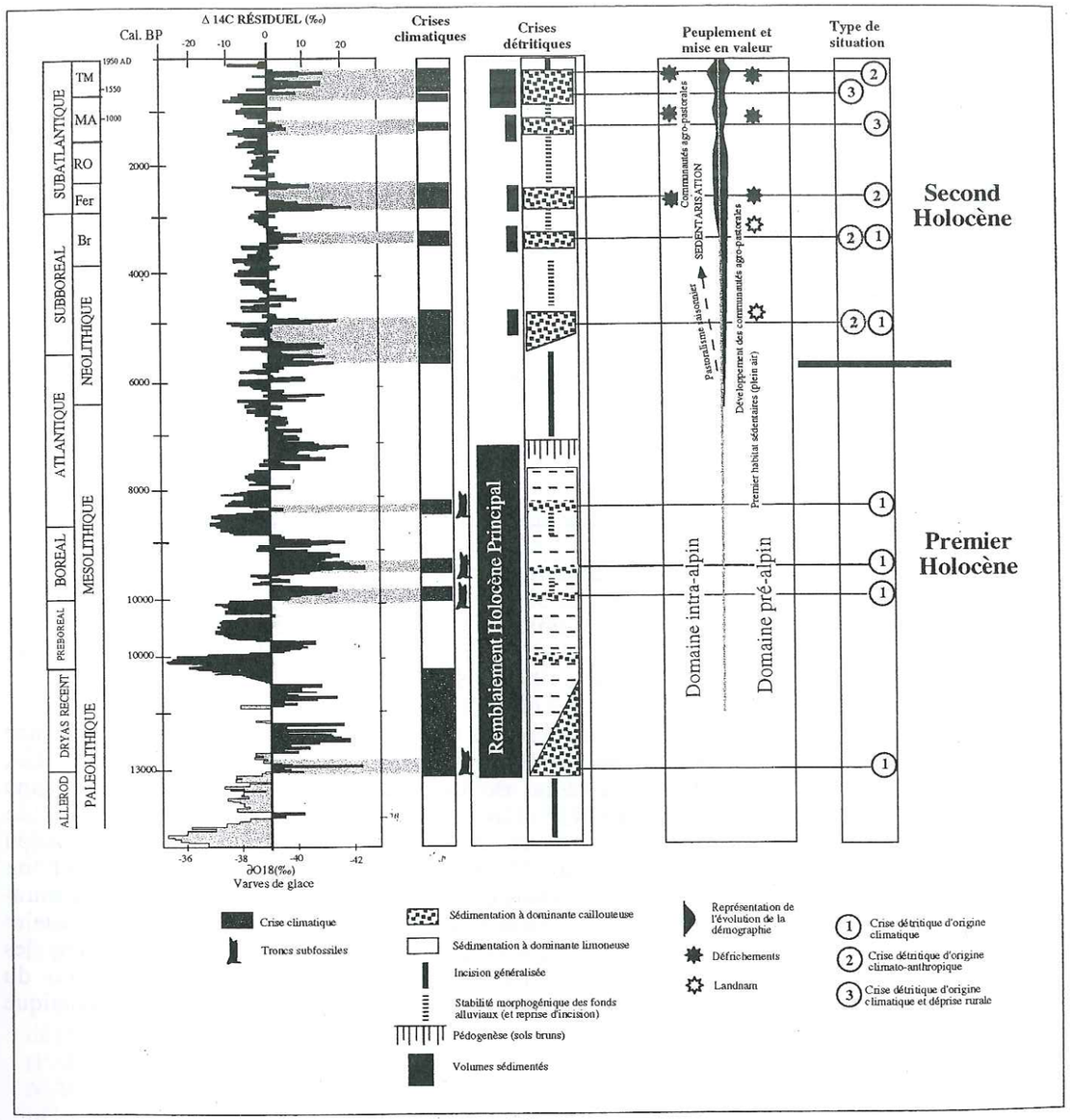


Figure 110 : Schéma de l'évolution des paléoenvironnements sud-alpins.

- Depuis le début du XXe siècle, les organismes fluviaux duranciens connaissent une reprise de l'incision linéaire, en relation, on l'a vu, avec la raréfaction des épisodes hydrologiques exceptionnels (fin de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire) et la reconquête forestière spontanée ou artificielle des pentes (réduction des flux détritiques). A partir des années cinquante, ce phénomène est accentué par les divers aménagements effectués dans les cours d'eau.

3.2. DES CRISES SÉDIMENTAIRES D'ORIGINE PUREMENT CLIMATIQUE ?

- Une crise érosive et sédimentaire est observée dans le bassin durancien à la charnière Atlantique-Subboréal.

Elle est contemporaine, dans la vallée de la Durance, d'une sédentarisation du peuplement (Chasséen). En revanche, en zone intra-alpine (vallée de l'Ubaye), cette crise morphogénique affecte un milieu montagnard qui ne connaît alors qu'une fréquentation agro-pastorale épisodique ou saisonnière. L'anthropisation débutante a pu, tout au plus, jouer le rôle de catalyseur dans la déstabilisation du milieu, mais ne peut en être la seule origine. Ainsi, son déclenchement et son intensité sont vraisemblablement liés à la dégradation climatique fraîche et humide observée partout en Europe lors de cette période (FRENZEL, 1966 ; PATZELT, 1973, 1977, 1980 ; BOREL, *et al.*, 1984 ; LEUSCHNER *et al.*, 1985 ; MAGNY, 1993, 1995a).

Une même crise rhexistasique est reconnue dans l'ensemble du sud-est de la France (BALLAIS *et al.*, 1993 ; BROCHIER et BREECHING, 1993 ; BERGER, 1996 ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996). Le cône de déjection de la Drôme enregistre une sédimentation importante (BROCHIER *et al.*, 1991). Les versants du Languedoc et de l'Ardèche connaissent de puissantes crises érosives. Les taux de sédimentation augmentent dans les étangs provençaux (PROVANSAL *et al.*, 1993). Le delta du Rhône connaît une importante progradation. Dans ces milieux, à la différence de la zone intra-alpine, la mise en valeur des sols a été précoce. L'origine de la crise morphosédimentaire peut déjà être qualifiée de climato-anthropique (BROCHIER *et al.*, 1991). Mais les décalages qui existent entre les périodes d'occupation des sites et l'accélération du détritisme impliquent que la crise soit avant tout le reflet de la péjoration climatique contemporaine.

- Les crises morphosédimentaires reconnues à l'Antiquité Tardive ou dans la seconde moitié du XIVe siècle interviennent dans le bassin durancien, alors que le milieu connaît une rétraction du peuplement favorable à une reconquête végétale spontanée des secteurs abandonnés (DUBY, 1973, 1977).

La crise morphosédimentaire de la fin de l'Antiquité-Haut Moyen Age se déclenche postérieurement au IVe siècle après JC dans la vallée du Colostre. Elle est reconnue à

partir des Ve-VIIe siècle dans les Alpes du Sud et la Provence (PROVANSAL, 1992) et elle est également bien repérée dans le bassin rhôdanien (BERGER, 1996 ; ARNAUD-FASSETTA, thèse en cours). Cette crise, ainsi que celle, plus brève mais apparemment brutale et intense en Durance qui affecte la seconde moitié du XIVe siècle, sont contemporaines de périodes de péjoration climatique qui ont vraisemblablement déterminé leur déclenchement.

On a souvent évoqué la responsabilité de la déprise agro-pastorale (abandon des systèmes de drainage, des terrasses de culture, désagrégation des structures d'exploitation...) comme facteur de déstabilisation des espaces les plus sensibles (JORDA *et al.*, 1991 ; LEVEAU, 1993 ; JORDA et PROVANSAL, 1993). Cette remarque est surtout valable pour les secteurs qui ont connu une occupation et des aménagements importants, comme par exemple la plaine du Colostre (site de Riez) au cours de la période romaine. En revanche, elle ne peut s'appliquer aux régions que la romanisation a peu affectées ou peu transformées du point de vue de l'occupation des sols (vallée de l'Ubaye), ni aux organismes hydrographiques de taille supérieure telle la Durance elle-même.

3.3. DES PÉRIODES DE CRISE DÉTRITIQUE D'ORIGINE CLIMATO-ANTHROPIQUE (FORTE EMPRISE HUMAINE ET CRISE CLIMATIQUE).

- La première crise de ce type débute à la fin de l'Age du Bronze et s'affirme au cours de l'Age du Fer. Elle participe en zone intra-alpine (vallée de l'Ubaye) à l'élaboration des grands cônes de déjection traditionnellement attribués à tort essentiellement à la période historique (JORDA M., 1987). Dans les Préalpes, elle est à l'origine de nappes alluviales grossières associées à des dépôts latéraux discontinus qui constituent tout ou partie des bas niveaux de terrasses réputés "historiques" (coupe du Vançon).

Cette crise détritique est reconnue dans l'ensemble du bassin durancien et en Basse Provence (JORDA *et al.*, 1990 ; BALLAIS *et al.*, 1993 ; JORDA et PROVANSAL, 1996), et plus largement dans la vallée du Rhône (BRAVARD *et al.*, 1990 ; BERGER, 1995b).

L'origine et l'intensité du phénomène sont à rechercher d'abord dans les effets de la dégradation climatique fraîche et humide qui marque le début du Subatlantique (FRENZEL, 1966 ; PATZELT, 1973 ; ZOLLER, 1977 ; LAMB, 1982 ; ROGNON, 1983 ; MAGNY, 1995a). Mais les conséquences écologiques et géomorphologiques de cette péjoration ont vraisemblablement été aggravées localement par l'accroissement de la pression anthropique et une exploitation du milieu qui affecte désormais tous les étages de végétation (MULLER *et al.*, 1991).

- La seconde crise de type climato-anthropique est celle des Temps Moderne dont les conséquences érosives ont suscité à partir du XIXe siècle une prise de conscience plus

- Depuis le début du XXe siècle, les organismes fluviaux duranciens connaissent une reprise de l'incision linéaire, en relation, on l'a vu, avec la raréfaction des épisodes hydrologiques exceptionnels (fin de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire) et la reconquête forestière spontanée ou artificielle des pentes (réduction des flux détritiques). A partir des années cinquante, ce phénomène est accentué par les divers aménagements effectués dans les cours d'eau.

3.2. DES CRISES SÉDIMENTAIRES D'ORIGINE PUREMENT CLIMATIQUE ?

- Une crise érosive et sédimentaire est observée dans le bassin durancien à la charnière Atlantique-Subboréal.

Elle est contemporaine, dans la vallée de la Durance, d'une sédentarisation du peuplement (Chasséen). En revanche, en zone intra-alpine (vallée de l'Ubaye), cette crise morphogénique affecte un milieu montagnard qui ne connaît alors qu'une fréquentation agro-pastorale épisodique ou saisonnière. L'anthropisation débutante a pu, tout au plus, jouer le rôle de catalyseur dans la déstabilisation du milieu, mais ne peut en être la seule origine. Ainsi, son déclenchement et son intensité sont vraisemblablement liés à la dégradation climatique fraîche et humide observée partout en Europe lors de cette période (FRENZEL, 1966 ; PATZELT, 1973, 1977, 1980 ; BOREL, *et al.*, 1984 ; LEUSCHNER *et al.*, 1985 ; MAGNY, 1993, 1995a).

Une même crise rhexistasique est reconnue dans l'ensemble du sud-est de la France (BALLAIS *et al.*, 1993 ; BROCHIER et BREECHING, 1993 ; BERGER, 1996 ; JORDA M. et PROVANSAL, 1996). Le cône de déjection de la Drôme enregistre une sédimentation importante (BROCHIER *et al.*, 1991). Les versants du Languedoc et de l'Ardèche connaissent de puissantes crises érosives. Les taux de sédimentation augmentent dans les étangs provençaux (PROVANSAL *et al.*, 1993). Le delta du Rhône connaît une importante progradation. Dans ces milieux, à la différence de la zone intra-alpine, la mise en valeur des sols a été précoce. L'origine de la crise morphosédimentaire peut déjà être qualifiée de climato-anthropique (BROCHIER *et al.*, 1991). Mais les décalages qui existent entre les périodes d'occupation des sites et l'accélération du détritisme impliquent que la crise soit avant tout le reflet de la péjoration climatique contemporaine.

- Les crises morphosédimentaires reconnues à l'Antiquité Tardive ou dans la seconde moitié du XIVe siècle interviennent dans le bassin durancien, alors que le milieu connaît une rétraction du peuplement favorable à une reconquête végétale spontanée des secteurs abandonnés (DUBY, 1973, 1977).

La crise morphosédimentaire de la fin de l'Antiquité-Haut Moyen Age se déclenche postérieurement au IVe siècle après JC dans la vallée du Colostre. Elle est reconnue à

partir des Ve-VIIe siècle dans les Alpes du Sud et la Provence (PROVANSAL, 1992) et elle est également bien repérée dans le bassin rhôdanien (BERGER, 1996 ; ARNAUD-FASSETTA, thèse en cours). Cette crise, ainsi que celle, plus brève mais apparemment brutale et intense en Durance qui affecte la seconde moitié du XIVe siècle, sont contemporaines de périodes de péjoration climatique qui ont vraisemblablement déterminé leur déclenchement.

On a souvent évoqué la responsabilité de la déprise agro-pastorale (abandon des systèmes de drainage, des terrasses de culture, désagrégation des structures d'exploitation...) comme facteur de déstabilisation des espaces les plus sensibles (JORDA *et al.*, 1991 ; LEVEAU, 1993 ; JORDA et PROVANSAL, 1993). Cette remarque est surtout valable pour les secteurs qui ont connu une occupation et des aménagements importants, comme par exemple la plaine du Colostre (site de Riez) au cours de la période romaine. En revanche, elle ne peut s'appliquer aux régions que la romanisation a peu affectées ou peu transformées du point de vue de l'occupation des sols (vallée de l'Ubaye), ni aux organismes hydrographiques de taille supérieure telle la Durance elle-même.

3.3. DES PÉRIODES DE CRISE DÉTRITIQUE D'ORIGINE CLIMATO-ANTHROPIQUE (FORTE EMPRISE HUMAINE ET CRISE CLIMATIQUE).

- La première crise de ce type débute à la fin de l'Age du Bronze et s'affirme au cours de l'Age du Fer. Elle participe en zone intra-alpine (vallée de l'Ubaye) à l'élaboration des grands cônes de déjection traditionnellement attribués à tort essentiellement à la période historique (JORDA M., 1987). Dans les Préalpes, elle est à l'origine de nappes alluviales grossières associées à des dépôts latéraux discontinus qui constituent tout ou partie des bas niveaux de terrasses réputés "historiques" (coupe du Vançon).

Cette crise détritique est reconnue dans l'ensemble du bassin durancien et en Basse Provence (JORDA *et al.*, 1990 ; BALLAIS *et al.*, 1993 ; JORDA et PROVANSAL, 1996), et plus largement dans la vallée du Rhône (BRAVARD *et al.*, 1990 ; BERGER, 1995b).

L'origine et l'intensité du phénomène sont à rechercher d'abord dans les effets de la dégradation climatique fraîche et humide qui marque le début du Subatlantique (FRENZEL, 1966 ; PATZELT, 1973 ; ZOLLER, 1977 ; LAMB, 1982 ; ROGNON, 1983 ; MAGNY, 1995a). Mais les conséquences écologiques et géomorphologiques de cette péjoration ont vraisemblablement été aggravées localement par l'accroissement de la pression anthropique et une exploitation du milieu qui affecte désormais tous les étages de végétation (MULLER *et al.*, 1991).

- La seconde crise de type climato-anthropique est celle des Temps Moderne dont les conséquences érosives ont suscité à partir du XIXe siècle une prise de conscience plus

claire des méfaits de la déforestation et de la sur-exploitation agro-pastorale du milieu montagnard (DE REPARAZ, 1987). Cette crise, d'ampleur considérable dans le bassin de la Durance et plus globalement dans le sud de la France (BERGER, 1995b), associe les effets de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire (LE ROY LADURIE, 1983 ; LAMB, 1982, 1984 ; GROVE, 1987 ; PFISTER, 1980, 1992) à ceux qui résultent de l'apogée historique du peuplement et de la mise en valeur du milieu (BARATIER, 1961).

Elle se manifeste, en Durance par une intense activité érosive qui affecte les secteurs les plus fragiles (bassins versants développés dans les terrains marneux). A l'augmentation des flux détritiques, conséquence de la dégradation du couvert forestier, s'est ajoutée la recrudescence des flux hydriques (augmentation de la fréquence des crues), sous l'effet des variations du paramètre pluviométrique. L'activité morphogénique des organismes hydrologiques du bassin de la Moyenne Durance est, on l'a vu, tout a fait synchrone des différentes oscillations climatiques qui ont rythmé cette période. Une nouvelle fois, l'intensité des précipitations et la variabilité de leurs régimes saisonniers ont été les facteurs déterminants de l'évolution d'un milieu par ailleurs gravement fragilisé par l'anthropisation. Ces conclusions rejoignent celles de nombreux chercheurs qui soulignent le rôle déterminant de la dégradation climatique sur la dynamique des environnements au cours des Temps Modernes (NEBOIT, 1983 ; JORDA M., 1985 ; BRAVARD, 1987 ; BERGER, 1996).

4. CONCLUSIONS.

Il faut revenir au terme de cette analyse sur **le rôle primordial joué par le paramètre climatique sur l'évolution de la morphogenèse du système fluvial durancien au cours du Postglaciaire**.

Les crises morphogéniques, et en particulier celle des Temps Modernes que nous connaissons le mieux, traduisent une augmentation de la fréquence des épisodes hydrologiques exceptionnels mais qui ne s'accompagne par forcément d'un accroissement des totaux pluviométriques (**Figure 100**). A l'inverse, les périodes de stabilité des fonds alluviaux reflètent avant tout des conditions climatiques peu agressives, des précipitations de moindre intensité et une régularisation de leurs régimes.

Globalement, l'évolution des paysages fluviaux semble liée à des oscillations climatiques de **rythmes différents** : dans la première partie du Postglaciaire, des dégradations climatiques brutales, assez longues et dont l'amplitude tend à s'atténuer au cours de l'Atlantique ; dans la seconde partie du Postglaciaire, des oscillations plus rapides.

Mais il ne faut pas négliger le rôle du **couvert végétal** dans l'évolution du détritisme alluvial. Les deux principales phases de reprise de l'incision linéaire, qui s'individualisent en Moyenne Durance au cours de seconde partie de la période atlantique et, plus récemment, depuis le début du XXe siècle, témoignent d'une régularisation des flux hydriques mais aussi, et surtout, d'une réduction importante des flux détritiques en relation avec un couvert végétal protecteur sur les pentes.

Les conséquences de la mise en valeur se surimposent aux paramètres naturels et aggravent les effets des dégradations climatiques. Mais l'**anthropisation intervient comme un facteur second**, dans la mesure où elle n'est jamais véritablement à l'origine, si ce n'est localement, du déclenchement des crises morphogéniques.

Soulignons enfin la valeur exemplaire de la crise détritique des Temps Modernes dont l'ampleur est liée à une dégradation climatique majeure à l'échelle de la seconde partie de l'Holocène et à un maximum démographique historique.

CONCLUSION GENERALE

Notre travail s'inscrit dans la continuité des recherches géomorphologiques menées sur le Postglaciaire des Alpes du sud. Les travaux qui nous ont précédée ont défini, dans les années quatre-vingt, le cadre chronologique et les grandes tendances de l'évolution de la morphogenèse alluviale (JORDA M., 1980, 1987, 1993). Les recherches ultérieures, associant à l'étude géomorphologique classique des analyses malacologiques et anthracologiques, ont montré les disparités régionales des comportements des systèmes fluviaux, la diversité des signatures sédimentaires et le morcellement des paysages végétaux dès les premiers millénaires du Postglaciaire (ROSIQUE, 1996).

Notre recherche, fondée tout d'abord sur une étude dendrogéomorphologique des arbres subfossiles conservés dans les remblaiements holocènes et une analyse sédimentologique des dépôts alluviaux, met en évidence les modalités de la sédimentation et souligne la variabilité temporelle des rythmes de la morphogenèse au cours des premiers millénaires du Postglaciaire. Par ailleurs, l'analyse géomorphologique et géo-archéologique de plusieurs secteurs de référence et l'étude des archives permet de préciser les tendances de l'évolution des paysages fluviaux au cours de la seconde partie de l'Holocène.

L'ensemble de ces données conduit à distinguer, à la suite des auteurs, **deux périodes distinctes dans l'évolution de la morphogenèse postglaciaire.** Chacune d'elle reflète les conséquences de la variable climatique auxquelles s'ajoutent, plus ou moins précocément à partir du Néolithique, les effets du paramètre anthropique ("Second Holocène).

- **Un premier Holocène**, qui débute en réalité dès la fin de l'Alleröd, s'étend jusqu'au milieu ou la fin de la période atlantique : les organismes fluviaux inscrits dans les terrains marneux préalpins et les torrents de la zone intra-alpine connaissent globalement une tendance à la sédimentation. En fait, ce comportement recouvre une réalité complexe. L'analyse dendrogéomorphologique du bassin du Saignon a montré que les cours d'eau enregistrent **plusieurs crises détritiques, séparées par des périodes multiséculaires de stabilité des fonds ou de reprise de l'incision,** soulignées par la développement d'une végétation arborescente dans les talwegs. Ces crises datées de la fin de l'Alleröd, de la fin du Préboréal, du Boréal et du début de l'Atlantique témoignent **d'oscillations climatiques brutales et contrastées caractérisées par des précipitations de forte intensité**. De telles observations s'accordent assez bien, on l'a vu, avec les données et les interprétations paléoclimatiques que proposent les recherches récentes.
Une ou des phases de pédogenèse sur les versants, une réduction progressive des flux détritiques suivie d'une reprise d'incision des organismes fluviaux, caractérisent la seconde moitié de la période atlantique. L'évolution morphogénique et les autres données paléoécologiques suggèrent une **régularisation du régime des précipitations et une augmentation de l'humidité.**

- **Un second Holocène** débute à la charnière de l'Atlantique et du Subboréal : les organismes fluviaux connaissent désormais des **évolutions différenciées et de fréquents renversements de la tendance morphogénique.** Plusieurs crises détritiques, caractérisées par une sédimentation plus grossière, se distinguent, au début du Subboréal, à l'Age du Fer, lors de l'Antiquité tardive et au cours des Temps Modernes. Elles sont en relation avec des **oscillations climatiques de plus courte durée que celles**

moyennes flottantes déjà établies et parvenir à l'établissement d'une longue chronologie de référence (étalon) du pin sylvestre dans le sud de la France.

D'autre part, le recours à d'autres outils de la dendrochronologie permettra de multiplier les paramètres descripteurs du cerne et donc de décoder de façon plus exhaustive les informations qu'il contient. En particulier, il serait intéressant d'utiliser d'autres méthodes telles que la densitométrie du bois et les analyses isotopiques qui ont déjà d'ailleurs donné des résultats prometteurs en termes de reconstruction paléoclimatique (BRIFFA *et al.*, 1994 ; SCHWEINGRUBER *et al.*, 1993 ; BELINGARD, 1996).

Ces axes de recherche, à fondement paléobiologique, étroitement associés aux méthodes géomorphologiques qui sont les nôtres, s'inscrivent pleinement dans une problématique dont l'objectif est de reconstituer plus finement et de manière systémique l'histoire des paléoenvironnements postglaciaires sud-alpins. C'est la voie de recherche que nous nous étions assignée et dont nous avons conscience de n'avoir franchi que les premières étapes. Le potentiel de données paléoenvironnementales des bassins de "terres noires" sud-alpins permet d'envisager de nouveaux travaux qui pourraient être coordonnés dans le cadre d'un programme de recherches multidisciplinaire, associant les méthodes géomorphologiques et paléoécologiques (dendrochronologie, anthracologie, malacologie, enthomologie, palynologie) (TESSIER *et al.*, 1993).

Parallèlement à cet aspect de notre recherche qui concerne essentiellement les premiers millénaires de l'Holocène, nous avons observé, à l'exemple des chercheurs qui nous ont précédée, la complexité et parfois la singularité de l'évolution climato-anthropique de ce vaste bassin depuis le Néolithique.

Les travaux réalisés depuis une dizaine d'années ou en cours dans la moyenne et basse vallée du Rhône (programme de recherches "Paléoenvironnements et Hominidés" auquel nous participons pour le bassin durancien) offre la possibilité de confronter des données, des acquis et des interprétations parfois divergentes. Celles-ci concernent la nature et les conséquences spatiales diversifiées de la variable climatique, la disparité régionale des évolutions morphogéniques, l'influence diachronique de l'anthropisation. Notre souci sera de parvenir à intégrer le fonctionnement holocène du bassin durancien à celui de l'hydrosystème rhodanien.

De nouvelles études, en collaboration avec les archéologues sud-alpins sont en cours (programme de recherches "Géomorphologie dans la vallée de la Durance" évoqué précédemment). Elles ont pour objectif de mieux connaître les modes d'occupation des sols et leurs impacts et d'apprécier plus précisément les interrelations qui associent les sociétés alpines et leur environnement au cours des derniers millénaires.

BIBLIOGRAPHIE

ALESTATO J., 1971 - Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, *Fennia*, 105, pp. 1-140.
ALEXANDRE P., 1987- *Le climat en Europe occidentale au Moyen Age*, Ed. Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales de Paris, 827 p.
AMIEL M., 1991 - Orages et inondations à Riez, *Les amis du Vieux Riez*, Bull. d'Information n°44.
ARCHAMBAULT M., 1967 - Découverte des restes d'une formation forestière fossile entre deux nappes colluviales quaternaires, *C.R.Acad. Sci.*, Paris, t. 265, pp. 104-107.
ARCHAMBAULT M., 1968 - Recensement provisoire des arbres et des formations forestières fossiles du bassin de la Moyenne Durance (Hautes Alpes), C.R.Acad. *Sci. Paris*, t. 267, pp. 101-2104 et pp. 2284-2287.
ARCHAMBAULT M., 1969 - Faits et points de vue nouveaux sur les glacis d'érosion (exemple du bassin de la Moyenne Durance alpestre), *B.A.G.F.*, 375/376, pp. 525-537.
ARNAUD F., 1895 - *Notice historique sur les débordements de la vallée de l'Ubaye*, Paris, Imprimerie nationale, 40 p.
ARNAUD-FASSETTA G., LANDURE C., 1997 - Occupation du sol et contraintes fluviales dans le delta du Rhône (France du sud), *Actes du colloque d'Antibes* : la dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes, pp. 285-308.
ARNAUD-FASSETTA G., thèse en cours - Dynamique fluviale holocène dans le delta du Rhône, Thèse de doctorat de Géographie.
BAILLIE M.G.L., 1982 - *Tree-ring dating and Archeology*, Croom Helm, Londres et Canderra, 271 p.
BAILLIE M.G.L., PILCHER J.R., 1973 - A simple cross dating program for tree-ring research. *Tree-ring bulletin*, 38, pp. 35-43.
BALLAIS J.L., 1996 - L'âge du modelé de roubines dans les Préalpes du Sud : l'exemple de la région de Digne, *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 4, pp. 61-68.
BALLAIS J.L., CRAMBES A., 1993 - Morphogenèse holocène et historique sur le versant sud de la Sainte Victoire, In "*Archéologie et environnement de la Saint Victoire aux Alpilles*", sous la direction de P. Leveau et M. Provansal, Travaux du Centre Camille Jullian, Aix en Provence, pp. 515-547.
BALLAIS J.L., JORDA M., PROVANSAL M., COVO J., 1993 - Morphogenèse holocène sur le périmètre des Alpilles, sous la direction de P. Leveau et M. Provansal . "*Archéologie et environnement de la Sainte Victoire aux Alpilles*". Travaux du Centre Camille Jullian, Aix en Provence,14, pp. 65-74.
BALLANDRAS S., 1997 - Contribution à l'étude des bassins versants torrentiels alpins. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnement de bassins versants depuis 15000 ans, Thèse de doctorat de Géographie, Université de Savoie, 552 p.
BALLANDRAS S., NEVIERE C., 1991 - Le détritisme torrentiel intra-alpin : l'exemple du bassin de Barcelonette (Alpes du Sud), *Physio-Géo*, 22/23, pp. 15-20.
BARATIER E., 1961 - *La démographie provençale du XIII° au XVI° siècle*, Ecole Pratique des Hautes Etudes, 255p.
BARRUOL G., 1965 - La Durance dans l'Antiquité et au Moyen Age, *Delta*, 13, pp21-34.
BARRUOL G., 1966a - La Durance dans l'Antiquité et au Moyen Age, *Delta*, 14, pp. 19-25.
BARRUOL G., 1966b - Le Pont Antique de Riez, *Revue archéologique Narbonnaise*, 19, pp. 151-158.
BARRUOL G., 1966c - Rapport de fouilles archéologiques de Riez, Service Régional de l'Archéologie PACA, Aix en Provence.
BARRUOL G., 1967 - La Durance dans l'Antiquité et au Moyen Age, *Delta*, 15, pp. 24-32.
BARRUOL G., 1970 - Rapport de fouilles archéologiques de Riez. Service Régional de l'Archéologie PACA, Aix en Provence.
BARRUOL G., 1972 - Rapport de fouilles archéologiques de Riez, Pré de Foire. Service Régional de l'Archéologie PACA, Aix en Provence.
BARRUOL G., 1975 - *Les peuples pré-romains du Sud-Est de la Gaule. Etude de Géographie Historique*, Paris, Ed. De Broccard, 408 p.

BARRUOL G., 1991 - *Les Hautes Alpes à l'Epoque Romaine*, Archéologie dans les Hautes Alpes. Musée départemental de Gap, pp. 227-238.
BEAULIEU JL. de, 1977 - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises, Thèse , Université d'Aix-Marseille III, 358 p.
BEAULIEU JL. de, JORDA M., 1977 - Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute Provence. Le glaciaire de la montagne des Trois Evéchés, *Bull. A.F.E.Q.*, 53, pp. 3-15.
BEAULIEU JL. de, REILLE M., 1983 - Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. *In* Paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes des lacs de Pelléautier et de Siguret (Hautes Alpes, France), *Ecologia mediterranea*, IX, 3-4, pp. 19-36.
BEAULIEU JL. de, RICHARD H., RUFFALDI P., CLERC J., 1994 - History of vegetation and human action in the french alps and the Jura over the last 15000 years, *Dissertationes Botanicae*, 234, pp. 253-275.
BECKER B., 1975 - Dendrochronological observations on the postglacial river aggradation in the southern part of central Europe, *Bulletin of Geology*, t.19, pp 127-136.
BECKER B., 1982 - Dendrochronologie und paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussblageungen, *Mitt. Komm. Quartärforsch. öst. Akad*, Wiss. 5.
BECKER B., 1983b - Postglaziale Auwaldentwicklung im mittleren und oberen Maintal anhand dendochronologischer Untersuchungen subfossiler baumstammablagerungen, *Geol. Jb.*, A-71, pp 45-59.
BECKER B., 1993 - An 11,000-year german oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration, *Radiocarbon*, vol. 35, n°1, pp 201-213.
BECKER B., FRENZEL B., 1977 - Paläoökologische Befunde zur Geschichte postglazialer Flussauen im südlichen Mitteleuropa, *in* Ed. B. Frenzel , *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Erdwiss. Forsch, 13, pp. 43-61.
BECKER B., SCHIRMER W., 1977 - Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany, *Boreas*, vol. 6, pp. 303-321.
BELINGARD C., 1996 - Etude dendrochronologique de la dynamique de la limite supérieure de la forêt dans les Alpes du Sud en relation avec les facteurs climatique et anthropique, Thèse de doctorat d'Ecologie, Université d'Aix-Marseille III, 103 p.
BENOIT F., FEVRIER P.A., FORMIGE J., ROLLAND H., 1954 - *Villes épiscopales de Provence : Aix, Arles, Marseille et Riez de l'époque gallo-romaine au Moyen Age*, Paris.
BERGER J.F., 1995a - *in* ed. S.E. van der Leeuw, Le bassin de la Valdaine. *Understanding the natural and anthropogenic causes of soil degradation in the mediterranean basin*, vol 3, pp. 257-281.
BERGER J.F., 1995b - *in* ed. S.E. van der Leeuw Impact des facteurs humains, climatiques, botaniques et morphopédologiques sur l'évolution des paysages holocènes dans le Sud-Est de la France : essai de synthèse macrorégionale, *Understanding the natural and anthropogenic causes of soil degradation in the mediterranean basin*, vol 3, pp. 159-255.
BERGER, 1996 - Le cadre paléogéographique de occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène, Thèse, Université de Paris I, 320 p.
BERNARD N., 1996 - Evolution holocène du bassin du Colostre. Mémoire de Maitrise de Géographie. Uiversité de Provence.
BLANCHARD R., 1945 *Les Alpes occidentales.*,Grenoble, Ed. Arthaud, t.IV : les Préalples françaises du Sud, 2 vol., 964 p.
BOREL J.L., JORDA M., MONTJUMENT G., 1984 - Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmiennes dans les Alpes françaises, *Les Alpes, 25e Congrès International de Géographie*, Paris, pp. 43-53.
BORGARD P., 1985 - Chantier de sauvetage : site de la nécropole de l'Hubac de Saint-Jean, Riez, Service Régional de L'archéologie PACA, Aix en Provence.
BORGARD P., 1987 - Rapport de fouilles archéologiques de Riez : cathédrale, Service Régional de l'Archéologie PACA, Aix en Provence.
BORGARD P., 1992 - Habitats de hauteur pré-romains dans la région de Riez, *Provence historique*, XLII, 167 - 168.
BORGARD P., DELETIE P., 1994 - Riez, Pré de Foire, Chapitre..., Bilan scientifique, Service Régional de l'Archéologie, PACA, Aix en Provence.

BOUET A., JORDA M., 1997 - Riez (Alpes de Haute Provence), Pré des Colonnes, Pré Blanchon, Pré de Foire, Service Régional de l'Archéologie PACA, Aix en Provence, 43 p.
BOURDIER F., 1961 - Le bassin du Rhône au Quaternaire, Thèse, Paris ed. CNRS, 2vol., 658 p.
BRADLEY R.S., JONES P.D., 1992 - *Climate since A.D. 1500*, Routledge, Londres et New-York.
BRAVARD J.-P., 1987 - *Le Rhône, du Léman à Lyon*, La Manufacture, Lyon, 451p.
BRAVARD J.-P., 1989 - La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'époque moderne, *Bull. de la société Géographique de Liège*, n°25, pp. 145-157.
BRAVARD J.-P., 1994 - L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles, *R.G.L.* 69, 1, 5-10.
BRAVARD J.-P., AMOROS C., JACQUET C., 1986 - Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie, *Rev. d'Archeom.*, 10, pp. 43-55.
BRAVARD J.-P., BETHEMONT J., 1989 - Cartography of rivers in France. *In* Ed. G.E. Petts, *Historical change of large alluvial river in Western Europe*. John Wiley & Sons LTD, pp. 95-111.
BRAVARD J.-P., J.-L. PEIRY, 1993 - La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20e siècle), *Zeitschrift Geomorph.*, Suppl. Bd. 88, pp. 67-79.
BRAVARD J.-P., LE BOT-HELLY A., HELLY B., SAVAY-GUERRAZ H., 1990 - Le site de Vienne (38), Saint Romain (69), Sainte-Colombe (69). L'évolution de la plaine alluviale *du Rhône, de l'Age du Fer à la fin de l'Antiquité : propositions d'interprétation, Colloque "Archéologie et espaces"*, Xe rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire, octobre 1989, Antibes, pp. 437-452.
BRAVARD J.-P., VEROT-BOURRELY A., SALVADOR P-G., 1992 - Le climat d'après les infomations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviatiles étudiés sur des sites archéologiques, *Les nouvelles de l'archéologie*, n°50, pp. 7-13.
BRAVARD J.P., PETIT F., 1997 - *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Ed. A. Colin, Paris, 222 p.
BRIFFA K.R., JONES P.D., PILCHER J.R., HUGHES M.K., 1988 - Reconstruction summer temperatures in northern fennoscandinavia back to A.D. 1700 using tree-ring data from scots pine, *Arctic and alpine research*, vol. 20, n°4, pp. 385-394.
BRIFFA K.R., JONES P.D., SCHWEINGRUBER F.H, 1994 - Summer temperatures across northern North America : regional reconstructions from 1760 using tree-ring densities, *Journal of Geophysical Research* , 99 (D12), pp. 25835-25844.
BROCHIER J.E., 1983 - Deux mille ans d'histoire du climat dans le midi de la France étude sédimentologique, *Annales*, 38, pp. 425-438.
BROCHIER J.E., MANDIER P., ARGANT J., PETIOT P., 1991 - Le cône détritique de la Drôme : une contribution à la connaissance de l'Holocène du sud-est de la France, *Quaternaire*, 2, pp. 83-99.
BROCHIER J.E.et BEECHING A., 1993 - L'environnement et son anthropisation à l'optimum néolithique dans la moyenne vallée du Rhône, étapes de la recherche, *Actes du colloque sur l'Histoire de l'environnement et des phénomènes naturels*, Ed. CNRS, pp. 201-207.
BRUNETON H., 1995 - Stabilité et instabilité des environnements holocènes des Alpilles. Mémoire de DEA de Géographie, 116 p.
BRUNETON H., 1996 - La dynamique holocène des paysages du marais des Baux. Une première approche morphosédimentaire, *Actes du colloque de Mouriès*, mai 1996, *sous presse*.
BRUNETON H., thèse en cours - Evolution holocène d'un hydrosystème méditerranéen : le Marais des Baux. Université d'Aix-Marseille I.
BUFFALO M., 1989 - L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France), Thèse géologie, Univ. Aix-Marseille III, 230 p.
BUISSON-CATIL J.,GRENET M., HELMER P., 1990 - Le Frigouras, Travaux de sauvetage sur le chantier de l'autoroute A51, Direction des Antiquités de la Région PACA, pp. 11-19.
CAMPY M. et MACAIRE J.J., 1989 - *Géologie des formations superficielles*, Masson, 433p.

CARITEY C., 1995 - L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XVIIe siècle à la fin du XIXe siècle. Relations avec le régime du fleuve, Mémoire de maîtrise de géographie, Université d'Aix-Marseille I, 100 p.
CEMAGREF, 1993 - *Erosion de badlands dans le système Durance-Etang de Berre*, Coordination S. Brochot et M Meunier, Grenoble.
CEMAGREF, 1995 - *Compte-rendu de recherches n°3, BVRE de Draix*, Coordination M Meunier, coll. Etudes, série Equipement pour l'eau et l'environnement, Grenoble, 247 p.
CHABAL L., 1997 - Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive). L'anthracologie, méthodes et paléoécologie. *Document de l'Archéologie française*, 63, Paris, 189 p.
CHAMLEY H., 1987 - *Sédimentologie*, Ed. Dunod, Paris, 175 p.
COLLARDELLE M., VERDEL E., 1993 - Les habitats du lac de Paladru (Isère) dans leur environnement, la formation d'un terroir au XIe siècle, *Documents d'Archéologie Française*.
COMBES F., 1980 - Le barrage du Saignon, un exemple de sédimentation, Service départemental R.T.M. des Alpes de Haute Provence.
COMBES F., 1989 - Restauration des terrains en montagne. Du rêve à la réalité, *Rev.For.Fr.*, XLI-2, pp. 91-105.
COOK E.R. et KAIRIUKSTIS L.A. Eds, 1989 - *Methods of dendrochronology : applications in the environmental sciences*, Kluwer Academic Publisher, 394 p.
COURTOIS J.C., 1961 - L'Age du Bronze dans les Hautes Alpes, *Gallia Préhistoire*, III, pp. 47-108.
COURTOIS J.C., 1976 - Les civilisations de l'Age du Fer dans les Alpes, *La Préhistoire Française*, CNRS, III, pp. 708-723.
COUTEAUX M., 1983 - Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises établies par les analyses polliniques, *Boreas*, vol. 12, 1, pp. 35-36.
D'ANNA A., 1991 - Les stations de plein air dans les Hautes Alpes, *Archéologie dans les Hautes Alpes*, ouvr. coll., Louis Jean, Gap, pp. 71-79.
D'ANNA A., COURTIN J., 1986 - Travertins holocènes et sites préhistoriques : exemples dans le Var et les Bouches du Rhône, *Méditerrannée*, 1-2, pp. 31-38.
DE REPARAZ A., 1987 - La vie rurale dans les Préalpes de Haute Provence, Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille II, Edisud, Lilles III, 3 tomes, 1227 p.
DELIBRIAS G., GABERT J., JORDA M., 1984 - Données nouvelles sur la chronostratigraphie et l'évolution paléomorphologique postglaciaire des Alpes du Sud (Moyenne Durance), *C.R.A.S.*, t. 299, série II, pp. 263-266.
DEMONTZEY P., 1878 - *Notice sur les cartes, dessins, modèles et ouvrages relatifs aux travaux du service du reboisement des montagnes dans le bassin de la Durance (Basses et Hautes Alpes)*, Paris, Imprimerie Nationale, 52 p.
DESCROIX L., 1985 - Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies orientales et les pays du Buëch moyen, Problèmes d'aménagement, Thèse de doctorat de 3ème cycle de géographie de l'aménagement, Lyon II.
DESCROIX L., 1989 - La mesure de l'érosion actuelle dans les terres noires des Préalpes du Sud : recherches sur petites parcelles expérimentales, *Bull. Labo. Rhod. de Géom*, n° 23-24.
DIJKSTRA T.A., JANSEEN C.R., MIDDELKOOP H., SALOME A.B., 1990 - Observation concerning the extend and chronology of Late-Glacial deglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams, *Quaternaire*, n°2, pp. 123-139
DOUGLASS A.E., 1917 - Climatic records in the trunks of the trees, *American forestry*, 23, 288, pp. 1-116.
DOUGLASS A.E., 1921 - Dating our prehistoric ruins, *Natural history*, 21, 1, pp. 27-30.
DOUGUEDROIT A., 1976 - Les paysages forestiers de Haute Provence et des Alpes Maritimes, Aix, Edisud, 550 p.
DUBAR M., 1979 - Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviatiles et de leur couverture limoneuse en Moyenne Durance, *Bull. A.F.E.Q*, n°3, pp109-120.
DUBAR M., 1983 - Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la Moyenne Durance ; Interprétations géodynamiques et paléostratigraphiques, thèse de sciences, Université de Provence, 428 p.

DUBLED H., 1978-1979 - Les problèmes posés par le cours de la Basse Durance jusqu'en 1791, *Etudes vauclusiennes*, n°XX, pp. 13-18 ; n°XXI, pp. 22-28.
DUBY G., 1973 - *Guerriers et paysans. VIIe-XIIe siècles. Premier essor de l'économie européenne*, Coll. TET, Gallimard, 300 p.
DUBY G., 1977- *L'économie rurale et la vie des campagnes dans l'occident médiéval*, Coll. Champs, Flammarion, 2 t., 285 et 283 p.
DUFAURE J.-J. *et al.*, 1984 - La mobilité des paysages méditerranéens, *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, travaux II, 385 p.
DUFOSSEZ J., THIBOUT G., 1997 - Etude géomorphologique et paléoenvironnementale d'un site médiéval de Basse Durance : l'Abbaye de Silvacanne, Mémoire de Maîtrise de Géographie. Université d'Aix-Marseille I., 141 p.
ECKSTEIN D., 1969 - Entwicklung und Anwendung der dendrochronologie zur Alterbestimmung der Siedlung Haithabu, Thèse de doctorat, Université de Hambourg, 113 p.
EDOUARD JL., 1994 - Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises. Contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire, Thèse de Doctorat d'Etat, spécialité Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 795p.
EICHER U., SIEGENTHALER U., 1983 - Stable isotopes of oxygen and carbon in the carbonate sediments of lac de Siguret (Hautes Alpes, France), *In* Paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes des lacs de Pelléautier et de Siguret (Hautes Alpes, France), *Ecologia mediterranea*, IX, 3-4, pp. 19-36.
ESMIEU J.J., 1803 - *Notice historique et statistique de la ville des Mées*, Digne, Reprint Laffite, 1977, 602 p.
FANTHOU TH., 1994 - Les risques naturels dans le département des Hautes-Alpes, Chroniques et territoire, Thèse de doctorat, Paris 7, 189 p. + annexes + atlas.
FERGUSON C.W., GRAYBILL D.A., 1983 - Dendrochronology of Bristlecone pine : a progress report, *Radiocarbon*, 25, pp. 287-288.
FEVRIER P.A., BATS M., CAMPS G., FIXOT M., GUYON J. RISER J., 1989 - *La Provence des origines à l'an mil*, Ed. Ouest-France.
FINCH R.H., 1937 - A tree-ring calendar for dating volcanic events at Cinder Cone, Lassan National Park, Californie, *Am. J. Scien.*, 33, pp. 140-146.
FLORES E., 1996 - Etude géo-archéologique du site gallo-romain de Riez : morphogenèse et évolution d'un environnement alluvial, Mémoire de maîtrise de Géographie, Université d'Aix-Marseille I. 124 p.
FOLK R.L., WARD W.C., 1957 - Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, pp. 3-26.
FOURCHY P., 1966 - Déboisement et reboisement. Les débuts de la lutte contre l'érosion au 19ème siècle dans les Alpes françaises, *R.F.F.*, n°7, pp.467-487.
FOURQUIN G., 1969 - *Histoire économique de l'Occident médiéval*, Paris, A. Colin.
FRENZEL B., 1966 - Climatic changes in the Atlantic-Subboreal transition on the Northern Hemisphere : botanical evidence, *Proceedings of the International Symposium, Royal Meteorological Society*, "World climate from 8000 to 0 BC."
FRENZEL B., 1979 - L'homme comme facteur géologique en Europe, *Bull. A.F.E.Q.*, n°4, pp.191-199.
FRITTS H.C., 1976 - *Tree rings and climate*, London, New York, San Francisco, Academic press, 567 p.
GABERT J., 1979 - Les terrasses de la Moyenne Durance, *Bull A.F.E.Q.* n°3, pp.101-108.
GAUTIER E., 1992 - Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud), Thèse Doct. de géogr., Univ. Paris-X-Nanterre, 439 p.
GERARD S., RUIZ A., 1990 - Le grand glissement de la Valette (Bassin de Barcelonnette, vallée de l'Ubaye). Interprétation morpodynamique et sa signification dans l'évolution du milieu intra-alpin, Mémoire de maîtrise de Géographie, Université de Provence. 51 p + annexes.
GIBELIN J.M. 1990 - *L'histoire des endiguements de la Durance*, D.D.E. 04.

GIDON M., MONTJUVENT G., FLANDRIN J., MOULLADE M., DUROZOY G., DAMIANI L., 1991 - Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Laragne-Montéglin (893), B.R.G.M., Orléans, 84 p.
GIRARDCLOS O., 1992 - Datations des structures archéologiques en bois de Brognard (25) et essai de caractérisation par la dendrochronologie des relations homme-chênaie au premier siècle de notre ère, Mémoire de DEA, Université de Franche-Comté, Faculté des sciences humaines. 55 p.
GOTTSFIELD A.S., GOTTSFIELD L.M.G., 1990 - Floodplain dynamics of a wandering river, dendrochronoloy of the Morice river, British Columbia, Canada, *Geomorphology*, 3, pp. 159-179
GOUEFFON M., 1994 - Lutte contre l'érosion dans le département des Alpes de Haute Provence. Exemple de la commune de La Motte du Caire., Service départemental R.T.M. des Alpes de Haute Provence.
GROVE J., 1987 - *The Little Ice Age*, Methuen, London, 498 p.
GUILAINE J., 1980 - *La France d'avant la France. Du Néolihique à l'Age du Fer*, Hachette, Paris, 295 p.
GUILBERT X.,1994 - Les crues de la Durance depuis le XVI^{e} siècle, Fréquence, Périodicité, Essai d'interprétation paléoclimatique, Mémoire de Maîtrise, Université de Provence Aix-Marseille I, Institut de Géographie.
GUIOT J., PONS A., 1986 - Reconstruction quantitative du climat à partir des résultats palynologiques, *C.R.A.S.*, t 302, pp. 911-916.
HILLER A., LITT T, EISSMAN L., 1991 - Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum under besonderer Bericksichtigung von C-14 Daten, *Eiszeitalter Gegenw.*, 41, pp. 26-42.
HOLZHAUZER, H.P., 1984 - Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers, *Physische Geographie*, 13, Universität Zürich, pp. 1-488.
HONORE L., 1924 - Pluies excessives et inondations en Provence (1427-1827), I*nst. Hist. Provençale*, t1, pp. 62-77.
JORDA C., 1991 - Evolution géomorphologique et archéologie d'un site urbain de moyenne montagne alpine : Digne les Bains (Alpes de Haute Provence), Mémoire de D.E.A. de géographie, Université d'Aix-Marseille II, 125 p.
JORDA C., 1996 - *in* MOLINA N., 1996 - Abbaye de Silvacanne (13) : fouilles du réfectoire. Document final de synthèse, Ministère de la culture, S.R.A., Aix en Provence, à paraître.
JORDA C., 1997 - *in* MOLINA N., 1997 - Abbaye de Silvacanne (13) : programme 96-97. Document final de synthèse, Ministère de la culture, S.R.A., Aix en Provence, *à paraître.*
JORDA M., 1975 - Les stades glaciaires postwürmiens des Alpes de Haute Provence. Colloque sur les variations climatiques holocènes et la géomorphologie, *B.A.G.F.*, 433/434, pp. 115-116.
JORDA M., 1980a - Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques, *Bull. A.G.F.* 472, pp. 295-304.
JORDA M., 1980b - Le glaciaire quaternaire de Alpes de Haute Provence. Montagnes et montagnard, *RGA*, pp. 183-194.
JORDA M., 1985 - La torrentialité holocène des Alpes françaises du sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution, Symposium International : les modifications de l'environnement dans le bassin méditerranéen occidental à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène. Toulouse, *Cahiers Ligures de la Préhistoire*, H.S., n°2, pp.49-70.
JORDA M., 1986 - Le Dryas récent, une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes françaises du Sud, *Studia geomorphologica, Carpatho-Balcanica*, pp. 11-27.
JORDA M., 1987 - Morphogénèse postglaciaire des régions intra-alpines du Sud. Le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. *Actes du colloque : "Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale"*, C.N.R.S., Montpellier 1983, pp. 61-69.

JORDA M., 1988 - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (bassin durancien et Alpes de Haute Provence), *Bull. A.F.E.Q.* 2/3, pp. 111-122.

JORDA M., 1990 - Sites archéologiques et histoire de l'environnement en Moyenne Durance, *Travaux de sauvetage sur le chantier de l'autoroute A51*, Direction des Antiquités de la région PACA. pp. 6-11.

JORDA M., 1992 - Morphogénèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du sud de l'Age du Bronze au Haut Moyen Age, *Les nouvelles de l'archéologie*, 50. pp.14-20.

JORDA M., 1993 - Histoire des paléoenvironnements tardi- et post-glaciaires de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique. *Géomorphologie et aménagement de la montagne*, Hommage à P. Gabert, *CNRS*, Caen, pp. 91-111.

JORDA M., PROVANSAL M., ROYET R., 1990 - Histoire "naturelle" d'un site de l'Age du Fer sur le piémont méridional des Alpilles, le domaine de Servanne, Bouches-du-Rhône, *Gallia*, 47, pp. 56-66.

JORDA M., PARRON C., PROVANSAL M., ROUX, 1991 - Erosion et détritisme holocènes en Basse Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation, *Physio-Géo*, 22-23. pp. 37-47.

JORDA M., MAGNIN F., PROVANSAL , 1991 - Un témoin de l'anthropisation progressive du milieu en Basse-Provence : la nappe alluviale holocène du Vallat Neuf (Etang de Berre, Bouches-du-Rhône), *CRAS*, t. 312, série 11, pp. 921-927.

JORDA M., PROVANSAL M., 1993 - La place des terrasses de culture dans le bilan érosif des paysages méditerranéens (un modèle possible : le bassin versant de Vallat-Monsieur), In "*Archéologie et environnement de la Saint Victoire aux Alpilles*", sous la direction de P. Leveau et M. Provansal, Travaux du Centre Camille Jullian, Aix en Provence, pp. 65-74.

JORDA M., PROVANSAL M., 1996 - Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme dans le Sud-Est de la France (Alpes du Sud et Provence), *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 1, pp. 159-168.

JORDA M., RODITIS J.C., 1993 - Les épisodes de gel du Rhône depuis l'an mil. Périodisation, fréquence, interprétation paléoclimatique, *Méditerranée*, 3-4. pp. 19-30.

JORDA M., ROSIQUE T., 1994 - Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud. Rythmes et modalités des changements bio-morphoclimatiques, *Bull, A.F.E.Q.*, 3/4, pp. 141-149.

JURAMY S., MONFORT I., 1986 - L'évolution des lits fluviaux. L'exemple d'une rivière aménagée : la Durance, thèse de Géographie, Université d'Aix-Marseille II. 2 vol. 576p. + annexes.

KAENNEL M., SCHWEINGRUBER F. H., 1995 - *Multilingual glossary of dendrochronology* , Ed. Swiss Federal Institut for forest snow and lanscape research, WSL/FNP, Berne, Stuttgart, Vienna, 467 p.

KAISER N.F.J., 1987 - Late Glacial reforestation in the Swiss Mitteland and in Wisconsin illustrated by the Daettnau and the Two Creeks buried forests. Proceedings of the International *Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*, August 17-21, 1986, New-York, pp. 291-297e.

KALICKI T., KRAPIEC M., 1991a - "Black oacks" and Subatlantic alluvia of the Vistula in Branice-Stryjow near Cracow, in Ed. STARKEL L., Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, IV, *Geogr. Stud.*, Special issue, 6, pp. 39-61.

KALICKI T., KRAPIEC M., 1991b - Subboreal black oaks identified from the Vistula alluvia at Grabie near Cracow (South Poland), *Kwart, AGH, Geol.* 17, 1-2,pp. 155-171.

KALICKI T., KRAPIEC M., 1995a - "Black oacks" in the recent centuries alluvia of the Vistula river at Wolica near Cracow (South Poland), in Ed. STARKEL L., Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, V, *Geogr. Stud.*, Special issue, 8, pp. 19-29.

KALICKI T., KRAPIEC M., 1995b - Problem of dating alluvium using buried subfossil tree trunks : lessons from the "black oacks" of the Vistula Valley, Central Europe, *Holocene*, 5, 2, pp. 243-250.

KALICKI T., KRAPIEC M., 1996 - Reconstitution of phases of the "Black oaks" accumulation and of floods phases, in Ed. STARKEL L., Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, VI, *Geogr. Stud.*, Special issue, 9, pp. 78-85.

KRAPIEC M., 1992 - Dendrochronologia czarnych debow z doliny Wisly okolicach Krakowa (Dendrochrology of the "Black Oaks" identified from the Vistula river valley near Cracow), *Studia Geomorpo. Carpatho-Balcan.*, 25-26, pp. 115-131.

KRAPIEC M., 1994 - "Czarne deby" - Dendrochronologia i fazy akumulacji pni w dolinie Wisly ("Black Oaks"-Dendrochronology and phase of accumulation of trunks in the Vistula valley) *in* Ed. L. Starkel, P. Prokop, Przemiany srodowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich (Environmental changes of the Carpathians and subcarpathian Basins), *Conf. Pap.* 20, IGiPZ PAN, pp. 57-68.

KROMER B. and BECKER B., 1993 - German oak and pine 14C calibration, 7200-9439 BC. Radiocarbon, vol. 35, n°1, pp. 125-135.

LAGIER T, MASSON S., 1997 - Les glaciers de la Vallouise (Glacier blanc-glacier noir) : héritages holocènes et évolution climatique, Mémoire de maitrise de Géographie, Université de Provence, 87 p.

LAMB H.H., 1965 - The early medieval warm epoch and its sequel. Paleogeography, 1, pp. 13-37.

LAMB H.H., 1982 - *Climatic history and the modern world, Ed.* Methuen, 387p.

LAMB H.H., 1984 - Climate in the last thousand years : natural climatic fluctuations and changes. *In* Ed. "Flohn H. and Fantechi R., *The climate of Europe : past, present and future*. D Reidel Publ. cy, Dordrecht.

LAMBERT G., LAVIER C., PERRIER P., VINCENOT S., 1988 - Pratique de la dendrochronologie. Histoire et mesure, III-3, pp. 279-308.

LE ROY LADURIE E., 1983 - *Histoire du climat depuis l'An Mil*, Paris, Flammarion, 2 vol., 287 et 254 p.

LECOMPTE M., LHENAFF R., MARRE A., 1996 - Premier bilan de six années de mesures sur l'ablation dans les roubines des Baronnies méridionales (Alpes du Sud), *Revue de Géographie Alpine*, 2, pp. 11-16

LEUSCHNER H.H., 1992 - Subfossil trees, *Lunqua report*, 34, pp. 193-197.

LEUSCHNER H.H., DELORME A., 1988 - Tree ring work in Gottingen. Absolute oak chronology back to 6266, *PACT*, 22, II-5, pp. 123-131.

LEUSCHNER H.H., DELORME A., HOLFE H.C., 1987 - Dendrochronological study of oak trunks found in bogs in northwest Germany, *Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*, New-York, pp. 298-318.

LEUSCHNER H.H., DELORME A., TUXEN J., HOLFE H.C., 1985 - Oak trunk layers in bogs and valley plant and the deterioration of the climate during the Subboreal, *Flora*, 177, pp. 283-295.

LEVEAU P. 1993 - Sociétés antiques et écologie *des milieux montagnard et palustre. (La construction des paysages méditerranéens). In "Archéologie et environnement de la Sainte Victoire aux Alpilles"*, sous la direction de P. Leveau et M. Provansal, Travaux du Centre Camille Jullian, Aix en Provence, pp. 17-44.

LOMCHAMBON C., 1992 - Les bacs de Pertuis et Mérargues aux époques médiévale et moderne, Mémoire de Maîtrise, Université d'Aix-Marseille I, 2 volumes.

LONCHAMBON C., thèse en cours - Les bacs de la Durance du Moyen Age jusqu'au XIXe siècle, Université d'Aix-Marseille I.

MACAIRE J.J., 1990 - L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie, *Quaternaire*, 1, pp. 41-49.

MAGNIN F., 1991 - Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud-Est de la France, Catalogne), Thèse de Doctorat de Géographie, Université d'Aix-Marseille II, 342 p.

MAGNY M., 1993 - Un cadre climatique pour les habitats lacustres préhistoriques, *C.R.A.S.*, t 316, série II, pp. 1619-1625.

MAGNY M., 1994 - Holocene climatic oscillations in Jura and Alps : oceanic and solar forcing ? *C.R.A.S.*, II, 319, pp. 667-674.

MAGNY M., 1995a - *Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile*, Errance, Paris, 175 p.

MAGNY M., 1995b - Paleohydrological changes in Jura (France) and climatic oscillations around the North Atlantic from Alleröd to Preboreal, *Géographie Physique et Quaternaire,* vol. 49, 3, pp. 401-408.
MAGNY M., 1995c - Successive oceanic and solar forcing indicated by Younger Dryas and early Holocene climatic oscillations in the Jura, *Quaternary Research,* 43, pp. 279-285.
MAGNY M., 1997 - Eléments pour une histoire du climat entre 13000 et 6000 BP, *Bulletin de la société préhistorique française,* t. 94, 2, pp. 161-167.
MAGNY M., RICHARD H., 1992 - Essai de synthèse. Vers une courbe de l'évolution du climat entre 500 BC et 500 AD, *Les nouvelles de l'Archéologie,* 50, pp. 58-60.
MAISCH M., 1981 - Glazial morphologische und gletscherges chichtliche untersuchungen im Gebiet zwicher landwasser und Albulatal. Diss. Univ. Zürich, *Phys. Geogr.,* 3, pp. 1-127.
MARTIN C., ALLEE P., BEGUIN E., KUZUCUOGLU C., LEVANT M., 1997 - Mesure de l'érosion mécanique des sols après un incendie de forêt dans le massif des Maures, *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 2, pp. 133-1442.
MATHYS N., BROCHOT S., MEUNIER M., 1996 - L'érosion des Terres Noires dans les Alpes françaises du sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute Provence, France), *Revue de Géographie Alpine*, 2, pp. 17-27.
MIRAMONT C., 1994 - Les lits fluviaux de la Moyenne Durance. Morphogenèse et évolution des flux hydriques et détritiques au cours de la période historique, Mémoire de D.E.A. de Géographie, Université d'Aix-Marseille I, 169 p.
MIRAMONT C., 1996 - L'apport de la dendrochronologie en géomorphologie et dans la reconstitution des paléoenvironnements, *Méditerranée,* 4, pp 63-66.
MIRAMONT C., GUILBERT X., 1997 - Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance. *Géomorphologie : relief, processus et environnement,* 4, 1997.
MOLINA N., 1996 - Abbaye de Silvacane (13) : fouilles du réfectoire. Document final de synthèse, Ministère de la culture, S.R.A., Aix en Provence, à paraître.
MOLINA N., 1997 - Abbaye de Silvacane (13) : programme 96-97. Document final de synthèse, Ministère de la culture, S.R.A., Aix en Provence, à paraître.
MONTJUVENT G., REYNAUD C., JAIL M., THOMAS A., 1982 - Formations quaternaires du Grésivaudan : les argiles de Saint-Ismier. *RGA*, pp.367-390.
MOUGIN P., 1931 - *La Restauration des Alpes,* Paris, Imprimerie Nationale, 584 p.
MOULIN R., 1964 - Chroniques archéologiques, *Annales de Haute Provence,* 38, pp88-90
MULLER A. JORDA M., 1990 - Evolution postglaciaire des milieux montagnards et histoire du peuplement dans la vallée de l'Ubaye (Alpes Françaises du sud), Direction Régionale des Antiquités. Aix en Provence, PACA, 1987-1989, pp. 5-20.
MULLER A., 1991 - L'age du Bronze dans la Préhistoire, *Archéologie dans les Hautes Alpes*, Musée départemental de Gap. pp. 103-112.
MULLER A., JORDA M., GASSEND J.M., 1991 - Les gravures préhistoriques de la haute vallée de l'Ubaye et les modalités du peuplement de la zon intra alpine, *Actes du colloque International du Mt Bégo : gravures préhistoriques alpines, Tende*, résumés de communications, I, pp. 155-162.
MUNAUT A.V., 1966a - Recherches dendrochronologiques sur *Pinus silvestris*. I. Etude de 45 Pins sylvestres récents originaires de Belgique, *Agricultura,* vol. 14, n°2 pp 193-232.
MUNAUT A.V., 1966b - Recherches dendrochronologiques sur *Pinus silvestris*.. II. Premières applications des méthodes dendrochronologiques à l'étude des pins sub-fossiles (Terneuzem, Pays-Bas), *Agricultura,* vol 14, n°3, pp 361-389. Louvain, 1966.
MUNAUT A.V., 1967 - La forêt ensevelie de Terneuzem, *Industrie,* mars 1967.
MUNAUT A.V., 1979a - Dendrochronology applied to paleoecological and paleohydrological research, *International geological correlation program,* project 158, ed. B.E. Berglund, pp 81-98.
MUNAUT A.V., 1979b - La dendrochronologie, *Bull. AFEQ,* 58-59, pp 66-74.

MUNAUT A.V., 1986 - Dendrochronology applied to mire environments, *in Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology*, ed. B.E. Berglund, John Wiley and Sons. Ltd. pp 371-385.
MUNAUT A.V., CASPARIE W.A., 1971 - Etude dendrochronologique des *Pinus silvestris* subfossiles provenant de la tourbière d'Emmen (Drenthe, Pays-bas), *Revue Paléobotan. Palynol.*, 11, 201-226.
NEBOIT R., 1983 - *L'homme et l'érosion,* Publ. Faculté des lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand II, fasc.17, 183p.
NEFAOUI M., 1996 - Dendroécologie, productivité et dynamique de la croissance radiale du Pin maritime naturel au Maroc, Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 2t, 142 et 153 p.
OESCHGER H., 1985 - Langfristige Klimastabilität. Neue Zürcher Zeitung vom 27, Februar 1985, p. 65.
PARDE M. 1925 - Le régime du Rhône : étude hydrologique, Thèse, Grenoble, 2 vol., 887 + 440 p.
PARRON, 1995 - Système fluvial Durance, *Rapport final de la convention 92044*. Ministère de l'Environnement, CEREGE, Laboratoire des Géosciences de l'Environnement, 103 p.
PATZELT G, 1973 - Die postglazialen Gletsher und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen),*Zeitschrift für Geomorphologie,* NF, Supp. Bd. 16, pp. 25-72.
PATZELT G, 1980 - Nene Ergebaisse der Spät-nud Postglazialforschung in Tirol. Jahresbericht 1976-77, *österr. Geogr. Ges. Zweigverein*, Innsbrück, pp. 11-18.
PATZELT G., 1977 - Der Zeitliche Ablauf und das Aumass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen, *In "Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa"*, Steiner, Wiesbaden, pp. 248-259.
PEARSON G.W , BECKER B., QUA F., 1993 - High-precision 14C measurement of german and irish oaks to show the natural 14C variations from 7890 to 5000 BC, *Radiocarbon,* 35, 1, pp. 93-104.
PEIRY J.-L., 1988 - Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie), Thèse Doct. Géogr., Univ. Lyon 3, 378 p.
PEIRY J.-L., 1989 - L'utilisation du cadastre Sarde de 1730 pour l'étude des rivières savoyardes : l'exemple de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie), *Revue de géographie de Lyon,* 64, 4, pp. 197-204.
PEIRY J.-L., P.G. SALVADOR, F. NOUGIER, 1994 - L'incision des rivières dans les Alpes du Nord : état de la question, *Revue de Géographie de Lyon,* 1, pp. 47-56.
PELLOUX L., 1899 - La Durance et ses affluents, *Bulletin de la société scientifique et littéraire des Basses* - Alpes, 205 p., Marseille.
PFISTER C., 1980 - The Little Ice Age : thermal and wetness indicies for Central Europe.,*Journal of Interdisciplinary History,* 10, pp. 665-698.
PFISTER C., 1992 - Monthly temperature and precipitation in central Europe 1527-1979 : quantifying documentary evidence on weather and its effects, *In* Eds. Bradley and Jones, *Climate since AD 1500*, pp. 118-142.
PICHARD G., 1983 - Marine royale et histoire de l'environnement en Provence, *in 108e Congrès national des Sociétés savantes*, Grenoble, 1983, Colloque d'histoire maritime, pp. 287-316.
PICHARD G., 1995 - Les crues sur le Bas-Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique, *Méditerrannée*, 3, 4, pp. 105-116.
PICHARD G., 1997 - Les eaux du ciel. Sur lhistoire des pluies, des neiges et des débordements, *Revue "Marseille"*, sous presse.
PICHARD G., thèse en cours - Espaces et nature en Provence du XVI^{e} au XVIII^{e} siècle. Thèse de doctorat d'histoire, Université d'Aix-Marseille I.
PILCHER J.R., BAILLIE M.G.L., SCHMIDT B., BECKER, 1984 - A 7272 years tree ring chronology for western Europe, *Nature,* 312, pp. 150-152.
POMEROL C., BABIN C., LANCELOT Y., LE PICHON X., RAT P., RENARD M., 1987 - *Stratigraphie*, ed. Doin, Paris, 283 p.
PROBST J.-L., 1989 - Hydroclimatic fluctuations of some european rivers since 1800, *In historical change of large alluvial rivers : Western Europe,* Chichester, Wiley, pp.41-56.

PROSPER-LAGET V., 1994 - Sécheresse et risques d'incendies de forêts en région méditerranéenne française : évaluation par imagerie satellitaire NOAA-AVHRR, Thèse de Géographie, Université d'Aix-Marseille I. 154 p + annexes.
PROVANSAL M., 1992 - Le rôle du climat dans la morphogénèse à la fin de l'Age du Fer et dans l'Antiquité en Basse - Provence, *Les nouvelles de l'archéologie*, 50, pp.21-26.
PROVANSAL M., BERTUCCHI L., PELISSIER M., 1993 - Les milieux palustres de Provence occidentale, indicateurs de la morphogenèse holocène, In "*Archéologie et environnement de la Saint Victoire aux Alpilles*", sous la direction de P. Leveau et M. Provansal, Travaux du Centre Camille Jullian, Aix en Provence, pp. 249-266.
PROVANSAL M., LEVEAU P., JORDA M., BALLAIS J.L., à paraître - Les moulins romains et le marais des Baux. Archéologie et paléoenvironnements, de la Protohistoire à l'époque Moderne, Colloque de Ravello, 1993, Publication Communauté Européenne.
PROVANSAL M., MORHANGE C., 1994 - Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse Provence depuis 5000 ans, *Quaternaire*, 5, (3-4), pp. 113-118..
PROVOST M., 1984 - L'homme et les fluctuations climatiques en Gaule dans la deuxième moitié du IIe siècle après J.C, *Revue d'Archéologie*, 1, pp. 71-78.
RATHGEBER C., 1997 - Structuration des systèmes écologiques forestiers : approche dendrochronologique, Mémoire de D.E.A.d'Ecologie, Université d'Aix-Marseille III, 31 p.
RIVIERE A., 1977 - *Méthodes granulométriques, Techniques et interprétation*,. Ed. Masson, Paris, 170 p.
ROBERT Y., 1997 - Erosion et colonisation végétale dans les bad-lands marneux des Alpes du sud : l'exemple du bassin du Saignon. Mémoire de maîtrise de Géographie. Université J. Fourier, Grenoble,135 p.
RODITIS J.-C., 1992 - Le gel du Rhône depuis l'An Mil. Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, 150p.
ROGNON P., 1983 - Essai de définition et typologie des crises climatiques. Colloque AGSO, Bordeaux, 34. CNRS, *Cahiers du Quaternaire*, HS, pp. 151-164.
ROSIQUE T., 1994 - Les gisements de bois fossiles conservés dans les formations détritiques tardi- et postglaciaires du bassin du Buëch (Hautes Alpes) : interprétation géodynamique et paléoécologique. *C.R.Acad. Sci.*, Paris, t. 319, série II, pp. 373-380.
ROSIQUE T., 1996 - Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène : l'exemple de la Moyenne Durance (Alpes françaises du Sud), thèse de doctorat de Géographie, Université d'Aix-Marseille I, 288 p.
ROSIQUE T., MAGNIN F., travaux en cours - Le site archéologique du Vançon : un impact anthropique précoce dans les Alpes françaises méridionales.
SALVADOR P.G., 1991 - Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère.,Thèse Géogr. Univ. Lyon 3, 498 pages.
SALVADOR P.G., BRAVARD J.P., VITAL J., VORUZ J.L., 1993 - Archaeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhône valley, France, *Z. Geomorpho. N.F.*, Suppl. Bd. 88, pp. 91-95.
SCHRODER J.F., 1980 - Dendrogeomorphology : review and new techniques of tree-ring dating, *Prog. Phys. Geogr.*, 4, pp. 161-188.
SCHRODER J.F., BUTLER D.R., 1987 - Tree-ring analysis in the earth sciences. *In* Eds. C.G. Jacoby and JW Hornbeck, *Proc. Int. Symp. on ecological aspects of tree-ring analysis*, august 1986, Tarrytown, NY, pp. 186-212.
SCHUMM S.A. 1977 - *The fluvial system*, New-York, Wiley, 338 p.
SCHUMM S.A., 1981 - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists*, Spec. publ. 31, pp. 19-29.
SCHWEINGRUBER F.H., 1988 - *Tree Rings*, Ed. Reidel Publisching Company. Dordrecht, Holland, 276 p.
SCHWEINGRUBER F.H., BRIFFA KR., NOGER P., 1993 - A tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador, *Biometeorology*, 37, pp. 151-169.
SCLAFERT T. 1959 - *Cultures en Haute Provence. Déboisements et pâturages au Moyen Age*, Paris, SEVPEN, 271 p.

SERRE F., 1979 - Résultats dendroclimatologiques pour les Alpes méridionales françaises. *Colloque int. "Evolution des atmosphères planétaires et climatologie de la terre"*. Ed. CNRS. pp. 381-386.
SOUSSIEUX R., 1994 - Barrages et seuils dans les bassins versants de marnes noires, Service départemental R.T.M. des Alpes de Haute Provence.
SPURK M., LEUSCHNER H.H., KROMER B., HOFMANN J., FRIEDRICH M., REMMELE S., FRENZEL B., 1997 - Extension of the South German Oak chronology back to 8400 BC and linking with the Preboreal Pine Chronology, Communication orale, *Eurodendro 97*. Conference of the european working group for Dendrochronology, 28/05 - 1/06 1997, Savonlinna, Finland.
STARKEL L. ed., 1995 - Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, V, *Geogr. Stud.*, Special issue, 8, 156 p..
STARKEL L. ed., 1996 - Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, VI, *Geogr. Stud.*, Special issue, 9, 158 p.
STARKEL L., 1993 - Late Quaternary continental palaeohydrology as related to future environmental change, *Global and Planetary Change*, 7, pp. 95-108.
STARKEL L., 1994 - Frequency of floods during the Holocene in the upper Vistula basin, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 27-28, pp. 3-13.
STRAHLER A. N., 1957 - Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Trans. American Geophys. Union*, 38, 6, pp. 913-920.
TESSIER L., 1981 - Contribution dendroclimatologique à la connaissance écologique du peuplement forestier des environs des chalets de l'Orgère (Parc national de la Vanoise), *Travaux scientifiques du Parc de la Vanoise*, XI, pp.29-61.
TESSIER L., 1982 - Analyse dendroclimatologique comparée de six populations de *Pinus silvestris* (L.) dans la Drôme, *Ecologia Méditerranea*, tome VIII (fasc. 3), pp. 185-202.
TESSIER L., 1984 - Dendroclimatologie et écologie de *Pinus sylvestris* L. et *Quercus pubescent* Willd. dans le Sud-Est de la France, Thèse, Marseille, 275 p.
TESSIER L., 1986 - Approche dendroclimatologique de l'écologie de *Pinus silvestris* L., et de *Quercus pubescens* Willd. dans le Sud-Est de la France, *Acta OEcologica*, OEcol. Plant., 7 (21), 4, pp. 339-355.
TESSIER L., 1986 - Chronologie de mélèzes des Alpes et Petit Age Glaciaire, *Dendrochronologia*, 4, pp. 97-113.
TESSIER L., BEAULIEU J.L., COUTEAUX M., EDOUARD JL., PONEL P., ROLANDO C., THINON M., THOMAS A., TOBOLSKI K., 1993a - Holocene paleoenvironments at the timberline in the Alps (Taillefer massif, French Alps), a multidisciplinary approach, *Boreas*, 22, pp 243-254.
TESSIER L., BEAULIEU J.L., COUTEAUX M., EDOUARD JL., PONEL P., ROLANDO C., THOMAS A., THINON M., 1993b- Impacts interactifs de l'homme et du climat sur un milieu d'altitude. Le massif du Taillefer (Alpes françaises), *Actes du colloque : "l'histoire de l'environnement et des phénomènes naturels"*, mars 1991, CNRS édition, pp. 225-234.
TIERCELIN J.J., 1974 - Le bassin de Laragne-Sisteron : stratigraphie et sédimentologie des dépôts pléistocènes, Thèse 3e cycle, Univ. Provence, Marseille, 150 p.
TILL C. et GUIOT J., 1990 - Reconstruction of precipitations in Marocco since A.D. 1100 based on Cedrus atlantica tree-ring widths, *Quatern. Res.*, 33, pp. 337-351.
TRENARD Y., 1988 - La datation par la dendrochronologie. Remarques complémentaires, *Histoire et mesure*, III-3, pp. 309-312.
TRENARD Y., 1992 - Dendrochronologie : le compte à rebours du bois, *in Les veines du temps. Lecture de bois en Bourgogne*, Eds. Lambert et Maurice, Autun, Musée Rolin. pp. 43-73.
VALLAURI D., 1997 - Dynamique de la restauration forestière des substrats marneux avec *pinus nigra* J.F. Arnold *ssp.nigra* dans le secteur haut-provensal. trajectoires dynamiques, avancement du processus de restauration et diagnostic sur l'intégrité fonctionnelle des écosystèmes recréés, Thèse d'écologie, Université d'Aix-Marseille III.-
VALLAURI D., CHAUVIN C., MERMIN E., 1997 - La restauration écologique des espaces forestiers dégradés dans les Alpes du Sud. Cronique de 130 ans de restauration et problématique actuelle de gestion des forêts recréées en pin noir, *Revue forestière française*, XLIX, 5, pp. 433-449.

VAUDOUR J., 1993 - Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France (Provence, Languedoc, Roussillon). Essai de synthèse. p. 209-218, *in* C. Beck et Delort, *Pour une histoire de l'environnement. Actes du programme scientifique etdu colloque de mars 1991 sur l'histoire de l'environnement et des phénomènes naturels*, CNRS, 160 p.

VAUDOUR J., 1994 - Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français, *Géographie physique et quaternaire*, 48, 3, p. 315-326.

VAUDOUR J., sous la direction de, 1986 - Travertins l. s. et évolution des paysages holocènes, *Méditerranée*, 57 p.

VEYRET P., 1945 - *Les pays de la Moyenne Durance alpestre. Bas-Embrunais, Pays de Seyne, Gapençais, Bas-Bôchaine*. Etude géographique, Grenoble, Arthaud, thèse lettres, 595 p.

VISSET L., GIRARDCLOS O., LAMBERT G.N., 1994 - La forêt de chênes sur tourbe, à l'île d'Errand, dans les marais de Brière (Massif armoricain, France), *Quaternaire*, 5, (2), pp. 69-77.

WEGMULLER S., 1977 - *Pollenanalytische Untersuchungen zur Spätglazialen vegetations-geschichte der Französischen Alpen*, Paul Hempt, Bern, 185 p.

WILES G.C., CALKIN P.E., 1993 - Neoglacial fluctuations and sedimentation of an iceberg-calving glacier resolved with tree-rings Kenai Fjords Nat. Park, Alaska, *Quat. Int.*, 18 pp. 35-42.

WILES G.C., CALKIN P.E., 1994 - Late Holocene, hight resolution glacial chronologies and climate, Kenai Mountains, Alaska, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, pp. 281-303.

WILES G.C., CALKIN P.E., JACOBY C.J., 1996 - Tree-ring analysis and Quaternary geology : principles and recent applications, *Geomorphology*, 16, pp. 259-272.

ZOLLER H., 1977 - Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi-et le Postglaciaire dans les Alpes de la Suisse, *In* "Approche écologique de l'Homme fossile", Eds. Laville H. et Renault-Miskovsky J., suppl. *Bull. AFEQ.*, pp. 297-301.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE 1

1. PROBLEMATIQUE ET METHODOLOGIE 2

1.1. Problématique 2
1.2. Méthodologie et collaborations scientifiques 5

2. LE SYSTEME FLUVIAL DURANCIEN 7

2.1. La Moyenne Durance
une mosaïque d'ensembles orographiques et litho-structuraux 9
2.2. La diversité des lithofaciès 11
2.3. L'importance et la diversité des héritages quaternaires 12
2.3.1. La diversité des héritages glaciaires et périglaciaires pléistocènes ... 12
2.3.2. L'influence des héritages détritiques pléistocènes sur la morphogenèse holocène 13
2.3.3. Détritisme et torentialité holocènes 13
2.4. Le contexte climatique et les régimes hydrologiques des rivières 14
2.4.1. Le contexte climatique 14
2.4.2. Les régimes hydrologiques 16
2.4.3. Des organismes torrentiels 18
2.4.4. Les conséquences des aménagements fluviaux 18
2.5. Le couvert végétal 19

3. CHOIX DES SECTEURS D'ETUDE 21

4. PLAN DE L'ETUDE 23

CHAPITRE 1
HYDRODYNAMISME ET MORPHOGENESE DES BASSINS DE MARNES NOIRES AU COURS DE LA PREMIERE PARTIE DU POSTGLACIAIRE 24

1. INTRODUCTION 25

1.1. Morphogenèse sud-alpine du Tardiglaciaire à l'Atlantique
état des connaissances 26
1.1.1. La fin du Würm et le début du Tardiglaciaire 26
1.1.2. L'interstade Tardiglaciaire, du Bölling à la fin de l'Alleröd 26
1.1.3. Le Dryas récent et les premiers millénaires de l'Holocène 28
1.1.3.1. La crise morpho-climatique du Dryas récent 28

1.1.3.2. Un apaisement morphogénique au cours du Préboréal. 29
1.1.3.3. Une phase de sédimentation décisive du Boréal à l'Atlantique. 29
1.2. La dendrochronologie
ses apports à l'analyse géomorphologique et à la reconstitution des paléo-environnements. 31
1.2.1 Définitions et principes de la dendrochronologie. 31
1.2.2. Champs d'application. 33
1.2.2.1. Datations des processus géomorphologiques 34
1.2.2.2. Nature, vitesse, rythme et extension des processus morphogéniques 35

2. LE BASSIN DU SAIGNON 37

3. ETUDE DENDROCHRONOLOGIQUE DES BOIS SUBFOSSILES.... 40

3.1. Description du gisement de bois fossiles 40
3.2. Méthodologie 46
3.2.1. Cartographie du gisement et prélèvement des échantillons 46
3.2.2. Préparation des échantillons 46
3.2.3. Pointage et comptage du nombre de cernes. Détermination ou estimation des âges cambiaux 48
3.2.4. Mesure de l'épaisseur des cernes 49
3.2.5. Transformation des épaisseurs de cernes en surfaces 50
3.2.6. Recherche de groupes d'arbres contemporains
Synchronisation des séquences de cernes et datations 14C. 50
3.2.6.1. La synchronisation des séquences de cernes. 50
3.2.6.1.1. Définition et méthode
3.2.6.1.2. Problèmes rencontrés lors de la synchronisation des séquences de cernes et démarche suivie
3.2.6.2. Datations radiométriques 56
3.3. Résultats
Caractéristiques dendrochronologiques des arbres subfossiles du Saignon.
Eléments de reconstitution du couvert forestier 58
3.3.1. Age 14C des arbres subfossiles et détermination de groupes d'arbres contemporains. 58
3.3.1.1. Age 14C des bois subfossiles. 58
3.3.1.2. Les séquences d'arbres interdatées 61
3.3.2. Détermination spécifique 64
3.3.3. Diamètres des troncs 65
3.3.4. Ages cambiaux des arbres subfossiles 66
3.3.5. Estimation des densités de boisement 67
3.3.6. Analyse de la croissance des arbres 69
3.3.6.1. Le cerne moyen 69
3.3.6.2. Analyse de la relation entre le diamètre des arbres et l'épaisseur du cerne moyen. 72
3.3.6.3. La Sensibilité moyenne (SM) 72
3.3.6.4. Le coefficient d'interdatation 74
3.3.6.5. Analyse des profils de croissance 75
3.3.7. Date de germination et de mort des arbres 84
3.3.8. Conclusion 86

4. LES DEPOTS A TRONCS SUBFOSSILES DU BASSIN VERSANT DU SAIGNON ANALYSE ET INTERPRETATION MORPHOSEDIMENTAIRE. 88

4.1. Implications géomorphologiques de la présence et des caractéristiques des arbres subfossiles dans le bassin du Saignon. 88
4.1.1. Etat de conservation des souches 88
4.1.2. Position des troncs. 89
4. 2. Analyses stratigraphiques et sédimentologiques des remblaiements holocènes du ravin du Saignon 90
4.2.1. Objectifs 90
4.2.2. Méthodologie 90
4.2.2.1. Rappel la nomenclature utilisée 90
4.2.2.2. Prélèvements des sédiments et traitement des échantillons 91
4.2.2.3. Référentiel actuel 93
4.2.3. Analyses stratigraphiques et sédimentologiques des formations holocènes du ravin du Saignon 97
4.2.3.1. Description générale 97
4.2.3.2. Dispositif stratigraphique situé en amont de la retenue du Saignon 97
4.2.3.2.1. Analyses des coupes 1 et 2 97
4.2.3.2.2. Analyses des coupes 3 et 4 105
4.2.3.3. Dispositif stratigraphique situé en aval de la retenue du Saignon analyses des coupes 5, 6 et 7. 109
4.2.3.4. Echantillonnage autour des arbres subfossiles 116
4.2.4. Conclusion. 119
4.3 Chronologie et modalités de mise en place des remblaiement, rythmes de sédimentation. 120
4.3.1. Le dispositif longitudinal des dépôts alluviaux holocènes 120
4.3.2. Etude des transects stratigraphie des nappes alluviales holocènes. 123
4.3.2.1. Evolution morphosédimentaire de la branche Est du ravin du Saignon (transect 1, 2 et 3) 124
4.3.2.1. Evolution morphosédimentaire de la branche est du ravin du Saignon (transect 4) 127
4.3.3. Rythmes et taux de sédimentation 129
4.3.4. Comparaison des mécanismes morphosédimentaires holocènes à ceux qui affectent actuellement les secteurs de marnes noires 131
4.3.5. Conclusion 134
4.4. Cinématique 136

5. DISCUSSION : INTERPRÉTATION MORPHODYNAMIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE 139

5.1. Rythmes de la morphogenèse alluviale au cours du premier Holocène dans les bassins de "terres noires" subalpins. 139
5.2. Couvert végétal et pédogenèse dans les vallons au début de l'Holocène. 140

CHAPITRE 2
L'EVOLUTION DU DETRITISME ALLUVIAL HOLOCENE : DU MILIEU NATUREL AU MILIEU ANTHROPISE 143

INTRODUCTION 144

1. L'EVOLUTION DE LA MORPHOGENESE FLUVIALE HOLOCENE EN ZONE INTRA-ALPINE : L'EXEMPLE DU BASSIN DE BARCELONNETTE (VALLEE DE L'UBAYE) 145

1.1. Un milieu montagnard intra-alpin méridional 145
1.2. L'histoire bioclimatique et anthropique holocène 148
1.3. Les ensembles stratigraphiques postglaciaires 151
1.3.1. Les dépôts alluviaux 151
1.3.1.1. Les dépôts du premier Holocène 151
1.3.1.2. Les dépôts du second Holocène 153
1.3.2. Les formations de versants 154
1.4. Interprétations 154
1.5. Conclusion 158

2. L'ALLUVIONNEMENT HOLOCENE DANS LA BASSE VALLEE DU VANÇON 159

Introduction 159
2.1. Dispositif sédimentaire et description des coupes 161
2.2. Interprétation 164
Conclusion 165

3. BILAN
LE PASSAGE DU MILIEU NATUREL AU MILIEU ANTHROPISÉ ... 166

CHAPITRE 3
L'EVOLUTION DU SYSTEME ALLUVIAL DURANCIEN AU COURS DE LA PERIODE HISTORIQUE 168

INTRODUCTION 169

1. ETUDE GÉOARCHÉOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE DU COLOSTRE ET DU SITE ANTIQUE DE RIEZ 170

1.1. Un site de confluence au coeur du plateau de Valensole 171
1.1.1. Le contexte orographique et bioclimatique 171
1.1.2. Le contexte géologique et géomorphologique 171
1.2. L'occupation humaine
les données archéologiques 172
1.3. L'exploitation géo-archéologique des sondages 174
1.4. Interprétation 179
Conclusion 180

2. MORPHOGENÈSE ET DÉTRITISME ALLUVIAL HISTORIQUE LE LONG DE L'AXE DURANCIEN 181

2.1. La plaine alluviale durancienne 181
2.2. L'évolution de la plaine alluviale jusqu'aux XVIIIe et XIXe siècles 182
2.2.1. La période antique 182
2.2.2. Le Moyen-Age 184
2.2.2.1. Les textes d'archives 184
2.2.2.2. Le site de Silvacane 186
2.2.3. Les Temps Modernes et le début de la période contemporaine 191
2.3. La mobilité des lits fluviaux de la Durance et l'évolution de la morphogenèse fluviale depuis le XVIIIe siècle 197
2.3.1. Méthodologie 198
2.3.2. Les variations spatio-temporelles des lits fluviaux de la Moyenne Durance 200
2.3.2.1. Le XIXe siècle
les prémices d'une contraction des lits fluviaux 200
2.3.2.2. La première moitié du XXe siècle
une accentuation de la contraction des lits 203
2.3.2.3. L'impact des grands aménagements des années soixante 204
2.3.3. L'évolution du détritisme alluvial en Moyenne Durance depuis le milieu du XIXe siècle 204
2.3.4. L'évolution spatio-temporelle des lits fluviaux de la Basse Durance 207
2.3.4.1. La rivière au XVIIIe siècle
un milieu anciennement aménagé 207
2.3.4.2. Le XIXe et le XXe siècle
la contraction des lits fluviaux 208
2.3.5. Bilan des trois derniers siècles de l'évolution hydrosédimentaire de la Durance 211
2.4. Conclusions
la dynamique historique du système fluvial durancien 212

3. LE ROLE DES PARAMETRES NATURELS ET ANTHROPIQUES DANS L'EVOLUTION HISTORIQUE DU SYSTEME FLUVIAL DURANCIEN 213

3.1. La période gallo-romaine un climat favorable à une faible activité hydrosédimentaire 213
3.2. L'Antiquité tardive : un accroissement de l'activité détritique témoignant d'une dégradation climatique ? 214
3.3. Une accalmie hydrologique durant "l'optimum climatique médiéval" 214
3.4. La fin du Moyen Age : la première crise hydrologique et détritique annonçant le Petit Age Glaciaire 215
3.5. Des Temps Modernes à la fin du XIXe siècle
l'image d'une crise climato-anthropique 216
3.6. Une accalmie morphogénique qui s'amorce à la fin du XIXe siècle 224
3.7. Conclusions 225

CHAPITRE 4
BILAN DE L'EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS FLUVIAUX POSTGLACIAIRES SUD-ALPINS.....226

1. L'EVOLUTION MORPHOGENIQUE HOLOCENE DES FONDS ALLUVIAUX DANS LE BASSIN VERSANT DURANCIEN..... 227

1.1. De la fin du Tardiglaciaire à l'Atlantique un premier Holocène. 228
1.1.1. Des expressions sédimentaires complexes et variées.....228
1.1.2. Les rythmes variables de la sédimentation.....229
1.1.3. Des crises érosives et sédimentaires distinctes......229
1.1.4. L'évolution synchrone de la morphogenèse alluviale des bassins de "marnes noires" 230
1.2. La période atlantique.....233
1.3. Le second Holocène. 233

2. INTERPRETATIONS PALEOCLIMATIQUES DES DONNEES MORPHOGENIQUES..... 234

2.1. Le premier Holocène.....234
2.1.1. Les grandes tendances de l'évolution bioclimatique.....234
2.1.2. les données paléoclimatiques fournies par les générations d'arbres subfossiles du bassin durancien des crises climatiques contrastées 235
2.1.3. Un contexte climatique favorable à la propagation des incendies de forêts ? 240
2.1.4. Des contrastes thermiques importants entre les saisons ? 242
2.2. Un "optimum bioclimatique" atlantique ? 243
2.3. Postérieurement à l'Atlantique : des variations climatiques plus rapides ? ...244

3. L'INTERACTION DES PARAMÈTRES NATURELS ET ANTHROPIQUES : UNE DIVERSITÉ DES SITUATIONS. 247

3.1. Les phases de stabilité morphogénique des fonds ou de reprise de l'incision. 247
3.2. Des crises sédimentaires d'origine purement climatique ?.....251
3.3. Des périodes de crise détritique d'origine climato-anthropique (forte emprise humaine et crise climatique).....252

4. CONCLUSIONS. 254

CONCLUSION GENERALE.....255

BIBLIOGRAPHIE.....259

TABLE DES MATIERES 273

LISTES DES FIGURES.....280

LISTES DES TABLEAUX.....286

LISTES DES PLANCHES.....287

TABLE DES FIGURES

Figure 1
Cadre chronologique retenu du Tardiglaciaire et du Postglaciaire.....3

Figure 2
Localisation de la zone d'étude.....4

Figure 3
Les différentes approches méthodologiques utilisées.....5

Figure 4
Le bassin durancien : orographie.....7

Figure 5
Les variables du système fluvial.....8

Figure 6
Le contexte lithostrutural du bassin de la Durance.....10

Figure 7
L'englacement würmien et les principaux héritages pléistocènes en Moyenne Durance.....12

Figure 8
Schématisation des facteurs climatiques du bassin versant durancien.....14

Figure 9
Principales caractéristiques climatiques et hydrologiques du bassin versant durancien.....15

Figure 10
Débits et régime hydrologique de la Durance à Mirabeau.....17

Figure 11
L'aménagement hydroélectrique du bassin de la Durance.....19

Figure 12
Localisation des sites d'étude.....21

Figure 13
Les principales étapes de l'évolution bio-morphodynamique des premiers millénaires du Postglaciaire.....27

Figure 14
Structure d'un tronc.....31

Figure 15
Principes de la dendrochronologie
synchronisation de séquences de cernes.....32

Figure 16
Localisation et présentation du bassin versant du Saignon.....37

Figure 17
Lithologie du bassin du Saignon.....38

Figure 18
Localisation des ensembles d'arbres subfossiles recensés dans le bassin du Saignon.....40

Figure 19
Caractéristiques des souches subfossiles par ensemble d'arbres.....44

Figure 20
Caractéristiques des arbres subfossiles dans le bassin du Saignon.....45

Figure 21
Fiche d'identification des arbres subfossiles.....47

Figure 22
Estimation du nombre de cernes manquants sur un disque creux.....49

Figure 23
Appareillage du système de mesure de l'épaisseur des cernes.....49

Figure 24
exemple de synchronisation de trois carottes d'un même arbre.....51

Figure 25
Exemple de fichier de résultat des tests de synchronisation.....52

Figure 26
Schéma explicatif du coefficient de coïncidence.....53

Figure 27
Méthodologie utilisée pour la synchronisation des séquences d'arbres.....56

Figure 28
Principe de représentation des séquences chronologiques datées au 14C.....60

Figure 29
Localisation des arbres subfossiles interdatés.....61

Figure 30
Positions chronologiques des séquences d'arbre interdatées.....62

Figure 31
Cartographie des arbres subfossiles interdatés et des groupes d'arbres déterminés.....63

Figure 32
Diamètres des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....65

Figure 33
Ages cambiaux minimum des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....66

Figure 34
Estimation des densités de boisement des pins subfossiles du ravin de Saignon.....67

Figure 35
Relation entre les âges cambiaux et l'épaisseur du cerne moyen des pins sylvestres vivants et subfossiles.....70

Figure 36
Distribution des épaisseurs et des surfaces des cernes moyens des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....71

Figure 37
Relation entre le diamètre et l'âge cambial des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....72

Figure 38
Sensibilités moyennes des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....73

Figure 39
Relation entre les épaisseurs, les surfaces et les âges cambiaux des cernes du pin sylvestre (arbres vivants).....75

Figure 40
Relation entre les épaisseurs des cernes et les âges combiaux des pins sylvestres vivants et subfossiles.....77

Figure 41 a
Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR2.....78

Figure 41 b
Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR5.....79

Figure 41 c
Chronologies individuelles interdatées de la séquence SGR6.....80

Figure 42
Typologie des courbes de croissance des arbres subfossiles 82

Figure 43
Courbes de croissance de pins à crochets subfossiles des Lacs du Taillefer.....83

Figure 44
Courbes de croissance d'arbres enfouis dans des dépôts de crue.....84

Figure 45
Composition des séquences moyennes déterminées dans le bassin du Saignon.....85

Figure 46
Position des arbres subfossiles dans le bassin du Saignon.....89

Figure 47
Référentiel sédimentologique des dépôts actuels dans le bassin du Saignon. 95

Figure 48
Localisation des dépôts holocènes et des coupes étudiées dans le ravin du Saignon.....98

Figure 49
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 1.....101

Figure 50
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 2.....102

Figure 51
Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 1 et 2.....103

Figure 52
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 3.....106

Figure 53
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 4.....107

Figure 54
Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 3A et B.....108

Figure 55
Dispositif morphosédimentaire holocène en aval de la retenue du Saignon et description de la coupe 5. 110

Figure 56
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 6.....111

Figure 57
Description et résultats des analyses sédimentologiques de la coupe 7.....112

Figure 58
Synthèse des résultats des analyses sédimentologiques des coupes 6 et 7.....113

Figure 59
Résultat des analyses sédimentologiques des prélèvements effectués autour des souches subfossiles dans le ravin du Saignon.....117

Figure 60
Localisation des profils et des transects étudiés dans le ravin de Saignon.....121

Figure 61
Les profils longitudinaux des dépôts holocènes du ravin du Saignon.....122

Figure 62
Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 1.....125

Figure 63
Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 2.....125

Figure 64
Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 3.....126

Figure 65
Schéma d'évolution du ravin du Saignon au transect 4.....128

Figure 66
Evolution morphosédimentaire récente du bassin du Saint-Georges sous l'effet des aménagements.....132

Figure 67
Le bassin de Barcelonnette
localisation.....146

Figure 68
Le bassin de Barcelonnette
contexte lithostructural et localisation des coupes étudiées.....147

Figure 69
Localisation des vestiges archéologiques anté-historiques du bassin de l'Ubaye.....149

Figure 70
Les coupes des torrents de la vallée de Barcelonnette.....152

Figure 71
Les coupes des versants dans la vallée de Barcelonnette. 155

Figure 72
Le bassin versant du Vançon
localisation.....159

Figure 73
Le bassin du Vançon
géologie et géomorphologie.....160

Figure 74
La coupe du Vançon.....162

Figure 75
Le bassin du Colostre
localisation.....170

Figure 76
Le bassin du Colostre
lithologie.....172

Figure 77
Le site antique de Riez.....173

Figure 78
Localisation des sondages et paléotracés du Colostre et de l'Auvestre.....175

Figure 79
Sondage 6 et sondage 9 à la confluence du Colostre et de l'Auvestre.....176

Figure 80
Sondage 24 à la confluence du Colostre et de l'Auvestre.....177

Figure 81
Localisation des sites archéologiques recensés en bordure de la Moyenne Durance.....182

Figure 82
Charte du XIe siècle témoignant de la navigabilité de la Durance.....184

Figure 83
Chronologie des crues de la Durance à l'époque historique.....185

Figure 84
Localisation du site de l'Abbaye de Silvacane.....186

Figure 85
Coupe longitudinale de l'Abbaye de Silvacane.....187

Figure 86
Plan des phases de construction de l'Abbaye de Silvacane.....188

Figure 87
Abbaye de Silvacane. Croquis géomorphologique simplifié.....189

Figure 88
Abbaye de Silvacane. Coupe du Chauffoir.....190

Figure 89
Localisation des tronçons étudiés en Durance.....197

Figure 90
Les principales étapes de traitement des données cartographiques.....199

Figure 91
La Durance au Pont de Manosque depuis le XIXe siècle.....201

Figure 92
Les variations des paramètres semi-quantitatifs en Moyenne Durance.....202

Figure 93
Evolution de la largeur moyenne des lits fluviaux de la Moyenne Durance depuis le XIXe siècle.....202

Figure 94
Les coupes de la plaine alluviale de la Moyenne Durance.....203

Figure 95
Schéma d'évolution de la plaine alluviale de la Moyenne Durance.....206

Figure 96
Résultats des mesures d'indices semi-quantitatifs en Basse Durance.....209

Figure 97
Le cours de la Basse Durance au XVIIIe et au XXe siècle.....210

Figure 98
Les débordements des torrents et les crues de la Durance depuis le XVe siècle.....217

Figure 99
Cartographies de quelques grandes crues hisoriques dans le bassin durancien.....219

Figure 100
Les totaux pluviométriques annuels à Marseille depuis le XVIIIe siècle.....221

Figure 101
Les accidents hydroclimatiques en Provence au XVIIIe siècle.....222

Figure 102
Les datations radiométriques réalisées en Moyenne Durance.....230

Figure 103
Datations de l'ensemble des arbres subfossiles de la Moyenne Durance.....231

Figure 104
Localisation des gisements de bois subfossilës répertoriés en Moyenne Durance.....232

Figure 105
Les enregistrements paléoclimatiques postglaciaires européens.....236

Figure 106
Relation entre les fluctuations de la courbe de 14C résiduel, les variations des niveaux des lacs jurassiens et les datations des accidents de croissance des arbres subfossiles du bassin de Saignon.....238

Figure 107
Démarche suivie pour la datation des accidents de croissance dans les séquences dendrochronologiques.....239

Figure 108
A. Ecarts des flux calorifiques aux valeurs 1950 AD au cours des 22000 années, à 45°nord de latitude. B. Flux d'insolation à 60°N au cours des quinze derniers millénaires.....241

Figure 109
Synthèse des données paléoclimatiques depuis le XVe siècle dans les Alpes du sud et la Provence.....246

Figure 110
Schéma de l'évolution des paléoenvironnements sud-alpins holocènes.....249

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1
Conséquences des processus morphogéniques sur la croissance des arbres 34

Tableau 2
Récapitulatif des résultats des analyses dendrochrologiques.....59

Tableau 3
Datation des arbres subfossiles du bassin du Saignon.....60

Tableau 4
Densités de boisement des pins subfossiles.....68

Tableau 5
Sensibilités moyennes et coefficients d'interdatation des séquences d'arbres subfossiles.....74

Tableau 6
Estimation des taux de sédimentation moyens au Boréal et à l'Atlantique dans le bassin du Saignon 130

Tableau 7
Les documents cartographiques et photographiques utilisées.....198

Tableau 8
Les paramètres semi-quantitatifs utilisés.....199

Tableau 9
Evolution des surfaces forestières et des taux de boisement depuis deux siècles dans les Alpes de Haute Provence et les Hautes Alpes. 224

BIBLIOTHEQUE
LETTRES
UNIVERSITE DE PROVENCE
03 JUIL. 1998

LISTE DES PLANCHES

Planche 1, 2 et 3
Les arbres subfossiles du bassin de Saignon.....41

Planche 4
Plages de dépôts en arrière des seuils aménagés par les services de la Restauration des terrains en Montagne 94

Planche 5
Les dépôts holocènes du ravin du Saignon 99

Planche 6 133

Planche 7
Le cours de la Basse Durance (entre Cavaillon et Bompas) à la fin du XVIIIe siècle. 194

Planche 8
Détail de la carte de la Basse Durance au XVIIIe siècle. La confluence avec le Calavon. 195

Planche 9
La confluence de la Durance et du Rhône au début du XIXe siècle. 196

Planche 10
Extraits des cartes de la Provence levées au XVIIIe siècle par J.Cl. E Le Michaud d'Arçon.....223