



HAL
open science

Étude sédimentologique et isotopique des dépôts de l'Argent-Double (Aude) et du Gardon et de ses affluents (Gard)

Jean-Louis Ballais, Philippe Bonté, Marcel Masson, Houyem Ben Kehia, Cyrille Eyraud, Gérald Garry, Aziza Ghram, Virginie Laurent, Aude Montagné

► To cite this version:

Jean-Louis Ballais, Philippe Bonté, Marcel Masson, Houyem Ben Kehia, Cyrille Eyraud, et al.. Étude sédimentologique et isotopique des dépôts de l'Argent-Double (Aude) et du Gardon et de ses affluents (Gard). [Rapport de recherche] Série "Les études", C.E.T.E. Méditerranée, Aix-en-Provence, France. 2004, 52 p. hal-01573188

HAL Id: hal-01573188

<https://amu.hal.science/hal-01573188>

Submitted on 10 Aug 2017

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.

PROGRAMME

« METHODE INTEGREE »

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET ISOTOPIQUE DES DEPÔTS DE L'ARGENT-DOUBLE (AUDE) ET DU GARDON ET DE SES AFFLUENTS (GARD)

**Centre d'Etudes Géomorphologiques d'Aix
UMR 6012 E.S.P.A.C.E. CNRS
Institut de Géographie
29, avenue Robert Schuman
13621 AIX-EN-PROVENCE Cedex 1**

**Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
Laboratoire mixte CNRS-CEA
Domaine du CNRS
91198 GIF SUR YVETTE Cedex**

SOMMAIRE

Introduction : l'évolution du risque d'inondation dans le Midi méditerranéen.....	p. 3
L'évolution du lit majeur des cours d'eau méditerranéens français au cours du XXème siècle : conséquences pour l'aménagement.....	p. 8
Datations au 137Cs, 134Cs et 210 Pb de dépôts de crues du XXème siècle.....	p. 24
Délimitation par la méthode du 7Be des zones inondées en septembre 2002 (département du Gard).....	p. 33
Tournée des 27 et 28 septembre 2002.....	p. 35
Contribution à l'amélioration de la cartographie des zones inondables par la méthode hydrogéomorphologique : le problème du « niveau intermédiaire ».....	p. 36
Les niveaux intermédiaires de l'Argent-Double (Aude).....	p. 41
Méthode intégrée : le problème de la hauteur et de la vitesse de l'eau.....	p. 44
Conclusion.....	p. 47
Annexe.....	p. 49

INTRODUCTION : L'EVOLUTION DU RISQUE D'INONDATION DANS LE MIDI MEDITERRANEEN

Jean-Louis BALLAIS, UMR *ESPACE*

Après les catastrophes de Nîmes (1988), Vaison-la-Romaine (1992), Aix-en-Provence- Pertuis (1993), Nice (1996) et de l'Aude (1999), les inondations qui ont affecté les bassins versants du Gardon, du Vidourle et de la Cèze en septembre 2002 sont venues rappeler le danger que représentent les constructions dans les lits majeurs des cours d'eau. Certes, ce danger était connu mais il avait tendance à être oublié ou négligé. Or, les enjeux sont considérables car il s'agit de milliers de locaux d'habitation, d'usines, d'entrepôts, de nombreux centres commerciaux (Aix les Milles, Pertuis, Vaison-la-Romaine), voire d'agglomérations entières (Avignon, Bédarrides, Olonzac) qui sont menacés.

Evolution de la dynamique fluviale :

Les carottages effectués dans les lits majeurs de l'Ouvèze, du Gardon d'Anduze et de l'Aude ont confirmé l'importance de la persistance de l'accumulation dans les lits majeurs de cours d'eau méditerranéens français au cours du XXème siècle.

Il est cependant nécessaire de tester cette tendance sur un plus grand nombre de cours d'eau. La catastrophe de septembre 2002 nous a contraint à anticiper certaines études prévues car elle a fourni l'occasion de prélèvements systématiques dans les zones inondées, afin de mesurer le taux de beryllium 7 dans les alluvions déposées lors de cet événement. Le ^7Be est un isotope radioactif naturel du béryllium. Il arrive avec les retombées atmosphériques, tout particulièrement les pluies, depuis que l'atmosphère s'est formée. C'est un cosmonucléide produit dans la haute atmosphère par l'interaction des rayonnements cosmiques sur l'azote et l'oxygène de l'air. Il a une forte affinité pour les particules. C'est un marqueur temporel continu en raison de sa très courte période radioactive : 53 jours. Il est donc très précieux pour le marquage des dépôts âgés de quelques semaines au maximum.

En 2003 et 2004, de nouveaux prélèvements ont été effectués dans le lit majeur de l'Ognon et dans celui de l'Argent-Double (affluents de l'Aude), ainsi que dans celui du Gardon, de la Cèze et de plusieurs de leurs affluents. Les échantillons des carottes et prélèvements ont été ou seront soumis à des analyses sédimentologiques qui permettent de reconstituer les dynamiques fluviales et leur évolution au cours du temps. Afin de les dater, nous continuerons à utiliser les

marqueurs radioactifs environnementaux, en particulier le ^{137}Cs , le ^{210}Pb et le ^7Be .

Pour la période moderne et contemporaine, des recherches d'archives ont été entreprises de manière systématique sur le Gardon, l'Aude, la Touloubre, l'Ognon, l'Arc (d'Aix-en-Provence), la Durance et plusieurs de ses affluents. Elles ont permis d'établir une chronologie des crues inondantes depuis le début du XVIIIème siècle et, dans le cas de l'Aude, depuis le XVème siècle, de reconstituer les surfaces inondées par certaines crues, de suivre en partie l'évolution de la dynamique fluviale, en particulier les métamorphoses. Elles seront poursuivies sur l'Argent-Double.

Cartographie des zones inondables :

L'observation géomorphologique fournit les concepts et critères permettant d'établir un modèle du système alluvial. Les concepts de base sont ceux de la géomorphologie climatique et dynamique, qui analysent l'historique de la formation des vallées, et permettent d'attribuer un âge, une constitution (formation) et une fonction à chaque unité homogène de la plaine alluviale.

Les critères permettant de reconnaître et de cartographier ces unités sont accessibles à l'observation de terrain :

- les critères directs, d'ordre strictement géomorphologique, sont ceux de la morphologie et de la sédimentologie ; ils sont le produit de la dynamique fluviale,
- les critères indirects, dérivant des précédents, sont ceux de l'écologie et de l'occupation des sols (parcellaire, urbanisations anciennes, vestiges historiques et archéologiques, toponymie),
- les critères hydrologiques, comprenant les relevés de crues (plus hautes eaux connues - laisses de crues).

La cartographie hydrogéomorphologique, déjà appliquée sur le Gardon d'Anduze, sur l'Eze, sur l'Huveaune, sur l'Aude et ses affluents et sur l'Ouvèze, a été étendue à la Touloubre et, dans le cadre de la collaboration avec la DIREN Languedoc-Roussillon, la DDE du Gard et le bureau d'études Carex Environnement, les Atlas des zones inondables par le Gardon, la Cèze et leurs affluents, soit environ 800 kilomètres de linéaire a été réalisée. Elle se poursuit sur l'Arc (Aix-en-Provence).

Les prélèvements effectués pour les mesures de ^7Be et le relevé des laisses de la crue de septembre 2002 sur le Gardon, la Cèze et leurs affluents ont permis une nouvelle vérification de la validité de la méthode hydrogéomorphologique.

Le champ d'application de la méthode hydrogéomorphologique est assez largement ouvert :

- en tant que vecteur d'une réflexion applicable à la gestion des espaces, au niveau de l'aménagement du territoire et de la planification, notamment dans le cadre de la politique de prévention du risque d'inondation;
- comme référence à une stratégie globale de gestion des eaux, incluant en particulier la préservation des champs d'expansion des crues, l'aménagement des cours d'eau et la maîtrise du ruissellement pluvial;
- comme base rationnelle d'une politique globale de gestion des eaux, à l'échelle de l'aménagement intégré des cours d'eau et à celle du bassin versant.

La mise au point des principes de la méthode intégrée, articulant cartographie géomorphologique et modélisation hydraulique s'est achevée en 2003 avec, en particulier, la soutenance de la thèse de Sylvain CHAVE.

Couplée à la connaissance des crues historiques et à une analyse hydrologique simplifiée, la cartographie hydrogéomorphologique fournit des informations suffisantes pour permettre aux aménageurs des choix décisifs en ce qui concerne la maîtrise de l'urbanisation et la mise en valeur autre qu'urbaine des espaces affectés par les inondations.

Au total, si l'évolution séculaire continue, si la tendance à l'accumulation d'alluvions dans le lit majeur des cours d'eau méditerranéens se poursuit, deux conséquences principales. La première est le réexamen des analyses statistiques car ils remettent en question le principe, jamais énoncé, mais qui sous tend implicitement les études du risque d'inondation basées sur la connaissance des crues historiques, à savoir l'invariabilité des conditions de formation des crues enregistrées depuis 100 à 200 ans, voire plus. Dans ces conditions, le fait que les crues anciennes aient pu s'étendre sur un plancher alluvial de niveau topographique inférieur à l'actuel impose de revoir à la hausse tous les calculs permettant de déterminer les lignes d'eau de ces crues de projet. La deuxième est que, en termes de risque et d'aménagements, les considérations précédentes donnent un nouvel éclairage aux situations d'inondabilité auxquelles sont soumis les sites alluviaux et, avec eux, les urbanisations. Ainsi, peut s'expliquer le fait que des noyaux urbains anciens soient aujourd'hui inondables, comme Bédarrides ou, dans la vallée de l'Aude, Raissac et Sallèles.

De telles perspectives imposeraient de graves choix de gestion auxquels les acteurs sociaux intervenant actuellement dans la gestion des cours d'eau sont peu préparés.

Le problème du niveau intermédiaire :

Les levés cartographiques effectués pendant le printemps et l'été 2002 et leur expertise scientifique à la demande de la DDE du Gard et de la DIREN Languedoc-Roussillon (qui ont fait l'objet d'une convention entre la DIREN Languedoc-Roussillon et l'Université de Provence) ont mis en évidence plusieurs cas de formes topographiques, en contrebas d'une terrasse pléistocène. Ces formes, à pente transversale parfois nette, sont constituées, en surface et sur une épaisseur mal connue, par des limons très comparables à ceux des lits majeurs fonctionnels. Elles dominent le lit majeur fonctionnel incontestable par un talus haut de 1,50 m à plus de 2 m. C'est le cas à Saint Geniès de Malgoirès, au confluent entre le Gardon et l'Esquirol, affluent de rive droite. L'examen des photos aériennes et l'étude de terrain ont montré l'existence d'un tel niveau discontinu en bordure de l'Argent-Double en particulier depuis Rieux Minervois jusqu'en amont de Peyriac Minervois.

Il est donc nécessaire de tenter de caractériser ce niveau intermédiaire et, tout particulièrement, de déterminer s'il est encore inondable, en d'autre terme, s'il s'agit d'un lit majeur exceptionnel ou d'une terrasse, ou encore d'une forme due à des apports transversaux (cône alluvial, glaciaire colluvial).

Cette caractérisation comporte la cartographie systématique de la répartition spatiale de ces niveaux intermédiaires, une étude stratigraphique et sédimentologique (granulométrie, minéraux lourds, minéraux argileux), leur datation (par ¹⁴C si possible, par thermoluminescence, par OSL) et une modélisation hydraulique afin d'aider à déterminer s'il s'agit de lits majeurs exceptionnels.

Publications scientifiques des membres du CEGA-UMR ESPACE et du LSCE :

Aimon H. (2003). - *Détermination d'un niveau intermédiaire dans la plaine alluviale du Gardon (St Geniès-de-Malgoirès, Gard)*, mémoire de DEA, Université de Provence

Arnaud-Fassetta G., Ballais J.-L., Béghin E., Jorda M., Meffre J.C., Provansal M., Roditis J.C., Suanez S. (1993) - La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé, *Revue de Géom. Dyn.*, 2, 34-48.

Ballais J.-L. (1997). - A propos de la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables, *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, Nice, n° 38-39, p. 153-155.

Ballais J.-L. (1998) – The south of France and Corsica. In Conacher A.J., Sala M. (Eds.) : *Land degradation in Mediterranean environments of the world*, J. Wiley, Chichester, 29-39.

Ballais J.-L. (2002). – *Programme « Méthode intégrée » - Rapport provisoire*, CETE Méditerranée, 34 p.

Ballais J.-L. (2003). – L'évolution du risque d'inondation par les cours d'eau méditerranéens français : le rôle de l'accumulation dans le lit majeur, in J.-C. THOURET éd. *Risques naturels, risques de sociétés, notamment en montagne*, p. 9.

Ballais J.-L., Ballais H. (1984). - Eléments pour une histoire des inondations dans le Calvados aux XVIIIème et XIXème siècles d'après les Archives départementales, *Travaux CREGEPE*, Caen, vol. 5, p. 19-44.

Ballais J.-L., Meffre J.C. (1997). - Le problème de la stabilité des îles du Rhône pendant la période historique, au sud du confluent actuel du Rhône et de l'Aigues, in J. BURNOUF, J.-P. BRAVARD, G. CHOUQUER eds *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*, APDCA, Sophia-Antipolis, p. 309-317.

Ballais J.-L., Ségura P. (1999) – La catastrophe de Vaison la Romaine (22 septembre 1992) : une inondation dans un géosystème anthropisé, In P. Gabert, J. Vaudour eds *Risques naturels*, éditions du CTHS, Paris, 41-48.

Ballais J.-L., Torres T., Fiandino M. (1999). – L'inondation de la Touloubre (Bouches-du-Rhône) de septembre 1993 dans son contexte historique, in P. GABERT, J. VAUDOUR eds *Risques naturels*, Editions du CTHS, Paris, p. 49-65.

Ballais J.-L., Bonté P. (2002). – *Programme « Méthode intégrée » - Etude sédimentologique et isotopique des carottes de la basse vallée de l'Aude*, CETE Méditerranée, 18 p. + annexes.

Ballais J.-L., Bonté P., Masson M., Garry G., Ben Kehia H., Eyraud C., Ghram A. (2004). – L'évolution du risque d'inondation par les cours d'eau méditerranéens français : le rôle de l'accumulation dans le lit majeur, *BAGF – Géographies*, 1, 64-74.

Branka A. (2002). – *Etude des zones inondables du bassin versant du Gardon entre Ners et Dions*, mémoire de DEA, Université de Provence.

Chave S. (1998). – *L'Huveaune à l'amont de St Zacharie-Aubagne – Hydrogéomorphologie des zones inondables*, mémoire de maîtrise, Université de Provence.

Chave S. (1999). – *Articulation hydrogéomorphologie-hydraulique : contribution à l'élaboration d'une méthode intégrée du diagnostic du risque*

d'inondation, mémoire de DEA, Université de Provence.

Chave S. (2002). – Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles : exemples de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois, *Géomorphologie*, n° 4, p. 297-306.

Chave S. (2003a). – Réflexions sur la mise en place d'une méthode intégrée de diagnostic du risque hydrologique, *Méditerranée*, 1.2, 81-85.

Chave S. (2003b). – *Elaboration d'une méthode intégrée du diagnostic du risque hydrologique*, thèse doctorat, Université de Provence, 284 p.

Delorme F. (2003). – *Les inondations à Olonzac (Hérault). Caractérisation et évolution du risque hydrologique*, mémoire de maîtrise, Université de Provence.

Esposito C. (2003). – *Crues de septembre 2002 sur le Bassin Versant du Gardon. Etude comparative entre les limites de la cartographie hydrogéomorphologique et le relevé de la zone inondée*, mémoire de DEA, Université de Provence

Garry G., Ballais J.-L., Masson M. (2002). – La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne, *Géomorphologie*, n° 1, p. 5-15.

Laurent V. (2002). – *Inondations, séismes et mouvements de terrain à Venelles : prévision, prévention et perception des risques*, Mémoire de maîtrise, Université de Provence.

Laurent V. (2003). – *Détermination des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double (Aude) : inondabilité et morphogenèse*, mémoire de DEA, Université de Provence.

Masson M., Garry G., Ballais J.-L. (1996) – *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*. Editions Villes et Territoires, Paris La Défense, 100 p.

Masson M., Chave S., Mathieu L., Ballais J.-L., Garry G., Delgado J.L. (2001). – La possible prévision : la méthode hydrogéomorphologique, *Au chevet d'une catastrophe*, Presses Universitaires de Perpignan, p. 112.

Montagné A. (2002). – *Historique des inondations dans les Basses-Plaines de l'Aude du XIV^{ème} siècle à nos jours*, mémoire de maîtrise, Université de Provence.

Montagné A. (2003). – *Analyse des processus morphodynamiques dans le lit majeur des cours d'eau méditerranéens en vue de leur intégration dans une cartographie simplifiée de l'aléa inondation : Exemples du Gardon et de l'Ouvèze*, mémoire de DEA, Université de Provence.

L'ÉVOLUTION DU LIT MAJEUR DES COURS D'EAU MEDITERRANEENS FRANÇAIS AU COURS DU XX^{ème} SIECLE : CONSEQUENCES POUR LEUR AMENAGEMENT

Jean-Louis BALLAIS*, **Philippe BONTE****, **Marcel MASSON*****,
Houyem BEN KEHIA*, **Cyril EYRAUD***, **Gérald GARRY******, **Aziza
GHRAM***

* Institut de Géographie et UMR *ESPACE* CNRS, Université de Provence,
29 avenue Robert Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex 1, France ;
ballais@aixup.univ-aix.fr

** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Domaine du
CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France ;
bonte@mailhost.lsce.cnrs-gif.fr

*** CETE Méditerranée, Département H.A.C.E., BP 37000, 13791 Aix-en-
Provence Cedex 3, France ; marcel.masson@equipement.gouv.fr

**** Ministère de l'Équipement, Direction G.U.H.C., Arche de la Défense,
Paroi Sud, 92055 La Défense Cedex, gerald.garry@equipement.gouv.fr

Introduction

Dans le midi méditerranéen français (fig. 1), de récentes inondations catastrophiques à Nîmes (1988), Vaison-la-Romaine (1992), Aix-en-Provence (1993), Nice (1996) et dans le département de l'Aude (1999), pour ne citer que les plus graves, sont venues rappeler le danger que représentent les constructions dans les lits majeurs des cours d'eau. Certes, ce danger était connu (Gabert, Nicod, 1982 ; Ballais, 1998) mais il avait tendance à être oublié ou négligé. Or, les enjeux ne sont pas minces car il s'agit de milliers de locaux d'habitation, d'usines, et d'entrepôts, de nombreux centres commerciaux (Aix les Milles, Pertuis, Vaison-la-Romaine) et de dizaines de milliers de personnes qui sont menacés.

Face à ce risque, nous avons voulu tester l'hypothèse suivante : est-ce que la tendance séculaire à l'accumulation des lits majeurs se poursuit aujourd'hui ? La réponse à cette question devrait permettre de mieux connaître la dynamique actuelle des cours d'eau méditerranéens et, par conséquent, de mieux connaître les zones inondables en cas de crue et leur évolution prévisible dans un avenir proche.

Une tendance séculaire à l'accumulation dans les lits majeurs

Une tendance historique à l'accumulation de limons dans le lit majeur du Rhône a été mise en évidence récemment et, plus récemment encore, dans un certain nombre de ces affluents.

L'accumulation dans le lit majeur du Rhône :

A l'exception de données éparses et non interprétées (Pardé, 1925), les premières indications sur les limons du lit majeur et leur épaisseur apparaissent avec J. Béthemont (1972) et leur première étude géoarchéologique est publiée par J.-P. Bravard *et al* (1990).

Depuis, et en particulier grâce aux travaux de construction du TGV Méditerranée, de nouvelles données concernant le Bas Rhône confirment l'extension de cette accumulation au Rhône méditerranéen. Dans la plaine du Tricastin, à la limite septentrionale du domaine méditerranéen, l'accumulation pourrait commencer dès le Néolithique (fig. 2) et atteint 2 m d'épaisseur (Berger, Jung, 1995 ; Berger, 1996). A quelques kilomètres au sud, à Lapalud, l'épaisseur des limons vert-brun peut se réduire à 30 cm, mais elle dépasse généralement 2 m dans lesquels les dépôts s'organisent en lits horizontaux très réguliers (Ballais, 1997). Dans la plaine d'Orange, l'accumulation atteint 1 à 3 m de limons dans la partie nord (sondages et forages inédits, CETE Méditerranée), environ 2,40 m dans le centre (fig. 3) et 3 m depuis l'Antiquité dans le sud, à proximité de Caderousse (Berger, Jung, 1995). Dans les îles du Rhône, comme l'île de la Piboulette, l'épaisseur des limons sableux varie de 2,50 m à 4,50 m (Ballais, Meffre, 1997). Plus à l'aval, dans le delta, les mêmes limons historiques s'observent (Arnaud-Fassetta, Landuré, 1997).

L'âge du sommet de l'accumulation reste en général mal connu, mais il est attribué à la période moderne à contemporaine dans le Tricastin et la plaine d'Orange (Berger, Jung, 1995). A Lapalud, la présence de rares tessons de céramique vernissée indique que le sommet pourrait être très récent, soit moderne à contemporain. Ainsi, le fleuve aurait récemment recommencé à occuper certains espaces, peut-être pour la première fois depuis le Würm, à l'occasion de ses crues les plus importantes (Ballais, 1997).

L'accumulation dans le lit majeur des affluents et sous-affluents du Rhône :

Tout récemment, on a montré que l'accumulation des limons (plus ou moins sableux) dans le lit majeur de plusieurs affluents du Rhône (Ouvèze, Aigues et Durance) et de plusieurs de leurs affluents se poursuivait également depuis des siècles.

Sur l'Ouvèze, les observations ont eu lieu principalement à Vaison-la-Romaine. Dans le secteur archéologique de la Vilasse, à 250 m au nord du lit mineur actuel de la rivière, 1,70 m de dépôts grossiers du lit moyen recouvrent le regard d'un égout gallo-romain datable du Haut-Empire. Cet épandage alluvial s'est mis en place entre le Bas-Empire (IIIème-IVème siècles) et l'Antiquité Tardive ou Haut Moyen-Age (Vème-Xème siècles) (Arnaud-Fassetta *et al*, 1993). A quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, les ruisseaux de Pomerol et de Baye, affluents de l'Ouvèze, accumulent environ 3 m de dépôts argilo-limoneux à petits galets postérieurement au 1^{er} siècle de notre ère (Ballais, 1992). Au confluent de ces ruisseaux avec l'Ouvèze, les fondations de la cathédrale médiévale reposent sur 1 m de limons et ces mêmes limons ont continué à s'accumuler après la construction, sur près de 1 m, obligeant à obturer ou à réduire la hauteur des portes. A l'aval, à Bédarrides, au lieu-dit l'Hospice, localisé

en bordure occidentale du lit majeur, seuls 30 cm de sables limoneux bruns recouvrent un niveau d'occupation antique.

Sur l'Aigues, les observations ont été faites à Orange ou à proximité (Meffre, Ballais, 1996). Entre le lit mineur et la ville, au Jonquier nord, de nombreuses coupes ont montré, au-dessus de rares graviers et petits galets calcaires en lentilles dans une matrice argileuse très abondante, d'âge antique à post-antique, l'existence de 1,50 m à 2,90 m d'argile grise marbrée, d'âge antique à moderne, elle-même surmontée de deux couches de limons bruns.

Sur la Durance, la tendance à l'accumulation de la plaine alluviale se marque plus tardivement, à partir des décennies 1350-1360, mais vigoureusement (environ 1 m de dépôt aux XIV^{ème}-XV^{ème} siècles à l'abbaye de Silvacane) et se poursuit au moins jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle (Miramont, 1998, p. 182-193).

Sur les sous-affluents, les indications se font plus rares, moins précises. Sur la Tave, affluent de la Cèze, au lieu-dit le Moulin, les coupes visibles montrent environ 1 m de limons massifs beiges, dans lesquels est fondée une digue moderne.

Des indices d'une prolongation de l'accumulation à l'époque contemporaine :

Sur le pont sur la Riaille, affluent de l'Ouvèze, à Entrechaux, à l'amont de Vaison-la-Romaine, il a fallu rehausser la route D 13 de plus de 2 m depuis la construction du pont d'époque moderne. En effet, la route a fonctionné comme une digue et l'accumulation massive de limons, à l'amont de la route, s'élève actuellement à 3 à 4 m au-dessus du lit majeur à l'aval. Le même phénomène s'observe quelques hectomètres à l'aval, avec le pont médiéval de l'ancienne route Mollans-Malaucène.

Le Groseau, autre affluent de l'Ouvèze, montre des preuves remarquablement précises de la poursuite de l'accumulation au XIX^{ème} siècle. A l'est de Terra Marina, un grand système de digues, d'épis et de canaux d'irrigation a été construit en 1819 et des réfections ont été apportées en 1861 comme l'indiquent les dates creusées dans le ciment alors frais. L'ensemble a été presque entièrement recouvert par les dépôts de limons postérieurs.

Dans la ferme du château de Saint Privat, construite dans la première moitié du XVII^{ème} siècle dans le lit majeur du Gardon (Gard) inférieur, 1,50 m de sables et de limons se sont accumulés.

Cette tendance à l'accumulation dans les lits majeurs coïncide avec une phase majeure de colluvionnement sur les versants due à l'extension maximum des terres cultivées pendant la période moderne et le début de la période contemporaine.

Dans le même temps, une tendance au creusement du lit mineur s'affirme dans les roches meubles, tout particulièrement semble-t-il sur les sous-affluents du Rhône (par exemple le Groseau et le ruisseau des Sausses, affluents de l'Ouvèze). Cette tendance se marque de façon plus générale sous climat méditerranéen comme au Maghreb oriental (Ballais, 1991, 1995). Dans ces conditions, l'ancien lit mineur devient lit majeur, ses dépôts grossiers et souvent en lentilles se recouvrent de sables et de limons, voire d'argiles, finement lités. A l'extrême, si cette tendance est particulièrement forte, l'ancien lit mineur, devenu majeur, n'est plus jamais recouvert par les crues et il constitue une terrasse limoneuse (très nombreux cas au Maroc (Ballais, sous presse), sous-affluents de l'Arc (ruisseaux de Riouffe et des Deux Aiguilles, Aigue Vive).

La continuation de l'accumulation pendant la deuxième moitié du XXème siècle

Les observations archéologiques donnent une première idée de l'importance des dépôts et de leur généralisation dans les parties aval des appareils hydrographiques. Quelques indications en ressortent quant au rythme de la sédimentation. Ainsi, à Vaison la Romaine, le pavage de la chapelle mérovingienne, situé à 1,5 mètre de profondeur sous la surface topographique du lit majeur, indique une vitesse moyenne de sédimentation de l'ordre de 0,1 m par siècle ; pour la chapelle de Villerasse, dans les plaines du Roussillon, on obtient 0,25 m par siècle. Le rythme atteint 1 mètre par siècle en moyenne pour les basses plaines de l'Aude, depuis l'époque gallo-romaine.

Ce rythme peut cependant avoir varié beaucoup dans le temps. L'utilisation de méthodes de datation plus systématiques devrait permettre de préciser dans quelle mesure la sédimentation a pu être régulière ou non, et par conséquent de prévoir les évolutions à venir.

C'est dans cette perspective que nous avons testé les possibilités offertes par les datations radio-isotopiques. Dans un premier temps, seules les méthodes adaptées à la période la plus récente, correspondant aux données les plus fiables relatives aux caractéristiques des crues historiques, ont été retenues.

Le choix des stratigraphies étudiées :

Afin de tester la continuation de la tendance à l'accumulation dans les lits majeurs, nous avons procédé à trois carottages : un dans le lit majeur du Gardon d'Anduze à Attuech et deux dans le lit majeur de l'Ouvèze : un à Vaison-la-Romaine et un à Bédarrides (fig. 1). Ce choix a été dicté par la bonne connaissance des sites et de leur histoire (Masson, 1993, Masson *et al*, 1996, Arnaud-Fassetta *et al*, 1993). Une carotte a été prélevée à chaque site, le carottage étant prolongé à travers toute l'épaisseur de limons, jusqu'à ce qu'il se bloque dans les graviers et galets sous-jacents.

Les caractéristiques sédimentologiques des carottes :

La carotte du lit majeur du Gardon d'Anduze à Attuech

Cette carotte, forée sur la rive droite du Gardon d'Anduze en décembre 1996, juste au nord du village, est la plus courte : 84 cm et est constituée de quatre séquences de sédimentation comprenant, au total, 12 couches (fig. 4). La séquence inférieure, S1 (épaisseur : 10 cm), comprend deux couches, C1 et C2 de couleur foncée (5Y5/2 à sec). C1 est très riche en ballast (50%) et en sables (44%) très mal triés (presque autant de sables fins que de sables moyens, le skewness est à peine positif et $S_o = 1,6$). Les gros éléments sont disposés sans ordre au milieu des particules plus fines. C2 est mieux organisée, contient plus de sable (76%) et très peu de ballast (6%) avec 18% de limons et d'argiles. Elle est mal triée ($S_o = 1,57$) et le skewness est légèrement négatif ($- 0,07$).

La deuxième séquence, S2 (environ 21 cm), est formée de quatre couches, de teinte proche (10 YR 6/2 ou 10 YR 7/2). C3 est constituée en majorité (51%) de sables, grossiers et moyens (environ 60% des sables), avec une forte proportion de ballast : 48%. Le grain moyen est assez gros (1,52). Le tri est médiocre. C4 est très sableuse (73%, surtout des sables grossiers et moyens) avec quelques gravillons et le skewness est proche de 0. C5 a le plus faible grain moyen de la séquence, bien que les graviers représentent encore 20% du total et les fines sont pratiquement absentes. C6 comprend surtout des sables moyens, peu de ballast, mais des rudites subsistent dispersées dans les 12 cm de la couche (grain moyen : 1,63).

La troisième séquence va de C7 à C10. C7) est formée de sables grossiers, ainsi que d'une bonne part de rudites et de graviers, présents dans les 9,5 cm de base où ils renferment un tesson de céramique ; les sables, grossiers ou fins, représentent 65% du sédiment ; le grain moyen atteint 1,30. C8 est sombre (2,5 Y 5/2) et mince (2,5 cm) ; les sables, plus fins, y prédominent également, Ski devient légèrement positif (0,14) ; le taux de matière organique augmente considérablement et c'est dans cette couche que les premières traces de bioturbation apparaissent et brouillent le passage à C9. C9 est plus foncée (2,5 Y 3/2, presque noire à l'état humide), riche en matière organique, constituée de sables fins et moyens (65% de l'échantillon) et de limons et d'argiles (16% du total). C10 (épaisseur : 6,5 cm) est, au contraire, assez claire (10 YR 5/3), formée de sables (87%) surtout fins et moyens, de limons et d'argiles (13%) ; un lit fin de rudites et de petits graviers s'intercale au milieu ; le grain moyen augmente considérablement (2,09).

La quatrième séquence comprend les couches C11 et C12. C11, très épaisse (21 cm) est formée de matériaux très clairs et très fins : près de 30% de limons et argiles, avec une majorité de sables (69%) plutôt fins, quelques granules dispersés et quelques graviers et petits galets de 2 à 3 cm de grand axe ; la matière organique, diffuse, se présente aussi sous forme de nombreux débris en cours de décomposition. C12 constitue le sommet de l'accumulation, riche en limons, en matière organique et en bioturbations.

La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Cette carotte, forée sur la rive gauche concave du méandre des Aurics, à l'aval de Vaison-la-Romaine au mois d'août 1998, atteint 1,38 m de long (fig. 4). Elle comprend deux séquences : S1 (70 cm) et S2 (68 cm).

La première séquence, S1, est située au-dessus d'un lit épais de galets et de graviers qui a bloqué le carottage. Elle est généralement de teinte claire, pauvre en matrice et constituée de lits obliques. Elle se subdivise en deux sous-séquences S1a et S1b. S1a, épaisse de 43,3 cm, comprend trois couches organisées en lits légèrement inclinés. C1, gris clair (2,5 Y 7/4) est surtout formée de ballast (73% de galets et de graviers) et de sables grossiers (Ski = 0,45), donnant un grain moyen faible (0,07) et un classement moyen (So = 0,96) ; vers le haut, la texture devient plus fine. C2 est de la même couleur mais s'individualise par l'apparition d'un lit de galets mal trié (So = 1,22) surmonté de sables grossiers et de graviers. C3 est mieux organisée en lits de galets et de cailloux alternant avec des lits de gravillons : le ballast diminue (58%) et la proportion de sables, moyens surtout, augmente (37,5%) ; le mode diminue (0,4 mm contre 1,6 mm en dessous), le tri s'améliore (K = 1,01 contre 0,73 dans C1 et 0,93 dans C2), faisant la transition avec la sous-séquence suivante. Cette deuxième sous-séquence n'est épaisse que de 27,3 cm et comprend trois couches. C4 est brun pâle (10 YR 7/4), riche en ballast (64%), composé surtout de galets de 3,5 à 4,5 cm de grand axe et de gravillons et plus pauvre en sables (30%), surtout grossiers et moyens, mal triés (So = 1,22). C5 est gris clair, toujours très riche en ballast (73%), formé de lits de galets ; la terre fine comprend des sables fins (37%) et des limons et des argiles (25%) (Ski = - 0,16). C6 est formée par un lit horizontal qui constitue la transition avec la séquence supérieure car il est très grossier (90% de ballast) et les éléments y sont presque en vrac.

La deuxième séquence, S2, est plus fine, organisée en lits horizontaux à subhorizontaux, granoclassée et plus sombre. Elle se décompose également en deux sous-séquences. La première comprend six couches. C7, jaune pâle (2,5 Y

7/4) ne dépasse pas 1,2 cm d'épaisseur ; elle est riche en ballast (50,5%) (galets et cailloux) dans une matrice sableuse où dominent sables fins et moyens (66%) ; la présence de limons et argiles entraîne un Ski négatif (- 0,21) ; le tri reste médiocre ; le taux de matière organique commence à augmenter (1,03%). C8, plus sombre (2,5 Y 6/6) est constituée de sables (63%) et de limons et argiles (35%), entraînant un grain moyen très élevé (2,45). C9 est gris clair à nouveau, le ballast y devient plus abondant (10%) en formant un lit de gravillons au milieu de sables, surtout fins (65%). C10 est formée de sables, surtout fins, de limons et argiles (40%) si bien que le grain moyen s'élève à 2,67 ; quelques gravillons de 9 à 12 mm sont disséminés. C11 garde les mêmes caractéristiques texturales (50% de sables dont 70% de fins, 40% de limons et argiles) mais un lit de cailloux s'individualise au sommet. Enfin C12 est beaucoup plus épaisse (près de 20 cm), les rares gravillons ne dépassent pas 5 mm de long, au milieu des sables (75% du total) ; le grain moyen atteint sa valeur maximum : 2,72 et des débris végétaux (racines) apparaissent. La deuxième sous-séquence comprend quatre couches. C13, très épaisse (24 cm), est brun jaune (2,5 Y 6/4), limono-argileuse (55%) et sableuse (44%), avec quelques gravillons dispersés, riche en débris végétaux et matière organique en décomposition (2%). C14 est plus pâle, moins épaisse (5 cm), et plus grossière : 73% de sables (fins à moyens) et 25% de limons et argiles, avec un tri moyen ; la richesse en matière organique croît (2,64%) en liaison avec la présence de racines et de charbon de bois. C15, mince (3 cm) et olivâtre (15 YR 5/4) comprend un peu moins de sables (67%), surtout moyens, et les limons et argiles atteignent 30% ; le tri reste médiocre et Ski positif ; le taux de matière organique diminue. C16 est la plus foncée (5 Y 6/4) de toute la carotte, riche en matière organique (2,34%), plus sableuse (75%), les limons et argiles diminuant à 24%, toujours mal triée.

La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Forée en rive gauche, juste à l'amont de la ville, dans une prairie, cette carotte mesure 1,51 m (fig. 4). Elle se subdivise en trois séquences.

La première séquence, épaisse de 58 cm, est grossière. Elle comprend cinq couches de couleur claire et de granulométrie moyenne, les gros éléments étant disposés en vrac, la matrice assez cohérente. C1 est sableuse (45% de sables dont 81% de fins), riche en limons et argiles (26,5%), moyennement classée, avec des galets qui atteignent 3,4 cm de grand axe et ont bloqué la pénétration du carottage. C2 est beaucoup plus limono-argileuse (49%) et le ballast ne représente plus que 5%, les sables sont fins à très fins (grain moyen : 2,97). C3 ressemble beaucoup à BA2, mais elle est plus riche en ballast (18%) avec des galets atteignant 3,7 cm de grand axe. C4 est moins épaisse (9 cm) mais grossière : 60% de ballast et seulement 7% de limons et argiles ; même la fraction sableuse est riche en sables moyens, le tri reste médiocre. C5 est plus sableuse (62% dans lesquels prédominent les sables fins), plus limono-argileux (21%), moyennement classé, avec quelques petits galets ronds et plats (grand axe : 3 cm).

La deuxième séquence, moins épaisse, comporte quatre couches. La couleur varie de 10 YR 6/3 (C7 et C9) à 2,5 Y 7/2 (C6 et C8), les débris végétaux sont fréquents et elle présente un granoclassement caractéristique, à la différence de la séquence inférieure. C6 est épaisse (13 cm) et très riche en ballast (68%) formé de galets arrondis et aplatis de grand axe maximum 3,5 cm ; les sables moyens dominant (50%) et limons et argiles sont réduits à 3% du total. C7 est plus épaisse (19 cm) et ressemble à C6, mais elle est plus fine, les sables fins deviennent majoritaires, le classement est médiocre, la matière organique diffuse. C8 est

majoritairement sableuse (51%) et plus limono-argileuse (13%), les graviers, nombreux, ne dépassent pas 0,7 cm de grand axe, le grain moyen atteint 2,77, le classement moyen, $S_{ki} = -0,07$. C9 ne dépasse pas 5 cm d'épaisseur et ballast, sables (surtout fins) et limons-argiles s'équilibrent, avec cependant des galets de 4 cm ; des fragments de racines s'observent.

La troisième séquence est plus épaisse (48 cm) et de granulométrie plus fine : le ballast y disparaît. Elle se subdivise en deux sous-séquences. La première comprend les couches C10 et C11. C10, mince (4 cm) est surtout limono-argileuse (89%) et sableuse (surtout des sables fins : grain moyen = 2,74), avec quelques gravillons, moyennement classée, et contient des débris végétaux plus ou moins décomposés. C11 (18 cm) est plus foncée (2,5 Y 7/2), toujours limono-argileuse (80%), sans aucun ballast, riche en sables très fins (grain moyen : 3,13) et en matière organique (2,99%). La deuxième sous-séquence comprend trois couches. C12 (4 à 5 cm), durcie, en lit oblique, est toujours limono-argileuse (65%) mais s'enrichit en sable (34,5%) surtout très fins (le grain moyen atteint 3,5), le granoclassement est très net, $S_o = 0,43$. C13 est plus épaisse et plus dure, plus limono-argileuse (81%), S_{ki} devient négatif (- 0,15), S_o ne change pas, des débris végétaux sont disséminés dans la couche. C14 (10 cm) est très dure, encore plus fine (91% de limons et argiles), riche en restes végétaux et en racines, plus pauvre en matière organique (1,40 %).

L'interprétation dynamique :

Le Gardon d'Anduze : du lit mineur au lit moyen

La séquence inférieure, S1, est une belle séquence de comblement de chenal : les dépôts s'organisent du plus grossier au plus fin, mais elle est très courte (quelques centimètres).

La deuxième séquence se caractérise par la forte quantité de sable qu'elle contient. Il pourrait s'agir du déplacement d'un banc de sable dans le chenal. Si la première séquence correspondait à l'évolution d'un chenal à méandres, nous serions tentés de dire que cette deuxième séquence concernerait une phase de chenal en tresses. En effet, le comblement du chenal en fin de séquence inférieure s'est fait par aggradation verticale et accretion latérale et lors de la deuxième séquence, le processus se serait interrompu lors de la migration dans le chenal principal d'un banc de sable. En effet, cette séquence ne comprend pas de dépôt limoneux signalant le colmatage du chenal après migration ou abandon d'un chenal. C6 comprenant quelques limons et argiles ($S_{ki} = 0,01$), il semble possible que la formation de cette séquence ait été interrompue.

Dans la troisième séquence, la texture diminue du bas vers le haut. Les forts taux de matière organique et les bioturbations indiquent l'apparition d'un début de pédogenèse sur des dépôts émergés, dépôt d'un méandre dorénavant abandonné.

La quatrième séquence débute par des sables et des limons de plaine d'inondation, caractéristiques du lit majeur du Gardon. Le sommet constitue le sol actuel, occupé aujourd'hui par des terrains de sport et un camping.

Les carottes du lit majeur de l'Ouvèze : du lit mineur au lit majeur

A Vaison-la-Romaine, la séquence inférieure, formée très majoritairement de ballast, est un dépôt de chenal, les particules fines étant entraînées plus vers l'aval. Les deux sous-séquences peuvent correspondre aux différents stades d'accumulation dans ce chenal. Dans le détail, la sous-séquence inférieure pourrait constituer un dépôt de fin de chenal et la sous-séquence supérieure un dépôt accumulé lors d'une grande crue. La première sous-séquence de la séquence supérieure peut être interprétée comme un dépôt de débordement, un dépôt de

crue. La texture montre qu'il y a eu deux phases successives d'accumulation : la première comprend les couches C7 et C8 et la deuxième, les couches C9 à C12, toutes deux granoclassées. Les différences entre les deux pourraient pousser à considérer que la première sous-séquence est plus caractéristique d'un lit moyen et la deuxième d'un lit majeur. La deuxième sous-séquence de la séquence supérieure, constituée de sables et de limons, représente des dépôts de crue de lit majeur, peut-être repris des dépôts de berge de rive concave par sapement. Cette sous-séquence s'achève par le dépôt sommital, C16, qui constitue le sol actuel, sous une friche.

A Bédarrides, la première séquence est hétérogène, le ballast toujours présent, mais de façon très irrégulière, ce qui indique une forte compétence de la rivière. Il pourrait s'agir de dépôts de fond de chenaux ou du fond du chenal principal. La deuxième séquence est également hétérogène, les galets souvent en vrac, si bien qu'il s'agit encore de dépôts de lit mineur, au cours de la fin d'une phase de tressage de l'Ouvèze. En effet, le granoclassement peut s'interpréter comme un comblement de chenaux, l'Ouvèze évoluant vers un chenal unique. Le dépôt supérieur, qui indique une forte compétence de l'Ouvèze, pourrait marquer un épisode de crue particulier. La sous-séquence inférieure de la troisième séquence est constituée de dépôts très fins, caractéristiques de ceux d'une crue dans le lit majeur, en particulier des dépôts par décantation. La sous-séquence supérieure est épaisse et formée surtout de limons et d'argiles. Les indices granulométriques et les courbes de fréquence cumulées indiquent qu'il s'agit de dépôts de crue accumulés par décantation, la granulométrie diminuant vers le haut.

Les informations apportées par les radio-isotopes environnementaux :

Afin de tenter une identification des sédiments déposés par les crues les plus récentes, nous avons analysé plusieurs niveaux par spectrométrie gamma. En effet, ce type d'analyse peut renseigner sur la date de mise en place d'un dépôt car plusieurs marqueurs temporels sont directement accessibles. Il s'agit de marqueurs événementiels et de marqueurs continus.

Les deux marqueurs événementiels qu'on peut espérer détecter sont le ^{137}Cs et le ^{134}Cs , radio-isotopes artificiels introduits dans l'environnement à deux périodes bien connues, celle des tests thermonucléaires en atmosphère (1955-1963), et l'accident de Tchernobyl, début mai 1986 (Cambray, 1986). Il a été maintes fois démontré que ces deux radio-isotopes se sont rapidement et très solidement fixés aux particules les plus fines des sols et les ont suivi tout au long de leurs déplacements (Schulz, 1960; Owens, 1996) En raison de sa période radioactive de 2,06 ans, le ^{134}Cs des bombes est totalement indétectable de nos jours, en revanche celui de l'accident de Tchernobyl pouvait encore être détectable à la fin des années 90 dans certains sites du sud est de la France (Charmasson, 1998; Rostan, 1997). Sa présence permet alors une identification sans équivoque des dépôts postérieurs à cet accident. La présence de ^{137}Cs dans un niveau sédimentaire indique un dépôt postérieur aux années 50 (la détection est possible en raison d'activités initiales suffisamment fortes et d'une période de décroissance de trente ans). Dans le cas d'une sédimentation régulière, l'analyse de la distribution du ^{137}Cs en fonction de la profondeur peut donner une analyse stratigraphique précise des dépôts avec la reconnaissance des pics de retombées des bombes puis de l'arrivée brutale des sédiments marqués par l'accident de Tchernobyl (He, 1996). Dans le lit majeur d'une rivière où les dépôts sont

discontinus, il n'est en revanche pas souvent facile de distinguer le ^{137}Cs des bombes de celui de Tchernobyl.

Les marqueurs temporels continus sont le ^7Be et le ^{210}Pb . Le premier est un cosmonucléide de courte période (53 jours) qui marque les sédiments les plus récents (Wallbrink, 1993). Le second est un marqueur souvent utilisé dans les sédiments de rivière et de lac. Le ^{210}Pb , toujours naturel, a deux origines : une première intrinsèque aux particules, en tant que descendant de l'uranium, « inerte » dans le temps et qui n'a donc pas d'intérêt dans notre problématique, une seconde comme descendant du radon atmosphérique, entraîné vers les sols par les précipitations. C'est cette fraction de ^{210}Pb qui constitue un marqueur temporel. En effet, les atomes adsorbés sur les particules en surface des sols ou en suspension dans les eaux des rivières sont « orphelins » et vont disparaître au cours du temps suivant une période de décroissance radioactive de 22 ans. C'est pourquoi on parle « d'excès de ^{210}Pb ». A la différence du ^{137}Cs , le marquage est alors continu (Walling, 1996). Ce marqueur n'est toutefois utilisable que si la fraction d'origine atmosphérique est suffisamment importante par rapport à la fraction intrinsèque pour qu'on puisse évaluer cet « excès de ^{210}Pb » avec précision (différence entre le ^{210}Pb total et le ^{210}Pb intrinsèque, estimé indirectement).

Afin de permettre de les comparer, toutes les activités ont été ramenées à la date du prélèvement de la première carotte, le 13 décembre 1996.

La carotte du lit majeur du Gardon d'Anduze à Attuech

Les bases des quatre séquences (C1 à C2, C3 à C6, C7 à C10 et C11 à C12) ont été analysées ainsi que trois couches intermédiaires.

Les résultats concernant les radio-isotopes artificiels sont présentés dans le tableau 1.

Il apparaît nettement que les deux séquences les plus profondes sont antérieures aux années 50. La troisième séquence est plus complexe puisqu'aucune activité de ^{137}Cs n'est détectée dans la couche C7 alors que la couche C8 a une activité assez forte (11.7 Bq/kg). La quatrième séquence est également postérieure aux années 50, avec toutefois une activité assez faible à sa base (4.7 Bq/kg). En surface, l'activité de ^{137}Cs est particulièrement élevée (33.9 Bq/kg). Dans cette dernière couche, la présence de ^{134}Cs indique un dépôt marqué par les retombées de Tchernobyl. Toutes les analyses faites par de nombreux auteurs sur les retombées de Tchernobyl donnent un rapport $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ très voisin de 2.0 à la date du 1/5/1986 (U.N.S.C.E.A.R., 1988). On peut donc estimer la part du ^{137}Cs apporté par cet accident et en déduire le ^{137}Cs des bombes dans les couches dans lesquelles l'activité de ^{134}Cs a pu être déterminée, ce que nous avons fait pour la couche de surface de cette carotte (13.6 Bq/kg de ^{137}Cs dû aux bombes). Il est alors intéressant de remarquer que l'activité de cette couche se rapproche de celles des couches C11_(milieu) et C8.

Les radio-isotopes naturels confirment et précisent ces informations (tableau 2). En effet, l'absence d'un net excès de ^{210}Pb à la base de la troisième séquence (couche C7) est en accord avec une mise en place nettement antérieure à celle de la couche sus-jacente (C8). Le fort excès de ^{210}Pb dans la couche de surface est lui aussi en accord avec un marquage récent, il pourrait être la conséquence d'une crue provoquée par une pluviométrie importante ayant apporté en peu de temps une forte activité de ^{210}Pb (marquage en place par la pluie ou mise en place d'un sédiment marqué récemment).

Si les teneurs en potassium sont très homogènes sur les huit couches analysées ($2.80 \pm 0.08 \%$), celles d'uranium et de thorium sont plus faibles dans les couches sans ^{137}Cs ni $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (3.38 ± 0.27 contre 2.42 ± 0.18 et 14.6 ± 1.3 contre 11.4 ± 1.7 respectivement).

La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Trois couches ont été analysées, dans la deuxième séquence : partie fine de la base (C12), milieu (C13) et sommet (C16). Le niveau d'activité de ^{137}Cs dans la couche à la base (C12) (tableau 3) est trop faible pour être significatif d'un marquage par les bombes, il traduit probablement un faible lessivage de particules très fines venant des couches supérieures. Seules les couches C13 et supérieures montrent une mise en place depuis les années 1950. Dans la couche de surface, nous n'avons pas détecté la présence de ^{134}Cs , la marque de Tchernobyl n'est probablement pas inscrite à cet endroit, car nous ne notons pas non plus d'augmentation de l'activité de ^{137}Cs , contrairement à la carotte précédente.

Le ^{210}Pb (tableau 4) ne contredit pas cette observation à la base de la deuxième séquence (absence d'excès). On remarque que les sédiments de cette carotte sont très nettement plus pauvres en potassium, uranium et thorium que ceux de la carotte du Gardon d'Anduze, il s'agit clairement d'un matériel source différent. La couche de surface se distingue des deux autres par une plus faible teneur en potassium, uranium et thorium. Il n'est pas étonnant que les sols de ce bassin versant n'aient pas été atteints par les retombées de Tchernobyl, celles-ci étant caractérisées par une forte hétérogénéité régionale, conséquence directe de la pluviométrie du mois de mai 1986.

La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Les cinq couches de la troisième séquence ont été analysées. Elles sont toutes postérieures aux années 50, le marquage par le ^{137}Cs y est très net (tableau 5). L'activité de ^{137}Cs décroît régulièrement des couches les plus superficielles aux plus profondes. L'empreinte de Tchernobyl, le ^{134}Cs , est en dessous de la limite de détection.

Le ^{210}Pb (tableau 6) n'apporte malheureusement pas d'informations exploitables sur cette carotte. En effet, bien que l'activité de ^{210}Pb à soustraire soit assez basse, puisque la teneur en uranium est du même ordre que celle de l'autre carotte prélevée dans le lit de l'Ouvèze (de l'ordre de 1.5 ppm, soit environ 20 Bq/kg), l'activité totale de ^{210}Pb est trop faible pour qu'on puisse estimer avec suffisamment de précision l'excès de ^{210}Pb .

Ces datations par les radioisotopes environnementaux montrent que la partie supérieure de l'accumulation constituant les lits majeurs du Gardon d'Anduze et de l'Ouvèze s'est déposée postérieurement à 1955. Pour le Gardon d'Anduze, si plusieurs crues se sont produites depuis, la seule très importante, la plus forte du XXème siècle, s'est produite en 1958 et les crues suivantes, en particulier celles postérieures à avril-mai 1986, n'ont pas recouvert l'ensemble du lit majeur. En conséquence, toute la séquence supérieure, soit plus de 30 cm, s'est déposée lors de cet épisode de très forte magnitude.

Pour l'Ouvèze, il est nécessaire de distinguer entre le cours moyen, à Vaison-la-Romaine, et le cours aval, à Bédarrides. A Vaison-la-Romaine, là aussi, un seul grand épisode de crue est connu dans la deuxième moitié du XXème siècle, la catastrophe du 22 septembre 1992. La sous-séquence supérieure de la séquence supérieure, soit également plus de 30 cm, a donc été déposée par cette crue rare. A Bédarrides, en plus de la crue de 1992, une autre crue importante s'est produite en 1994, alimentée plus par le réseau des Sorgues que par l'Ouvèze. Les

radioisotopes ne permettent pas de séparer les dépôts des deux crues, en raison de leur âge trop proche. Cependant, ils indiquent que toute la séquence supérieure, soit 48 cm, a été accumulée par les crues de 1992 et 1994.

Il est donc établi, dans le cas du Gardon d'Anduze et de l'Ouvèze, tous les deux affluents méditerranéens du Rhône mais drainant des bassins versants de lithologies très différentes, que l'accumulation continue dans leur lit majeur au cours du XX^{ème} siècle.

Conséquences en termes d'aménagement

Le réexamen des analyses statistiques :

Ces premiers résultats présentent un très grand intérêt en termes d'aménagement, particulièrement en ce qui concerne la prévention des inondations. En effet, ils remettent en question le principe, jamais énoncé, mais qui sous tend implicitement les études du risque d'inondation basées sur la connaissance des crues historiques, à savoir l'invariabilité des conditions de formation des crues enregistrées depuis 100 à 200 ans, voire plus. Dans cette hypothèse, et en l'absence de nivellements topographiques correspondant aux crues anciennes, les calculs de probabilités, déterminant les hauteurs d'eau en fonction des périodes de retour types (crues dites "de projet") de 10, 50 ou 100 ans, sont effectués à partir d'une base topographique supposée constante, qui est celle du niveau topographique actuel de la plaine alluviale.

Dans ces conditions, le fait que les crues anciennes aient pu s'étendre sur un plancher alluvial de niveau topographique inférieur à l'actuel impose de revoir à la hausse tous les calculs permettant de déterminer les lignes d'eau de ces crues de projet. La dérive potentielle est importante, si l'on tient compte des résultats présentés ci avant, faisant état de dépôts de 0,3 m au cours d'une seule grande crue, ou de rythmes de sédimentation de 0,10 à 0,25 m par siècle, sans même retenir les cas particuliers comme celui des basses plaines de l'Aude.

Cette hypothèse donne sens au constat mis en évidence par des études hydrologiques, faisant état de cotes de lignes d'eau de crue croissantes depuis 100 ou 200 ans. Tel est le cas par exemple de la Meuse, montré par le BCEOM, où les cotes atteintes par des crues récentes se différencient nettement de celles de crues anciennes. Cette évolution se retrouve dans les plaines de l'Aude, à Raissac (Masson, sous presse).

Il y aurait donc lieu dans ces cas de réévaluer les calculs hydrauliques, particulièrement en ce qui concerne les fréquences faibles (Q_{100} et Q exceptionnel) et ce dans le sens d'un accroissement de l'aléa avec le temps. Cette révision doit alors s'appuyer sur une analyse du rythme de la sédimentation au cours de la période de référence, et sur une projection de cette tendance dans l'avenir.

Une conséquence secondaire de ce constat réside dans la prudence à observer vis à vis de la précision avec laquelle sont fournis les résultats des calculs hydrauliques, pour lesquels il s'avère nécessaire d'évaluer la marge d'erreur, qui peut être d'autant plus importante que la connaissance de l'évolution du lit majeur est plus approximative.

Il reste à prendre en compte le fait que l'évolutivité de ce lit majeur varie sans doute fortement de l'amont à l'aval d'une vallée et d'une vallée à l'autre. Sans doute limitée dans les parties amont et moyenne, elle est maximale dans la partie aval. Elle varie également en fonction de la géologie, du climat et de la couverture végétale caractérisant le bassin versant. Certaines variables, comme la couverture végétale, peuvent s'être modifiées fortement au cours de la période historique

récente. Tous ces aspects seront donc à intégrer désormais dans les études prévisionnelles de l'aléa inondation.

L'évolution de l'inondabilité de sites alluviaux :

En termes de risque et d'aménagements, les considérations précédentes donnent un nouvel éclairage aux situations d'inondabilité auxquelles sont soumis les sites alluviaux et, avec eux, les urbanisations. Ainsi, peut s'expliquer le fait que des noyaux urbains anciens soient aujourd'hui inondables. Des exemples remarquables en sont donnés dans la vallée de la Meuse où un village tel que Warcq, proche de Charleville - Mézières, fondé en 940, s'est trouvé en 1995 sous 1,80 m d'eau, ou encore dans la vallée de l'Aude (villages de Raissac et de Sallèles).

Cette situation est vraisemblablement généralisée à toutes les agglomérations implantées dans la partie aval des bassins versants, c'est à dire où la sédimentation détritique fine est la plus active. Elle est également prévisible, plus à l'amont, dans des conditions géomorphologiques particulières, comme à l'entrée de gorges imposant la surélévation des lignes d'eau en crue, ou dans des secteurs affectés comme la Meuse au sud du massif des Ardennes, par des mouvements néo-tectoniques. Un cas particulier vient d'être mis en évidence lors d'études destinées à analyser les mécanismes des crues de novembre 1999, particulièrement dans le département de l'Aude. Il s'avère en effet que la réalisation du Canal du Midi, œuvre de Pierre Paul de Riquet, datant de 1666, a nécessité la construction de digues élevées, traversant de nombreux cours d'eau drainant le versant Sud de la Montagne Noire. Le blocage des crues par ces digues a provoqué la surélévation des plaines alluviales de ces cours d'eau, à l'amont du canal. Il s'ensuit un ennoïement de la terrasse rissienne, marquée par un talus de 2 à 3 mètres de hauteur à l'aval, et effacée sur quelques centaines de mètres à l'amont. Cette terrasse est donc devenue inondable, comme à Sallèles, agglomération implantée sur cette zone charnière ou à la Retorte.

Le constat de cette situation nécessite la mise au point de nouvelles stratégies de protection de zones anciennement urbanisées sur ces sites ayant subi une évolution géomorphologique accélérée.

Références bibliographiques

Arnaud-Fassetta G., Ballais J.-L., Béghin E., Jorda M., Meffre J.-C., Provansal M., Roditis J.-C., Suanez S. (1993) – La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2, 34-48.

Arnaud-Fassetta G., Landuré C. (1997) – Occupation du sol et contraintes fluviales dans le delta du Rhône (France du Sud). *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*, XVIIème Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Juan-les-Pins, APDCA, 285-308.

Ballais J.-L. (1991) – Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. *Méditerranée*, 4, 31-38.

Ballais J.-L. (1992) – *Rapport sur les observations effectuées dans le secteur de Pomorol à Vaison-la-Romaine le 29 juin 1992*. 2 p., inédit.

Ballais J.-L. (1995) – Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic controls. In Lewin J., Macklin M.M., Woodward J.C.

(Eds) : *Mediterranean Quaternary River Environments*, Balkema, Rotterdam, 183-194.

Ballais J.-L. (1997) – *Observations géomorphologiques et géoarchéologiques le long du tracé du gazoduc (Lapalud, La Motte du Rhône)*. Rapport inédit, 3 p.

Ballais J.-L. (1998) – The south of France and Corsica. In Conacher A.J., Sala M. (Eds.) : *Land degradation in Mediterranean environments of the world*, J. Wiley, Chichester, 29-39.

Ballais J.-L., Meffre J.-C. (1997) – Le problème de la stabilité des îles du Rhône pendant la période historique au sud du confluent actuel du Rhône et de l'Aigues. *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*, XVIIème Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Juan-les-Pins, APDCA, 309-317.

Berger J.-F. (1996) – *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène*. Thèse, Paris 1, 320 p.

Berger J.-F., Jung C. (1995) – *Opération Fossés et Voirie, TGV ligne 5 – Secteur II, Avignon-Valence*. Orange, coordination AFAN-TGV, n.p.

Bèthemont J. (1972) – *Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique*. Saint-Etienne, Chez l'auteur, 642 p.

Bravard J.-P. et al (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 : proposition d'interprétation. *Archéologie et Espace*, Xème Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Juan-les-Pins, APDCA, 437-452.

Cambray R.S. (1990) - Radioactive fallout in air and rain : Results to the end of 1988. *U.K. Atomic Energy Authority Report*, AERE-R-13575.

Charmasson S., Bouisset P., Radakovitch O., Pruchon A., Arnaud M. (1998) - Long-core profiles of ¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs, ⁶⁰Co and ²¹⁰Pb in sediment near the Rhone river (Northwestern Mediterranean Sea). *Estuar.*, 21 (3), 367-378.

Gabert P., Nicod J. (1982) – Inondations et urbanisation en milieu méditerranéen. L'exemple des crues récentes de l'Arc et de l'Huveaune. *Méditerranée*, 3,4, 11-24.

He Q., Walling D.E., Owens P.N. (1996) - Interpreting the ¹³⁷Cs profiles observed in several small lakes and reservoirs in southern England. *Chemical Geology*, 129, 115-131.

Masson M. (1993) – Après Vaison-la-Romaine. Pour une approche pluridisciplinaire de la prévision et de la planification. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2, 73-77.

Masson M., Garry G., Ballais J.-L. (1996) - *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*. Ministère de l'Équipement, Ministère de l'Environnement, Paris, 100 p.

Meffre J.-C., Ballais J.-L. (1996) – Le cadastre B d'Orange et la géoarchéologie du cours inférieur de l'Aigues et du Bois d'Uchaux. In Chouquer G. (Ed.) : *Les formes des paysages*, 2, Errance, Paris, 67-80.

Miramont C. (1998) – *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Thèse, Université de Provence, 286 p.

Owens P.N., Walling D.E., He Q. (1996) - The behaviour of bomb-derived caesium-137 fallout in catchment soils. *J. Environ. Radioactivity*, 32, 169-191.

Pardé M. (1925) – *Le régime du Rhône. Etude hydrologique*. Grenoble, Allier père et fils, 2 vol., 887 + 440 p.

Rostan J.C., Juget J., Brun A.M. (1997) - Sedimentation rates measurements in former channels of the upper Rhone river using Chernobyl 137Cs and 134Cs tracers. *Sci. Total Environ.*, 193 (3), 251-262.

Schultz R.K., Overstreet R., Barshad I. (1960) - On the soil chemistry of cesium-137. *Soil Sci.*, 89, 19-27.

U.N.S.C.E.A.R. (1988) - *Sources, effects and risks of ionizing radiation*. Rep. to the general assembly.

Wallbrink P.J., Mas A.(1993) - Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. *Hydrological Processes*, 7, 297-304.

Walling D.E., He Q., Quine T.A. (1996) - Use of fallout radionuclide measurements in sediment budget investigations. *Geomorphology*, 3, 17-28.

Table des figures :

Fig. 1 : Carte de localisation

Fig. 2 : Coupe du lit majeur du Rhône dans le Tricastin

Fig. 3 : Coupe du lit majeur du Rhône dans la plaine d'Orange

Fig. 4 : Logs des carottes du lit majeur du Gardon d'Anduze à Attuech, du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine et du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Tableau 1 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur du Gardon d'Anduze.

Tableau 2 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur du Gardon d'Anduze.

Tableau 3 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Tableau 4 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Tableau 5 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Tableau 6 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

	¹³⁷ Cs (Bq/kg)	¹³⁴ Cs (Bq/kg)	¹³⁷ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986	¹³⁴ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986	¹³⁷ Cs bombes
E1S1-12	33,9 +- 0,4	0,37 +- 0,14	43,3 +- 0,5	13,0 +- 4,8	13,6
E1S1-11 _{milieu}	16,6 +- 0,3	< 0,30	21,1 +- 0,3	< 10,5	16,6
E1S1-11 _{base}	4,7 +- 0,3	< 0,46	6,0 +- 0,4	< 16,3	4,7
E1S1-8	11,7 +- 0,3	< 0,28	15,0 +- 0,3	< 9,8	11,7
E1S1-7	< 0,4	< 0,37	< 0,5	< 13,2	0,0
E1S1-6	< 0,4	< 0,43	< 0,5	< 15,2	0,0
E1S1-3	< 0,4	< 1,17	< 0,6	< 41,4	0,0
E1S1-1	< 0,5	< 0,47	< 0,7	< 16,5	0,0

Tableau 1 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur du Gardon à Attuech.

	²¹⁰ Pb (Bq/kg)	²²⁶ Ra (Bq/kg)	²¹⁰ Pb _{xs} (Bq/kg)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
E1S1-12	92,2 +- 2,0	42,3 +- 0,3	50 +- 2	2,70 +- 0,03	3,4 +- 0,03	13,8 +- 0,1
E1S1-11 _{milieu}	62,1 +- 1,7	45,8 +- 0,3	16 +- 2	2,82 +- 0,02	3,7 +- 0,02	15,4 +- 0,1
E1S1-11 _{base}	63,5 +- 3,6	43,4 +- 0,5	21 +- 4	2,79 +- 0,04	3,5 +- 0,04	15,9 +- 0,2
E1S1-8	57,5 +- 1,6	37,7 +- 0,3	20 +- 2	2,77 +- 0,02	3,0 +- 0,02	13,2 +- 0,1
E1S1-7	34,6 +- 2,6	28,5 +- 0,4	< 8	2,89 +- 0,03	2,3 +- 0,03	10,5 +- 0,1
E1S1-6	26,6 +- 2,1	28,1 +- 0,4	< 6	2,86 +- 0,04	2,3 +- 0,03	10,1 +- 0,1
E1S1-3	35,3 +- 4,1	32,0 +- 0,4	< 13	2,89 +- 0,03	2,6 +- 0,03	13,9 +- 0,1
E1S1-1	40,2 +- 2,7	32,3 +- 0,5	< 8	2,70 +- 0,04	2,6 +- 0,04	11,1 +- 0,1

Tableau 2 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur du Gardon à Attuech.

	¹³⁷ Cs (Bq/kg)	¹³⁴ Cs (Bq/kg)	¹³⁷ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986	¹³⁴ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986
V2 _c	9,9 +- 0,3	< 0,53	12,6 +- 0,4	< 18,9
V2 _b	11,0 +- 0,2	< 0,31	14,0 +- 0,2	< 11,1
V2 _{a6}	0,3 +- 0,1	< 0,34	0,4 +- 0,1	< 11,9

Tableau 3 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

	²¹⁰ Pb (Bq/kg)	²²⁶ Ra (Bq/kg)	²¹⁰ Pb _{xs} (Bq/kg)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
V2 _c	18,7 +- 1,4	13,6 +- 0,3	5 +- 2	0,66 +- 0,02	1,09 +- 0,02	2,8 +- 0,06
V2 _b	19,6 +- 1,0	20,7 +- 0,2	< 3	0,84 +- 0,01	1,65 +- 0,02	4,5 +- 0,05
V2 _{a6}	19,3 +- 1,9	18,0 +- 0,2	< 6	0,89 +- 0,01	1,44 +- 0,02	4,4 +- 0,05

Tableau 4 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine.

	¹³⁷ Cs (Bq/kg)	¹³⁴ Cs (Bq/kg)	¹³⁷ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986	¹³⁴ Cs (Bq/kg) 1 mai 1986
BC5	15,4 +- 0,3	< 0,37	19,7 +- 0,3	< 13,1
BC4	10,4 +- 0,3	< 0,64	13,3 +- 0,4	< 22,5
BC3	8,0 +- 0,4	< 0,92	10,2 +- 0,5	< 32,7
BC2	7,0 +- 0,2	< 0,36	8,9 +- 0,2	< 12,7
BC1	5,7 +- 0,2	< 0,43	7,3 +- 0,3	< 15,4

Tableau 5 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarides.

	²¹⁰ Pb (Bq/kg)	²²⁶ Ra (Bq/kg)	²¹⁰ Pb _{xs} (Bq/kg)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
BC5	24,4 +- 1,2	18,9 +- 0,2	5 +- 2	0,96 +- 0,01	1,51 +- 0,01	4,3 +- 0,04
BC4	18,0 +- 0,6	19,8 +- 0,1	< 2	0,74 +- 0,01	1,59 +- 0,01	4,1 +- 0,03
BC3	21,2 +- 1,5	22,5 +- 0,3	< 5	0,63 +- 0,01	1,80 +- 0,03	4,4 +- 0,07
BC2	22,8 +- 0,9	18,4 +- 0,2	4 +- 2	0,89 +- 0,01	1,47 +- 0,01	4,3 +- 0,04
BC1	20,2 +- 0,8	19,4 +- 0,2	1 +- 3	0,86 +- 0,01	1,55 +- 0,01	4,2 +- 0,04

Tableau 6 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides.

DATATIONS AU ^{137}Cs , ^{134}Cs ET ^{210}Pb DE DEPOTS DE CRUES DU XX^{ème} SIECLE

Philippe BONTE*, **Jean-Louis BALLAIS****, **Marcel MASSON*****,
Houyem BEN KEHIA**, **Cyril EYRAUD****, **Gérald GARRY******, **Aziza
GHRAM****

* Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Domaine du
CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France

** Institut de Géographie et UMR *ESPACE* CNRS, 29 avenue Robert
Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex 1, France

*** CETE Méditerranée, Département H.A.C.E., BP 37000, 13791 Aix-en-
Provence Cedex 3, France

**** Ministère de l'Equipement, Direction G.U.H.C., Arche de la Défense,
Paroi Sud, 92055 La Défense Cedex

Introduction

La prévision des risques naturels est une mission complexe qui doit faire appel à des approches originales puisque, par définition, un risque n'est pas lié à un événement régulier et que son étude s'avère donc difficile. C'est le cas des risques d'inondations, dont les conséquences peuvent être très graves comme on l'a constaté en 1992 à Vaison la Romaine.

Les méthodes classiques de l'hydraulique devraient être améliorées pour fournir des cadres de référence indiscutables. Des approches plus naturalistes comme la géomorphologie pourraient les compléter, pourvu qu'on possède un référentiel commun. L'approche historique peut conduire à cette articulation puisqu'elle est utilisée par chacune de ces méthodes, l'une (hydraulique) par la prise en compte des relevés de crues survenues dans le passé, l'autre (géomorphologie) en délimitant dans l'espace l'enveloppe de l'ensemble des crues de la dernière période géomorphologique. Les techniques de datation des dépôts sédimentaires résultant des crues successives devraient permettre de réaliser l'articulation entre les échelles temporelles différentes utilisées par les deux méthodes.

L'objet de cette communication est la présentation des techniques basées sur les marqueurs radioactifs environnementaux ^{137}Cs , ^{134}Cs et ^{210}Pb .

Une première application a été réalisée sur trois sites présélectionnés, bien connus au plan géomorphologique et hydraulique (Masson, 1993, Masson *et al*, 1996, Arnaud-Fassetta *et al*, 1993): sur le Gardon d'Anduze à Attuech (Gard) et sur l'Ouvèze à Vaison la Romaine et à Bédarrides (Vaucluse).

Mis en forme

Problématique de la sédimentation alluviale dans les lits majeurs des rivières

Un des éléments clés de l'évaluation des risques d'inondation est la morphologie du lit majeur des rivières, à partir de laquelle on pourra évaluer les surfaces qui seront exposées. Les modèles utilisés pour évaluer ces surfaces ont besoin d'être calibrés sur les rares événements passés. Une recherche des données historiques, qui peuvent être très anciennes, doit permettre de tenir compte des événements les plus extrêmes. Cette étude appartient aux géomorphologues.

Pour comprendre l'évolution holocène des cours d'eau des domaines tempéré et méditerranéen, les géomorphologues doivent remonter à la dernière glaciation. A la fin de cette période, des séquences détritiques grossières se sont accumulées. Le réchauffement qui suivit s'accompagna d'une baisse de la compétence des cours d'eau puis d'un développement de nouvelles séquences alluviales, caractérisées par l'épandage de matériaux fins dans les lits majeurs. Ce qui est remarquable, c'est qu'on constate que les processus de sédimentation se poursuivent très souvent à l'échelle historique.

La question qui se pose alors est la suivante : la tendance séculaire à l'accumulation dans les lits majeurs des rivières se poursuit-elle de nos jours ?

Il est donc nécessaire de trouver des marqueurs temporels dans les alluvions déposées lors des dernières crues majeures. Deux sortes de marqueurs peuvent théoriquement être utilisées: des marqueurs chimiques, polluants introduits dans l'environnement à une époque donnée, comme le sulfate de cuivre par exemple, et des marqueurs radioactifs naturellement répartis de manière uniforme à l'échelle d'un bassin versant, que nous appellerons "marqueurs radioactifs environnementaux".

C'est ce deuxième type de marqueurs que nous avons choisi de rechercher.

Marqueurs radioactifs environnementaux

Comme dans le cas des marqueurs chimiques, les seuls marqueurs utilisables sont ceux qui restent fixés sur les particules. C'est un premier impératif.

En second lieu, nous ne nous intéresserons qu'à ceux qui sont accessibles sans traitement chimique, de manière à rester dans un domaine réaliste en regard de la charge de travail analytique. Ceci nous conduit à nous restreindre aux émetteurs gamma. En effet, les photons gamma ont deux particularités très intéressantes: (i) ce sont des particules qui n'interagissent que très peu avec la matière et peuvent donc être détectés autour d'un échantillon de quelques dizaines de grammes de sol (sans purification/dissolution chimique) et (ii), ils ont des énergies très précises, spécifiques à chacun des isotopes recherchés. En une seule analyse, on obtient donc les activités de plusieurs marqueurs différents.

L'analyse par spectrométrie gamma d'un échantillon de sédiment consiste d'abord à isoler par tamisage à sec la fraction « fine » de sédiment (généralement la fraction inférieure à 200 μm) puisque la fixation des marqueurs intéressants est quasi nulle sur le matériel grossier, qui ne joue alors qu'un rôle de diluant. Une aliquote de 60 à 80 g est alors conditionnée dans une géométrie précise et posée pendant 24 à 48 heures sur le détecteur. Celui-ci est un cristal de germanium hyper pur, protégé de l'activité gamma ambiante par un château de plomb et associé à une chaîne d'amplification et d'analyse du signal détecté. Le spectre

obtenu représente l'histogramme des photons gamma détectés, classés sur 8000 canaux en fonction de leur énergie (entre 30 keV et 2 MeV). Sur un spectre "typique" des échantillons de sédiment analysés, on constate un grand nombre de pics, correspondant pour la grande majorité à la radioactivité intrinsèque des minéraux argileux, relativement riches en uranium, thorium et potassium. Quelques rares pics correspondent aux marqueurs radioactifs "environnementaux". On peut les ranger en deux catégories : les marqueurs événementiels et les marqueurs continus.

1 - les marqueurs événementiels

Les marqueurs événementiels sont des isotopes d'éléments radioactifs qui ont été introduits dans l'environnement lors d'un événement précis, alors qu'ils n'existent pas naturellement sur la Terre. Nous disposons de deux marqueurs, émetteurs gamma, de ce type, qui sont tous deux des isotopes du césium, un élément qui se fixe bien sur les particules fines des sols et des matières en suspension dans les rivières.

Il s'agit premièrement du ^{137}Cs , de 30.2 ans de période radioactive, introduit une première fois sur toute la surface de la planète à partir de 1945 mais essentiellement entre les années 1953 et 1963, conséquence des essais thermonucléaires en atmosphère (423 essais en atmosphère, entre 1945 et 1980, représentant une puissance dégagée de plus de 500 Mt de TNT, dont 60% pour les seules années 1961-1962, PNUE, 1984, figure 1). La puissance de ces explosions (les bombes "H") a été telle que des activités considérables d'éléments radioactifs (produits de fission de l'uranium ou du plutonium, produits d'activation neutronique) ont été injectées à très haute altitude (figure 2).

Ce passage dans la stratosphère a permis une homogénéisation de leur répartition autour de la planète, la majeure partie restant dans l'hémisphère d'origine, l'hémisphère Nord. Les aérosols contaminés redescendent par gravité, avec un séjour de plusieurs mois à deux ans dans la basse stratosphère. Le transfert vers la troposphère se fait préférentiellement au printemps et aux moyennes latitudes. Le dépôt est alors assez rapide. La distribution longitudinale est donc très asymétrique, et concerne principalement nos latitudes (figure 3).

Même si la répartition est très variable en fonction de la latitude, toute la planète a été touchée et le ^{137}Cs est un marqueur universel des particules fines qui étaient exposées aux retombées atmosphériques du début des années 60. Il a été maintes fois démontré que ce radio-isotope s'est rapidement et très solidement fixé aux particules les plus fines des sols et les a suivies tout au long de leurs déplacements (Schulz *et al.*, 1960; Owens *et al.*, 1996 par exemple). Les activités déposées sont partout suffisamment élevées pour permettre leur détection, en raison de la longue période radioactive de cet isotope et des caractéristiques du rayonnement gamma émis : forte énergie (661 keV) dans une région libre d'interférence notable avec la radioactivité intrinsèque de tout échantillon de sol (due à l'uranium, au thorium et au potassium contenu dans les minéraux).

Nous sommes donc en possession d'un marqueur universel qui apparaît en 1955 pour culminer en 1963. Le décalage d'une année entre les explosions et les dépôts au sol est la conséquence directe du transit dans la stratosphère (figure 1).

Une deuxième marque temporelle nous est donnée par les retombées de l'accident de la centrale de Tchernobyl, en Ukraine, le 26 avril 1986 (UNSCEAR, 1988). L'explosion du réacteur n°4 n'a pas eu, de très loin, la puissance d'une explosion thermonucléaire et n'a donc contaminé que la troposphère. Elle a cependant libéré une grande quantité d'éléments radioactifs, dont du ^{137}Cs (figure

2). Il n'y a alors pas eu d'homogénéisation au niveau de l'hémisphère Nord et les retombées ont essentiellement concerné l'Europe de l'Ouest. Ces retombées ont donc été rapides, ce qui leur a donné une forte hétérogénéité spatiale, en fonction des vents qui ont déplacé le nuage radioactif et des précipitations locales.

Dans le cas d'une sédimentation régulière, comme dans un lac, l'analyse de la distribution du ^{137}Cs en fonction de la profondeur peut donner une analyse stratigraphique précise des dépôts, avec la reconnaissance des pics de retombées des bombes, puis de l'arrivée brutale des sédiments marqués par l'accident de Tchernobyl (He et al., 1996). Cependant, dans le lit majeur d'une rivière où les dépôts sont discontinus, il n'est pas souvent facile de distinguer le ^{137}Cs des bombes de celui de Tchernobyl. De plus, l'hétérogénéité géographique des retombées de Tchernobyl, même à l'échelle locale, ne permet pas une reconnaissance sans équivoque du pic d'activité correspondant à cet événement, ou encore plus difficilement de son absence. En effet, tous les sols de surface ont été marqués par le ^{137}Cs des bombes, avec une activité moyenne de 5 à 10 Bq/kg dans la couche labourée, supérieure dans les prairies et forêts (absence de mélange avec du sol plus profond non contaminé), alors que le marquage par le ^{137}Cs de Tchernobyl n'est souvent que de quelques Bq/kg. Ce surplus est alors délicat à reconnaître, d'autant plus que dans le cas de laisses de crues, les particules déposées peuvent provenir de plusieurs sous bassins.

La réponse peut cependant être donnée de manière certaine dans certains cas, par la détection d'une activité, si faible soit elle, de l'isotope 134 du césium. Ce dernier n'a en effet été produit qu'en faibles quantités par les explosions nucléaires (c'est un produit d'activation neutronique du césium naturel et non pas un produit de fission de l'uranium ou du plutonium), et il a rapidement disparu de la planète en raison de sa courte période radioactive (2,06 ans). Les seules sources sont donc les réacteurs nucléaires et les usines de retraitement de déchets radioactifs, dont les rejets sont devenus insignifiants. Le vrai marqueur injecté par l'explosion du réacteur de Tchernobyl est donc un mélange de ces deux isotopes, dans des proportions bien établies, un rapport d'activité $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ de 2,0 au moment de l'accident (U.N.S.C.E.A.R., 1988). Depuis lors, ce rapport grandit avec une période "apparente", combinaison des périodes de décroissance des deux isotopes, de 2,21 ans. Ce rapport est donc de 110 en avril 2001, mais il n'était que de 23 en 1996 et le ^{134}Cs pouvait être encore détecté dans certains sites du sud est de la France (Charmasson *et al.*, 1998; Rostan *et al.*, 1997).

2 - les marqueurs continus

Les marqueurs temporels continus intéressants sont le ^7Be et le ^{210}Pb . Ils sont naturels et arrivent avec les retombées atmosphériques depuis que l'atmosphère s'est construite. Ce sont des marqueurs temporels en raison de leurs courtes périodes radioactives.

Le ^7Be a une très courte période radioactive (53 jours). C'est un cosmonucléide produit dans la haute atmosphère par l'interaction des rayonnements cosmiques sur l'azote et l'oxygène de l'air. Il est aisément détectable (photon à 477 keV sans interférence), a une forte affinité pour les particules ($K_D = 50\ 000$) et marque les sédiments les plus récents (Wallbrink, Murray, 1993). Cependant, sa période est trop courte pour que ce marqueur soit utile dans la problématique présente.

Le ^{210}Pb , toujours naturel, a deux origines : une première intrinsèque aux particules, en tant que descendant de l'uranium, « inerte » dans le temps et qui n'a donc pas d'intérêt dans notre problématique, et une seconde, comme descendant

du radon atmosphérique. Ce ^{210}Pb est le premier descendant du radon atmosphérique (^{222}Rn) de période suffisamment longue (22,26 ans) pour lui permettre de quitter l'atmosphère, entraîné vers les sols par les précipitations (figure 4). C'est cette fraction de ^{210}Pb qui constitue un marqueur temporel. En effet, ces atomes, qui vont s'adsorber sur les particules en surface des sols ou en suspension dans les eaux des rivières, sont « orphelins » et vont disparaître au cours du temps. C'est pourquoi on parle « d'excès de ^{210}Pb ». A la différence du ^{137}Cs , le marquage est alors continu (Walling et al., 1996). C'est un marqueur souvent utilisé dans les sédiments de rivière et de lac (Appleby and Oldfield, 1983). Ce marqueur n'est toutefois utilisable que si la fraction d'origine atmosphérique est suffisamment importante par rapport à la fraction intrinsèque pour qu'on puisse évaluer cet « excès de ^{210}Pb » avec précision. En pratique, il s'agit de déterminer la fraction de ^{210}Pb intrinsèque en recherchant un antécédent émetteur gamma, puisque tous les membres de la famille de l'uranium-238 sont, dans les systèmes fermés constitués par les particules minérales, à l'équilibre séculaire (figure 4). Les meilleurs candidats sont le ^{214}Pb et le ^{214}Bi en raison des fortes raies gamma émises. Nous utilisons les trois plus intenses, de manière à améliorer la précision statistique, à 295, 352 et 609 keV. Le ^{210}Pb total est estimé à partir de sa seule raie gamma, à 46 keV, qui a plusieurs inconvénients : son énergie étant particulièrement faible, l'absorption dans les échantillons n'est pas négligeable (nécessité d'une calibration avec un standard de même densité), le taux d'émission n'est que de 4%, le rendement de la plupart des détecteurs est faible à cette énergie, et enfin, seuls les détecteurs dits « bas bruit de fond » (construits avec des matériaux strictement sélectionnés) sont utilisables (la plupart des détecteurs gamma courants ont eux-mêmes une activité intrinsèque en ^{210}Pb qu'on doit soustraire à celle mesurée avec l'échantillon). L'excès de ^{210}Pb est alors déterminé comme différence entre l'activité du ^{210}Pb total et celle déduite des pics de ^{214}Pb et ^{214}Bi . Il est ainsi évident que la précision des mesures sera plus faible que celle obtenue avec le ^{137}Cs , on ne pourra que très rarement exploiter une valeur d'excès de l'ordre de quelques Bq/kg dans un sédiment argileux, alors qu'une activité en ^{137}Cs de l'ordre du Bq/kg est tout à fait significative.

Enfin, les analyses par spectrométrie gamma donnent également accès aux teneurs en uranium, thorium et potassium, dont les variations peuvent refléter des changements dans la composition du sédiment.

Exemples d'application sur trois carottages d'affluents du Rhône

Une carotte a été prélevée à chaque site, le carottage étant prolongé à travers toute l'épaisseur de limons, jusqu'à ce qu'il se bloque dans les graviers et galets sous-jacents.

1 – La carotte du lit majeur du Gardon d'Anduze à Attuech

Cette carotte, forée sur la rive droite du Gardon d'Anduze en décembre 1996, juste au nord du village, est la plus courte : 84 cm. Elle est constituée de quatre séquences de sédimentation comprenant, au total, 12 couches (figure 5). Les bases des quatre séquences (E1S1-1 à 2, E1S1-3 à 6, E1S1-7 à 10 et E1S1-11 à 12) ont été analysées ainsi que trois couches intermédiaires.

Les résultats concernant les radio-isotopes artificiels sont présentés dans le tableau 1.

Il apparaît nettement que les deux séquences les plus profondes sont antérieures aux années 50. La troisième séquence est plus complexe

puisque aucune activité de ^{137}Cs n'est détectée dans la couche E1S1-7 alors que la couche E1S1-8 a une activité assez forte (11.7 Bq/kg). La quatrième séquence est également postérieure aux années 50, avec toutefois une activité assez faible à sa base (4.7 Bq/kg). En surface, l'activité de ^{137}Cs est particulièrement élevée (33.9 Bq/kg). Dans cette dernière couche, la présence de ^{134}Cs indique un dépôt marqué par les retombées de Tchernobyl. On peut donc estimer la part du ^{137}Cs apporté par cet accident et en déduire le ^{137}Cs des bombes dans les couches dans lesquelles l'activité de ^{134}Cs a pu être déterminée, ce que nous avons fait pour la couche de surface de cette carotte (13.6 Bq/kg de ^{137}Cs dû aux bombes). Il est alors intéressant de remarquer que l'activité de cette couche se rapproche de celles des couches E1S1-11_{milieu} et E1S1-8.

Les radioisotopes naturels, marqueurs continus, confirment et précisent ces informations (tableau 2 et figure 5). En effet, l'absence d'un net excès de ^{210}Pb à la base de la troisième séquence (couche E1S1-7) est en accord avec une mise en place nettement antérieure à celle des trois couches sus-jacentes (E1S1-8, E1S1-11_{base} et E1S1-11_{milieu}) qui sont très semblables. Le fort excès de ^{210}Pb dans la couche de surface est lui aussi en accord avec un marquage récent, il pourrait a priori être la conséquence d'une crue provoquée par une pluviométrie importante ayant apporté en peu de temps une forte activité de ^{210}Pb (marquage en place par la pluie ou mise en place d'un sédiment marqué récemment).

Si les teneurs en potassium sont très homogènes sur les huit couches analysées ($2.80 \pm 0.08\%$), celles d'uranium et de thorium sont plus faibles dans les couches sans ^{137}Cs ni $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (3.38 ± 0.27 ppm contre 2.42 ± 0.18 et 14.6 ± 1.3 contre 11.4 ± 1.7 respectivement).

2 – La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Cette carotte, forée sur la rive gauche concave du méandre des Aurics, à l'aval de Vaison-la-Romaine, au mois d'août 1998, atteint 1,38 m de long (figure 6). Elle comprend deux séquences : V1 (70 cm) et V2 (68 cm).

Trois couches ont été analysées, dans la deuxième séquence : partie fine de la base (V2a6), milieu (V2b1) et sommet (V2c). Le niveau d'activité de ^{137}Cs dans la couche à la base (V2a6) (tableau 3) est trop faible pour être significatif d'un marquage par les bombes, il traduit probablement un faible lessivage de particules très fines venant des couches supérieures. Seules les couches V2b1 et supérieures montrent une mise en place depuis les années 1950. Dans la couche de surface, nous n'avons pas détecté la présence de ^{134}Cs , la marque de Tchernobyl n'est probablement pas inscrite à cet endroit, car nous ne notons pas non plus d'augmentation de l'activité de ^{137}Cs , contrairement à la carotte précédente (figure 6).

Le ^{210}Pb (tableau 4) ne contredit pas cette observation à la base de la deuxième séquence (absence d'excès). On remarque que les sédiments de cette carotte sont très nettement plus pauvres en potassium, uranium et thorium que ceux de la carotte du Gardon d'Anduze et se caractérisent par un rapport U/Th différent, il s'agit clairement d'un matériel source différent. La couche de surface se distingue des deux autres par une plus faible teneur en potassium, uranium et thorium. Il n'est pas étonnant que les sols de ce bassin versant n'aient pas été atteints par les retombées de Tchernobyl, celles-ci étant caractérisées par une forte hétérogénéité régionale, conséquence directe de la pluviométrie du mois de mai 1986.

3 – La carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Forée en rive droite, juste à l'amont de la ville, dans une prairie, cette carotte mesure 1,51 m (fig. 7). Elle se subdivise en trois séquences (58, 45 et 48 cm d'épaisseur).

Les cinq couches de la troisième séquence ont été analysées. Elles sont toutes postérieures aux années 50, le marquage par le ^{137}Cs y est très net (tableau 5). L'activité de ^{137}Cs décroît régulièrement des couches les plus superficielles aux plus profondes. L'empreinte de Tchernobyl, le ^{134}Cs , est en dessous de la limite de détection.

Le ^{210}Pb (tableau 6) n'apporte malheureusement pas d'informations exploitables sur cette carotte. En effet, bien que l'activité de ^{210}Pb à soustraire soit assez basse, puisque la teneur en uranium est du même ordre que celle de l'autre carotte prélevée dans le lit majeur de l'Ouvèze (de l'ordre de 1.5 ppm, soit environ 20 Bq/kg), l'activité totale de ^{210}Pb est trop faible pour qu'on puisse estimer avec suffisamment de précision l'excès de ^{210}Pb .

Conclusions

Ces datations par les radioisotopes environnementaux montrent que la partie supérieure de l'accumulation constituant les lits majeurs du Gardon d'Anduze et de l'Ouvèze s'est déposée postérieurement à 1955. Pour le Gardon d'Anduze, si plusieurs crues se sont produites depuis, la seule très importante, la plus forte du XX^{ème} siècle, s'est produite en 1958 et les crues suivantes, en particulier celles postérieures à avril-mai 1986, n'ont pas recouvert l'ensemble du lit majeur, comme l'atteste l'absence de retombées de Tchernobyl en dessous de la couche d'extrême surface, très fortement marquée par ces retombées. En conséquence, toute la séquence supérieure, soit plus de 30 cm, s'est déposée lors de cet épisode de très forte magnitude (figure 5).

Pour l'Ouvèze, il est nécessaire de distinguer entre le cours moyen, à Vaison-la-Romaine, et le cours aval, à Bédarrides. A Vaison-la-Romaine, là aussi, un seul grand épisode de crue est connu dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, la catastrophe du 22 septembre 1992. La sous-séquence supérieure de la séquence supérieure, soit également plus de 30 cm, a donc été déposée par cette crue rare. A Bédarrides, en plus de la crue de 1992, une autre crue importante s'est produite en 1994, alimentée plus par le réseau des Sorgues que par l'Ouvèze. Les radioisotopes ne permettent pas de séparer les dépôts des deux crues, en raison de leur âge trop proche. Cependant, ils indiquent que toute la séquence supérieure, soit 48 cm, a été accumulée par les crues de 1992 et 1994 (figures 6 et 7).

Il est donc établi, dans le cas du Gardon d'Anduze et de l'Ouvèze, tous les deux affluents méditerranéens du Rhône mais drainant des bassins versants de lithologies très différentes, que l'accumulation dans leur lit majeur se poursuit au cours du XX^{ème} siècle.

Références bibliographiques :

APPLEBY, P. G. and F. OLDFIELD. (1983) - The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia* 103: 29-35.

ARNAUD-FASSETTA G., BALLAIS J.-L., BEGHIN E., JORDA M., MEFFRE J.-C., PROVANSAL M., RODITIS J.-C., SUANEZ S. (1993) – La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets

morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 2, p. 34-48.

CAMBRAY R.S., Playford, K. and Carpenter, R.C., (1989) - Radioactive fallout in air and rain : results to the end of 1988, *U.K. Atomic Energy Authority Report*, AERE-R-10155, HMSO.

CHARMASSON S., BOUISSET P., RADAKOVITCH O., PRUCHON A., ARNAUD M. (1998) - Long-core profiles of ^{137}Cs , ^{134}Cs , ^{60}Co and ^{210}Pb in sediment near the Rhone river (Northwestern Mediterranean Sea), *Estuar.*, 21 (3), p. 367-378.

HE Q., WALLING D.E., OWENS P.N. (1996) - Interpreting the ^{137}Cs profiles observed in several small lakes and reservoirs in southern England, *Chemical Geology*, 129, p. 115-131.

MASSON M. (1993) - Après Vaison-la-Romaine. Pour une approche pluridisciplinaire de la prévision et de la planification, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 2, p. 73-77.

OWENS P.N., WALLING D.E., HE Q. (1996). - The behaviour of bomb-derived caesium-137 fallout in catchment soils, *J. Environ. Radioactivity*, 32, p. 169-191.

PNUE, (1984) - La radioactivité dans le Pacifique Sud. Rapports et études des mers régionales No 40, CPS/SPEC/CESAP/PNUE.

ROSTAN J.C., JUGET J., BRUN A.M. (1997) - Sedimentation rates measurements in former channels of the upper Rhone river using Chernobyl ^{137}Cs and ^{134}Cs tracers, *Sci. Total Environ.*, 193 (3), p. 251-262.

SCHULTZ R.K., OVERSTREET R., BARSHAD I. (1960) - On the soil chemistry of cesium-137, *Soil Sci.*, 89, p. 19-27.

U.N.S.C.E.A.R. (1982) - Ionizing radiation : Sources and biological effects, *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation*, United Nations, New York.

U.N.S.C.E.A.R. (1988) - Sources, effects and risks of ionizing radiation, *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation*, United Nations, New York.

WALLBRINK P.J., and MURRAY. A.S. (1993) - Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes, *Hydrological Processes*, 7, p. 297-304.

WALLING D.E., HE Q., QUINE T.A. (1996) - Use of fallout radionuclide measurements in sediment budget investigations, *Géomorphology*, 3, p. 17-28.

Table des figures et tableaux :

Figure 1 : Calendrier des essais nucléaires en atmosphère, en puissance estimée (Mt de TNT, PNUE, 1984) et bilan des retombées de ^{137}Cs aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (en Bq/m², Cambray et al., 1989)

Figure 2 : Production de radionuclides lors des essais nucléaires, en fonction de leur période radioactive (source: UNSCEAR, 1982 & 1988)

Figure 3 : Répartition longitudinale des retombées de ^{137}Cs à la suite des essais nucléaires (bilan des activités retombées sur les sols, en Bq/m², source : UNSCEAR, 1982)

Figure 4 : Schéma de filiation radioactive des isotopes descendants de l'uranium-238

Figure 5 : Stratigraphie de la carotte d'Attuech, lit majeur du Gardon d'Anduze

Figure 6 : Stratigraphie de la carotte de Vaison la Romaine : lit majeur de l'Ouvèze

Figure 7 : Stratigraphie de la carotte de Bédarrides : lit majeur de l'Ouvèze

Tableau 1 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur du Gardon à Attuech

Tableau 2 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur du Gardon à Attuech

Tableau 3 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Tableau 4 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine

Tableau 5 : Radioisotopes artificiels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

Tableau 6 : Radioisotopes naturels de la carotte du lit majeur de l'Ouvèze à Bédarrides

**DELIMITATION PAR LA METHODE DU ⁷Be
DES ZONES INONDEES EN SEPTEMBRE 2002
(département du Gard)**

Jean-Louis BALLAIS*, Philippe BONTE**

* UMR *ESPACE*, ** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

Les inondations qui se sont produites les 8 et 9 septembre 2002 constituent, pour l'ensemble du département du Gard, la plus grande catastrophe depuis celle de l'automne 1958.

Les services décentralisés de l'Etat ont procédé à un relevé systématique des laisses de crue afin de délimiter précisément les surfaces inondées. L'utilisation du ⁷Be (Béryllium 7) peut permettre d'affiner cette précision et, le cas échéant, de lever des incertitudes.

Les caractéristiques du Béryllium 7 :

Le ⁷Be est un isotope radioactif naturel du béryllium. Il arrive avec les retombées atmosphériques, tout particulièrement les pluies, depuis que l'atmosphère s'est formée. C'est un cosmonucléide produit dans la haute atmosphère par l'interaction des rayonnements cosmiques sur l'azote et l'oxygène de l'air. Il est aisément détectable (photon à 477 keV sans interférence), a une forte affinité pour les particules (KD = 50 000) et marque les sédiments les plus récents (Wallbrink, Muray, 1993). C'est un marqueur temporel continu en raison de sa très courte période radioactive : 53 jours. Il est donc très précieux pour le marquage des dépôts âgés de quelques semaines au maximum.

Les principes de la méthode :

L'analyse par spectrométrie gamma permet la détection de la présence de ⁷Be. Elle n'est vraiment nette, en général, que pour des dépôts accumulés depuis moins d'un mois. Pour un âge de dépôt plus ancien, le taux de ⁷Be devient rapidement nul.

Par ailleurs, l'accumulation du ⁷Be est purement superficielle : seules les particules en contact avec l'atmosphère en sont enrichies. Enfin, la radioactivité de ces particules varie considérablement. En effet, les particules fines transportées en suspension dans l'eau présentent des radioactivités dues au ⁷Be et au ²¹⁰Pb (Plomb 210) de l'ordre de 100 à 400 Bq/kg, alors qu'à la surface du sol, elles ne dépassent pas 10 à 20 Bq/kg.

En conséquence, et à condition d'effectuer les mesures au cours des quelques semaines qui suivent l'accumulation des alluvions, il est très facile de distinguer ces dernières, à forte radioactivité, du sol, à faible radioactivité.

Le déroulement des opérations :

- Phase préliminaire :

Son but est de tester très rapidement la radioactivité des dépôts de crue. Il faut prélever une quarantaine d'échantillons de laisses de crue bien identifiées. Chaque prélèvement fait 200 g dont 100 g pour la mesure de la radioactivité et 100 g pour l'étude sédimentologique. Les échantillons ont été immédiatement envoyés au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS-CEA) à Gif-sur-Yvette où Philippe BONTE, ingénieur CNRS, les a placés dans un spectromètre gamma, à raison de deux par jour.

- Mesures systématiques :

Dans les cas d'incertitudes (qu'on peut provisoirement fixer, de manière arbitraire, à une vingtaine), il faut procéder de la manière suivante :

- confectionner un cadre en tôle rigide, formant un carré de 20 cm de côté,
- placer ce cadre sur l'échantillon à tester,
- prélever le dépôt par tranches de 1 cm (2 cm au maximum) jusqu'à la surface du sol antérieure au dépôt ; chaque échantillon doit peser au moins 200 g pour être divisé comme dans la phase préliminaire.

Ces échantillons ont été traités au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement comme les précédents.

Références bibliographiques :

BONTE P., BALLAIS J.-L., MASSON, M., BEN KEHIA H., EYRAUD C., GARY G., GHAM A. (2001). – Datations au ^{137}Cs , ^{134}Cs et ^{210}Pb de dépôts de crues du XXe siècle, in BARRANDON J.-N., GUIBERT P., MICHEL V. éds *Datation*, XXIe Rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, APDCA, Antibes, p. 141-157.

WALLBRINK P.J., MURRAY A.S. (1993). – Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes, *Hydrological Processes*, 7, p. 297-304.

TOURNEES DES 27 et 28 septembre 2002
Prélèvement d'échantillons pour 7Be et sédimentologie

Mis en forme

Jean-Louis BALLAIS, UMR *ESPACE*

Lieux des prélèvements :

DIONS : cave coopérative,
LA CALMETTE : cône du ruisseau à l'Est
SAINT GENIES DE MALGOIRES : cônes de l'Esquiel et de la
Roumégade, diffluence de l'Esquiel, lit majeur exceptionnel du Gardon
SAINT CHAPTE
ATTUECH : La Péronnelle, tennis
ANDUZE : parking en lit majeur
ALES
SALINDRES et ROUSSON : pont sur l'Avène
BESSEGES
ROCHEGUDE : lit majeur de la Cèze, église
SAINT-ANDRE-DE-ROQUEPERTUIS : lit majeur exceptionnel
BAGNOLS-SUR-CEZE
TRESQUES : la Veyre, centre village, aval
UZES : musée du bonbon
BOURDIC : village
COLLIAS : lit moyen
PONT DU GARD : parking et galerie marchande.

CONTRIBUTION A L'AMELIORATION DE LA CARTOGRAPHIE DES ZONES INONDABLES PAR LA METHODE HYDROGEOMORPHOLOGIQUE : LE PROBLEME DU « NIVEAU INTERMEDIAIRE »

Jean-Louis BALLAIS, UMR *ESPACE*

Dans la continuité des études sur la détermination des zones inondables par la méthode hydrogéomorphologique, les recherches récentes montrent la nécessité de développer un programme spécifique consacré à un niveau topographique intermédiaire, récemment mis en évidence entre le lit majeur et la plus récente des terrasses pléistocènes.

Etat de la question en 2002 :

Lors de la rédaction du manuel sur la cartographie des zones inondables (Masson *et al*, 1996, p. 12), il avait été précisé qu'au cours de l'Holocène, en domaine méditerranéen, globalement, « de nombreuses grandes rivières, telles le Gardon d'Anduze ou la Durance, ont évolué comme les rivières tempérées. Cependant, de nombreuses autres (Aude, Medjerda) ont eu le même comportement complexe que les petites rivières. Ces dernières se sont caractérisées par l'accumulation d'une seule terrasse, préhistorique, ou de deux terrasses, dont une historique (Ouvèze à Vaison-la-Romaine, Bayon à l'Est d'Aix-en-Provence). »

Cette remarque s'appuyait sur de nombreux travaux déjà publiés (Coque R., 1962 ; Vita-Finzi C, 1969 ; Williams G.E., 1970 ; Weisrock A., Rognon P., 1977 ; Ballais J.-L., 1991a, 1991b, 1991c ; Lefèvre D., Ballouche A., 1991 ; Ballais J.-L., Crambes A., 1992 ; Ballais J.-L., Benazzouz M.T., 1994 ; Ballais J.-L., 1995 ; Ballais J.-L. *et al*, 1995). D'autres travaux, depuis, ont confirmé la vaste répartition des terrasses alluviales holocènes autour de la Méditerranée (Simone C, 2000 ; Jorda *et al*, 2002 ; Ballais *et al*, 2003). Les faciès supérieurs de ces terrasses holocènes, à la différence de ceux des terrasses pléistocènes, sont systématiquement constitués de formations fines, sableuses à limono-argileuses, très comparables en revanche à ceux des lits majeurs fonctionnels.

Par ailleurs, les travaux de cartographie des zones inondables ont mis en évidence l'existence de lits majeurs exceptionnels, très rarement inondés, à l'occasion de crues exceptionnelles.

Ainsi, des formes, intermédiaires topographiquement entre une terrasse pléistocène et un lit majeur fonctionnel, avaient été repérées, mais paraissaient encore très marginales jusque tout récemment.

De nouvelles observations en 2002 :

1 – A l'occasion du lever des atlas des zones inondables du Gardon, de la Cèze et de leurs affluents (Gard) :

Ces levés et leur expertise scientifique à la demande de la DDE du Gard et de la DIREN Languedoc-Roussillon ont mis en évidence plusieurs cas de formes topographiques, en contrebas d'une terrasse pléistocène. Ces formes, à pente transversale parfois nette, sont constituées, en surface et sur une épaisseur mal connue, par des limons très comparables à ceux des lits majeurs fonctionnels. Elles dominent le lit majeur fonctionnel incontestable par un talus haut de 1,50 m à 2 m.

Le cas le plus net se situe à Saint Geniès de Malgoirès, au confluent entre le Gardon et l'Esquiel, affluent de rive droite. Là, la plaine alluviale du Gardon est large de plusieurs kilomètres. L'Esquiel la rejoint en entaillant une terrasse alluviale caillouteuse qu'il a construite conjointement avec le Gardon, au Pléistocène supérieur. Son lit majeur en forme de cône alluvial très aplati, se confond progressivement avec celui du Gardon vers l'aval. En rive gauche (septentrionale), un niveau intermédiaire s'individualise entre la terrasse caillouteuse et le lit majeur. Constitué de sables limoneux très homogènes, sans cailloux, il domine le lit majeur par un talus de 1,50 m à 2 m. Il se développe ainsi, parallèlement au Gardon, sur quelques dizaines d'hectares (Branka, 2002).

Un autre exemple, particulièrement intéressant, s'observe en rive gauche de la Cèze, à Saint André de Roquepertuis. Au dessus d'un lit moyen et d'un lit majeur bien développés, s'individualise un glacis colluvial dont l'extrémité aval a été inondée en septembre 2002.

2 – A l'occasion des travaux de thèse de Sylvain CHAVE sur l'Argent Double (Aude) :

L'examen des photos aériennes réalisées après les crues de l'automne 1999 a montré l'existence d'un niveau topographique irrégulier, intermédiaire entre la terrasse pléistocène caillouteuse (attribuée au Riss) et le lit majeur de la rivière, principalement depuis Rieux-Minervois jusqu'en amont de Peyriac-Minervois. Les observations de terrain ont confirmé son existence, sous deux formes principales : une forme plane, à pente transversale nette, constituée de limons sableux (épais de 4 m juste à l'amont de la distillerie de Rieux-Minervois) ou de sables du substratum (aval de Caune-Minervois) et une forme en cône transversal aplati. Quand ce niveau intermédiaire disparaît, il est remplacé par une longue pente, généralement concave, qui joint le rebord de la terrasse caillouteuse au lit majeur. Dans ce cas, un petit talus, haut d'environ 1 m, entaille cependant ce versant, au contact du lit majeur.

3 – Conclusion :

Sans attendre de futures observations, dans d'autres secteurs, il était nécessaire de tenter de caractériser ce niveau intermédiaire et, tout particulièrement, de déterminer s'il est encore inondable, en d'autres termes, s'il s'agit d'un lit majeur exceptionnel ou d'une terrasse, ou encore d'une forme due à des apports transversaux (cône alluvial, colluvions). Une conclusion dans le sens de l'inondabilité conduirait à modifier les critères permettant d'individualiser le lit majeur par rapport à l'encaissant.

Projet d'étude du niveau intermédiaire de l'Argent Double

1 – Cartographie systématique :

Il s'agit de préciser, si nécessaire, la cartographie effectuée à la suite des inondations de l'automne 1999.

2 – Modélisation :

Cette modélisation est d'ores et déjà en cours, grâce à la collaboration de José Luis DELGADO, ingénieur au CETE Méditerranée, dans le cadre des recherches de Sylvain CHAVE, boursier de thèse de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur et stagiaire au CETE Méditerranée, sur la méthode intégrée. La modélisation prévue pour calculer le débit géomorphologique (correspondant au remplissage du lit majeur) sera étendue au niveau intermédiaire de façon à apprécier à quel débit correspondrait, aujourd'hui, une inondation de ce niveau intermédiaire.

3 – Etude stratigraphique et sédimentologique :

Compte-tenu des caractéristiques topographiques du niveau intermédiaire, sa genèse peut relever d'apports latéraux (visibles sur les photos aériennes immédiatement postérieures à la crue de l'automne 1999) ou/et d'apports longitudinaux. L'étude stratigraphique et sédimentologique devra faire la part des uns et des autres. Elle comprendra, d'abord, l'étude de la granulométrie des sables et des limons-argiles. Le calcul des indices caractéristiques et l'utilisation de l'image CM devraient permettre de caractériser les milieux de dépôts (alluviaux ou colluviaux). Dans les cas où ces premières données seraient insuffisantes pour effectuer la discrimination recherchée, on pratiquera des études minéralogiques : minéralogie générale, détermination des minéraux argileux et des minéraux lourds.

4 – Datation :

A priori, on peut avancer deux hypothèses chronologiques, radicalement différentes. La première suppose que le niveau intermédiaire se soit formé tôt dans l'Holocène, en même temps que le remblaiement holocène principal des Préalpes du Sud (Jorda, 1985) et que la basse terrasse holocène préhistorique du Maghreb (Ballais, 1995). Il aurait donc quelques milliers d'années.

Une deuxième hypothèse suppose qu'il s'agit d'un lit majeur exceptionnel très récent, devenu terrasse en raison de l'entaille du lit mineur du cours d'eau postérieurement au Petit Âge Glaciaire, ce qui n'est pas exclu pour l'Argent Double dont le lit mineur entaille fréquemment le substratum. Dans ce cas, le niveau intermédiaire aurait un âge de quelques dizaines d'années à un peu plus d'un siècle.

Dans le premier cas, des datations au ^{14}C (à condition de trouver du matériel datable) seraient justifiées, mais elles seraient inadéquates dans le second. Il est donc proposé d'effectuer des datations par thermoluminescence, directement sur le matériel du niveau intermédiaire.

Les datations par thermoluminescence présentent également l'avantage d'être pertinentes dans une troisième hypothèse, peu probable, où le niveau intermédiaire serait contemporain de la très basse terrasse holocène historique (Ballais, 1995)

5 – Genèse :

Les méthodes utilisées devraient ainsi permettre de trancher entre les différentes hypothèses chronologiques. Dans le cas d'une genèse au début de l'Holocène, il faudra rechercher dans les caractéristiques naturelles du bassin versant les raisons d'un tel comportement. Dans le cas d'une genèse très récente,

il faudra, en plus, intégrer les nombreuses interventions anthropiques sur les rivières.

Références bibliographiques :

Ballais, J.-L., 1991a. Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. *Méditerranée*, 4, 31-38.

Ballais, J.-L., 1991b. Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental. *Physio-Géo*, n° 22-23, 89-94.

Ballais, J.-L., 1991c. Les terrasses historiques de Tunisie. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 83, 221-226.

Ballais, J.-L., 1995. Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : Climate and anthropogenic controls. In Lewin, J., Macklin, M.M., Woodward, J.C., (Eds), *Mediterranean Quaternary River Environments*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 183-194.

Ballais, J.-L., Crambes, A., 1992. Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire. *Méditerranée*, Aix-en-Provence, 1.2, p. 29-41.

Ballais, J.-L., Benazzouz, M.T., 1994. Données nouvelles sur la morphogenèse et les paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes dans la vallée de l'oued Chéria-Mezeraa (Nemencha, Algérie orientale). *Méditerranée*, 3.4, 59-71.

Ballais, J.-L., Bieda, S., Petit-Maire, N., Burollet, P.F., Fontugne, M., Rosso, J.-C., 1995. Morphogenèse et géosystèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien. *Mém. Soc. géol. France*, n.s., 167, 25-32.

Ballais J.-L., Benazzouz M.T., Benmohammadi A. (2003). – Environmental dynamics and land occupation in the Saharan margins of the Holocene Maghreb, in E. Fouache éd. *The Mediterranean World. Environment and History*, Elsevier, Paris, 341-351.

Coque, R., 1962. *La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique*. A. Colin, Paris.

Jorda, M., 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution, *Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire*, n.s., 2, 49-70.

Jorda M., Miramont C., Rosique T., Sivan O. (2002). – Evolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du Sud, France) depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur, in J.-P. Bravard, M. Magny dir. *Les fleuves ont une histoire*, Errance, Paris, 239-249.

Lefèvre, D., Ballouche, A., 1991. Evolution de l'environnement de la marge nord-saharienne à l'Holocène : exemple du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *Cahiers du Quaternaire*, 16, 451-477.

Masson, M., Garry, G., Ballais, J.-L., 1996. *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*, Editions Villes et Territoires.

Simone, C., 2000. *Le géosystème dunaire anthropisé d'Essaouira-est (Maroc atlantique). Dynamique et paléoenvironnements*. Thèse de doctorat, Université de Provence.

Vita-Finzi, C., 1969. *The Mediterranean Valleys : Geological Changes in Historical Times*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Weisrock, A., Rognon, P., 1977. Evolution morphologique des basses

vallées de l'Atlas atlantique Marocain. *Géologie Méditerranéenne*, V, 4, 313-334.

Williams, G.E., 1970. Piedmont sedimentation and late Quaternary chronology in the Biskra region of the northern Sahara. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, 40-63.

LES NIVEAUX INTERMEDIAIRES DE L'ARGENT-DOUBLE (AUDE)

Jean-Louis BALLAIS, Virginie LAURENT, UMR *ESPACE*

L'étude sédimentologique

Une première recherche a été effectuée sur les niveaux intermédiaires repérés sur l'Argent-Double (Laurent, 2003).

Le plus caractéristique d'entre eux se localise immédiatement à l'amont de la distillerie de Rieux-Minervois, en rive droite de la rivière dont il domine le lit majeur d'environ 3 m. Trente échantillons y ont été prélevés à la tarière, selon une verticale. Le diagramme triangulaire (cf. annexe) montre quatre ensembles plus ou moins sableux. Le premier (en rouge) concerne les échantillons 16 à 26 et 28 à 30. Il s'agit des échantillons les plus fins, les plus limono-argileux et ils se situent le plus en profondeur (de 130 à 205 cm). Le second (en bleu) concerne les échantillons les plus sableux et donc les plus grossiers. Il s'agit des échantillons 1 à 7 et 9 à 13. Ce sont les échantillons les plus proches de la surface (de 0 à 124 cm). Quatre échantillons se situent en dehors de ces deux grands ensembles. Trois présentent une granulométrie intermédiaire (ensemble gris) et un a la granulométrie la plus grossière (ensemble vert). Pour l'ensemble gris, on peut supposer que, lors du passage forcé de la tarière, les échantillons ont pu être pollués par des grains plus grossiers tombés des bords du haut du tariérage. L'échantillon 8, quant à lui, est le seul à contenir un gravier, ce qui explique sa position. Grâce à ce diagramme, on constate un grano-classement vertical des fins aux plus grossiers, du bas vers le haut.

Les courbes granulométriques cumulatives des sables contenus dans ces échantillons sont toutes de type hyperbolique (cf. annexe), à une exception près. Elles témoignent de la faible dynamique passée, de dépôts en eau calme. L'importance des particules fines fait penser à des dépôts de fin de crue, par décantation. Tous ces échantillons ont un grain moyen très fin. Toutefois, dans cette finesse, il existe quelques nuances (cf. annexe). Au sommet du tariérage, le grain moyen est proche de 0,2 alors qu'à la base il n'est plus que de 0,14. Cette évolution confirme l'hypothèse émise lors de l'analyse de la texture quant à l'existence d'un grano-classement vertical. On remarque cependant que quelques échantillons à une profondeur de 100 cm ont un grain moyen légèrement moins faible, ce qui est peut-être dû à une ou plusieurs crues un peu plus fortes.

La granulométrie totale des échantillons, obtenue grâce au granulomètre laser permet d'utiliser l'image C-M (Passega, 1957, 1963) (cf. annexe). Il s'agit d'un graphique à double entrée sur lequel on figure en ordonnée le point

correspondant à la valeur du premier percentile et en abscisse celle de la médiane.. La position de ce point sur une grille interprétative proposée par Passega est supposée indiquer le mode de mise en place du sédiment. Mais le diagramme de Passega, élaboré pour obtenir des informations sur le mode de mise en place de sédiments fossilisés et aider à la recherche d'hydrocarbures dans le sous-sol, n'a guère d'intérêt quand on a sous les yeux le mode de mise en place. Surtout, le mode observé dans la nature ne correspond qu'occasionnellement au mode qu'indique le diagramme. C'est ce que nous avons constaté sur le niveau intermédiaire de l'Argent-Double : aucun des échantillons n'entre dans les patatoïdes prédéfinis. Cependant, le diagramme (cf. annexe) montre deux populations nettement séparées. A droite, se localisent les échantillons issus du tariéage effectué en rive gauche, dans des dépôts colluviaux, et à gauche ceux issus du tariéage dans le niveau intermédiaire de rive droite. Le nuage des colluvions (en rose) est horizontal et calé sur une valeur de premier percentile de 10 000 μm . Pour ces échantillons, la médiane varie mais le premier percentile est presque stable. Le second nuage (bleu) représente les alluvions et a un axe oblique. Les valeurs de médiane et de percentile sont assez homogènes car le nuage de points, peu étendu, a une forme assez ramassée. Ces observations permettent de montrer une discontinuité entre alluvions et colluvions de part et d'autre d'une valeur de la médiane égale à 15 μm . Selon Passega (1963), lorsque la valeur de la médiane est inférieure à 20 μm , il s'agit d'un transport en suspension « pélagique ». Sur notre diagramme, cette discontinuité est placée à 15 μm et laisse penser que les dépôts alluviaux sont donc des dépôts issus d'un transport en suspension « pélagique ». Dans l'hétérogénéité générale de l'organisation des sédiments, il existe cependant une esquisse d'organisation verticale des échantillons. En effet, les sédiments les plus profonds ont les plus petits premiers percentiles. Les autres prélèvements se répartissent diversement dans le nuage. Ceci permet de dire qu'il y a eu plusieurs crues qui se sont succédées avec des caractéristiques dynamiques semblables. Nous pouvons alors supposer que le temps de construction de ce niveau a été court, mais nous ne pouvons pas déterminer le nombre de crues qui l'ont construit.

Les pourcentages de matière organique sont compris entre 1,6 et 0,7% (cf. annexe). Les taux en profondeur sont nettement inférieurs à ceux de surface : plus la profondeur est grande, plus le taux est faible, ce qui peut s'expliquer par la pédogénèse actuelle. Dans le détail, on constate, autour de 100 centimètres, une baisse du taux de 1,1 à 0,8% puis, vers 110 centimètres, une hausse de ce taux qui passe de 0,9% à 1,3%. A ce même niveau, le grain moyen est plus important et de nouvelles classes modales apparaissent. On peut donc supposer que, vers 110 cm, il y a eu une légère pause dans le dépôt qui a permis un début d'évolution pédologique. Ensuite, une ou plusieurs crues sont survenues avec une intensité plus forte, ce qui expliquerait l'augmentation légère du grain moyen, l'apparition de nouveaux modes et la diminution du taux de matière organique.

Pour chaque échantillon, et dans chaque fraction sableuse, il existe toujours un taux important de quartz non usés (cf. annexe). Cette constatation indique que, même sur des niveaux que nous savons alluviaux, la discrimination entre apports latéraux et apports longitudinaux est difficile, en raison probablement du trop court transport dans l'Argent-Double dont la longueur ne dépasse pas 38 km.

La modélisation hydraulique

La méthode intégrée mise au point par S. Chave (2003) a été appliquée au

niveau intermédiaire. Un modèle morpho-topographique a été élaboré. Il représente les données tridimensionnelles relevées grâce à un GPS de type RTK (Real Time Kinematic). La précision est centimétrique à sub-décimétrique. Au total, 560 points ont été levés dont 532 qui couvrent le tronçon étudié. Le modèle morpho-topographique permet d'obtenir les profils en long des sommets et pieds de talus de la terrasse et des profils en travers à insérer dans le modèle hydraulique. Ce modèle a permis d'obtenir les profils en long et en travers (les profils en travers sont obtenus par un procédé numérique qui consiste à couper transversalement le MNT par une droite reliant chaque extrémité de la plaine alluviale) sur le bief.

A la suite de la construction de ce modèle morpho-topographique, un modèle hydraulique a été établi afin de déterminer la ligne d'eau. Après plusieurs itérations, il s'avère que la plaine alluviale est inondée dans sa totalité (niveau intermédiaire exclu) pour une gamme de débit comprise entre 900 et 1 200 m³/s. Lorsqu'on inclut le niveau intermédiaire dans la zone inondable, le débit nécessaire passe à 3 200 m³/s. Ce débit est trois fois supérieur au débit potentiellement attendu pour une crue rare à exceptionnelle. C'est pourquoi nous pouvons conclure que ce niveau ne peut être considéré comme inondable.

Références bibliographiques :

Chave S. (2003). – *Elaboration d'une méthode intégrée du diagnostic du risque hydrologique*, thèse doctorat, Université de Provence, 284 p.

Laurent V. (2003). – *Détermination des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double (Aude) : inondabilité et morphogenèse*, mémoire de DEA, Université de Provence.

Passega R. (1957). – Texture as characteristics of clastic deposition, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 41.9, 1952-1964.

Passega R. (1963). – Analyses granulométriques, outil géologique pratique, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1489-1499.

METHODE INTEGREE : LE PROBLEME DE LA HAUTEUR ET DE LA VITESSE DE L'EAU

Jean-Louis BALLAIS, Aude MONTAGNE, UMR *ESPACE*

Des recherches ont été commencées (Montagné, 2003) pour tenter d'approcher le problème de la hauteur et de la vitesse de l'eau pendant les crues, à partir de la géomorphologie.

Une méthode basée sur les principes de Passega et de Hjulström

Les fondements mêmes de la méthode sont basés sur des principes déjà connus. En effet, elle repose essentiellement sur deux autres méthodes qui sont celle de Passega (1957, 1963) et celle de Hjulström (1935).

La méthode de Passega (cf. annexe) a été exposée et critiquée ci-dessus. Elle a été utilisée moyennant une modification importante : l'utilisation du percentile 5 au lieu du percentile 99 car il représente mieux la fraction grossière de la plaine alluviale.

La relation établie par Hjulström combine, dans un même diagramme, la vitesse critique d'érosion (qui exprime l'énergie nécessaire pour l'ablation) et la vitesse de chute des particules (qui exprime la limite de la capacité de transport), délimitant ainsi les plages où se présentent la mise en mouvement, le transport ou l'arrêt et la sédimentation des particules.

La courbe de Hjulström est utilisée par de nombreux scientifiques car elle décrit l'influence de la vitesse du transport sur la grosseur des grains transportés par un courant d'eau. Une loi générale interprète ce diagramme : la force de frottement qui retient les grains au repos est supérieure à la force de frottement en mouvement (Cailleux, Tricart, 1959). D'autre part, les grains les plus faciles à mettre en mouvement ne sont pas les plus petits, mais ceux d'environ 200 μm de diamètre. Il faut une vitesse plus forte pour entraîner les galets mais aussi pour éroder les argiles dont les grains offrent une plus grande cohérence et une surface plus lisse. Ainsi, les matériaux prélevés sont transportés de manières différentes selon leur poids et leur taille. Les particules les plus fines sont déplacées en suspension dans l'eau, les plus grossières par charriage au fond du lit et les éléments de taille et de poids intermédiaires par saltation. C'est ainsi que Hjulström (1935) souligne, d'une part qu'une vitesse critique est nécessaire pour que l'écoulement puisse détacher des particules, et, d'autre part, qu'il existe une vitesse limite de l'écoulement en dessous de laquelle les grains se sédimentent. Le diagramme démontre donc, que pour des vitesses fortes, les particules sont arrachées du fond (ablation) et transportées et que pour des vitesses plus faibles, les petites particules déjà arrachées sont transportées, les plus grosses restant sur

le fond. Quantitativement, Hjulström estime qu'une vitesse de 16 cm/s est nécessaire pour arracher des particules de 0,3 mm de diamètre, et que des vitesses d'au moins 2 cm/s sont requises pour un transport conséquent par suspension. Bravard et Petit (1997) font remarquer que la courbe associée des observations pour la partie centrale et une extrapolation vers ses deux extrémités. Par ailleurs, ils indiquent que, à l'origine, Hjulström prenait en considération la vitesse moyenne selon un profil transversal, dans une tranche d'eau d'un mètre de profondeur au moins, agissant sur des particules au repos sur un lit composé de particules de taille identique. C'est pourquoi une certaine confusion règne dans la littérature car les variables prises en compte (comme la vitesse moyenne, la vitesse à proximité du fond), les caractéristiques sédimentologiques des particules, ainsi que les conditions d'utilisation (notamment quant à l'importance de la lame d'eau surincombante) ne sont pas toujours bien définies.

La méthode

Après avoir essayé de corrélérer divers indices et paramètres, dont le rapport entre le percentile 95 et le pourcentage de ballast, de sable et de limon-argile, afin d'obtenir des résultats cohérents et significatifs, il est apparu que la seule combinaison significative s'avère être la médiane et le percentile 5. Puis, pour pouvoir déterminer quantitativement des vitesses d'écoulement par rapport à chaque niveau d'aléa, on a utilisé les mêmes données que Hjulström. Dans cette analyse, la courbe se référant à la vitesse limite de dépôt est essentielle, étant donné qu'elle va permettre de déterminer des vitesses en fonction des caractéristiques des particules.

Le découpage interne du diagramme se fera donc en fonction d'un croisement entre la vitesse d'écoulement et la taille des particules qui s'effectuera sur la courbe représentant la vitesse limite de dépôt. Les croisements définis sont : 0,2 m/s, 0,5 m/s, 1 m/s et 3 m/s (limites définies par le guide du PPRI (MATE, METL, 1999) pour caractériser le paramètre vitesse de l'aléa). Ainsi, pour 0,2 m/s, on trace une droite jusqu'à ce qu'elle rencontre la courbe de la vitesse limite de dépôt, où on obtient des particules de taille égale à 300 µm. Cela signifie que les particules inférieures à 300 µm sont celles qui correspondent à un transport en suspension et qui peuvent ainsi se déplacer en dehors du lit mineur. Plus exactement, elles permettent de caractériser le milieu où elles se déposent, qui est par conséquent le lit majeur et qui est caractérisé dans ce cas par un aléa faible. La même démarche a été renouvelée pour les autres vitesses et on a donc défini cinq classes d'aléa :

- aléa faible pour les particules inférieures à 300 µm,
- aléa moyen pour les particules comprises entre 300 et 1 000 µm,
- aléa fort pour les particules comprises entre 1 000 et 2 000 µm,
- aléa très fort pour les particules comprises entre 2 000 et 8 000 µm,
- aléa très fort pour les particules supérieures à 8 000 µm.

La hauteur d'eau

La lichénométrie (Jacob *et al*, 2002) semble prometteuse dans le cas de lits en gorge ou rocheux, mais elle n'a pas pu être expérimentée.

En revanche, à condition d'utiliser non plus la courbe de variation de la vitesse limite de dépôt, mais celle de la vitesse d'érosion, la méthode développée ci-dessus reste utilisable. Il faut, pour cela, remplacer, en ordonnée, les vitesses d'écoulement en cm/s par les hauteurs d'eau en mètre. Par conséquent, pour une

vitesse de 20 cm/s et une particule de 1 mm, on aura un transport en suspension et donc une hauteur d'eau faible. En revanche, pour une vitesse de 100 cm/s, il faut une particule qui soit supérieure à 10 mm pour qu'elle soit caractérisée par un transport par traction et donc déterminé par des hauteurs d'eau plus élevées. Le découpage interne du diagramme se fait alors en fonction du croisement entre la hauteur d'eau et la taille des particules. Les limites de hauteur d'eau : 0,5 m, 1 m et 2 m, sont également celles établies par le guide du PPRI. Ainsi, la limite entre le transport en suspension et le transport par traction est obtenue pour des hauteurs d'eau de 0,5 m et par des particules inférieures à 400 µm. Ensuite, la démarche est renouvelée pour une hauteur de 1 m et de 2 m. On obtient donc quatre classes d'aléa :

- aléa faible pour les particules inférieures à 400 µm,
- aléa moyen pour les particules comprises entre 400 et 1 000 µm,
- aléa fort pour les particules comprises entre 1 000 et 7 000 µm,
- aléa très fort pour les particules supérieures à 7 000 µm.

Une première application satisfaisante a été effectuée sur le Gardon et sur l'Ouvèze (Montagné, 2003).

Références bibliographiques

Bravard J.-P., Petit F. (1997). – *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*, A. Colin, Paris, 221 p.

Cailleux A., Tricart J. (1959). – *Initiation à l'étude des sables et des galets*, CDU, Paris, 3 vol.

Hjulström F. (1935). – Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bull. Geol. Inst.*, Univ. of Uppsala, 25, 221-227.

Jacob N., Gob P., Petit F., Bravard J.-P. (2002). Croissance du lichen *Rhizocarpon geographicum* L.s. sur le pourtour nord-occidental de la Méditerranée : observations en vue d'une application à l'étude des lits fluviaux rocheux et caillouteux, *Géomorphologie*, 4, 283-296.

Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement (1999). – *Plans de Prévention des Risques naturels (P.P.R.), risques d'inondation*, La Documentation Française, Paris, 123 p.

Montagné A. (2003). – *Analyse des processus morphodynamiques dans le lit majeur des cours d'eau méditerranéens en vue de leur intégration dans une cartographie simplifiée de l'aléa inondation : Exemples du Gardon et de l'Ouvèze*, mémoire de DEA, Université de Provence.

Passega R. (1957). – Texture as characteristics of clastic deposition, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 41.9, 1952-1964.

Passega R. (1963). – Analyses granulométriques, outil géologique pratique, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1489-1499.

CONCLUSION

Les datations par les radioisotopes environnementaux montrent que la partie supérieure de l'accumulation constituant les lits majeurs d'affluents méditerranéens du Rhône s'est poursuivie pendant la deuxième moitié du XXème siècle, postérieurement à 1955. Pour le Gardon d'Anduze, si plusieurs crues se sont produites depuis, la seule très importante, la plus forte du XXème siècle, s'est produite en 1958 et les crues suivantes, en particulier celles postérieures à avril-mai 1986, n'ont pas recouvert l'ensemble du lit majeur. En conséquence, toute la séquence supérieure, soit plus de 30 cm, s'est déposée lors de cet épisode de très forte magnitude.

Pour l'Ouvèze, il est nécessaire de distinguer entre le cours moyen, à Vaison-la-Romaine, et le cours aval, à Bédarrides. A Vaison-la-Romaine, là aussi, un seul grand épisode de crue est connu dans la deuxième moitié du XXème siècle, la catastrophe du 22 septembre 1992. La sous-séquence supérieure de la séquence supérieure, soit également plus de 30 cm, a donc été déposée par cette crue rare. A Bédarrides, en plus de la crue de 1992, une autre crue importante s'est produite en 1994, alimentée plus par le réseau des Sorgues que par l'Ouvèze. Les radioisotopes ne permettent pas de séparer les dépôts des deux crues, en raison de leur âge trop proche. Cependant, ils indiquent que toute la séquence supérieure, soit 48 cm, a été accumulée par les crues de 1992 et 1994.

Ces premiers résultats présentent un très grand intérêt en termes d'aménagement, particulièrement en ce qui concerne la prévention des inondations. En effet, ils remettent en question le principe, jamais énoncé, mais qui sous tend implicitement les études du risque d'inondation basées sur la connaissance des crues historiques, à savoir l'invariabilité des conditions de formation des crues enregistrées depuis 100 à 200 ans, voire plus. Dans cette hypothèse, et en l'absence de nivellements topographiques correspondant aux crues anciennes, les calculs de probabilités, déterminant les hauteurs d'eau en fonction des périodes de retour types (crues dites "de projet") de 10, 50 ou 100 ans, sont effectués à partir d'une base topographique supposée constante, qui est celle du niveau topographique actuel de la plaine alluviale.

Dans ces conditions, le fait que les crues anciennes aient pu s'étendre sur un plancher alluvial de niveau topographique inférieur à l'actuel impose de revoir à la hausse tous les calculs permettant de déterminer les lignes d'eau de ces crues de projet. La dérive potentielle est importante, si l'on tient compte des résultats présentés ci avant, faisant état de dépôts de 0,3 m au cours d'une seule grande crue, ou de rythmes de sédimentation de 0,10 à 0,25 m par siècle, sans même retenir les cas particuliers comme celui des basses plaines de l'Aude.

Il y aurait donc lieu dans ces cas de réévaluer les calculs hydrauliques, particulièrement en ce qui concerne les fréquences faibles (Q_{100} et Q exceptionnel) et ce dans le sens d'un accroissement de l'aléa avec le temps. Cette révision doit alors s'appuyer sur une analyse du rythme de la sédimentation au cours de la période de référence, et sur une projection de cette tendance dans l'avenir.

Il reste à prendre en compte le fait que l'évolutivité de ce lit majeur varie sans doute fortement de l'amont à l'aval d'une vallée et d'une vallée à l'autre. Sans doute limitée dans les parties amont et moyenne, elle est maximale dans la partie aval. Elle varie également en fonction de la géologie, du climat et de la couverture végétale caractérisant le bassin versant. Certaines variables, comme la couverture végétale, peuvent s'être modifiées fortement au cours de la période historique récente. Tous ces aspects seront donc à intégrer désormais dans les études prévisionnelles de l'aléa inondation.

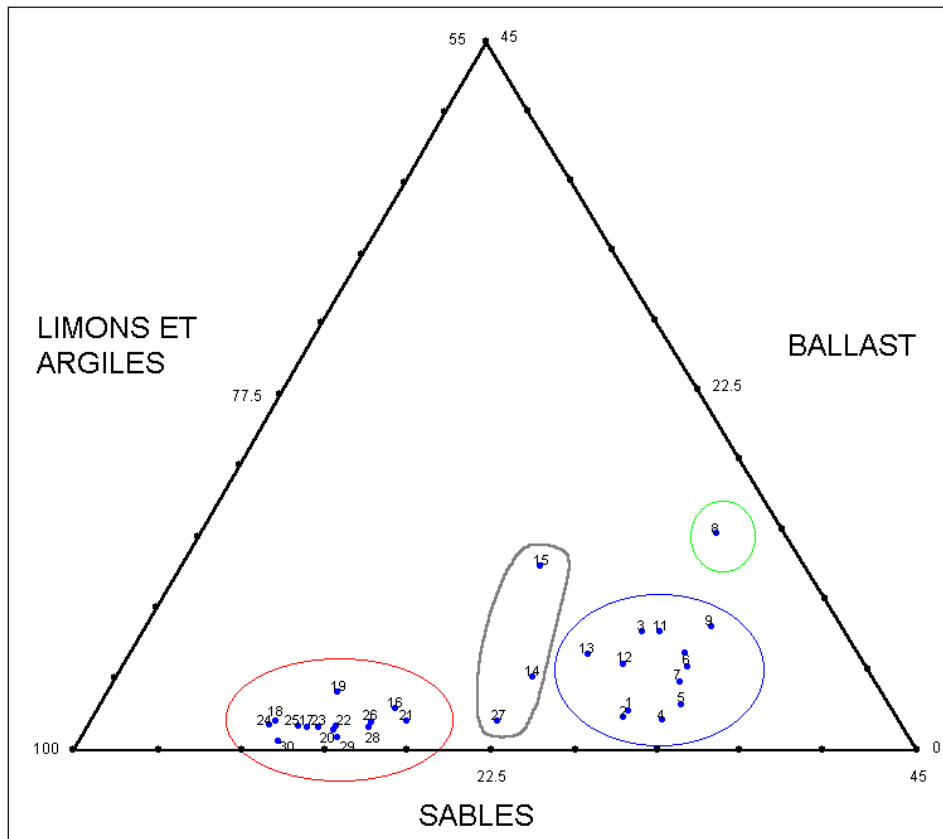
En termes de risque et d'aménagements, les considérations précédentes donnent un nouvel éclairage aux situations d'inondabilité auxquelles sont soumis les sites alluviaux et, avec eux, les urbanisations. Ainsi, peut s'expliquer le fait que des noyaux urbains anciens soient aujourd'hui inondables. Des exemples remarquables en sont donnés dans les vallées de la Meuse, de l'Aude, de la Cèze, du Gardon d'Anduze ou de l'Ouvèze.

Cette situation est vraisemblablement généralisée à toutes les agglomérations implantées dans la partie aval des bassins versants, c'est à dire où la sédimentation détritique fine est la plus active. Elle est également prévisible, plus à l'amont, dans des conditions géomorphologiques particulières, comme à l'entrée de gorges imposant la surélévation des lignes d'eau en crue (Dions sur le Gardon), ou dans des secteurs affectés comme la Meuse au sud du massif des Ardennes, par des mouvements néo-tectoniques. Le constat de cette situation nécessite la mise au point de nouvelles stratégies de protection de zones anciennement urbanisées sur ces sites ayant subi une évolution géomorphologique accélérée.

Aix-en-Provence, avril 2004

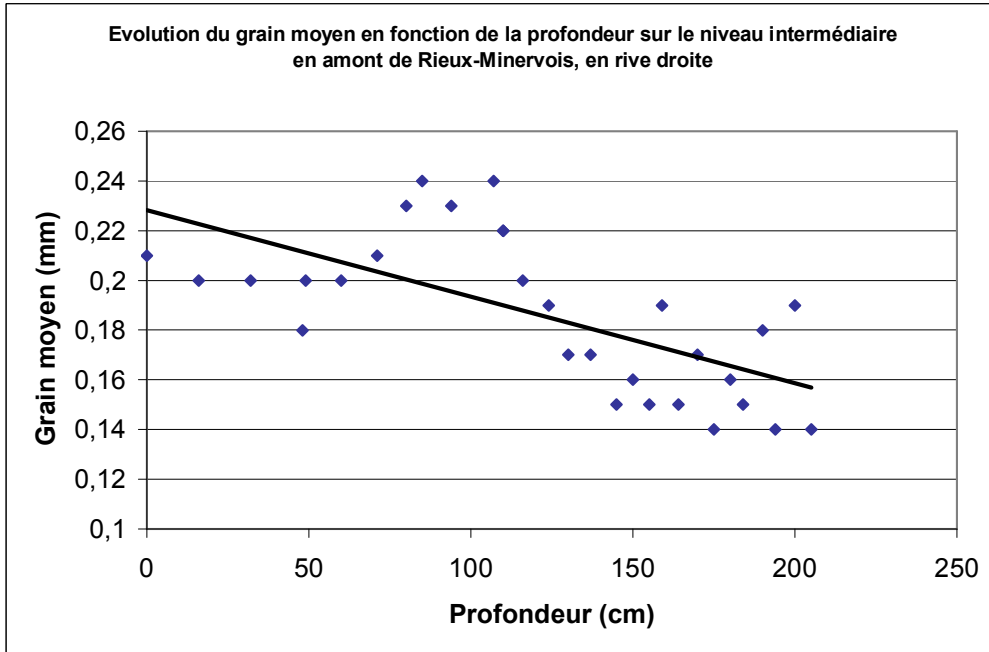
ANNEXE

Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois.

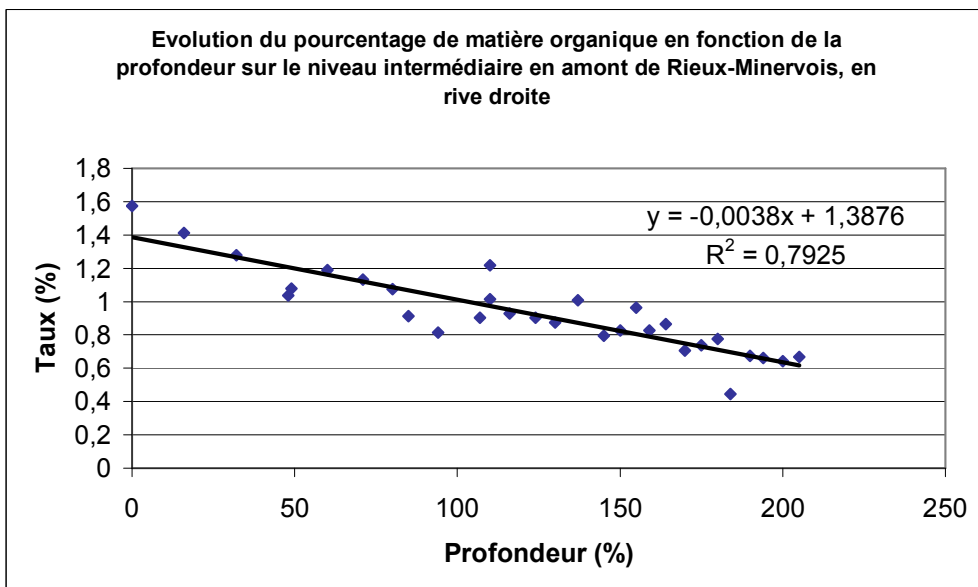


- Echantillons à granulométrie très fine
- Echantillons à granulométrie fine
- Echantillons à granulométrie grossière
- Echantillons à granulométrie plus grossière

Source : Laurent (2003)



Source : Laurent (2003)



Source : Laurent (2003)

Morphoscopie des quartz sur les échantillons de surface (fraction sableuse comprise entre 0,5 et 2 mm).

Echantillons	Pourcentage de non usés	Pourcentage de subémoussés
Pey VI.1	34	66
Sal I.2	59	41
Rieu V.1	80	20
Vai I.1	81	9
Pey VII.1	81	19
Pey XI.1	86	14
Rieu VI.1	87	13
Pey I.2	90	10
Sal I.1	93	7
Rieu I.1	93	7
Rieu II.1	93	7
Rieu IV.1	93	7
Pey IX.1	93	7
Pey X.1	93	7
Pey V.1	94	6
Pey III.1	97	3
Pey II.1	100	0
Pey IV.1	100	0
Pey VIII.1	100	0

Source : Laurent (2003)