Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône-France du Sud)

Evolution of the channel bottom along the Petit Rhône river on a pluriannual scale (Rhône delta-southern France)

Gilles ARNAUD-FASSETTA *

Résumé

L'analyse diachronique de huit profils en long levés entre 1989 et 1995 a permis de quantifier les variations verticales du plancher alluvial du Petit Rhône (branche occidentale du delta du Rhône). Le bilan sédimentaire global sur six ans est déficitaire de 164 849 m^3. La partie amont du Petit Rhône (de la diffluence jusqu'à l'écluse de Saint-Gilles) accuse un déficit de 41 728 m^3/an. La phase d'accumulation dominante (1993-1994) est corrélée à la crue exceptionnelle d'octobre 1993 qui réinjecte dans l'hydrosystème une charge sédimentaire importante. Les phases d'incision (1990-1993 et 1994-1995) sont liées à des processus plus complexes, sachant que des périodes de hautes eaux ordinaires sont morphogéniques. Un réajustement du profil en long entre deux événements hydrologiques est mis en évidence. Cette compensation sédimentaire est liée à un transfert longitudinal de la charge de fond selon le processus d'érosion en relais. La période de récupération nécessaire afin que le tronçon amont du Petit Rhône retrouve son état initial (déficit sédimentaire) est de 29 mois. A l'échelle de l'hydrosystème, le bilan sédimentaire apparaît contrasté. Les secteurs à accrétion croissante sont sensibles à l'élévation des eaux en cas de fortes crues. Les secteurs à incision régulière (diffluence...) sont soumis à une instabilité latérale du chenal (sapement de berges). Les secteurs d'équilibre sédimentaire se caractérisent par une succession de phénomènes d'incision et d'accumulation qui se compensent à l'échelle de la durée d'observation. Les variations verticales du plancher alluvial sont largement controlées par la chronologie, le rythme et l'intensité des événements hydrologiques.

Mots clés : bilan sédimentaire, quantification, charge sableuse, dynamiques fluviales, hautes eaux ordinaires, crues exceptionnelles, delta du Rhône

Abstract

The diachronic analysis of eight longitudinal profiles of the Petit Rhône (western branch of the Rhône delta) between 1989 and 1995 allowed the quantification of the vertical variations of the channel bottom. The overall sedimentary balance over six years shows a deficit of 164,849 m^3. The upstream section of the Petit Rhône (from the diffluence to Saint-Gilles lock) has a deficit of 41,728 m^3/year. Dominant accumulation periods (1993-1994) are correlated with exceptional floods that input a large sediment load into the hydrosystem. Incision periods (1990-1993 and 1994-1995) are related to more complex processes because low energy floods can also be morphogenous. A readjustment of the longitudinal profile between two hydrologic events has been revealed. This compensation in sediment is related to a longitudinal transfer of the bottom load according to the process of erosion in steps. The period necessary before the upstream section of the Petit Rhône returns to its initial state (sedimentary deficit) is 29 months. The sediment balance is highly variable at the scale of the hydrosystem. The sections showing an increasing sediment input will be more affected by rising water levels during strong floods. Sections undergoing regular incision (diffluence...) show a lateral instability of the channel (undercutting of the banks). The sections in sedimentary equilibrium are dominated by phenonmena of incision and accumulation that are compensated on the

* Institut de Géographie, CAGEP-URA 903 du CNRS, Université de Provence (Aix-Marseille I), 29, avenue Robert Schuman, F-13621 Aix-en-Provence cedex.

Persée creative commons BY: =

scale of the length of observation. The vertical variations of the channel bottom are under the control of the chronology, the succession and the intensity of flood events.

Key words : sedimentary balance, quantification, sandy load, fluvial dynamics, small flood events, exceptional flood events, Rhône delta

Abridged English version

The aim of this study is to quantify the variations of the channel bottom along the upstream section (20 km) of the Petit Rhône (western branch of the Rhône delta) and to evaluate the contribution of floods in geomorphologic adjustments of the river bed.

A knowledge of the sandy volume transported by the Rhône is fundamental in order to understand the sediment balance of the delta plain because the sands constitute the essential fraction of the littoral zone. Mobilization (erosion, transportation and deposition) of the sandy load of the Petit Rhône mainly takes place during periods of flooding. To understand the morphogenous role of floods, it is necessary to have a better understanding of the temporal and spatial modalities of sedimentary transit.

Quantification of the variations of the channel bottom of the Petit Rhône has been accomplished using diachronic analysis (1989-1995) of many longitudinal profiles. The bathymetry of the axis of the channel was carried out using an echosounder (ultrasounds). Smoothing of the profiles was made using the weighted mean formula. A volumetric calculation was made taking into account the length, width and depth of the channel. Sedimentological characterization of the sand fraction was based on the interpretation of channel sediment cores. Morphologic units of the channel bottom have been defined using observations made during a scuba diving survey.

The channel bottom of the Petit Rhône has a variable bathymetry. The longitudinal variation of the slope is characterized by a succession of binomial scour trough-thresholds. The morphologic analysis of the river's transverse cross-section allowed two types of fluvial forms to be identified. Sandy bars accumulating on the channel bottom constitute the most mobile part of the bed, as opposed to ancient muds covered by stones and blocks that represent a relatively stable bottom. Mobilization of the sandy load is caused more by vertical erosion (incision and accumulation) of the channel than by depletion of the bank deposits.

Diachronic analysis of the vertical variations of the longitudinal profile between 1989 and 1995 allows the sedimentary balance to be extrapolated to a pluriannual scale. It reveals that the overall sedimentary balance is -164,849 m^3. Certain periods are characterized by dominant phases of accumulation (1993-1994) and others by phases of incision (1990-1993 and 1994-1995).

Factor controlling transit of the sandy load are complex. During the period 1993-1994, caracterized by an abundant hydrology, the sedimentary balance is positive. But the exceptional flooding contributed to a variable input of the sandy load into the river hydrosystem.

Sedimentary transport does not necessarily take place during the worst floods. Weak floods can have morphogenous effects on the sandy river bottom. Analysis of the period between November 15, 1994 and January 10, 1995 (57 days) have shown that two weak energy floods (liquid discharge between 170 m3/s and 260 m3/s) were at the origin of a sedimentary deficit of 264,040 m^3. The relative fineness of the deposits (medium to fine sands) composing the bottom load of the Petit Rhône facilitates its mobilization, even during low water velocity. Chronologically, the vertical variations of the channel bottom depend on the importance and the succession of the flood events.

Rapid adjustments of the longitudinal profile can take place between two major hydrologic events, leading to a reduction of the slope of the river bottom. This study shows that the alluvium is transported by steps : scour throughs play the role of temporary traps for the sediments which are transported downstream from the thresholds.

INTRODUCTION

Les sédiments sableux transportés dans le chenal du Rhône représentent une part non négligeable de la charge sédimentaire globale transitant dans la plaine deltaïque. Aujourd'hui, la charge sableuse du Rhône, transportée sous la forme de charge de fond ou de matières en suspension (MES), constitue la principale source d'alimentation potentielle de la zone littorale camarguaise. La connaissance de son volume est fondamentale pour comprendre le bilan sédimentaire du delta du Rhône.

De nombreux auteurs ont montré que la mobilisation (prise en charge, transport et dépôt) de la charge de fond dans les lits fluviaux s'effectue largement lors des périodes de crues au cours desquelles le chenal est soumis au jeu complexe des processus d'incision et d'exhaussement des fonds (Mc Carthy *et al.*, 1991). A la différence du transport en suspension, le transport de la charge de fond est essentiellement contrôlé par la compétence du cours d'eau (Colby, 1957; Schumm, 1977; Manickam et Barbaroux, 1987; Guillen *et al.*, 1992; Wilby et Gibert, 1993). La modification de la charge de fond et du débit liquide se traduit immanquablement par un ajustement de la géométrie du lit fluvial, plus encore au niveau du plancher alluvial (Brossé, 1982; Béchet, 1983; Poinsart *et al.*, 1989; Bravard et Gilvèar, 1993). Comprendre le rôle morphogénique des crues nécessite alors une meilleure compréhension des modalités temporelles et spatiales du transit sédimentaire dans les lits fluviaux.

Le secteur étudié correspond au tronçon amont du Petit Rhône compris entre la diffluence Petit Rhône-Grand Rhône et l'écluse de Saint-Gilles; il représente une longueur de 20 km (fig. 1). Le Petit Rhône s'écoule aujourd'hui sur près de 70 km, dans la partie occidentale de la plaine deltaïque rhodanienne. Son lit unique, assez rectiligne dans la partie amont (indice de sinuosité, Is, = 1,3) décrit ensuite de nombreux méandres très serrés dans la partie aval (Is = 2,3), occasionnant alors un ralentissement ou même le blocage du transit alluvionnaire vers la marge littorale.

Le module du Petit Rhône est de 166 m^3/s (données CNR), mais le régime hydrologique du fleuve connaît d'importantes fluctuations liées à des étiages bas (minimum connu de 38 m^3/s en 1921 ; Pardé, 1925) et à des périodes de crues remarquables (maximum de 1 078 m^3/s en 1994). En évacuant seulement 10 à 15 % des débits liquides rhodaniens, le Petit Rhône est considéré comme un *cours d'eau à accumulation* dans la partie aval de son tracé, du fait de l'exhaussement progressif du chenal par excédent de charge sédimentaire (Rapport Camargue, 1970; Gilvèar et Bravard, 1993). La conséquence à long terme d'un tel phénomène pourrait entraîner le colmatage d'au moins une partie de la bande active du chenal.

La connaissance actuelle des transports solides rhodaniens concerne essentiellement le charriage, en amont du delta du Rhône. En aval de Lyon, la charge de fond représenterait environ 36 000 t/an (Cottereau, 1988). Sur le tiers central du bas-Rhone, le transport par charriage atteindrait environ 144 000 t/an, après les aménagements par dérivation (Savey et Déleglise, 1967; Tormos *et al*, 1989). Le tiers aval du bas-Rhône a fait l'objet d'une étude montrant l'importance du charriage (32 000 t/an) dans le transit sédimentaire entre Beaucaire et Arles (Dugas, 1989). A proximité immédiate du delta du Rhône, la quantification des MES transitant à Arles (PK 283,5) serait estimée à 6 Mt/an, avec des variations de 2 à 15 Mt/an; 80 % des apports transiteraient lors des crues supérieures à 3 000 m^3/s (Pont, 1996).

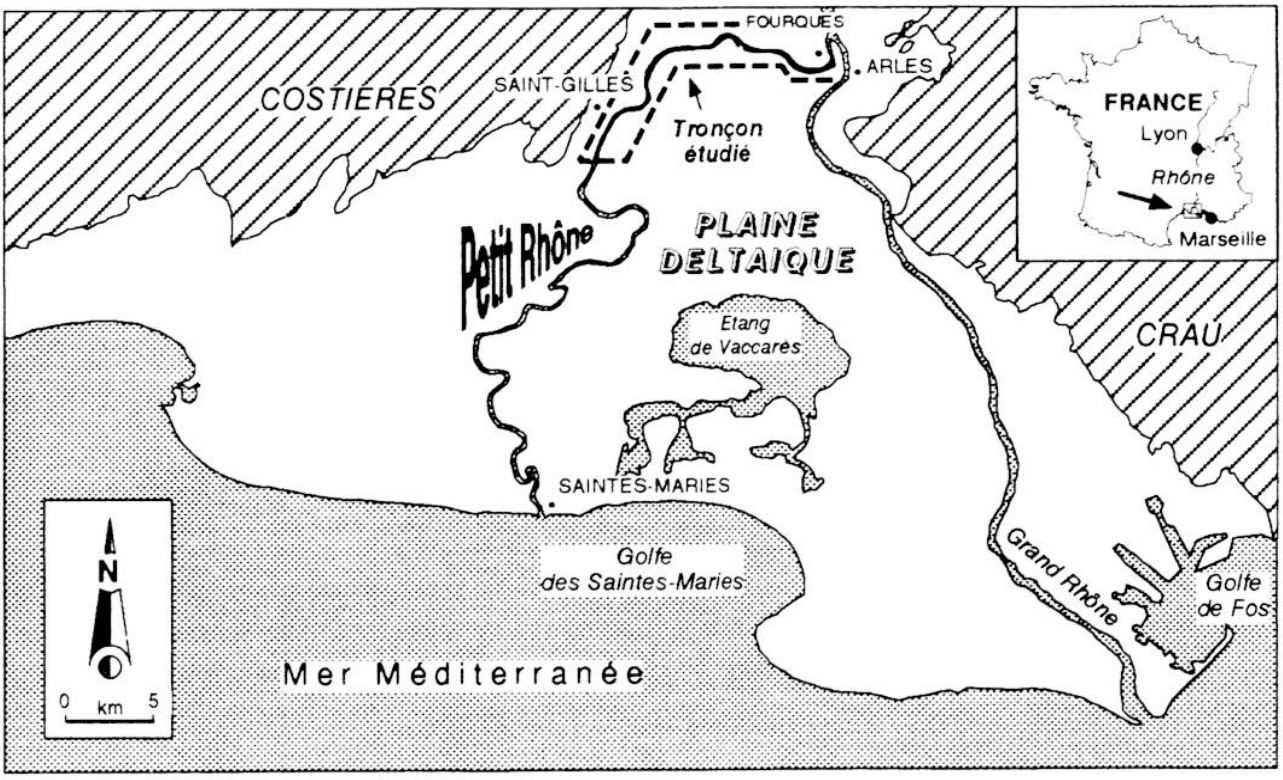


Fig. 1 – **Carte de localisation du delta du Rhône représentant le Petit Rhône et le secteur étudié.**

*Fig. 1 – **Location map of the Rhône delta showing the Petit Rhône and the studied area.***

Au cours de la période étudiée (1989/1995), trois crues d'ampleur exceptionnelle (octobre 1993, janvier et novembre 1994) ont interrompu plusieurs années de « calme hydrologique » sur le delta du Rhône marqué jusqu'alors par des périodes de hautes eaux ordinaires et quelques crues moyennes (fig. 2 et tab. 1). Cet article a pour objectif de 1) quantifier l'évolution du plancher alluvial du Petit Rhône et 2) évaluer la participation des crues et des hautes eaux ordinaires aux ajustements géomorphologiques du fond du chenal. Ce travail permettra en outre de préciser quelles sont les parties de l'hydrosystème qui, à court terme (de 10 à 100 ans), seront sensibles au processus de remblaiement.

MÉTHODOLOGIE

La quantification des variations verticales du plancher alluvial du Petit Rhône a été réalisée à partir de l'analyse diachronique de plusieurs profils en long levés par le *Service de la Navigation Rhône-Saône – Subdivision d'Arles*. En l'absence de relevés diachroniques de profils transversaux, l'exploitation des profils en long peut constituer une première approche quantitative des modifications du fond du lit du Petit Rhône dont l'interprétation devra rester nuancée.

La topographie du fond a été relevée dans l'axe du chenal à l'aide d'un échosondeur à ultrasons (enregistrement en continu sur support papier). Les huit profils retenus couvrent une période d'environ 6 ans (31 mai 1989, 5 septembre 1990, 18 mars 1993, 27 octobre 1993, 30 mai 1994, 15 novembre 1994, 10 janvier 1995 et 21 août 1995).

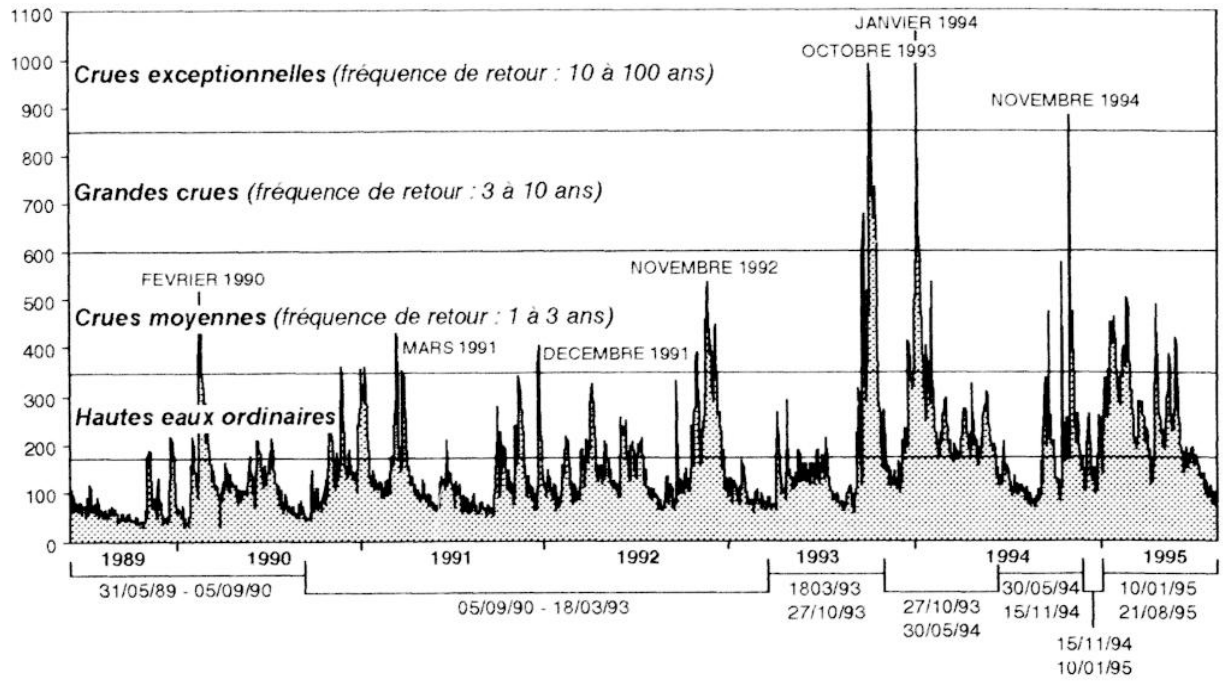


Fig 2 – **Evolution des débits liquides journaliers (en m^3/s) du Petit Rhône entre le 30 mai 1989 et le 21 août 1995 à Fourques (10 à 15 % des débits du Rhône en amont de la confluence) (Données CNR).**

*Fig 2 – **Evolution of the liquid discharge per day (in m3/s) of the Petit Rhône river from 30 may 1989 to 21 august 1995 at Fourques (10 to 15 % of the liquid discharge of the Rhône river upstream the confluence) (CNR data).***

	31/05/89 05/09/90	05/09/90 18/03/93	18/03/93 27/10/93	27/10/93 30/05/94	30/05/94 15/11/94	15/11/94 10/01/95	10/01/95 21/08/95	Total
Crues exceptionnelles	0	0	1	1	1	0	0	3
Grandes crues	0	0	1	0	0	0	0	1
Crues moyennes	1	7	0	1	2	0	5	16
Hautes eaux ordinaires	6	10	6	5	1	2	2	32
Total	7	17	8	7	4	2	7	52

Tableau 1 – **Fréquence et ampleur des événements hydrologiques au cours des périodes étudiées.**

*Table 1 – **Frequencies and flood events intensity during the study periods.***

Sur chaque profil ont été extraits 100 points de mesure sélectionnés tous les 200 mètres. La précision verticale de ces levés est de +/- 10 cm. Afin de faciliter la lecture des courbes obtenues, nous avons effectué un lissage par la technique de la moyenne mobile calculée sur sept valeurs, soit 1,4 km.

Par ailleurs, un calcul volumétrique est proposé suivant l'équation :

$$V = \sum_{i=1}^{n} (L_i \times ls_i \times \Delta C_i)$$

i = numéro du tronçon (PK)
L = longueur (200 mètres)
ls = $(l_1 + l_2) / 2$ = largeur moyenne du fond du chenal tous les 200 mètres (en mètres)
l_1 = largeur du chenal à +1 m du fond
l_2 = largeur du chenal à +2 m du fond
ΔC = variation de la cote moyenne du fond du chenal d'un état à l'autre (en mètres NGF)

Le calcul de ls a été effectué à partir de profils en travers levés le 15 novembre 1994 par le *Service de la Navigation Rhône-Saône – Subdivision d'Arles*. La largeur du chenal a été prise en considération jusqu'à +2 m du fond compte tenu de l'amplitude moyenne des phénomènes d'incision et d'exhaussement qui peut être supérieure à 1 m (cf. *infra*).

La caractérisation sédimentologique des alluvions est basée sur l'interprétation de carottes sédimentaires que nous avons prélevées dans le chenal. Des mesures de cohésion des sédiments ont été réalisées sur ces carottes à l'aide d'un pénétromètre de poche (*Labotest*). La description des unités morphologiques du fond du chenal s'appuie également sur des observations réalisées lors de plusieurs plongées en scaphandre autonome effectuées dans le lit du Petit Rhône.

LES UNITÉS MORPHOLOGIQUES DU CHENAL

Le chenal représente le *lit ordinaire* du Petit Rhône, inondé pour un débit équivalent au module. Des enrochements parallèles aux berges délimitent quelquefois son extension latérale. De la diffluence à l'écluse de Saint-Gilles, sa largeur peut varier de 76 m (PK 289,6) à 212 m (PK 298,4). Le chenal est bordé par des levées de berge au delà desquelles s'étend la plaine d'inondation ; celle-ci est aujourd'hui limitée par des digues insubmersibles pour un débit voisin de 1 200 m^3/s (fig. 3).

Le système des seuils et mouilles

Le tronçon étudié présente une variation longitudinale de la pente rythmée par une succession de *binômes seuil-mouille* (Keller et Melhorn, 1978). En tout, cinq binômes et une mouille créent un profil contrasté (fig. 4). La longueur des seuils varie de 0,8 à 3,8 km, celle des mouilles de 1,2 à 3,8 km. La largeur moyenne du fond du chenal au niveau des seuils (78 m) est supérieure à celle des mouilles (67 m). L'espacement entre les seuils et les mouilles est irrégulier, celui-ci tendant à être plus important dans la partie aval du tronçon. La pente moyenne du fond du chenal (-0,092 m/km) est inversée par rapport au sens d'écoulement du cours d'eau ; cette inversion tend localement à s'accentuer à l'amorce des seuils.

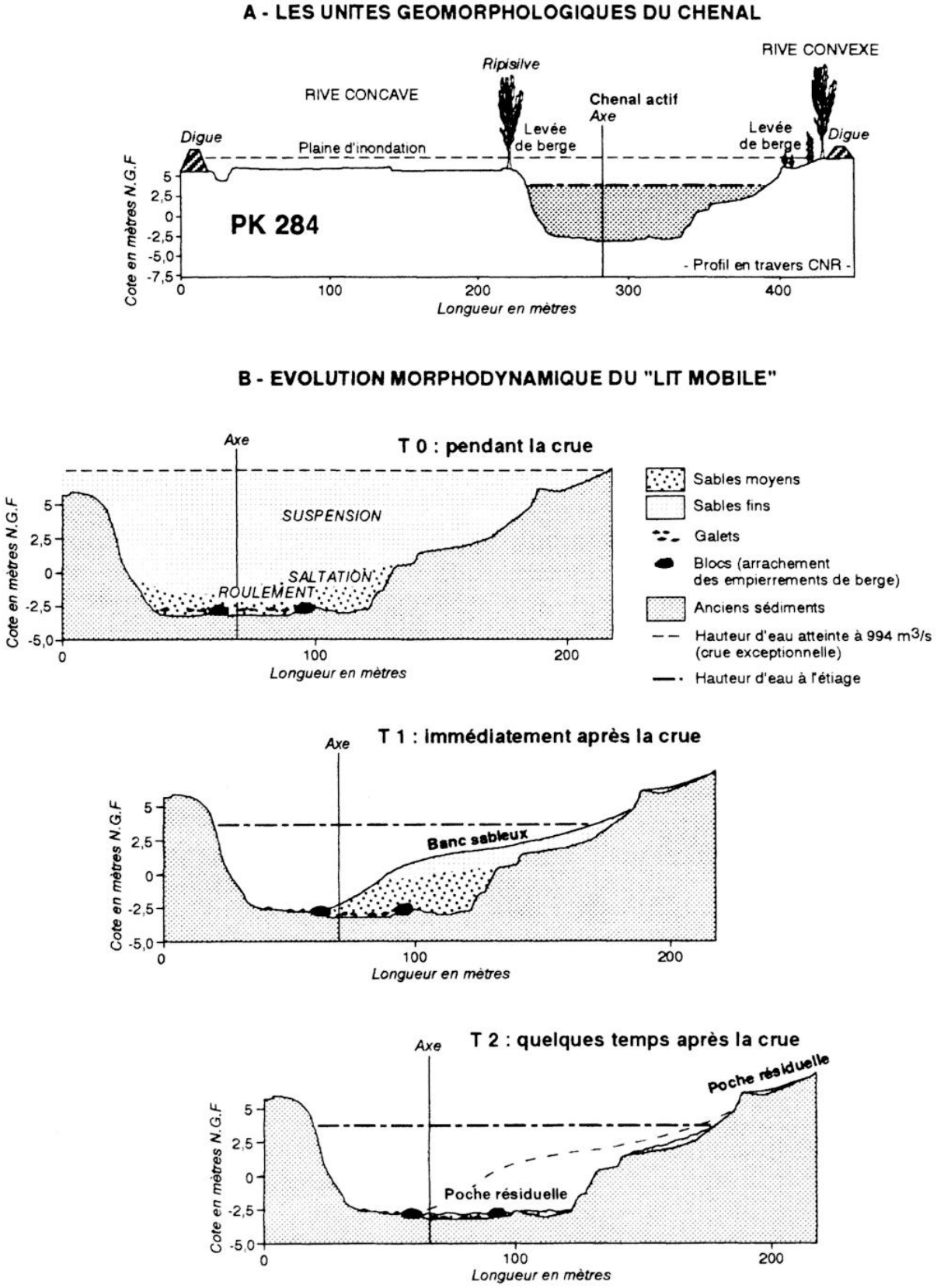
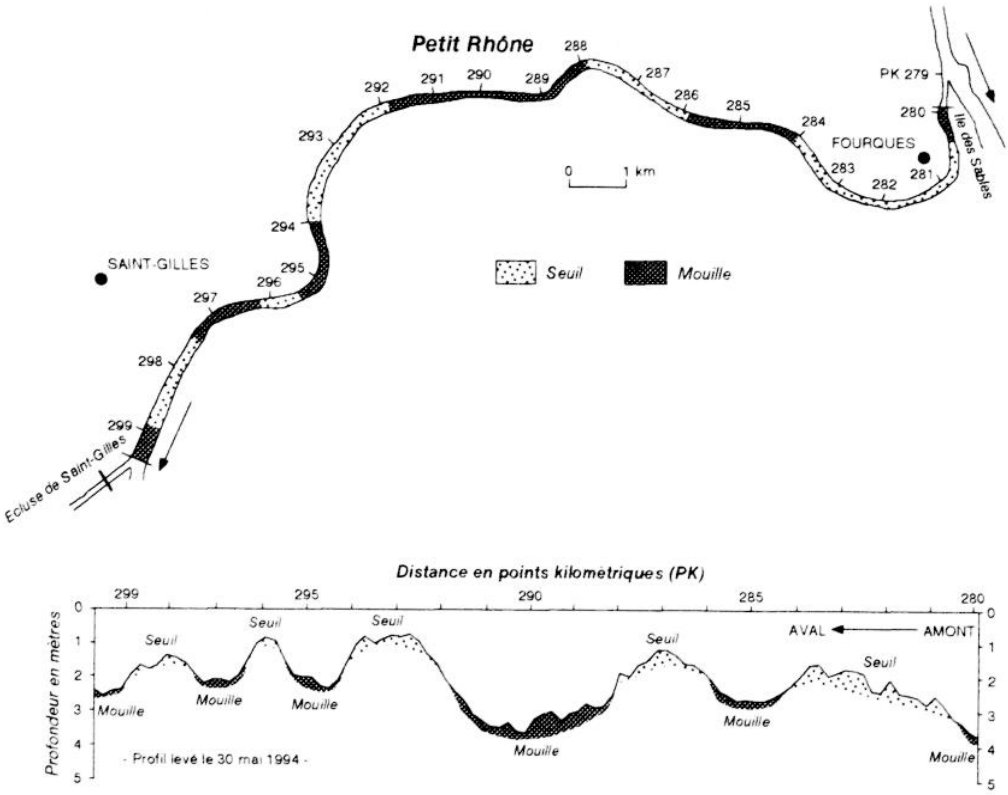


Fig. 3 – **Variation transversale du profil du Petit Rhône dans le méandre de l'Aude (PK 284).**

*Fig. 3 – **Cross-profile variations of the Petit Rhône in the Aude meander (PK 284).***



Formes	Largeur moyenne du fond du chenal (en m)	Longueur (en km)
Seuil	78	De 0,8 à 3,8
Mouille	67	De 1,2 à 3,8

Fig. 4 – **Variation du profil en long du Petit Rhône : seuils et mouilles.**

*Fig. 4 – **Longitudinal profile variations of the Petit Rhône river : scour troughs and thresholds.***

L'observation des huit profils met en évidence une certaine immobilité longitudinale du binôme seuil-mouille ; chaque forme évolue surtout selon une composante verticale par engraissement ou décapage de sa partie sommitale. Les modifications de l'altitude du fond du chenal sont induites par la formation de bancs sableux directement liés aux crues.

Caractérisation des milieux de sédimentation fluviatiles

L'analyse morphologique du profil transversal du Petit Rhône permet d'identifier deux types de formes fluviales dont la genèse, les caractères sédimentologiques et l'évolution dynamique restent distincts (fig. 4).

Les fonds limono-argileux

L'observation du fond du lit en période de basses eaux a montré que celui-ci est essentiellement constitué de limons argileux organiques et très cohésifs (indice de cohésion, Ic, = 30 kPa). L'analyse malacologique, effectuée par F. Magnin sur des

niveaux prélevés par carottage, montre la prédominance de mollusques de milieu oligohalin *Stagnicola palustris* (Müller), *Bithynia tentaculata* (L.), *Planorbis planorbis* (L.); ils s'opposent aux espèces prélevées en position de vie sur le fond du chenal actuel (*Corbicula sp.*), témoignant de conditions hydrodynamiques plus intenses. Ces limons argileux sont recouverts de galets (0,4 cm < longueur < 8 cm) et de quelques blocs issus de l'arrachement ponctuel des empierrements de berge. Le taux de recouvrement des galets et des blocs est compris entre 5 et 15 %. Représentant l'armurage du fond du chenal, cette charge grossière a de fait un rôle protecteur notable contre l'érosion du plancher alluvial dont elle contribue à renforcer la stabilité (Bray et Church, 1980; Poinsart, 1992). Ces limons argileux représentent en fait des sédiments fossiles (plaine d'inondation) entaillés par le chenal actuel du Petit Rhône. Leur remaniement est très difficile : les phénomènes d'érosion sont réduits et surviennent surtout au cours des crues de haute énergie. Les fonds limono-argileux se rencontrent plus fréquemment dans les mouilles ainsi que dans les secteurs du cours d'eau où la vitesse d'écoulement est élevée (diffluence, tronçon rectiligne).

Les bancs sableux

C'est en rive convexe que se dépose l'essentiel de la charge sableuse du cours d'eau, constituant de larges bancs qui s'étendent très souvent au delà de l'axe du chenal. Le transport de la charge sableuse s'effectue dans des conditions de haute énergie, mais pas forcément durant les plus fortes crues. Les sédiments se déplacent en contact avec le fond du lit ou à proximité. Les dépôts sont relativement grossiers (mode compris entre 250 et 315 microns) et marqués par une structure litée entrecroisée ou oblique. L'image CM des dépôts indique que le mode de déplacement des sables sur le fond du lit est mixte et s'effectue par roulement ou par suspension graduée. La partie sommitale des bancs est majoritairement composée de sables issus de la suspension graduée; les MES jouent donc un rôle important dans leur construction. Le degré de cohésion très faible (Ic = 9 kPa) contribue à faciliter leur mobilisation pendant les périodes de hautes eaux (cf. *infra*). En fait, les limites entre le transport en suspension et le transport de fond sont graduelles et une même particule peut être transportée successivement par plusieurs modes de transport (Guillen *et al.*, 1992). Les travaux de Moss (1972) et de Middleton (1976) ont montré que bon nombre de sables fluviatiles effectuent la plupart de leur trajet en suspension mais le temps pendant lequel ils sont maintenus en roulement est plus grand. La formation des bancs sableux est assez rapide; leur mise en place accompagne généralement la diminution de la compétence du cours d'eau lorsque survient la décrue. Ces bancs perdurent jusqu'à l'arrivée d'une nouvelle crue qui pourra entraîner la remise en mouvement d'une grande partie des sables déposés jusqu'alors. Cette étude met en évidence que le taux d'érosion des bancs sableux dans l'axe du chenal peut varier de 1 à 100 % en fonction de l'hydrodynamisme. Il atteint en moyenne 20 % du volume sédimentaire. L'évacuation des bancs sableux est totale dans 2 à 3 % des cas; de fines accumulations sableuses forment alors des « poches » résiduelles sur le fond du lit.

En définitive, l'analyse des unités morphologiques du chenal montre que les sables s'accumulant sur le fond constituent la partie habituellement mobile du Petit Rhône, par opposition aux vases fossiles « nappées » de quelques galets et de blocs qui représentent le fond relativement stable du cours d'eau. La mobilisation de la charge

sableuse s'effectue plus par érosion (incision et accumulation) verticale du chenal que par érosion latérale des berges. Dans le cas du Petit Rhône, l'érosion latérale est limitée par l'endiguement longitudinal et le recouvrement végétal des berges.

EVOLUTION PÉRIODIQUE DU PLANCHER ALLUVIAL DE 1989 À 1995

La période du *31 mai 1989 au 5 septembre 1990* est caractérisée par la succession de phases de hautes eaux ordinaires (180 m^3/s < QL < 220 m^3/s) et d'une crue moyenne (QL = 530 m^3/s) (fig. 5A et tab. 2). Le bilan sédimentaire est globalement déficitaire sur l'ensemble du tronçon étudié; le plancher alluvial du Petit Rhône a perdu 310597 m^3 de sédiments. L'érosion atteint en moyenne 109 cm; elle s'est effectuée préférentiellement au niveau des mouilles (-548967 m^3). La plupart des seuils ont subi une érosion, même si elle est limitée. L'accumulation, qui atteint en moyenne 55 cm, est confinée au niveau des seuils situés dans les boucles de méandre (+238370 m^3).

La période du *5 septembre 1990 au 18 mars 1993* est marquée par la présence de dix événements hydrologiques de faible ampleur (200 m^3/s < QL < 340 m^3/s) ainsi que de sept crues moyennes (360 m^3/s < QL < 530 m^3/s) (fig. 5B et tab. 2). Le bilan sédimentaire est à nouveau déficitaire (-204100 m^3), correspondant au déstockage de 66 % du matériel déposé précédemment (fig. 6B). L'analyse détaillée du phénomène montre une situation géographique qui s'oppose à la précédente. Les zones en érosion concernent essentiellement les seuils (-517827 m^3) : tous les seuils précédemment en accrétion ont été décapés. Les mouilles et la zone en aval de la diffluence, auparavant en érosion, enregistrent une nette accrétion (+313727 m^3). L'accumulation moyenne est de 94 cm, avec un maximum de 439 cm au PK 282, mais le piégeage alluvial n'est pas suffisant pour compenser les pertes en sédiments.

La période du *18 mars 1993 au 27 octobre 1993* est marquée par l'avènement d'une crue d'ordre centennal (fig. 2). Le débit liquide maximal enregistré à Fourques le 10 octobre 1993 est de 1018 m^3/s (9800 m^3/s en amont de la diffluence). Les apports alluviaux ont été considérables (fig. 5C et tab. 2). Le bilan sédimentaire est largement excédentaire (+673028 m^3), ce qui représente un enrichissement sédimentaire de 130 % par rapport à la situation précédente (fig. 6B). La quasi totalité du fond du lit du Petit Rhône connaît alors un exhaussement important. Atteignant en moyenne 85 cm, celui-ci est toutefois maximal (299 cm) en aval de la diffluence (perte d'énergie). Le volume de sédiments piégé dans le chenal est évalué à +774782 m^3. Seuls les secteurs situés sur le contrefort aval de certains seuils apparaissent en érosion (-101754 m^3).

La période du *27 octobre 1993 au 30 mai 1994* correspond à l'arrivée d'une nouvelle crue exceptionnelle en janvier 1994, celle-ci survenant à quelques mois seulement de la précédente (fig. 5D et tab. 2). Le débit liquide atteint le 8 janvier 1994 à Fourques est de 1078 m^3/s (soit 10568 m^3/s en amont de la diffluence). Le bilan sédimentaire reste légèrement positif (+6792 m^3), ce qui correspond à un enrichissement de 4 % par rapport à la situation précédente (fig. 6B). L'accumulation, qui atteint en moyenne 104 cm, s'effectue principalement au niveau des seuils (+296312 m^3). Les mouilles et la diffluence enregistrent une nette incision (-289520 m^3) qui atteint en moyenne 67 cm. L'érosion du chenal est vigoureuse mais ses effets demeurent cependant atténués par l'importance du piégeage sédimentaire. La vidange de certaines mouilles contribue à engraisser les seuils situés à l'aval immédiat.

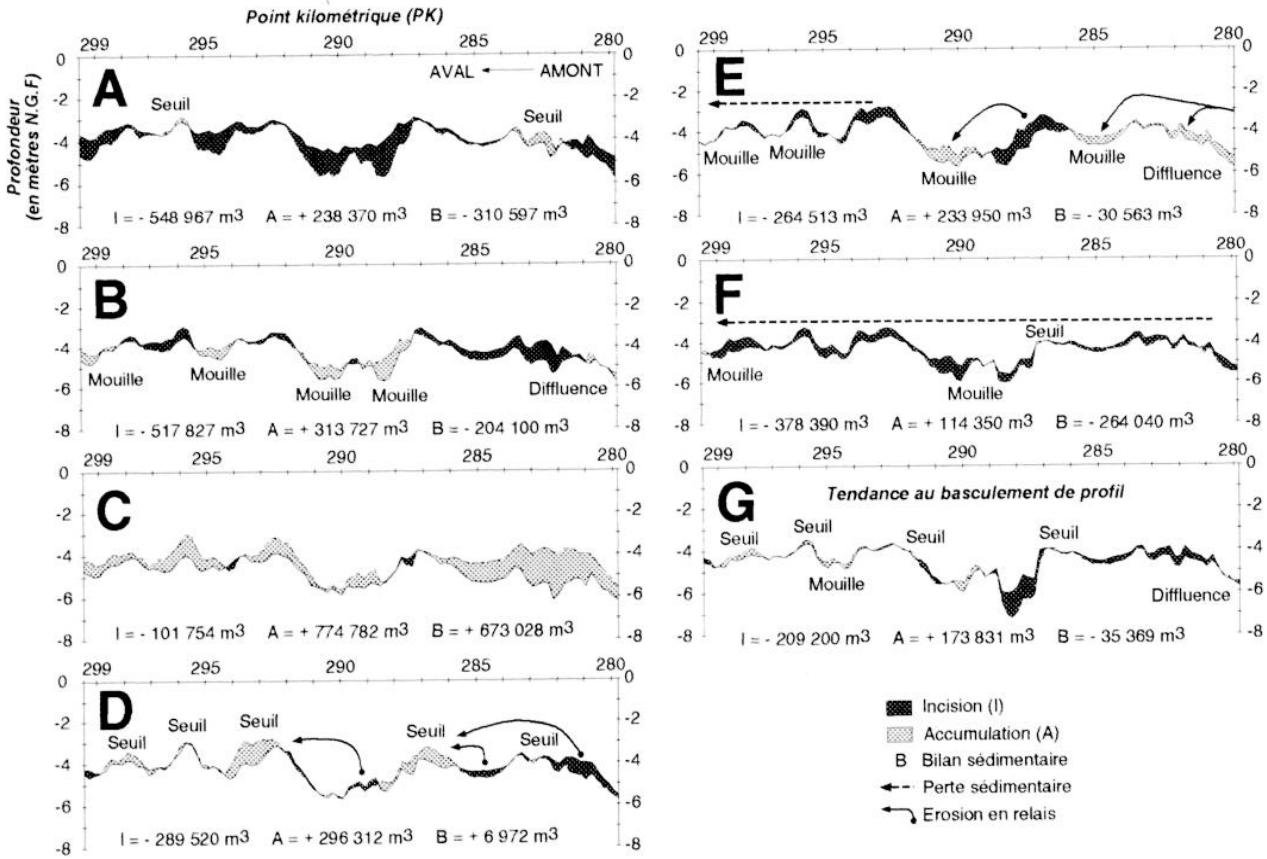


Fig. 5 – **Evolution du profil en long du Petit Rhône.** A : entre le 31 mai 1989 et le 5 septembre 1990 ; B : entre le 5 septembre 1990 et le 18 mars 1993 ; C : entre le 18 mars 1993 et le 27 octobre 1993 ; D : entre le 27 octobre 1993 et le 30 mai 1994 ; E : entre le 30 mai 1994 et le 15 novembre 1994 ; F : entre le 15 novembre 1994 et le 10 janvier 1995 ; G : entre le 10 janvier 1995 et le 21 août 1995.

*Fig. 5 – **Long section evolution of the Petit Rhône river.** A : from 31 may 1989 to 5 september 1990 ; B : from 5 september 1990 to 18 march 1993 ; C : from 18 march 1993 to 27 october 1993 ; D : from 27 october 1993 to 30 may 1994 ; E : from 30 may 1994 to 15 november 1994 ; F : from 15 novembre 1994 to 10 january 1995 ; G : from 10 january 1995 to 21 august 1995.*

	Zone en érosion		Zone en accrétion	
Périodes étudiées	Erosion moyenne (cm)	Volume érodé (m^3)	Accrétion moyenne (cm)	Volume déposé (m^3)
Du 31/05/89 au 05/09/90	109	548 967	55	238 370
Du 05/09/90 au 18/03/93	76	517 827	94	313 727
Du 18/03/93 au 27/10/93	69	101 754	88	774 782
Du 27/10/93 au 30/05/94	53	289 520	77	296 312
Du 30/05/94 au 15/11/94	74	264 513	38	233 950
Du 15/11/94 au 10/01/95	55	378 390	40	114 350
Du 10/01/95 au 21/08/95	55	209 200	34	173 831

Tableau 2 – **Incision et exhaussement du plancher alluvial du Petit Rhône au cours des périodes étudiées.**

*Table 2 – **Incision and aggradation on the Petit Rhône channel bottom during the study periods.***

La période du *30 mai 1994 au 15 novembre 1994* est à nouveau marquée par quelques événements hydrologiques vigoureux (fig. 5E et tab. 2). En effet, au cours du mois de novembre et pour la seconde fois en 1994, une nouvelle crue exceptionnelle affecte le delta du Rhône. Le débit liquide maximal enregistré à Fourques le 6 novembre 1994 atteint 976 m^3/s (soit 9 757 m^3/s en amont de la diffluence). Le bilan sédimentaire devient légèrement négatif (-30 563 m^3), le déstockage du matériel accumulé précédemment atteignant 19 % (fig. 6B). Nous retrouvons à nouveau une situation morphodynamique qui s'oppose à la précédente. Les seuils, qui étaient auparavant en accumulation, deviennent les secteurs en érosion (-264 513 m^3). Le soutirage au niveau du pont de l'autoroute (PK 288,6) induit une érosion prononcée (-472 cm). Le décapage de certains seuils contribue à l'engraissement des mouilles situées à leur aval immédiat. La plupart des mouilles se retrouvent ainsi en accrétion (+233 950 m^3). Le processus d'érosion en relais est à nouveau mis en évidence. La partie aval du tronçon étudié connaît une perte sédimentaire importante.

La période du *15 novembre 1994 au 10 janvier 1995* est très brève (2 mois) et correspond au retour à une hydrologie plus calme ; elle est marquée par deux phases de hautes eaux ordinaires (265 $m^3/s < QL < 270$ m^3/s) (fig. 5F et tab. 2). Le bilan sédimentaire est largement déficitaire (-264 040 m^3). Le déstockage correspond à une évacuation complète du matériel déposé précédemment avec reprise d'anciens dépôts du chenal (fig. 6). L'érosion du chenal est quasi généralisée, mêmes si quelques accumulations éparses subsistent. L'épaisseur moyenne de la tranche érodée atteint 55 cm

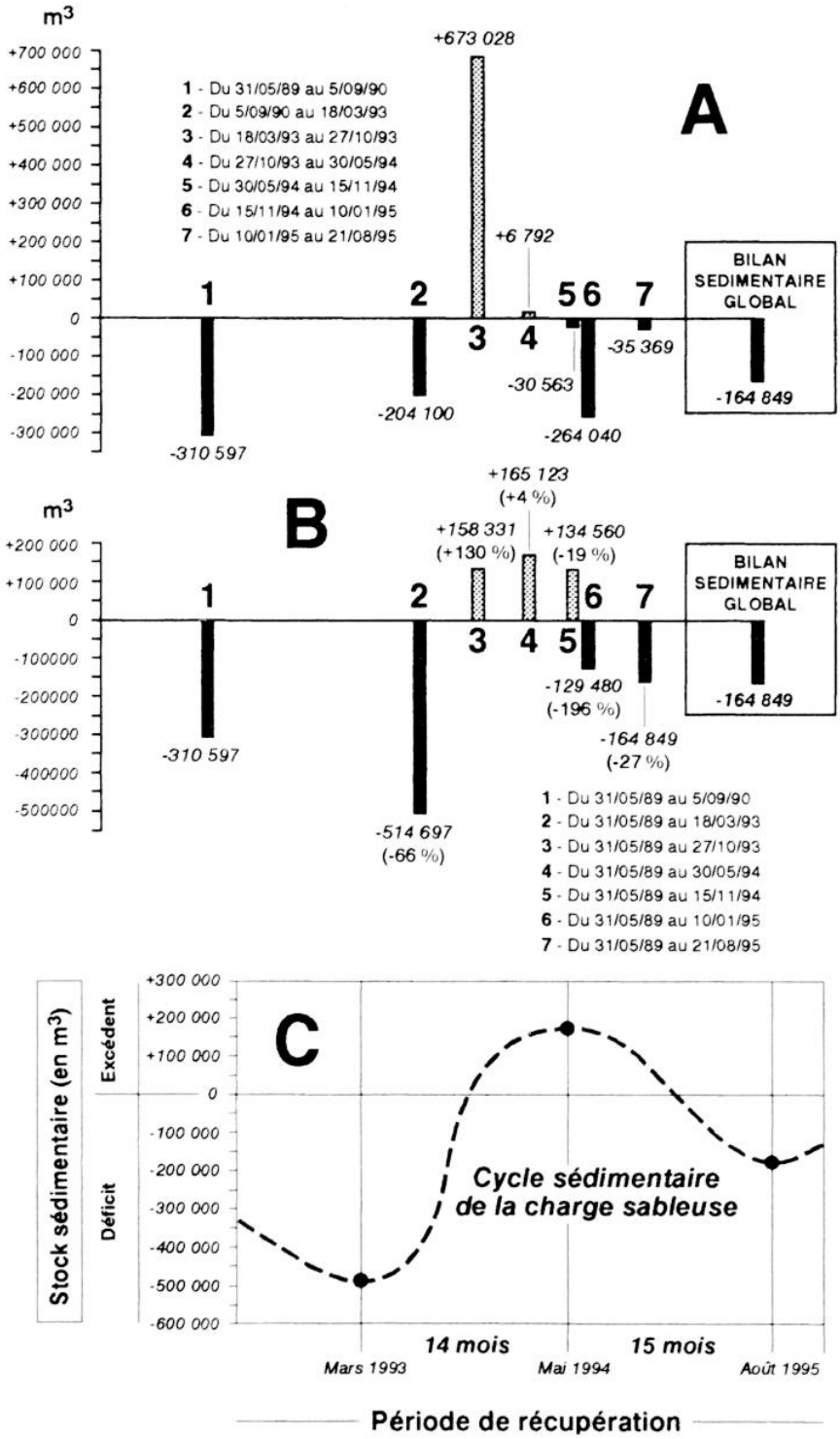


Fig. 6 – **Evolution diachronique du plancher alluvial du Petit Rhône.** A : bilan sédimentaire séparé (exprimé en volumes) ; B : bilan sédimentaire cumulé (exprimé en volumes). Les pourcentages représentent la variation (augmentation ou diminution) du volume sédimentaire par rapport à la situation précédente ; C : cycle sédimentaire de la charge sableuse dans le chenal du Petit Rhône.

*Fig. 6 – **Bottom channel evolution of the Petit Rhône river.** A : distinct sedimentary budget in volumes ; B : cumulative sedimentary budget in volumes. The percentages represent the volume variation (increase or decrease) in relation to the previous state ; C : sedimentary cycle of the sandy load on the Petit Rhône river.*

et la perte sédimentaire demeure importante (-378 390 m³). Les accumulations sont peu épaisses, se limitant en moyenne à 40 cm.

Cinq crues moyennes (380 m³/s < QL < 500 m³/s) entrecoupées de phases de hautes eaux ordinaires (190 m³/s < QL < 290 m³/s) ont eu lieu au cours de la période du *10 janvier 1995 au 21 août 1995* (fig. 5G et tab. 2). Le bilan sédimentaire connaît un déficit moindre (-35 369 m³). Le fond du chenal est soumis à une érosion nette. La partie amont apparaît la zone la plus touchée (-209 200 m³). L'érosion en amont entraîne une accumulation discontinue de matériel sédimentaire en aval, peut être pour compenser le surcreusement survenu depuis novembre 1994 (tendance au basculement de profil).

L'analyse diachronique des variations du plancher alluvial du Petit Rhône entre 1989 et 1995 a permis de mettre en évidence que le bilan sédimentaire global sur 6 ans est déficitaire de 164 849 m³. Certaines périodes sont caractérisées par des phases d'accumulation dominante (1993-1994), d'autres par des phases d'incision (1990-1993 et 1994-1995) (fig. 6A).

Au cours de la période 1993-1994, caractérisée par une hydrologie abondante, l'exhaussement du plancher alluvial du Petit Rhône a été permanent (fig. 6B). L'abondance du matériel sableux déposé entre mars et octobre 1993 est directement liée aux apports solides de la crue d'octobre 1993 (fig. 6A). Cet excédent de charge sédimentaire a eu pour effet de réduire la pente et la profondeur du chenal, celui-ci devenant trop exigu pour véhiculer des débits liquide et solide abondants en provenance de l'amont. Les crues de janvier 1994 et de novembre 1994 ont alors eu tendance à provoquer un *effet de réajustement* afin de maintenir une vitesse d'écoulement et une pente suffisantes dans le chenal, entraînant ainsi l'érosion du plancher alluvial.

Des périodes de hautes eaux ordinaires engendrent une morphogénèse. L'analyse de la période comprise entre le 15 novembre 1994 et le 10 janvier 1995 a montré que des débits liquides compris entre 170 m³/s et 260 m³/s étaient à l'origine d'un déficit sédimentaire de 264 040 m³ (fig. 5F et tab. 1).

Cet état de fait permet d'aborder la question du *débit de commencement de charriage*. Des débits compris entre 170 m³/s et 260 m³/s (fréquence de retour de 52 j/an entre 1989 et 1995) représentent une vitesse d'écoulement à proximité du fond comprise entre 0,5 et 0,6 m/s (Données CNR et Pont, 1992). D'après le diagramme de Sunborg (1967), de telles vitesses d'écoulement ont pu prendre en charge des particules dont le diamètre est inférieur à 340 microns, soit l'ensemble du matériel sableux déposé sur le fond du lit du fleuve (cf. *infra*). Entre le 15 novembre et le 10 janvier 1995, la capacité de transport de fond (minimale) a été estimée à 9 430 m³/j (soit 288 kg/s). Le déstockage a pu se produire au moins pendant 49 % des jours.

En revanche, les vitesses d'écoulement doivent être beaucoup plus élevées pour prendre en charge les vases et les galets. On estime que des vases consolidées, d'un diamètre moyen de 5 à 10 microns, peuvent être mobilisées à partir d'une vitesse proche de 0,7 à 1 m/s (Blatt *et al.*, 1980). L'érosion des vases sur le fond du lit du Petit Rhône a donc pu avoir lieu lors de crues moyennes, à partir de 387 m³/s (soit 13 j/an). Des galets d'un diamètre entre 0,4 et 8 cm peuvent être déplacés pour une vitesse d'écoulement comprise entre 0,8 et 1,5 m/s, soit un débit compris entre 494 m³/s (6 j/an) et 1 230 m³/s (exceptionnel). D'ordinaire peu mobiles, les galets du fond du chenal du Petit Rhône peuvent être évacués au moins lors des crues moyennes. Les plus grossiers d'entre-eux seront mobilisés lors des événements hydrologiques exceptionnels.

Des réajustements rapides du profil en long peuvent se produire entre deux événements hydrologiques majeurs, conduisant à une atténuation de la pente du fond du lit par sapement des seuils et exhaussement des mouilles. Cette compensation sédimentaire naît bien souvent d'un transfert longitudinal de la charge sableuse selon le processus d'*érosion en relais*. Ce processus de transfert de la charge de fond vers l'aval avait du reste été décrit par de nombreux auteurs (Girardon, 1894; Pardé, 1941 et 1951; Tricart, 1955 et 1959) qui évoquaient déjà un « transport par étape » des alluvions et des « sites de stockage temporaire » dans les lits fluviaux.

BILAN SÉDIMENTAIRE À L'ÉCHELLE PLURIANNUELLE

Entre 1989 et 1995, le profil en long du Petit Rhône a connu de profondes variations verticales (fig. 7). Les oscillations positives ou négatives du plancher alluvial sont dues à la fois au déplacement des stocks sédimentaires et à l'érosion du lit. Les phénomènes d'incision (-317492 m^3) affectent l'ensemble du cours d'eau, atteignant un maximum entre le PK 287 et le PK 288,8. La sédimentation (+152643 m^3) est surtout localisée à l'aval de la diffluence.

Le bilan sédimentaire cumulé depuis 1989 a permis de différencier les secteurs en érosion des zones en accrétion, montrant que le remblaiement du fleuve à l'échelle globale du tronçon étudié est très faible et discontinu. Trois types de secteurs fluviaux ont ainsi pu être mis en évidence, hiérarchisés notamment en fonction des risques de déstabilisation de l'hydrosystème (fig. 8).

Deux secteurs connaissent une accrétion croissante au niveau du plancher alluvial. Le premier est situé dans la zone amont du cours d'eau (PK 278-287,2). Le second se situe dans la zone aval vers le pont de Saint-Gilles (PK 295-296,8). De nombreuses opérations de dragage ont été réalisées afin de contrecarrer temporairement l'exhaussement des seuils dans le chenal navigable. Ces secteurs de capitalisation sédimentaire représentent des obstacles non négligeables au transit des flux liquide et solide dans le chenal. De plus, ils entraînent une augmentation locale de la hauteur d'eau et favorisent ainsi la récurrence des débordements. Ce sont des secteurs où les ruptures naturelles des levées de berge seront les plus fréquentes. A terme, ils peuvent être considérés comme des lieux préférentiels de divagation du fleuve.

La principale zone en érosion se situe dans la partie médiane du secteur étudié (PK 286-291,8). Des zones d'érosion plus réduites existent aussi dans la partie aval ainsi qu'à la diffluence Petit Rhône-Grand Rhône. Ces zones ne créent pas de déséquilibre majeur au sein de l'hydrosystème. L'abaissement local du niveau d'étiage tend à favoriser la végétalisation des berges par accroissement du temps d'émersion (Brossé, 1982). L'abaissement local et graduel de la hauteur d'eau peut toutefois entraîner la déstabilisation des levées de berge et générer une instabilité latérale du chenal.

Deux secteurs situés dans la partie aval du cours d'eau (PK 291,8-294,2 et PK 297,4-299,6) sont caractérisés par un équilibre sédimentaire ou une érosion modeste. Ici, les phénomènes d'incision et d'accumulation se compensent à l'échelle de la durée d'observation. Le risque de déstabilisation de l'hydrosystème est faible.

Les variations dans le temps de la masse alluviale dans le chenal du Petit Rhône dépendent largement de la succession des crues et de leur intensité. Plus précisément, le tableau 3 permet de montrer que :

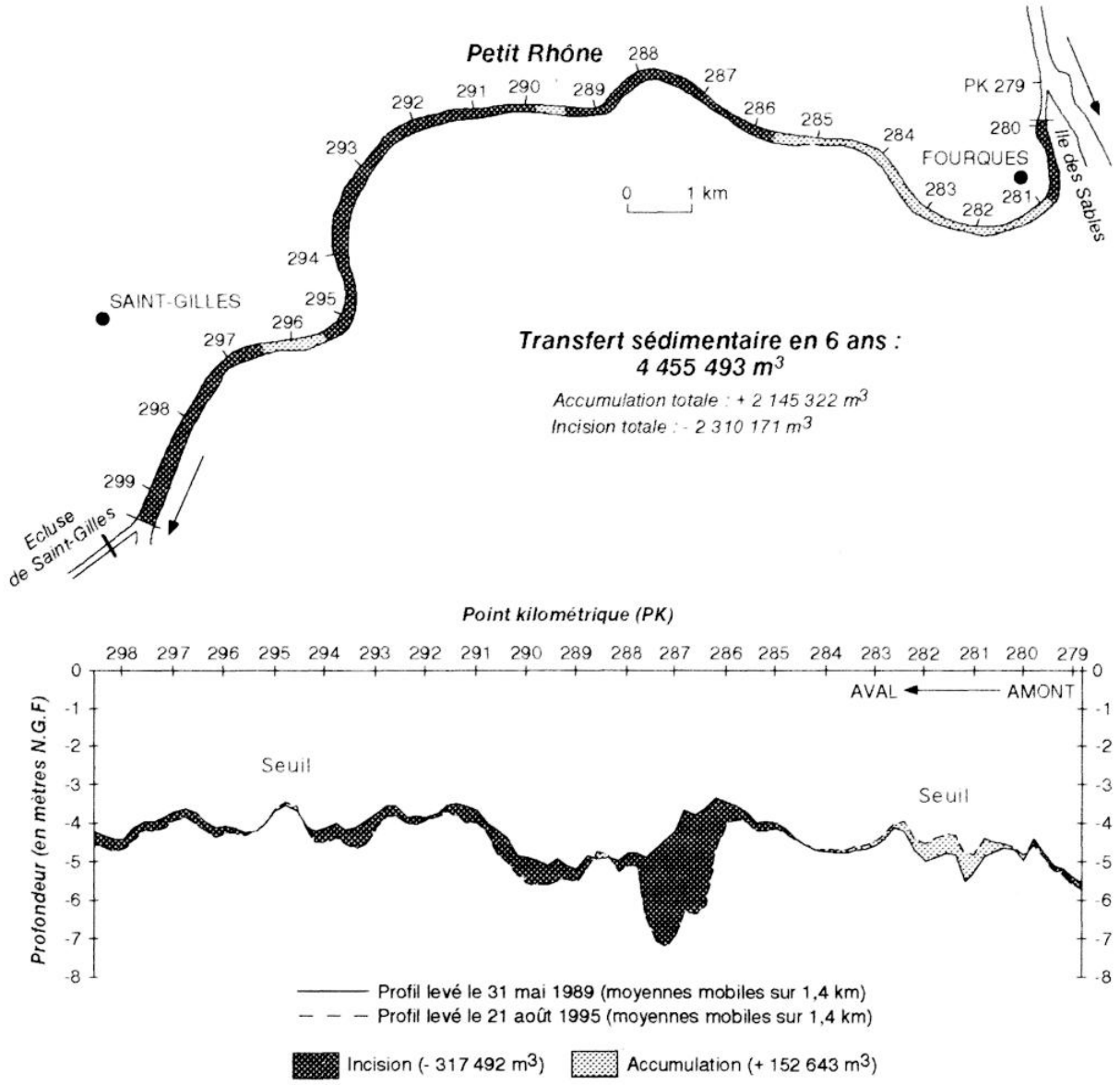


Fig. 7 – **Evolution du profil en long du Petit Rhône entre le 31 mai 1989 et le 21 août 1995.**

*Fig. 7 – **Long section evolution on the Petit Rhône river from 31 may 1989 and 21 august 1995.***

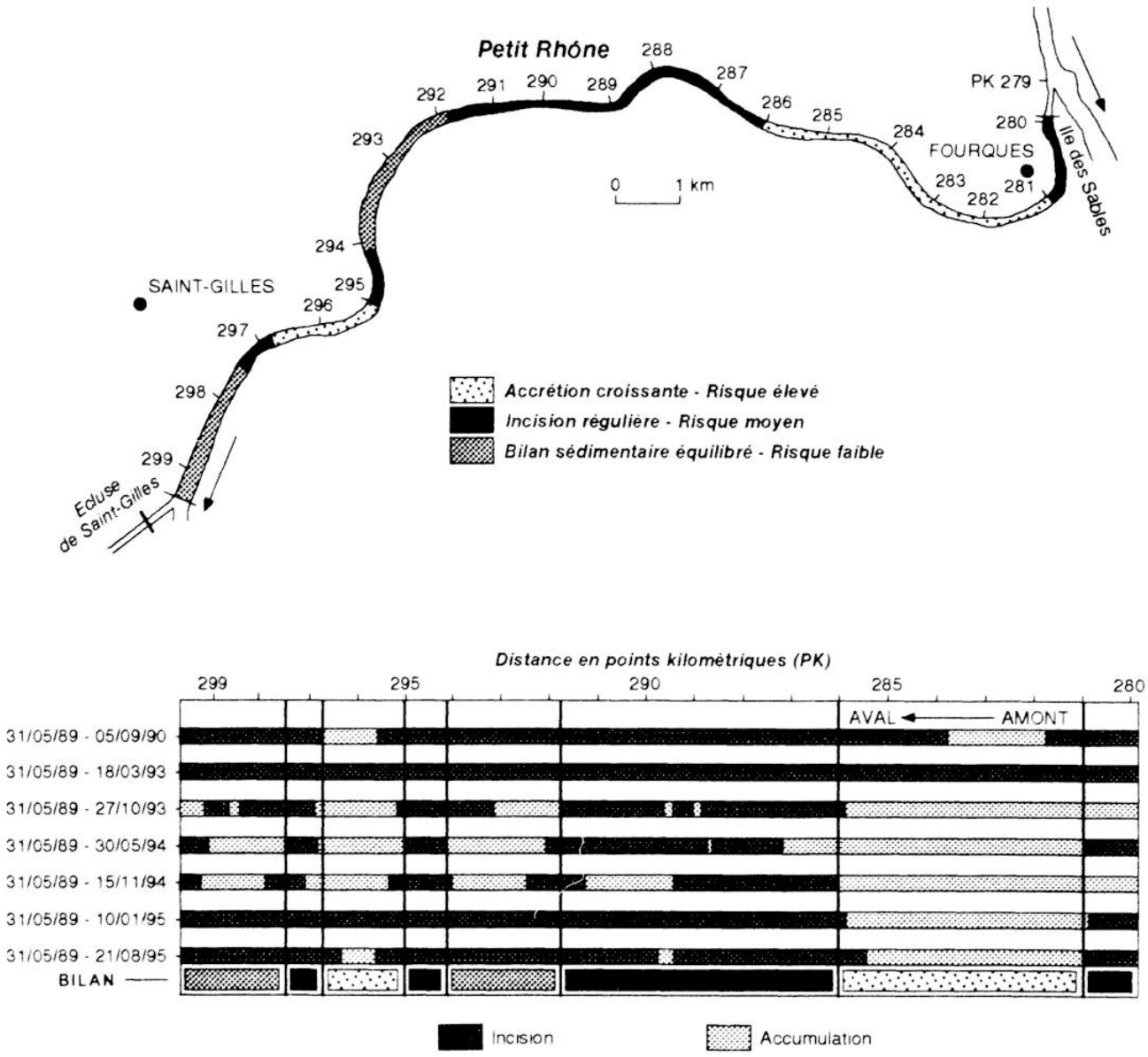


Fig. 8 – **Transit de la charge sableuse et risque de déstabilisation de l'hydrosystème à l'échelle mi-décennale (1989-1995).**

Fig. 8 – Sandy load transit and map of fluvial risks on the medium term (1989-1995).

Périodes	Intervalle	Nombre de crues				Bilan sédimentaire		
	de de temps en jours	Crues exceptionnelles ql > 850 m³/s	Grandes crues 600 < ql < 850	Crues moyennes 350 < ql < 600	Petites crues 180 < ql < 350	Sens de variation	en m³	en cm
31/05/89 – 05/09/90	462			1	6	-	-310597	-39
05/09/90 – 18/03/93	925			7	10	-	-204100	-7
18/03/93 – 27/10/93	223	1	1		6	+	673028	51
27/10/93 – 30/05/94	215	1		1	5	+	6792	6
30/05/94 – 15/11/94	169	1		2	1	-	-30563	-3
15/11/94 – 10/01/95	56				2	-	-264040	-25
10/01/95 – 21/08/95	223			5	2	-	-35369	-11

Tableau 3 – **Variations verticales du plancher alluvial du Petit Rhône en fonction de l'importance, du rythme et de la succession des événements hydrologiques.**

*Table 3 – **Vertical variations of the Petit Rhône bottom channel according to the importance and the chronology of the flood events.***

1 – Une *crue exceptionnelle* dépose une abondante charge alluviale sur le fond du lit lorsqu'elle survient après une longue période d'érosion du plancher alluvial ; elle dépose une charge alluviale bien moindre lorsqu'elle survient après une autre crue exceptionnelle ; elle peut même éroder si elle survient après deux crues exceptionnelles.

2 – Une *petite crue* ou des *hautes eaux ordinaires* contribuent à diminuer fortement le volume de la charge alluviale dans le chenal lorsqu'elles surviennent peu de temps après une crue exceptionnelle ; si elles surviennent après que la majeure partie (ou la totalité) du matériel accumulé dans le lit ait été évacuée vers l'aval, le transit de matériel devient relativement modeste, sans érosion. Enfin, après une crue exceptionnelle, une petite crue érode plus qu'une crue moyenne.

CONCLUSION

Devant la difficulté de pouvoir observer directement le fond du lit d'un fleuve en période de crues ou de hautes eaux ordinaires, l'analyse diachronique de plusieurs profils en long constitue une approche adéquate pour une meilleure compréhension des modifications du plancher alluvial. Nous en avons testé une approche dans le chenal du Petit Rhône.

Sur les 20 km du tronçon étudié, le bilan sédimentaire global (1989-1995) du Petit Rhône est déficitaire de 41 728 m³/an pour un débit liquide annuel moyen équivalent à $5{,}23.10^9$ m³. Les formes fluviales sont soumises à des variations de volume importantes en rapport avec des processus d'incision et d'exhaussement intenses. La relative instabilité des milieux de sédimentation apparaît comme un signe de l'inadaptation des paramètres morphologiques et des flux entrant dans l'hydrosystème fluvial (Poinsart, 1992). Au cours de la période 1993-1994, correspondant à une phase d'hydrologie

exceptionnelle, le volume des sables accumulés sur le tronçon amont du Petit Rhône (20 km) a été estimée à 1,1 Mt/an, alors que les sables déposés sur les rives du fleuve représentent un tonnage de 170000 t/an (Arnaud-Fassetta, 1996). Dans ces conditions, les sables déposés sur les rives du fleuve représenteraient environ 15 % de la charge sableuse piégée dans le chenal.

Le transfert de la charge sableuse dans le Petit Rhône obéit à un cycle sédimentaire rythmé par la succession bien marquée de périodes d'excédent de charge ou de déficit sédimentaire (fig. 6C). Le temps de passage d'un état de déficit sédimentaire à un état d'excédent de charge est qualifié de *période de récupération* (Wolman et Gerson, 1978). Les périodes de récupération observées ici sont courtes ; elles sont respectivement de 14 et 15 mois. Vingt-neuf mois ont donc été nécessaires pour que le plancher alluvial du Petit Rhône retrouve son état primitif (déficit sédimentaire), après que les crues d'octobre 1993 et de janvier 1994 aient modifié pour un temps son bilan sédimentaire de façon positive.

Les variations verticales du plancher alluvial sont largement contrôlées par la chronologie, le rythme et l'intensité des événements hydrologiques. Le transit sédimentaire ne s'effectue pas forcément lors des plus fortes crues ; des périodes de hautes eaux ordinaires peuvent avoir des effets morphogéniques sur le fond sableux du cours d'eau. Le Petit Rhône apparaît très sensible aux variations de débit sur le fond du chenal ; la charge sableuse, relativement fine (sables fins à moyens), est facilement mobilisable, même par des débits réduits.

Remerciements

L'auteur tient à remercier M. Piérot (Service de la Navigation Rhône-Saône-Subdivision d'Arles), J.-P. Ménard (Compagnie Nationale du Rhône de Lyon), M. Guillemard (Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement-Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Aix-en-Provence), F. Magnin (Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie, URA 1152 CNRS. Faculté des Sciences et Techniques de Marseille-Saint-Jérôme), M. Provansal et C. Vella (Institut de Géographie. CAGEP-URA 903 du CNRS. Université de Provence). L'auteur remercie également les trois lecteurs anonymes pour leurs remarques et suggestions qui ont permis d'améliorer son manuscrit.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme de recherche MEDDELT (Etude comparative entre les deltas de l'Ebre, du Pô et du Rhône). Cette étude est financée par la Communauté Européenne (Environment Research Programm, Directorate General for Science, Research and Development under Contracts N°EV5V-CT94-0465).

Références

Arnaud-Fassetta G. (1996) – Les inondites rhodaniennes d'octobre 1993 et janvier 1994 en milieu fluvio-deltaïque. L'exemple du Petit Rhône. *Quaternaire*, 7, 2-3, 139-153.

Béchet C. (1983) – La crue de la Loire de septembre 1980. *Revue de Géographie de Lyon*, 4, 355-367.

Blatt H., Middleton G., Murray R. (1980) – *Origin of sediment rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 782 p.

Bravard J.-P., Gilvèar D.J. (1993) – Structure hydro-géomorphologique des hydrosystèmes. In *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, 83-100.

Bray D.I., Church M. (1980) – *Armured versus paved gravel beds*. ASCE, 106 HY, 11 p.

Brossé R. (1982) – *Les processus sédimentaires du fleuve Loire*. Thèse, Université d'Angers, 530 p.

Colby B. R. (1957) – Relationship of unmeasured sediment discharge to mean velocity. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 38, 708-717.

Cottereau C. (1988) – *Leçons tirées de l'aménagement du Rhône sur l'hydrobiologie, la qualité de l'eau et le débit solide*. Commission internationale des grands barrages, XVIe Congrès des grands barrages, San-Francisco, 53-83.

Dugas F. (1989) – *Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles*. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération et Compagnie Nationale du Rhône, Montpellier, 65 p.

Gilvèar D.J., Bravard J.-P. (1993) – Dynamique fluviale. In *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, 61-80.

Girardon H. (1894) – *L'amélioration des rivières en basses eaux*. VIème Congrès International de Navigation Intérieure, La Haye, 83 p.

Guillen J., Diaz J.I., Palanquès A. (1992) – Cuantificatión y evolución durante el siglo XX de los aportes de sedimento transportado como carga de fondo por el río Ebro al medio marino. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 2, 27-37.

Keller E.A., Melhorn W.N. (1978) – Rythmic spacing and origin of pools and riffles. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 723-734.

Manickam S., Barbaroux L. (1987) – Variations in the surface texture of suspended quartz grains in the Loire river : an SEM study. *Sedimentology*, 34, 495-510.

Mc Carthy T.S., Stanistreet I.G., Cairncross B. (1991) – The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango fan, Botswana. *Sedimentology*, 38, 471-487.

Middleton G.V. (1976) – Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Jour. Geology*, 84, 405-426.

Moss A.J. (1972) – Bed-load sediments. *Sedimentology*, 18, 159-219.

Pardé M. (1925) – *Le régime du Rhône. Etude hydrologique*. Etudes et Travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Lyon. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, 1323 p.

Pardé M. (1941) – Déformation verticale dans les lits fluviaux. *Revue de Géographie Alpine*, 29, 307-335.

Pardé M. (1951) – Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les altérations corrélatives des lits fluviaux. *Revue de Géographie Alpine, XXXIX*, 1, 5-40 ; 2, 289-315 ; 3, 757-788.

Poinsart D. (1992) – *Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône dans les plaines de Miribel-Jonage et de Donzère-Mondragon*. Thèse, Université Jean Moulin – Lyon III, 501 p.

Poinsart D., Bravard J.-P., Caclin M.C. (1989) – Profil en long et granulométrie du lit des cours d'eau aménagés : l'exemple du canal de Miribel (Haut-Rhône). *Revue de Géographie de Lyon*, 64, 4, 240-251.

Pont D. (1992) – *Caractérisation de la charge en suspension du Rhône au niveau du palier d'Arles lors d'une crue importante*. Rapport final du groupe de travail « Apports à la Méditerranée », Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse. Laboratoire de Biologie Animale et d'Ecologie, Ecologie des Systèmes Fluviaux, 25 p.

Pont D. (1996) – *Evaluation of water-fluxes and sediment supply*. Oral Communication, MEDDELT, Final Meeting, Venizia, October 2-5, 1996.

Rapport Camargue, (1970) – *Etude hydrogéologique, pédologique et de salinité*. D.D.A et C.N.A du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles. Rapport collectif en plusieurs volumes.

Savey P., Deléglise R. (1967) – Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage. *Ass. Internat. Hydrol. Scient.*, 449-461 et 462-746.

Schumm S.A. (1977) – *The fluvial system*. J. Wiley and sons, New-York, 338 p.

Sunborg A. (1967) – Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I. General views and graphic methods. *Geogr. Ann.* 49, 333-343.

Tormos E., Cornier P., Scotti M. (1989) – Influence d'une chaîne d'aménagements hydroélectriques sur le transport solide en rivière (charriage et suspension). Application au tiers central du Bas-Rhône français. *La Houille Blanche*, 3, 4, 215-220.

Tricart J. (1955) – Etudes de géomorphologie dynamique sur le Var inférieur. *Sonderdruck aus der geologischen Rundschau Band*, 43, 2, 371-383.

Tricart J. (1959) – Evolution du lit du Guil au cours de la crue de juin 1957. Bulletin Section de Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, 72, 1, 169-403.

Tricart J. (1961) – Etude granulométrique de la fraction sableuse des alluvions de la crue de juin 1957 sur le Guil (Hautes-Alpes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 1, 614-624.

Wilby R., Gibert J. (1993) – Dynamiques hydrologiques et hydrochimiques. In *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, 43-60.

Wolman M.G., Gerson R. (1978) – Relative scale of time and effectiveness in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3, 189-208.

Manuscrit reçu le 7 octobre 1996, accepté le 19 avril 1997.