Document généré le 12 oct. 2024 02:55

Géographie physique et Quaternaire

Variabilité de la morphologie et des structures sédimentaires du lit d'un confluent de cours d'eau discordant en période d'étiage

Variability of Bed Morphology and Sedimentary Structures at a Discordant River Confluence During Low Flows

Variabilität der Morphologie und der Sedimentstrukturen vom Bett des Zusammenflusses ungleichsohliger Wasserläufe im Zeitraum von Niedrigwasser

Suzanne F. Leclair et André G. Roy

Volume 51, numéro 2, 1997

URI : https://id.erudit.org/iderudit/033114ar
DOI : https://doi.org/10.7202/033114ar

Aller au sommaire du numéro

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)
1492-143X (numérique)

Découvrir la revue

Citer cet article

Leclair, S. F. & Roy, A. G. (1997). Variabilité de la morphologie et des structures sédimentaires du lit d'un confluent de cours d'eau discordant en période d'étiage. *Géographie physique et Quaternaire*, *51*(2), 125–139. https://doi.org/10.7202/033114ar

Résumé de l'article

Les confluents de cours d'eau discordants sont des milieux fluviaux particulièrement turbulents dont la morphologie se caractérise par un banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire et présente une importante variabilité temporelle. Cette étude souligne le rôle actif de l'étiage dans la dynamique des interrelations entre les conditions hydrauliques, la morphologie et la sédimentologie au confluent des rivières Bayonne et Berthier, comté de Lanaudière, Québec. Les résultats d'un suivi quasi-hebdomadaire durant deux étés successifs à ce confluent de cours d'eau sablonneux et d'inégales profondeurs montrent que des variations morphologiques se produisent sur l'ensemble du lit malgré des hauteurs d'eau se situant autour de 1/20 à 1/5 du niveau plein-bord durant la majorité du temps. La nature de chacun des deux bassins-versants confère à chaque cours d'eau des conditions d'étiage qui font varier temporellement leur importance relative. Ces fluctuations entraînent une migration latérale du plan de mélange entre les deux masses d'eau. Elles touchent aussi la morphologie du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire qui avance et recule à l'intérieur du confluent. Les faciès sédimentaires prélevés illustrent les différents modes de construction du banc d'accumulation. Nous présentons un modèle en trois phases qui souligne le rôle de ce banc d'accumulation comme figure dominante de la dynamique du confluent. Selon la morphologie du banc (en régression, en construction ou en pleine expansion dans le chenal), le développement du plan de mélange est plus ou moins retardé et la dynamique spécifique de l'écoulement détermine alors en partie les épisodes de dépôt ou d'érosion dans les autres zones du confluent.

Tous droits réservés © Les Presses de l'Université de Montréal, 1997

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter en ligne.

https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/

Cet article est diffusé et préservé par Érudit.

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche.

https://www.erudit.org/fr/

Géographie physique et Quaternaire, 1997, vol. 51, n° 2, p. 125-139, 11 fig., 1 tabl.

VARIABILITÉ DE LA MORPHOLOGIE ET DES STRUCTURES SÉDIMENTAIRES DU LIT D'UN CONFLUENT DE COURS D'EAU DISCORDANT EN PÉRIODE D'ÉTIAGE

Suzanne F. LECLAIR* et André G. ROY**, Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Les confluents de cours d'eau discordants sont des milieux fluviaux particulièrement turbulents dont la morphologie se caractérise par un banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire et présente une importante variabilité temporelle. Cette étude souligne le rôle actif de l'étiage dans la dynamique des interrelations entre les conditions hydrauliques, la morphologie et la sédimentologie au confluent des rivières Bayonne et Berthier, comté de Lanaudière, Québec. Les résultats d'un suivi quasi-hebdomadaire durant deux étés successifs à ce confluent de cours d'eau sablonneux et d'inégales profondeurs montrent que des variations morphologiques se produisent sur l'ensemble du lit malgré des hauteurs d'eau se situant autour de 1/20 à 1/5 du niveau plein-bord durant la majorité du temps. La nature de chacun des deux bassins-versants confère à chaque cours d'eau des conditions d'étiage qui font varier temporellement leur importance relative. Ces fluctuations entraînent une migration latérale du plan de mélange entre les deux masses d'eau. Elles touchent aussi la morphologie du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire qui avance et recule à l'intérieur du confluent. Les faciès sédimentaires prélevés illustrent les différents modes de construction du banc d'accumulation. Nous présentons un modèle en trois phases qui souligne le rôle de ce banc d'accumulation comme figure dominante de la dynamique du confluent. Selon la morphologie du banc (en régression, en construction ou en pleine expansion dans le chenal), le développement du plan de mélange est plus ou moins retardé et la dynamique spécifique de l'écoulement détermine alors en partie les épisodes de dépôt ou d'érosion dans les autres zones du confluent.

ABSTRACT *Variability of bed morphology and sedimentary structures at a discordant river confluence during low flows.* Discordant river channel confluences are highly turbulent environments. Their morphology, which is caracterized by a tributary mouth bar, shows great temporal variability. In this study, we examine the relationships between hydraulics, bed morphology and sediment transport at a discordant river channel confluence at low flow stage. During two consecutive summers, we surveyed almost weekly the confluence of the Bayonne and the Berthier rivers, Lanaudière, Québec. Significant morphological changes occurred on almost the entire channel bed even if flow stages were most of the time between 1/20 and 1/5 bankfull level. Sedimentary facies illustrate particularly well the tributary mouth bar progradation due to each watershed characteristics. Low flow conditions for each river varied considerably and incongruently. These variations resulted in changes in the location of the mixing layer between the joining flows and the extent of progradation of the tributary mouth bar into the main channel. We propose a three-phase model showing that the position of the tributary mouth bar, and whether it is receding from, prograding or fully extending into the confluence, is closely related to the development and lateral expansion of the mixing layer between the two streams. Zones of deposition and erosion in the confluence are then associated with the position and dynamics of the mixing layer.

ZUSAMMENFASSUNG *Variabilität der Morphologie und der Sedimentstrukturen vom Bett des Zusammenflusses ungleichsohliger Wasserläufe im Zeitraum von Niedrigwasser.* Die Zusammenflüsse ungleichsohliger Wasserläufe sind besonders turbulente Flussmilieus, deren Morphologie sich durch eine Aufschüttungsbank an der Mündung des Zuflusses auszeichnet und eine bedeutende zeitliche Variabilität zeigt. Diese Studie betont die aktive Rolle des Niedrigwassers in der Dynamik der Beziehungen zwischen hydraulischen Bedingungen, der Morphologie und der Sedimentologie am Zusammenfluss des Bayonne- und Berthier-Flusses, Lanaudière, Québec. Zwei aufeinander folgende Sommer lang hat man fast wöchentlich an diesem Zusammenfluss sandhaltiger Wasserläufe ungleicher Tiefe Messungen durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass morphologische Variationen sich im ganzen Flussbett ergeben, trotz der Wasserhöhen, die meist bei 1/20 bis 1/5 des ufervollen Standes liegen. Die Natur jedes der beiden Flussbecken verleiht jedem Wasserlauf Niedrigwasserbedingungen, die ihre relative Bedeutung zeitweilig ändern. Diese Fluktuationen führen zu einer lateralen Verschiebung der Mischungsschicht zwischen den beiden Wassermassen. Sie beeinflussen auch die Morphologie der Aufschüttungsbank an der Mündung des Zuflusses, der sich im Innern des Zusammenflusses vorwärts und rückwärts bewegt. Die entnommenen Sediment-Fazies illustrieren die verschiedenen Arten des Baus der Aufschüttungsbank. Wir stellen ein Modell in drei Phasen vor, das die dominierende Rolle dieser Aufschüttungsbank in der Dynamik des Zusammenflusses hervorhebt. Entsprechend der Morphologie der Bank (zurückweichend, im Aufbau oder voll expandierend im Kanal) ist die Entwicklung der Mischungsschicht mehr oder weniger verzögert und die spezifische Dynamik des Abflusses bestimmt dann zum Teil die Episoden der Ablagerung oder Erosion in den anderen Zonen des Zusammenflusses.

Manuscrit reçu le 7 septembre 1995 ; manuscrit révisé accepté le 20 avril 1997

*Adresse actuelle : Department of Geological Sciences, Binghamton University, Binghamton, New York 13902-6000, USA.
**Adresse électronique : royandre@ere.umontreal.ca

INTRODUCTION

Les confluents de cours d'eau discordants, c'est-à-dire aux lits d'inégales profondeurs, sont plus souvent le cas que l'exception dans la nature (Kennedy, 1984). De récentes recherches, tant en laboratoire qu'en milieu naturel, ont révélé qu'une dynamique de l'écoulement tout à fait particulière y a lieu : la discordance des lits est la source d'une turbulence accrue (Best et Roy, 1991 ; Biron *et al.*, 1993a, 1993b, 1996a, 1996b) et d'un mélange rapide des écoulements (Gaudet et Roy, 1995) et des sédiments (Chaumont *et al.*, 1994). Considérant de plus l'effet des variations du débit de chacun des cours d'eau sur la morphologie des confluents en général (Mosley, 1976 ; Ashmore, 1982 ; Best, 1985, 1986, 1988 ; Roy *et al.*, 1988 ; Roy et Bergeron, 1990 ; Ashmore *et al.*, 1992 ; Ferguson *et al.*, 1992), il s'ensuit que la morphologie des confluents de cours d'eau aux lits discordants est tout aussi particulière et dynamique, compte tenu de la disponibilité des sédiments et d'un certain transport. En effet, la morphologie des confluents de cours d'eau discordants se caractérise par un banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire ; ce banc avance ou recule dans le confluent et cette variabilité morphologique est reliée aux variations temporelles de l'importance relative de chacun des cours d'eau (Biron *et al.*, 1993b), exprimée par le rapport de quantité de mouvement ($M_r = Q_tU_t\rho_t / Q_mU_m\rho_m$ où Q représente le débit (m^3/s), U la vitesse moyenne (m/s), ρ la densité de l'eau (kg/m^3), t le tributaire et m le cours d'eau principal). Le plan de mélange des écoulements, situé entre les cours d'eau qui se joignent, est composé de tourbillons tridimensionnels qui permettent l'interpénétration des fluides (Roy et De Serres, 1989) ; sa localisation et celle de l'abrupt du banc sont étroitement reliées (Biron *et al.*, 1993b). De plus, aux confluents de cours d'eau discordants, les tourbillons du plan de mélange sont distordus vers le côté du tributaire le moins profond (Best et Roy, 1991 ; Biron *et al.*, 1996b), une partie de l'écoulement du cours d'eau principal glisse sous celui du tributaire (Roy et De Serres, 1989) et resurgit de l'autre côté du chenal. Ainsi, l'expansion latérale du plan de mélange des écoulements dans le chenal se fait d'une façon très soudaine à courte distance de l'apex du confluent (Best et Roy, 1991).

Le banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire est d'une grande importance pour le stockage des sédiments (Roy *et al.*, 1993). Comme les différences les plus significatives entre la dynamique de l'écoulement aux confluents de cours d'eau discordants et celle des confluents de cours d'eau concordants apparaissent surtout près du lit, influençant ainsi le transport des sédiments (Biron *et al.*, 1996a, 1996b), il est d'un intérêt certain de mieux connaître la dynamique morphologique du banc d'accumulation. De plus, Gaudet et Roy (1995) ont souligné l'intensité des processus de mélange des écoulements lorsque le rapport largeur/profondeur du chenal est plus grand que 20, conditions qu'ils ont essentiellement observées durant la période d'étiage. On sait qu'à l'étiage, la morphologie du lit des rivières joue une rôle important sur la dynamique de l'écoulement (Collinson, 1970 ; Bristow *et al.*, 1993 ; Rhoads et Kenworthy, 1995). Toutefois, les observations ponctuelles qui sont le lot de la plupart des recherches sur le terrain n'ont pas permis jusqu'à présent de bien saisir les interrelations entre la variation temporelle des conditions hydrauliques et celle de la morphologie du lit durant cette période des basses eaux. De plus, si le transport de sédiment est faible à l'étiage, il est souvent présent en milieu sablonneux où des rides peuvent se former. Le rôle qu'exerce la topographie à micro-échelle sur la dynamique fluviale à méso-échelle est encore méconnu.

L'étude de la dynamique d'un confluent à l'étiage constitue l'objectif premier de cet article. L'observation suivie d'un confluent de cours d'eau à lits sablonneux et d'inégales profondeurs durant les mois d'étiage permettra d'identifier, s'il y a lieu, les zones de variations morphologiques.

Par ailleurs, malgré les recherches montrant que la dynamique de l'écoulement aux confluents y détermine des zones morpho-sédimentaires distinctes (Best, 1985,1986,1988 ; Petts et Thoms, 1987 ; Biron *et al.*, 1993b), les faciès sédimentaires des confluents demeurent peu connus ; ils sont surtout déterminés à partir de l'analyse des stratifications des bancs d'accumulation exondés (Alam *et al.*, 1985 ; Bristow *et al.*, 1993 ; Bristow, 1993). Ainsi, les structures internes des zones actives du lit ont rarement été examinées (Biron *et al.*, 1993b). Ainsi, le second objectif de cette recherche consiste à analyser les structures sédimentaires des zones de dépôt et à les corréler aux caractéristiques d'écoulement observées afin d'évaluer les conditions hydrodynamiques responsables de leur formation.

DESIGN EXPÉRIMENTAL

Nous avons recueilli des données sur les profondeurs du lit, la morphologie, les conditions hydrologiques et hydrauliques et la sédimentologie au confluent des rivières Bayonne et Berthier, dans la région de Lanaudière, à 90 km NNE de Montréal (fig. 1a). Les travaux de terrain se sont déroulés du début juin à la fin août 1992 (12 relevés) et du début juillet à la fin septembre 1993 (12 relevés). Les relevés sont en général espacés de sept à dix jours, sauf en quelques occasions où l'intervalle n'est que de trois à quatre jours. Dans le texte, la notation des références au temps se fera comme suit : l'an 1 ou 2 pour la première ou la deuxième année et le jour 0,1,2,3 ou n comptabilisé à partir du 1er juin pour les différents relevés (ex : relevés 1-37 et 2-113).

La rivière Bayonne provient d'un bassin agricole tandis que la rivière Berthier draine un bassin forestier. Elles se rencontrent en un angle de 65°. Ce confluent est un site naturel exceptionnel en ce sens qu'il reproduit pratiquement des conditions expérimentales : les rivières sont à peu près d'égales largeur ; la taille médiane des sédiments est sensiblement la même (Biron *et al.*, 1993 ; Chaumont *et al.*, 1993), mais les rivières ont des régimes sédimentaires différents. Les eaux de la rivière Berthier sont limpides et transportent des sables tandis que celles de la rivière Bayonne transportent, entre autres, des silts en suspension. Ainsi, la différence de turbidité des eaux permet d'une part de bien observer le développement du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire et d'autre part, de voir clairement comment s'effectue le mélange des écoulements.

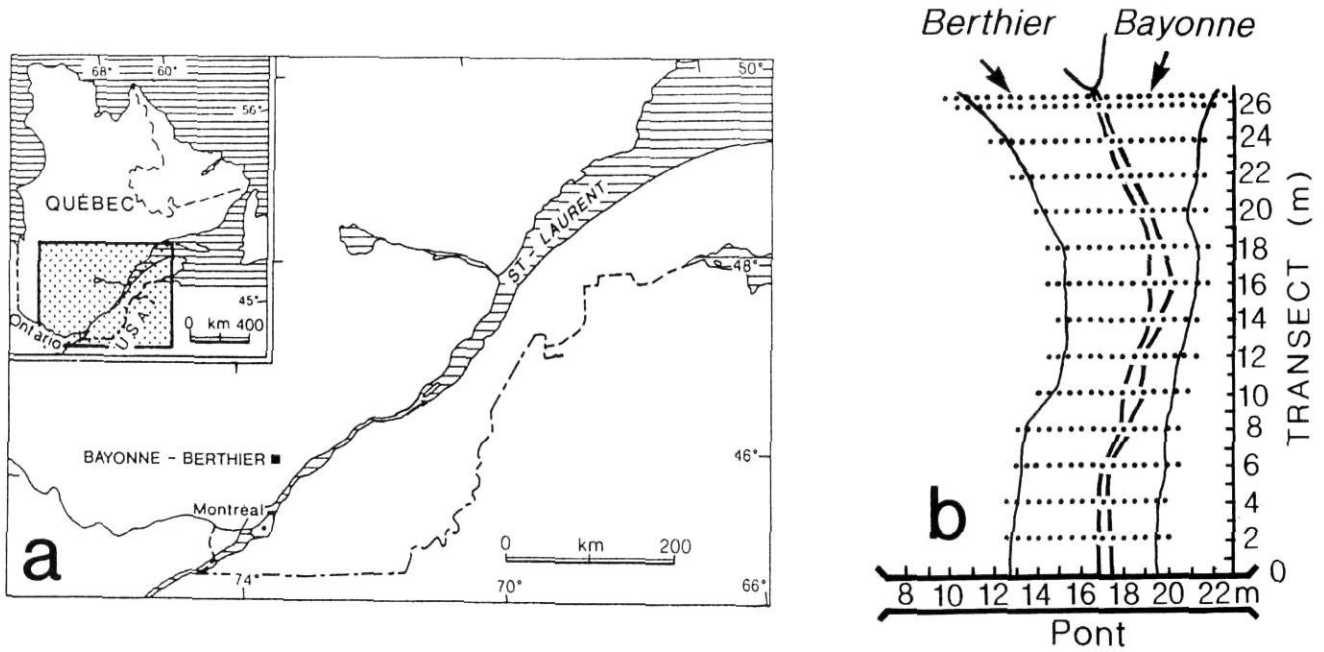

FIGURE 1. Site à l'étude : a) localisation du confluent des rivières Bayonne et Berthier, région de Lanaudière ; b) plan d'échantillonnage : position des points de mesure des profondeurs du lit et exemple de localisation du plan de mélange des écoulements (lignes pointillées).

Field site: a) location of the Bayonne and the Berthier river confluence, Lanaudière region; b) location of bed-height measurement points and example of mixing layer location (dashed lines).

Un pont mobile long de 24 m, circulant sur des rails d'une longueur de 30 m, constitue une hauteur de référence fixe et permet d'établir une grille d'échantillonnage précise et reproductible d'un relevé à l'autre (fig. 1b). Compte tenu de la taille du confluent et de la nature sablonneuse du matériel du lit, nous avons choisi de faire nos mesures de profondeur à tous les 0,5 m, le long de 14 transects transversaux, distants de deux mètres dans l'axe du cours d'eau (sauf les deux premiers à l'amont, qui sont distants de 0,5 m). La morphologie du lit est dégagée par les données des hauteurs entre le lit de la rivière et le pont qui sert de niveau 0. Les valeurs de profondeur sont donc négatives. Chacun de nos relevés compte plus de 200 points de mesure (fig. 1b), ce qui permettra d'analyser en détail la bathymétrie du confluent ainsi que la répartition spatiale des différences de profondeurs entre les relevés pour identifier les zones de dépôt et d'érosion.

À partir du pont, nous avons aussi mesuré la hauteur du niveau d'eau. À cela, nous avons ajouté, lors de la deuxième année d'échantillonnage, une jauge permettant de mesurer les hauteurs d'eau en continu. Nous avons aussi mesuré les vitesses moyennes, à intervalles réguliers, en suivant un transect sur chaque cours d'eau en amont de l'apex du confluent et estimé les débits de chacun des cours d'eau en utilisant la méthode de sommation des débits de section (Rantz, 1982). Nous avons ensuite calculé le rapport de quantité de mouvement. En observant les changements dans la turbidité, nous avons aussi noté les limites latérales maximales du plan de mélange des écoulements à la surface de l'eau afin de le localiser et d'estimer sa largeur relative (largeur du plan/largeur moyenne du chenal) à chaque transect. Nous pourrons ainsi quantifier l'expansion latérale du plan de mélange en fonction des différentes conditions hydrauliques. À cela s'ajoutent des observations visuelles sur la direction de l'écoulement en général, réalisées à l'aide de pastilles de colorant placées sur le lit du confluent et de rubans en plastique.

Les données sédimentologiques, essentiellement qualitatives, consistent d'abord en une série de notes et de photographies sur la disposition du banc d'accumulation et sur la présence et l'orientation des formes du lit. Ensuite, nous avons prélevé des sédiments dans les nouveaux dépôts du lit, là où les différences de profondeurs étaient décelées *in situ* sur la base des données des relevés antérieurs. Nous connaissons donc la longueur maximale de la période où le dépôt s'est formé ainsi que les conditions hydrauliques générales au confluent durant cette période. Au cours d'une saison, nous échantillonnions d'aval en amont afin d'éviter de perturber le lit et nous tentions le plus souvent possible de prélever les échantillons par paire en vue de reconstituer l'assemblage tridimensionnel des structures sédimentaires. Les données sédimentologiques tridimensionnelles sont rares (Bristow et Best, 1993) bien qu'elles soient particulièrement importantes pour l'étude d'un milieu où l'écoulement risque d'être multidirectionnel. Les prélèvements sont faits à l'aide d'un carottier de type Senckenberg muni d'un boîtier de 20 cm × 15 cm × 8 cm. Les structures sédimentaires des dépôts pouvaient être préservées sur le champ grâce à l'application d'une résine époxy (Ciba-Geigy #RP 1700-1) à séchage rapide (voir Bouma, 1969 ; Bridge *et al.*, 1986 pour une description de la technique de production de pelures de sédiments). La fine résolution de notre grille d'échantillonage des profondeurs nous permettra de présenter les structures sédimentaires des

dépôts dans le contexte de la géométrie du lit du confluent où les échantillons ont été prélevés.

LES CONDITIONS HYDRAULIQUES ET LA DYNAMIQUE DU PLAN DE MÉLANGE DES ÉCOULEMENTS À L'ÉTIAGE

Il ne semble pas exister de seuil standard pour définir la période d'étiage dont la durée et l'ampleur varient en fonction des conditions climatiques régionales et des caractéristiques géomorphologiques des bassins-versants et des cours d'eau (Riggs, 1972 ; Hoang et Tremblay, 1976 ; Vladimirov, 1976 ; Gerard, 1981 ; Melloh, 1990 ; Krasovkaia et Gottschalk, 1992). L'étiage est donc relatif. Ainsi, en excluant les deux crues consécutives aux orages de la première année d'échantillonnage (relevés 1-51 et 1-65), le niveau d'eau à l'étiage n'a fluctué que d'environ 50 cm comparativement à 200 cm lors des fréquentes crues d'automne (fig. 2). Pour la première année, nous avons consulté les relevés d'une station météorologique à proximité du site afin de s'assurer qu'il n'y ait pas eu d'autres crues importantes entre les relevés. Nous ne pouvons toutefois pas en être certains ; c'est pourquoi nous utiliserons surtout les données de la deuxième année dans nos analyses. Pendant 90 % du temps compris entre le début de la période d'échantillonnage et le jour du dernier relevé de la deuxième année, le niveau d'eau ne représente environ que 1/20 à 1/5 du niveau plein-bord, les petites crues qui surviennent entre les jours 70 et 80 n'atteignent tout au plus que la moitié du niveau plein-bord (fig. 2).

Aussi, les niveaux d'eau et les vitesses moyennes respectives des cours d'eau pendant l'étiage sont semblables durant les deux années d'échantillonnage (tabl. I). Si le niveau d'eau est relativement stable à l'étiage, le rapport de quantité de mouvement (M_r) présente par contre une grande variabilité temporelle (tabl. I) et atteint des valeurs bien au-delà du maximum ($M_r$max = 2,02) de celles que Biron *et al.* (1993b) ont obtenues au moment des crues d'automne. Les valeurs élevées du rapport de quantité de mouvement (M_r) correspondent au moment où la Bayonne a un écoulement très lent (tabl. I).

TABLEAU I

Conditions d'écoulement au confluent des rivières Bayonne et Berthier pendant les périodes d'étiage de 1992 et de 1993

Date	n°	Niveau (cm)	Q total (m^3/s	U Bt (m/s)	U By (m/s)	Mr
1992-06-10	1-09	−329				
1992-06-17	1-16	−341				
1992-06-24	1-23	−344				
1992-07-01	1-30	−340	0,41	0,28	0,07	4,7
1992-07-08	1-37	−337	0,65	0,25	0,16	0,7
1992-07-16	1-45	−345	0,54	0,33	0,10	3,6
1992-07-22	1-51	−299	2,17	0,39	0,21	1,4
1992-07-29	1-58	−334	0,61	0,41	0,10	5,6
1992-08-05	1-65	−280	3,82	0,31	0,45	0,2
1992-08-12	1-72	−323	0,90	0,37	0,17	1,8
1992-08-19	1-79	−338	0,56	0,34	0,12	2,2
1992-08-31	1-91	−328	0,69	0,22	0,12	1,4
1993-07-06	2-35	−345	0,50	0,36	0,12	3,8
1993-07-14	2-43	−350	0,47	0,39	0,07	10,4
1993-07-21	2-50	−351	0,46	0,41	0,07	7,1
1993-07-27	2-56	−337				
1993-08-02	2-62	−343				
1993-08-12	2-72	−325	1,51	0,25	0,20	0,9
1993-08-15	2-75	−332				
1993-08-19	2-79	−332	1,05	0,44	0,11	6,6
1993-08-23	2-83	−341				
1993-09-02	2-93	−342	0,75	0,34	0,09	4,2
1993-09-12	2-103	−337				
1993-09-22	2-113	−342	0,63	0,31	0,07	4,6

Niveau : niveau mesuré à partir du pont ; n° : numéro du relevé ; Q total : débit total au confluent ; U Bt : vitesse moyenne de la riv. Berthier ; U By : vitesse moyenne de la riv. Bayonne ; Mr : rapport de quantité de mouvement.

On ne peut cependant relier les valeurs de Mr à aucun mode particulier de développement du plan de mélange entre les écoulements (fig. 3). Durant la période d'échantillonnage, nous avons identifié trois types de développement. Le premier type d'expansion latérale du plan de mélange (fig. 3a) correspond à celui que Best et Roy (1991) ont observé en

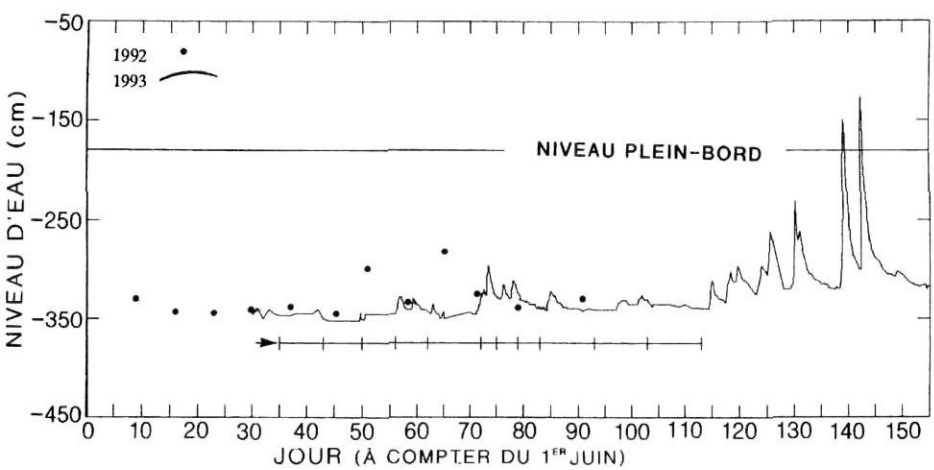

FIGURE 2. Variations du niveau d'eau pour les deux années d'échantillonnage. Les données de 1992 sont ponctuelles et le niveau d'eau est estimé entre les relevés. Les données de 1993 ont été prises en continu. L'axe indiqué par la flèche permet de repérer les relevés de la deuxième année.

Water-level variations for the two sampling periods. 1992 data are discrete and water level is estimated between surveys. In 1993, data record is continuous. The axis following the arrow indicates the second year surveys.

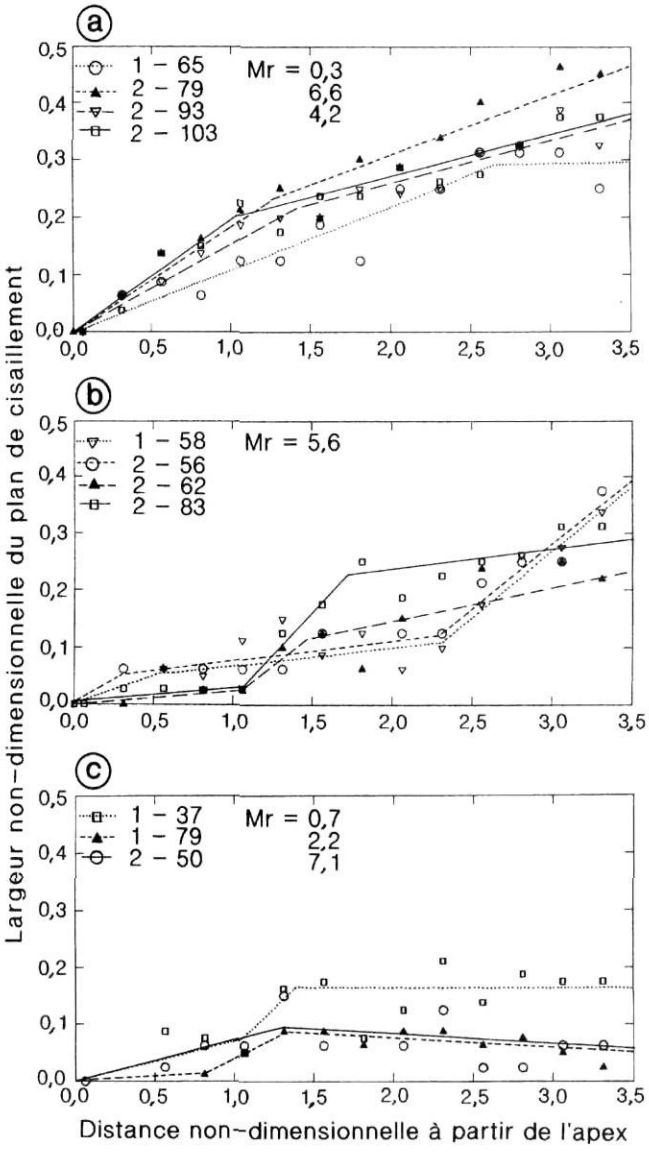

FIGURE 3. Taux d'expansion latérale du plan de mélange des écoulements pour des relevés des deux années d'échantillonnage : a) l'expansion latérale est ralentie à partir d'une certaine distance de l'apex. Ce type de développement du plan de mélange a déjà été observé en laboratoire par Best et Roy (1991) ; b) l'expansion latérale ne commence que bien en aval de l'apex et s'apparente ensuite au premier type de développement ; c) l'expansion latérale est inhibée à partir d'une certaine distance. La distance à partir de l'apex où survient la plupart des variations du taux d'expansion latérale correspond à la section du confluent comprise entre les transects 12 et 18 (fig. 1b). Il ne semble pas y avoir de relation entre les types de développement du plan de mélange et les valeurs du rapport de quantité de mouvement (M_r), laissant ainsi supposer ainsi une autre forme d'influence.

Lateral expansion rate of the mixing layer for surveys from both sampling years: a) lateral expansion is reduced at a certain distance from the apex. This type of mixing layer development has been observed in laboratory by Best and Roy (1991); b) lateral expansion only starts at a certain distance from the apex and is then similar to the first type of mixing layer development; c) lateral expansion is entirely restrained at a certain distance from the apex. This distance from the apex where most of the lateral expansion rate variations occur corresponds to the confluence section located between transects 12 and 18 (Fig. 1b). No relation seems to appear between the type of mixing layer development and momentum ratio (M_r) *values, hence suggesting another form of control.*

laboratoire à un confluent de chenaux parallèles d'inégale profondeur. L'expansion latérale très rapide est amorcée dès l'apex du confluent. À partir d'une distance sans dimension entre 1,0 et 1,5, le taux d'expansion diminue à cause des *phénomènes de distorsion et de résurgence de l'écoulement.* En d'autres cas, l'expansion latérale du plan de mélange est retardée (fig. 3b). Elle survient plus en aval et s'apparente ensuite parfois (relevés 2-62 et 2-83) à celle du premier type. Il arrive aussi que l'expansion latérale du plan soit inhibée ; après une brève et faible expansion initiale, la largeur relative du plan reste stable ou décroît (fig. 3c). Ces trois types de développement du plan de mélange semblent survenir indépendamment de la valeur du rapport de quantité de mouvement (M_r), laissant supposer ainsi une autre forme d'influence. La morphologie du lit du confluent et surtout l'extension du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire joue un rôle important. La distance à partir de l'apex où survient la plupart des variations du taux d'expansion latérale du plan de mélange correspond en effet à la section du chenal comprise entre les transects 12 et 18 (fig. 1b), c'est-à-dire à la zone où se développe le banc d'accumulation.

LES VARIATIONS MORPHOLOGIQUES À L'ÉTIAGE

Le banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire est sans aucun doute la forme dominante du confluent à l'étiage. Il consiste souvent en une structure linguiforme et n'est jamais exondé, comme peut l'être celui qui se situe au coin aval du tributaire (fig. 4). Le banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire s'avance parfois très en aval dans le confluent, jusqu'à plus de 15 m de l'apex. Toutefois, l'abrupt du banc est moins marqué (< 20°) à l'étiage que durant la période des crues automnales (> 25°, d'après Biron *et al.*, 1993b). Des variations morphologiques visibles à l'œil nu surviennent entre chacun des relevés. Bien que virtuellement impossible à quantifier, un léger transport de sédiments sur le lit de la Berthier semble ici suffisant pour permettre la progression du banc.

L'analyse des distributions de profondeurs des 12 relevés de la deuxième année montre la variabilité temporelle de la morphologie du confluent. Afin de pouvoir comparer les courbes de fréquences sans que les variations de la superficie du chenal avec le niveau de l'eau affectent la proportion (en %) de chaque classe de profondeur, seuls les points qui sont en tous temps restés sous l'eau seront retenus. Puisque le niveau minimal est de –351 cm, la pondération du nombre de points de chaque classe se fera en le divisant par le nombre total de points (d'un relevé donné) dont la profondeur est inférieure à –350 cm.

À l'analyse de ces courbes de distribution de fréquences de profondeurs, on peut remarquer l'augmentation du nombre de points situés en zone très peu profonde (–350 cm à –360 cm) entre le début (fig. 5a) et la fin de la période d'étiage (fig. 5c). Toutefois, l'ensemble des courbes indique que le lit du confluent subit de multiples réorganisations. Lors des crues, même mineures (relevé 2-103, fig. 2), on observe un retour au même type de distribution de profondeurs qu'en début de saison : les courbes des relevés 2-43 (fig. 5a), 2-79

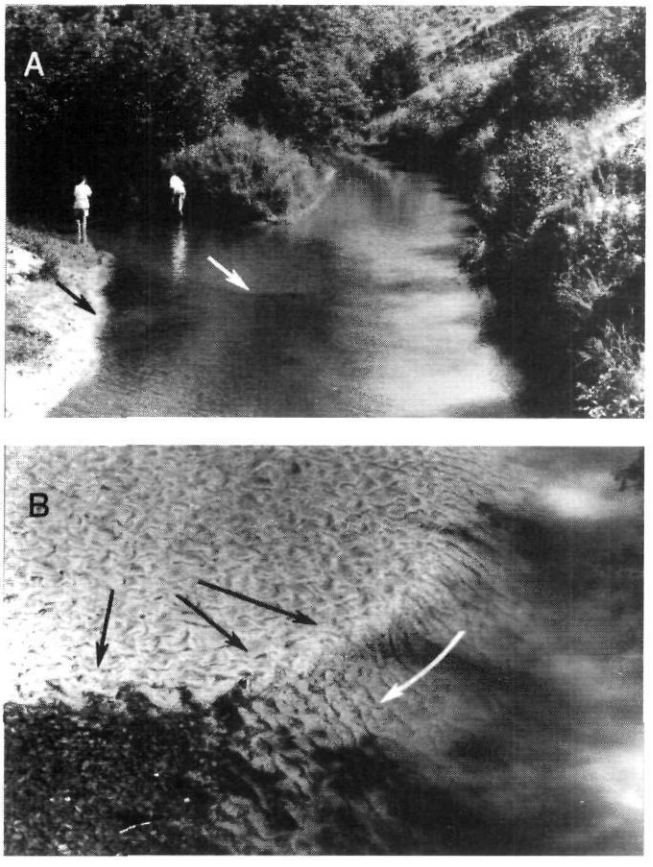

FIGURE 4 a) Vue vers l'amont du confluent durant la période d'étiage. Flèche noire : banc d'accumulation exondé au coin aval du tributaire, flèche blanche : banc d'accumulation linguiforme à l'embouchure du tributaire ; b) Formes du lit : configuration complexe de rides à la limite aval du banc d'accumulation ; noter la différence d'orientations des rides entre la surface (flèches noires) et l'abrupt (flèche blanche) du banc.

a) View of the confluence at low flow, looking upstream. Black arrow: bar at the tributary downstream corner, white arrow: linguoid tributary mouth bar; b) Ripples at the dowstream edge of the tributary mouth bar. Note the difference in orientation of ripples between the top of the tributary mouth bar (black arrows) and the steep lee side (white arrow).

(fig. 5b) et 2-103 (fig. 5c) sont semblables comme le sont aussi entre elles les courbes des relevés 2-83 (fig. 5b), 2-93 et 2-113 (fig. 5c) effectués alors que le niveau d'eau est redevenu très bas (fig. 2). On ne peut associer ces distributions particulières à la dynamique du banc d'accumulation qu'avec la plus grande réserve parce que les courbes n'indiquent en rien la localisation des points d'une profondeur donnée et que les différentes classes de profondeurs ne correspondent pas à des zones exclusives. Par ailleurs, on peut aussi observer des écarts de fréquences de même amplitude alors que les niveaux sont au plus bas (fig. 5a) et noter qu'une seule classe de profondeurs (–360 cm à –370 cm) indique une augmentation progressive du nombre de points peu profonds (fig. 5a). Cette analyse permet surtout de constater que l'alluvionnement du lit à l'étiage n'est pas continu, comme cela a déjà été supposé (Bristow *et al.*,1993), du moins pour un confluent de petite taille en milieu tempéré.

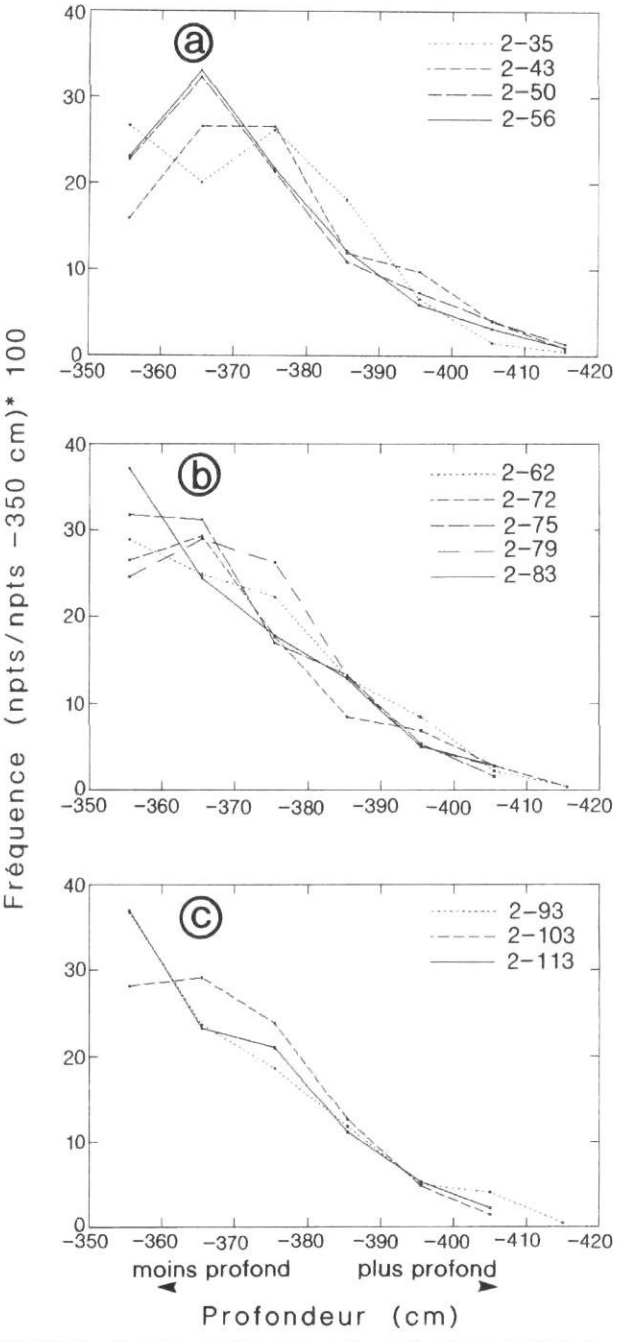

FIGURE 5. Courbes de fréquences des profondeurs du lit de tous les relevés de la deuxième année d'échantillonnage : a) lors de l'étiage prononcé, en début de saison ; b) lors de crues mineures et c) lors du retour à l'étiage prononcé. Chacune des distributions compte plus de 200 points de mesure de profondeur (fig. 1b) pondérés de manière à ce que les variations du niveau de l'eau n'affectent pas les résultats. Notez d'une part que le lit du confluent subit de multiples réorganisations morphologiques durant la période d'étiage et d'autre part, que certaines distributions de profondeurs sont similaires (2-43, 2-79 et 2-103 ; 2-83, 2-93 et 2-113).

Frequency curves of bed-heights for all the second year surveys: a) at extreme low flow, early in the season; b) when small floods occurred, and; c) at the return of the extreme low flow. Each distribution includes more than 200 points of bed-height measurements (Fig. 1b) with a weighting which eliminates the effects of water-level variations on the results. Note that the confluence bed shows multiple morphological reorganizations during low flow and that some bed-height distributions are similar (2-43, 2-79 and 2-103; 2-83, 2-93 and 2-113)

Les cartes de variations de profondeurs supérieures à 10 cm montrent bien l'organisation spatiale des variations morphologiques entre les relevés (fig. 6 et 7). Les points de dépôt ou d'érosion sont rarement isolés et leur localisation groupée révèle la dynamique du confluent. La zone du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire est très active mais elle n'est pas la seule à l'être, les variations morphologiques touchant aussi les zones près des berges. Les différentes courbes de distributions de profondeurs peuvent indiquer des changements dans les zones peu profondes qui ne concernent pas le banc d'accumulation, comme c'est le cas entre les relevés 2-35 et 2-43 (fig. 5a et 6a). Par contre, les courbes et les cartes présentent en plusieurs cas des résultats cohérents : quand le banc est bien développé, les très faibles profondeurs représentent plus de 35 % de la surface du lit du confluent et les courbes ont tendance à être descendantes, concaves [voir les relevés 2-83 (fig. 5b et 7c), 2-93 et 2-113 (fig. 5c et 7c)] ; quand le banc est érodé, les courbes sont plutôt convexes [voir les relevés 2-79 (fig. 5b et 7c) et 2-103 (fig. 5c et 6c)]. Il est cependant difficile de relier ces variations morphologiques distinctes à des conditions hydrauliques précises puisqu'elles surviennent autant lors des périodes d'étiage prononcé (fig. 5a, 5c et 6) que lors des petites crues (fig. 5b et 7). Par contre, les valeurs du rapport de quantité de mouvement (M_r) sont toutes élevées (de 4,2 à 7,1, tabl. I).

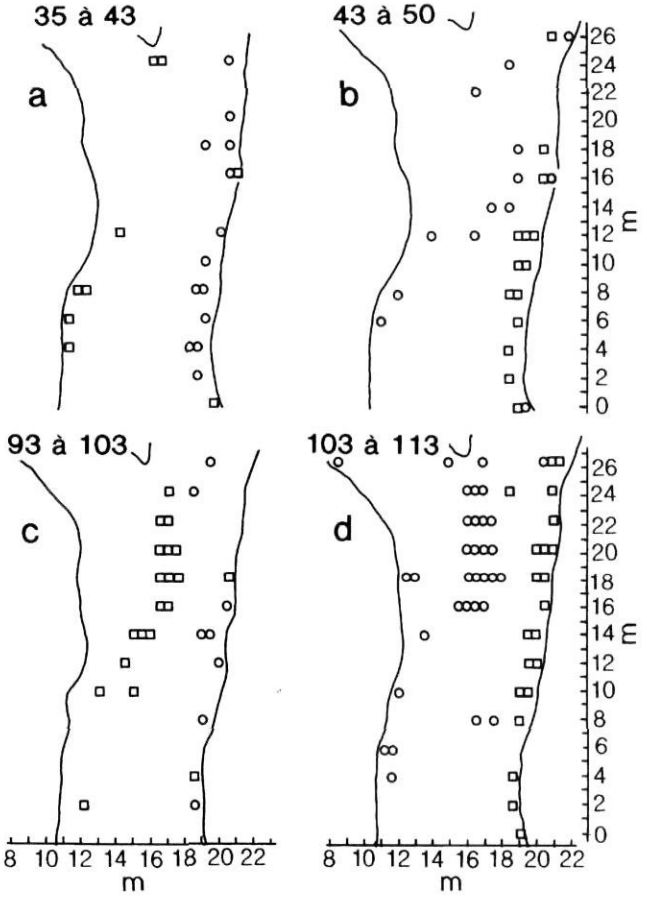

FIGURE 6. Distribution spatiale des variations de profondeurs de plus de 10 cm (cercle = dépôt ou carré = érosion) entre les relevés, pour les périodes d'étiage prononcé : a) et b) du relevé 2-35 au relevé 2-50 ; c) et d) du relevé 2-93 au relevé 2-113.

Spatial distribution of variations in bed-heights larger than 10 cm (circle = deposition or square = erosion) between records, for extreme low flow periods: a) and b) from record 2-35 to 2-50; c) and d) from record 2-93 to 2-113.

Grâce aux six relevés effectués entre les jours 2-62 et 2-93, il est aussi possible d'évaluer le rôle de la résolution temporelle d'échantillonnage sur l'analyse des variations morphologiques. Durant cette période, il est survenu une crue d'environ 50 cm suivie d'une décrue rapide, entre les relevés 2-72 et 2-75, puis trois remontées négligeables du niveau de l'eau, deux entre les relevés 2-79 et 2-83 (environ 10 cm) et une autre (environ 15 cm) entre les relevés 2-83 et 2-93 (fig. 2). La figure 7a, ainsi que les ensembles de figures 7b et 7c montrent, à différentes échelles temporelles, les variations survenues durant cette période d'un mois. Il est entendu que dans le cas à l'étude, ces variations sont fonction du taux d'action des processus au confluent, qui se produisent ici à cette échelle temporelle ; les cours d'eau de petite taille réagissant rapidement aux changements de conditions.

L'utilisation d'une résolution temporelle différente fournit une information nouvelle en ce qui a trait à l'organisation spatiale des zones de dépôt ou d'érosion. La figure 7a (intervalle de 31 jours) peut laisser croire que les faibles crues estivales n'ont eu pour effet que de diminuer les profondeurs du lit de chaque côté du chenal. Pourtant, les autres cartes indiquent de multiples variations successives. De même, la carte des variations entre les relevés 2-75 et 2-93, distants de 18 jours (fig. 7b), ne révèle rien du recul du banc d'accumulation entre les relevés 2-75 et 2-79 ni de sa réavancée du relevé 2-83 (fig. 7c). Le choix d'une fine résolution temporelle d'analyse nous permet ainsi d'apprécier la dynamique du banc d'accumulation, qui se construit à une vitesse assez rapide.

L'augmentation de l'intervalle d'échantillonnage entre les relevés n'entraîne pas la généralisation des variations morphologiques qui ont eu lieu, mais l'imbrication des résultats de plusieurs échelles temporelles. La comparaison de la carte des variations entre les relevés 2-62 et 2-75 (fig. 7b), avec les cartes de variations entre les relevés 2-62 et 2-72 ainsi qu'entre les relevés 2-72 et 2-75 (fig. 7c) montre que la zone de dépôt qui paraît homogène sur la figure 7b est en fait une zone composite d'épisodes asynchrones. Aussi, il peut arriver que l'utilisation d'une résolution temporelle trop fine entraîne une perte d'information. Par exemple, l'érosion au coin aval de l'entrée du tributaire entre les relevés 2-75 et 2-93 (fig. 7b) s'est faite trop lentement pour apparaître à la figure 7c couvrant la même période. De plus, quelle que soit l'échelle temporelle, des variations morphologiques ressortent toujours sur tout le flanc de la berge du cours d'eau principal tandis que certaines autres zones, telles l'embouchure immédiate du tributaire ou le milieu aval du chenal, restent stables. L'analyse simultanée des cartes à différentes échelles temporelles est donc essentielle afin de connaître la dynamique et le potentiel d'activation des différentes zones morphologiques du confluent.

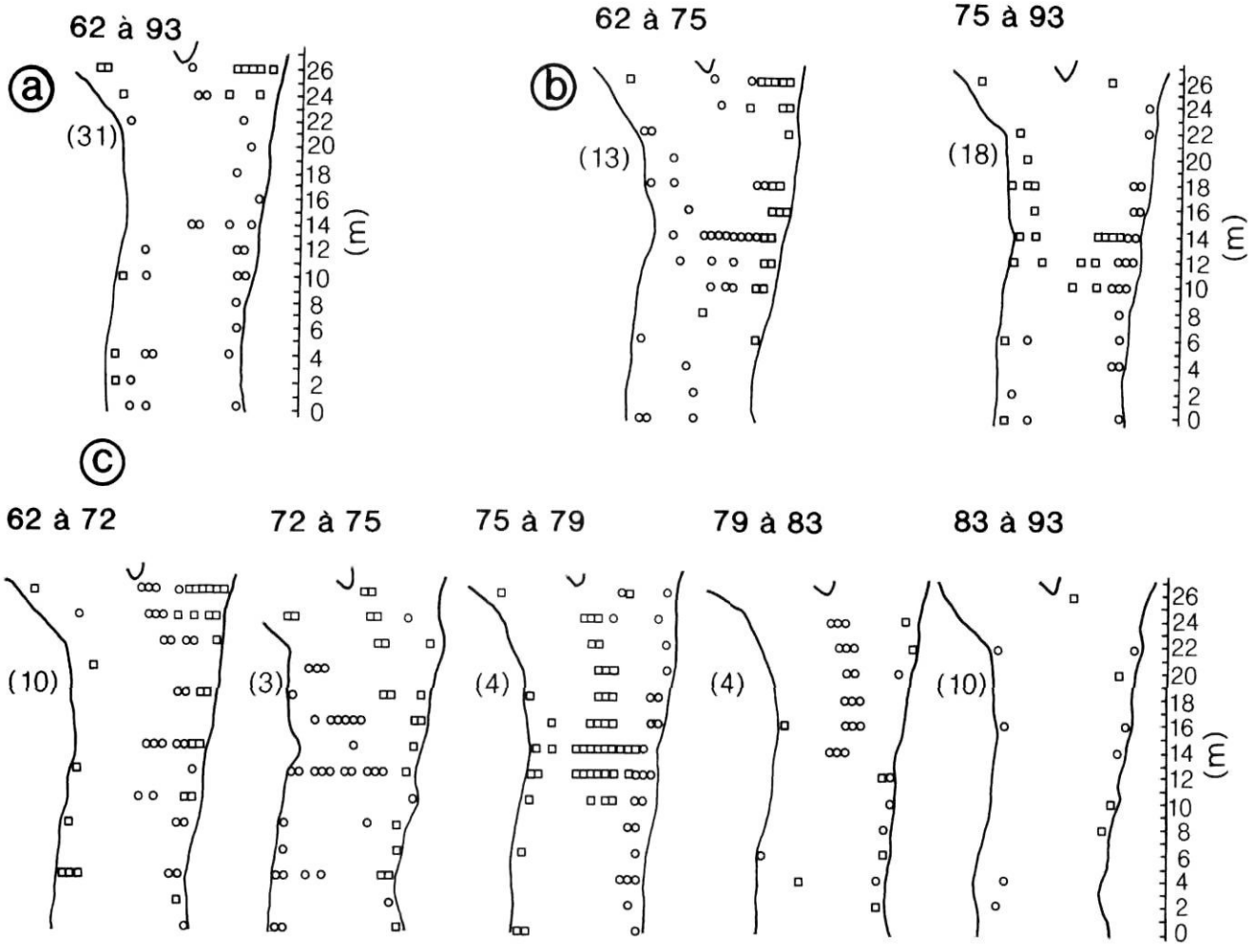

FIGURE 7. Effet de la résolution temporelle d'échantillonnage sur la distribution spatiale des variations de profondeurs de plus de 10 cm (cercle = dépôt ou carré = érosion) pour une même période : a) un seul intervalle de temps ; b) deux intervalles et c) cinq intervalles. Le nombre de jours compris dans l'intervalle entre les relevés est indiqué entre parenthèses.

Effect of sampling interval on the spatial distribution of bed-height variations larger than 10 cm (circle = deposition or square = erosion) for the same time period: a) one time interval; b) two intervals and c) five intervals. Numbers of days between surveys are indicated in parentheses.

LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES

À chaque relevé, la surface visible du lit du confluent était presque entièrement recouverte de rides, leurs différences de formes et d'orientation étant particulièrement marquées entre le dessus et l'abrupt du banc (fig. 4b). De plus, à l'occasion, nous avons observé des dunes et des rubans de graviers à l'entrée du tributaire ; les vitesses locales de l'écoulement peuvent être plus grandes que les vitesses moyennes (tabl. I) et en permettre la formation.

Les échantillons de sédiments ont été prélevés dans les zones où les variations morphologiques sont fréquentes : dans les parties amont (fig. 8a) et aval (fig. 9a) du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire ainsi qu'au coin aval de l'entrée du tributaire (fig. 10a). Les pelures de sédiments montrent les structures internes produites par la progression du banc d'accumulation et par la migration des formes du lit à petite échelle. Nous pouvons reconnaître les structures internes produites par le banc lorsque l'angle des stratifications des dépôts correspond à celui de l'abrupt du banc tel qu'il apparaît dans les profils bathymétriques (fig. 8b et 9b).

Le dépôt des pelures 8d et 8e (fig. 8) a été formé entre les relevés 2-103 et 2-113 (fig. 7c) alors que les niveaux d'eau étaient stables et bas (fig. 2). Les échantillons ont été prélevés l'un et l'autre dans l'axe d'écoulement de chacun des cours d'eau (qui va de droite à gauche) et sont constitués de sables moyens et grossiers. Un ensemble de stratifications entrecroisées d'un l'angle de 18° (même que celui de l'abrupt du banc) occupe les deux tiers inférieurs de la pelure 8d ; de petites stratifications en auge (flèches, fig. 8d) sont intercalées entre les lits de cet ensemble et indiquent une direction d'écoulement différente. Au-dessus de cette unité, on observe de petites stratifications entrecroisées d'un angle d'environ 30° surmontées d'autres stratifications en auge, un peu plus grandes, dont on retrouve l'équivalent dans la partie supérieure de la pelure 8e. La plus grande partie de la pelure 8e

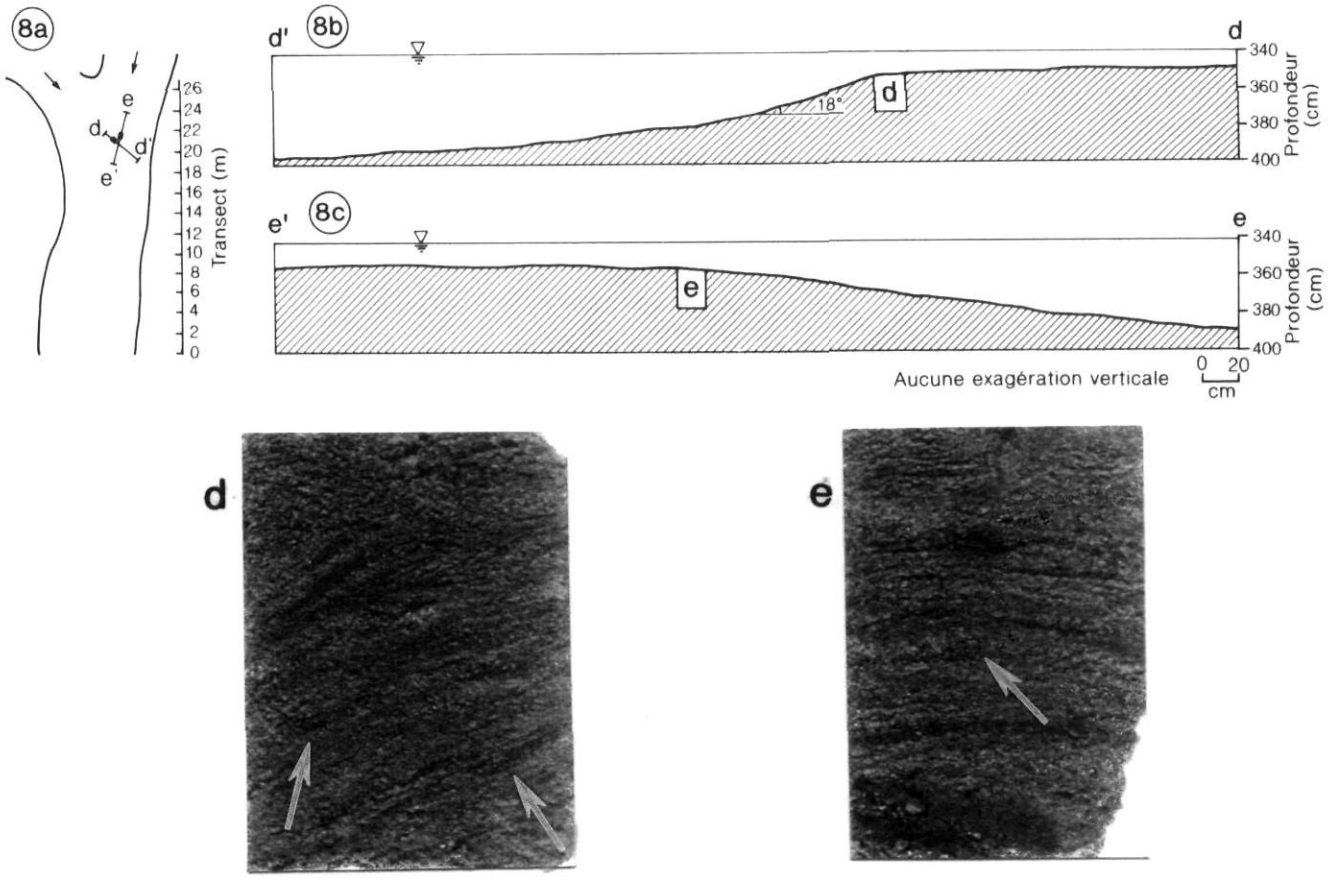

FIGURE 8. a) Localisation des échantillons de sédiments et des transects leur correspondant lors du relevé 2-113 ; b) et c) profils bathymétriques des transects et localisation des boîtiers ; d) et e) pelures de sédiments à l'époxy représentant un dépôt net entre les relevés 2-103 et 2-113. L'écoulement de la rivière Berthier va de droite à gauche en d) et celui de la rivière Bayonne, de droite à gauche en e). Les angles des stratifications des dépôts (d et e) correspondent à ceux des profils bathymétriques (b et c), indiquant ainsi que ces dépôts sont bien le résultat de la progression du banc d'accumulation et non de la migration de dunes. Les flèches indiquent les structures sédimentaires à micro-échelle produites par la migration de rides sur l'abrupt du banc, dans le sens de l'écoulement de la Bayonne : stratifications en auge (d) et stratifications entrecroisées (e).

a) Location of sediment samples and corresponding cross-sections for survey 2-113; b) and c) bathymetric profiles of cross-sections and box cores location; d) and e) epoxy sediment peels representing net deposition between suveys 2-103 and 2-113. Berthier river flow direction is from right to left in d) and Bayonne river flow direction is from right to left in e). Strata angles on sediment peels (d and e) correspond to bathymetric profile angles (b and c) and indicate that the deposit is the result of tributary mouth bar progression and not of dune migration. Arrows indicate micro-scale sedimentary structures produced by the migration of ripples on the steep lee side of the bar, in the Bayonne flow direction: trough cross-stratifications (d) and cross-stratifications (e).

est composée de lits ayant la même inclinaison que celle de la topographie du lit, entre lesquels sont intercalées de petites stratifications entrecroisées (flèche, fig. 8e) composées de sédiments de la même couleur sombre que celle des stratifications en auge de la pelure 8d. Bien que certains lits à la base de la pelure 8e semblent être orientés vers l'amont, l'axe préférentiel des graviers et des débris organiques qui les composent ne l'est pas ; cet axe présente plutôt un angle (par rapport à la pelure et à la direction de l'écoulement) semblable à l'angle de jonction des cours d'eau (65°).

Le dépôt des pelures 9d et 9e (fig. 9) a été formé entre les relevés 2-35 et 2-50, à la fin de la période des plus basses eaux (fig. 2). Les échantillons ont été prélevés à la limite aval du banc d'accumulation, perpendiculairement l'un à l'autre, la pelure 9e étant dans l'axe de l'écoulement du cours d'eau principal. Ce dépôt s'est mis en place beaucoup plus lentement que celui de la partie amont du banc et seule la moitié supérieure des deux pelures relève des conditions hydrauliques observées depuis le début de la période d'échantillonnage. Au milieu de la pelure 9d, on remarque un ensemble de petites stratifications en auge de sables fins auquel correspond un ensemble de petites stratifications entrecroisées au milieu de la pelure 9e (flèches, fig. 9d, 9e). Au-dessus de ces ensembles, on observe une imbrication de stratifications en auge et de stratifications entrecroisées constituées de sables moyens. L'angle des stratifications entrecroisées de la pelure 9e est d'environ 15° et correspond à la bathymétrie longitudinale du chenal (fig. 9c), tandis que l'angle

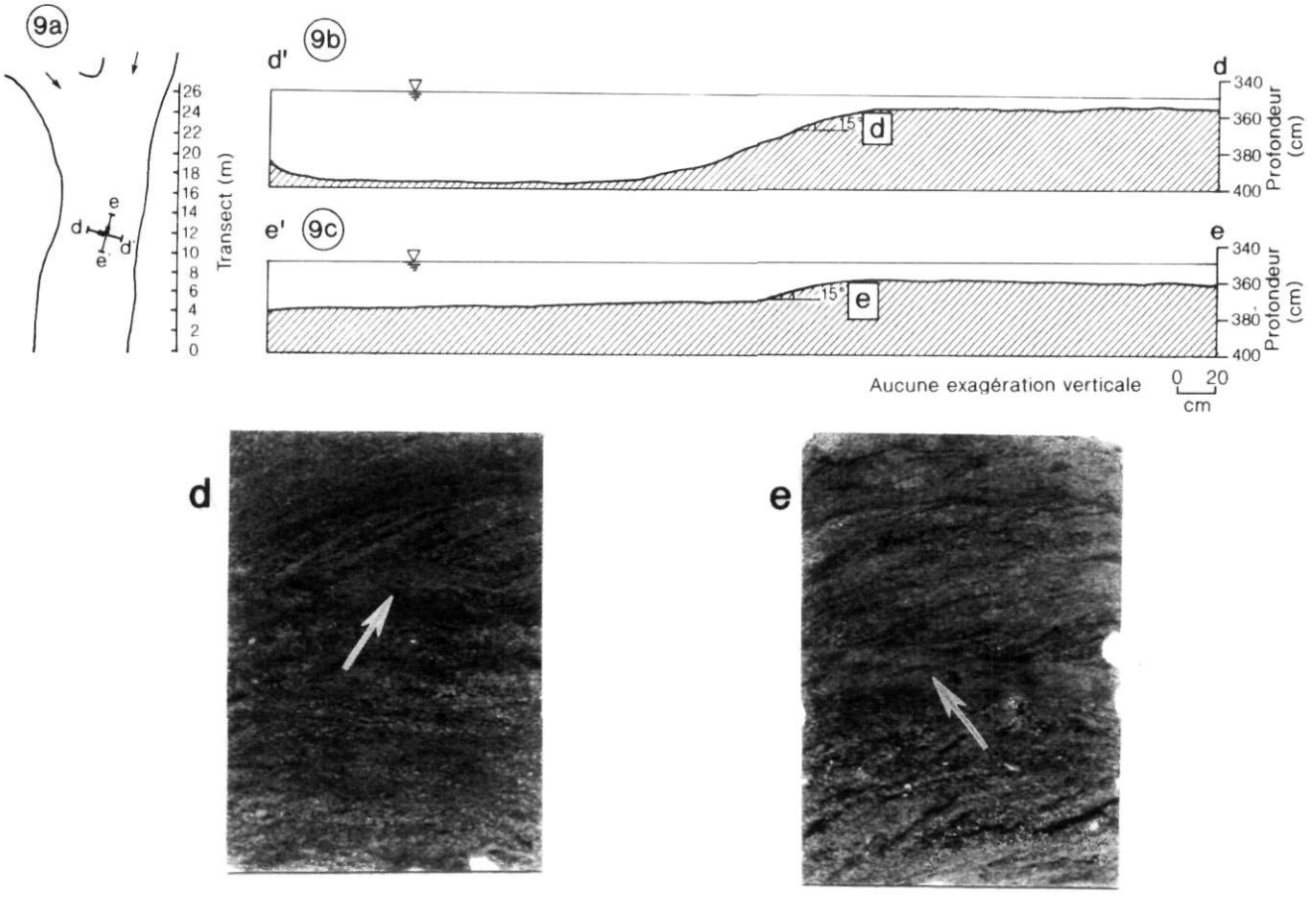

FIGURE 9. a) Localisation des échantillons de sédiments et des transects leur correspondant lors du relevé 2-50 ; b) et c) profils bathymétriques des transects et localisation des boîtiers ; d) et e) pelures de sédiments à l'époxy : l'écoulement va de droite à gauche en (e). Les flèches indiquent les structures sédimentaires produites par la migration de rides autour de l'abrupt du banc d'accumulation (voir fig. 4b) : stratifications en auge en (d) et stratifications entrecroisées en (e).

a) Location of sediment samples and corresponding cross-sections for survey 2-50; b) and c) bathymetric profiles of cross-sections and box cores location; d) and e) epoxy sediment peels: flow direction is from right to left in e). Arrows indicate sedimentary structures produced by the migration of ripples around the edge of the tributary mouth bar (See Fig. 4b)

des stratifications entrecroisées de la pelure 9d est sensiblement celui de l'angle de la pente du banc vers la partie profonde du chenal (fig. 9c). La partie supérieure de la pelure 9e est composée de lits ondulés auxquels correspondent des lits légèrement inclinés dans la pelure 9d et dans les deux cas, nous ne voyons aucun signe d'écoulement multidirectionnel.

Le dépôt des pelures 10c et 10d (fig. 10) a été formé entre les relevés 2-62 et 2-75 (fig. 7b,7c) durant la période des crues mineures (fig. 2). L'écoulement va de droite à gauche dans les deux cas. À part les lits fins situés à la toute base de l'échantillon, la pelure 10c est presque entièrement composée de grandes stratifications entrecroisées d'un angle d'au moins 30° à la base, angle qui diminue vers le haut de l'échantillon. L'ensemble présente un granoclassement normal mais presque tous les lits montrent une variation latérale de la taille des grains ; ces variations de texture sont associées à la migration de formes du lit surimposées (Bridge, 1995) telles que des rides migrant sur un banc d'accumulation. La bathymétrie du confluent, avec des profondeurs plus élevées à l'emplacement de l'échantillon 10d que 10c, semble décrire la progressíon d'un tel banc (fig. 10b). Les brusques changements dans la granulométrie, visibles dans les deux pelures, semblent correspondre et indiquer la hauteur et l'état du lit lors de la migration du banc. Aussi, la pelure 10d présente une alternance de lits de sables moyens, légèrement inclinés vers l'aval et de stratifications entrecroisés aux sables grossiers (même très grossiers). Considérant la taille de ces grains, ces stratifications ont vraisemblablement été produites par la migration de dunes, non de rides, qui indiquent alors que l'écoulement peut être assez énergique au coin aval de l'entrée du tributaire.

Ces pelures 10c et 10d offrent à voir une texture et des structures sédimentaires complètement différentes de celles de l'échantillon 10e, prélevé exactement au même endroit que l'échantillon 10c, la première année, juste à la fin d'une crue

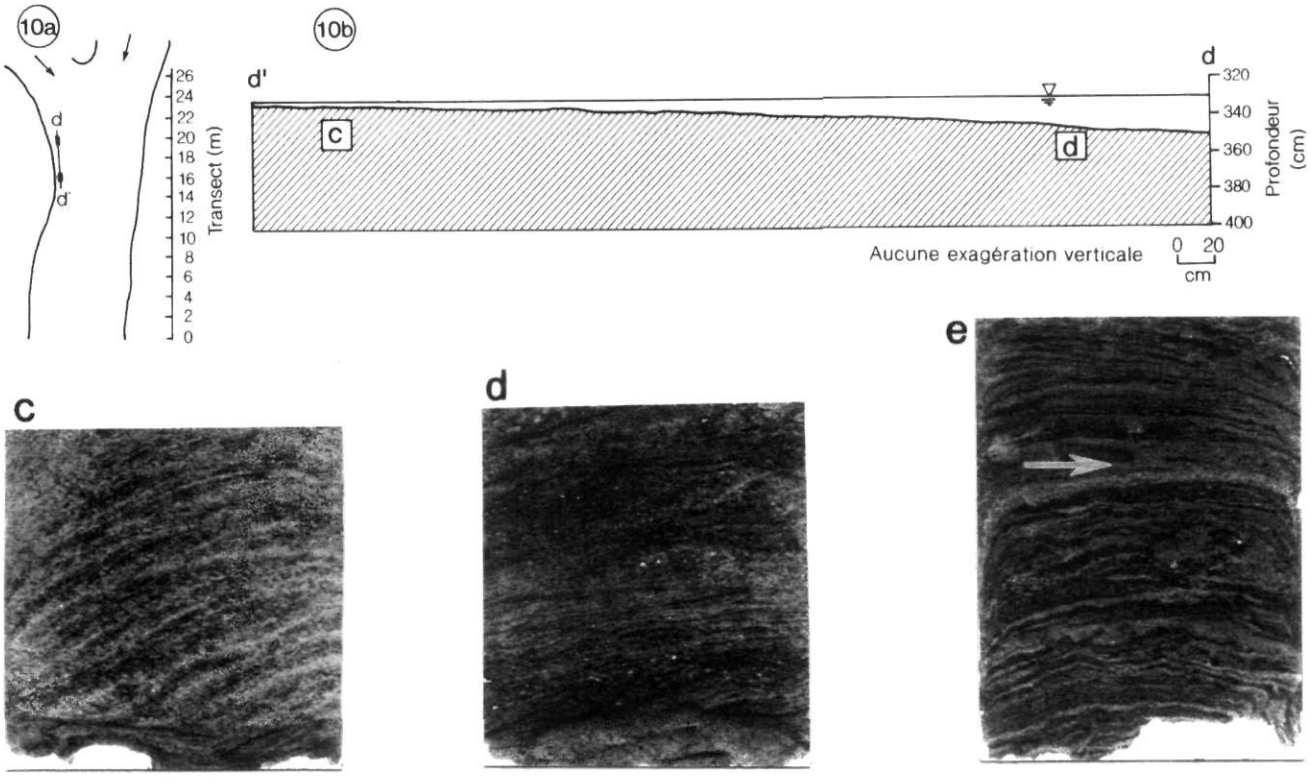

FIGURE 10. a) Localisation des échantillons de sédiments et du transect leur correspondant lors du relevé 2-75 ; b) profil bathymétrique du transect et localisation des boîtiers ; c) et d) pelures de sédiments à l'époxy représentant un dépôt net entre les relevés 2-62 et 2-75 ; e) pelure de sédiments à l'époxy d'un échantillon prélevé exactement au même endroit que (d) lors du relevé 1-51. L'écoulement va de droite à gauche dans les trois cas.

a) Location of sediment samples and corresponding cross-sections for survey 2-75; b) bathymetric profile of cross-section and box cores location; c) and d) epoxy sediment peels representing net deposition between surveys 2-62 and 2-75; e) epoxy sediment peel of a sample taken at the same exact location as (d) on survey 1-51. Flow direction is from right to left in all three cases.

importante (Relevé 1-51, fig. 2) qui avait érodé le banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire. Lors de ce relevé, des rides orientées vers l'amont du confluent ont été observées sur la berge, près du point d'échantillonnage. L'amont du confluent se situe à la droite de l'échantillon. La pelure 10e montre une alternance de lits de sables fins et de matériel organique plus grossier ; les lits sont inclinés vers l'aval dans la partie inférieure de la pelure mais certains le sont légèrement vers l'amont dans la partie supérieure et l'on peut voir, à certains endroits dans les sables, des stratifications entrecroisées orientées vers l'amont (flèche, fig. 10e).

Les échantillons de sédiments montrent bien la variabilité spatiale de la texture et des structures internes des dépôts formés dans les différentes zones hydro-morphologiques d'un confluent. La répartition spatiale de la granulométrie des sédiments concorde, dans l'ensemble, avec celle que l'on a déjà observée en milieu naturel et en laboratoire (Best, 1985, 1986, 1988 ; Biron *et al.*, 1993b) ; toutefois nos résultats montrent que les caractéristiques d'une zone spécifique, tel le coin aval de l'entrée du tributaire, peuvent présenter une variabilité temporelle. Le potentiel de préservation de ces dépôts au confluent à l'étude est probablement faible ; il serait favorisé par la migration latérale du confluent même, mais la résistance de la berge du cours d'eau principal maintient le chenal dans son cours. Cependant, l'analyse des structures sédimentaires des zones actives du lit d'un confluent et des données hydrauliques concomitantes aux dépôts est nécessaire, car d'une part le potentiel de préservation des dépôts à n'importe quelle échelle est méconnu (Paola et Borgman, 1991) et d'autre part les conditions hydrauliques responsables de la formation des dépôts en milieu naturel sont, dans la littérature, plus souvent estimées qu'observées.

LA DYNAMIQUE HYDRO-MORPHO-SÉDIMENTAIRE À L'ÉTIAGE

La turbulence est intense aux confluents de cours d'eau discordant et en milieu sablonneux, il y a souvent transport de sédiments durant la période d'étiage. L'intégration de nos observations morpho-sédimentologiques aux données sur l'écoulement nous permet de proposer un modèle de la dynamique des confluents de cours d'eau d'inégales profondeurs à l'étiage (fig. 11). Ce modèle, où l'on distingue trois phases, illustre essentiellement l'importance des variations morphologiques du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire et la forte influence de la topographie sur la dynamique du plan de mélange des écoulements. Le caractère expérimental du site, bien qu'exceptionnel, impose toutefois

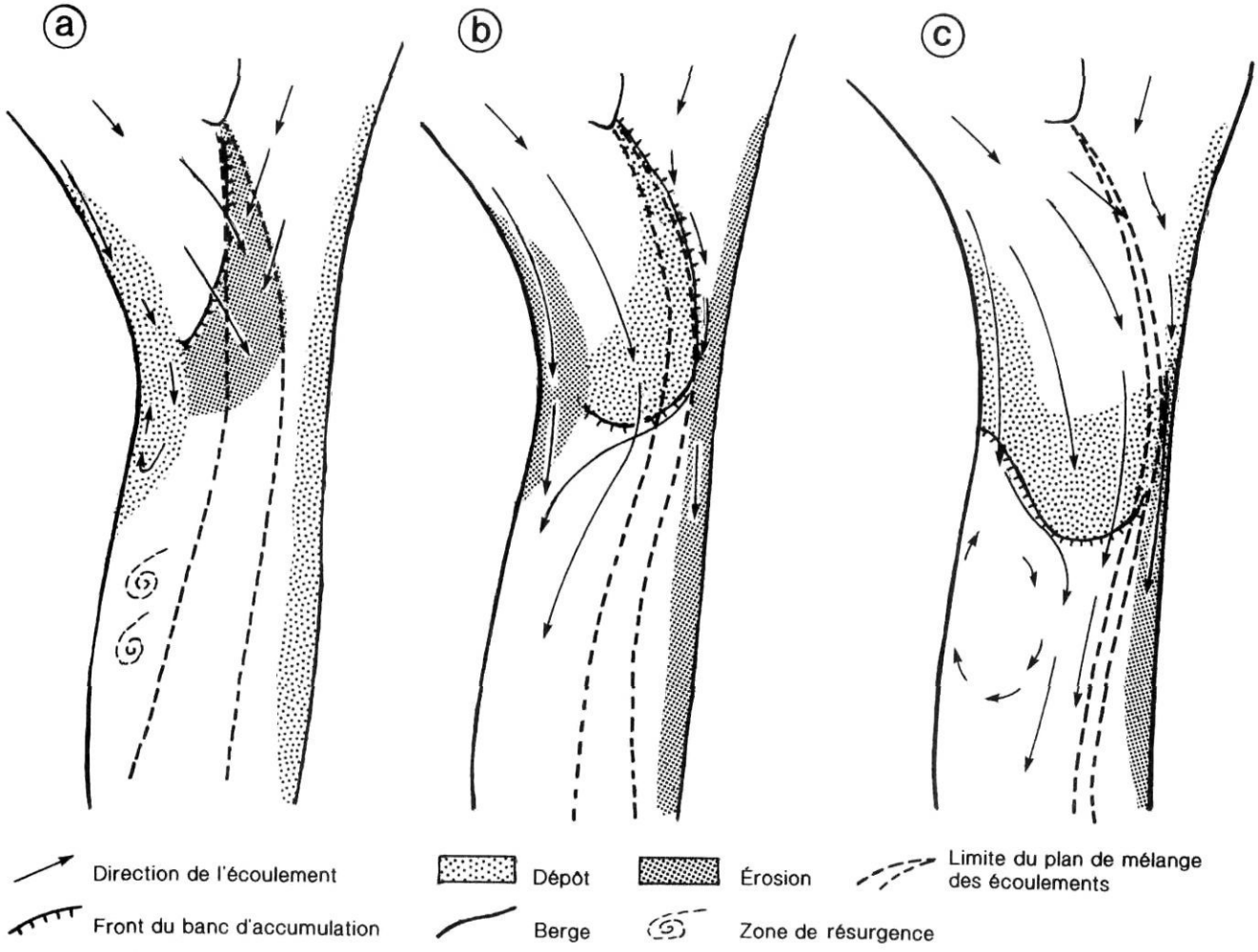

FIGURE 11. Modèle en trois phases de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire du confluent en période d'étiage illustrant l'importance des variations morphologiques du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire : a) érosion du banc ; b) construction du banc et c) pleine expansion du banc dans le chenal. Chaque morphologie typique du banc d'accumulation influence la direction des lignes d'écoulement, l'expansion latérale du plan de mélange des écoulements ainsi que le transport de sédiments dans les autres zones du confluent. Les berges représentées font abstraction des fluctuations du niveau d'eau ; les zones de dépôt ou d'érosion sont toujours sous la surface de l'eau.

A three-phase model of the hydro-morpho-sedimentary dynamics at the confluence during low flow, showing the importance of the tributary mouth bar morphological variations: a) bar erosion; b) bar construction and c) full bar expansion in the channel. Each typical tributary mouth bar morphology affects the stream line directions, the lateral expansion of the mixing layer and sediment transport in the other zones of the confluence. Bank lines do not take into account the water-level fluctuations. Zones of deposition or erosion on the figure are always under water.

certaines limites à la généralisation du modèle. À l'étiage, la charge de fond de la rivière Bayonne est négligeable ; la dynamique du banc d'accumulation dépend aussi des fluctuations du taux de transport de sédiments en provenance du tributaire et non seulement des variations du rapport de quantité de mouvement (M_r). De plus, à d'autres sites, la résistance de la berge du cours d'eau principal pourrait être plus faible et orienter la direction des lignes d'écoulement.

Le rôle qu'exerce la morphologie du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire sur la dynamique au confluent durant la période d'étiage est illustré par les trois phases du modèle qui correspondent à trois morphologies typiques du banc (banc en régression, en construction ou en pleine progression) auxquelles sont jumelés trois types de développement du plan de mélange des écoulements et trois types d'épisodes sédimentaires. Les variations du rapport de quantité de mouvement (M_r) sont à l'origine des variations morphologiques du banc d'accumulation : un M_r élevé favorise la construction du banc tandis qu'un M_r plus faible, associé à un plan de mélange qui tend vers le centre du chenal, correspond à une période d'érosion du banc, surtout de sa partie amont. On associe généralement les variations du rapport de quantité de mouvement (M_r) à l'asynchronisme des crues (Reid *et al.*, 1989). Toutefois, dans le cas à l'étude, il y a eu très peu de véritables crues. Les conditions d'étiage de chacun des bassins-versants de même que le fait qu'un cours d'eau puisse être alimenté par plusieurs nappes phréatiques dont l'apport est irrégulier (Riggs, 1972) ou touché par des évé-

nements zootropiques qui modifient le bilan hydrique (Butler et Malanson, 1994) semblent être presque exclusivement responsables des variations du rapport de quantité de mouvement (M_r).

Au cours de la première phase du modèle, le banc n'est pas très développé ou vient d'être érodé (fig. 11a). Nous observons alors une dynamique de l'écoulement typique des confluents de cours d'eau aux lits de profondeurs inégales (Best et Roy, 1991 ; Biron *et al.*, 1993b). Le plan de mélange est relativement large et une partie de l'écoulement du cours d'eau principal resurgit plus en aval, du côté du tributaire. Des zones de dépôt se forment de chaque côté du chenal. Au coin aval de l'entrée du tributaire, il y a parfois une zone de séparation et de recirculation de l'écoulement donnant lieu à des dépôts de sédiments fins qui laissent voir quelques structures internes orientées vers l'amont (fig. 10e). Souvent il s'agit d'une zone de faibles vitesses, sans recirculation, produisant un dépôt dont les lits sont fins et légèrement inclinés vers l'aval (figs. 10c, 10d). Les phénomènes de recirculation sont complexes aux confluents de cours d'eau aux lits discordants : en milieu naturel, on n'en avait jusqu'à maintenant ni observé directement ni trouvé de traces dans les sédiments (Biron *et al.*, 1993b). Toutefois, on a observé en laboratoire qu'ils sont plus manifestes à la surface de l'eau que près du lit (Biron *et al.*, 1996a). Nous ne les avons nous-mêmes observés durant l'étiage que de façon occasionnelle.

Cette première phase n'est jamais maintenue très longtemps à l'étiage. Durant la deuxième phase (fig. 11b), le banc se reconstruit, bloque l'entrée du cours d'eau principal et retarde l'expansion latérale du plan de mélange. Il n'y a pas de séparation de l'écoulement, puisque la progression du banc atténue la différence de pression entre le chenal principal et la zone au coin aval de l'entrée du tributaire (Best, 1985). L'écoulement du tributaire file tout droit vers l'aval. Dans la zone de courbure du chenal (coin aval), les vecteurs de vitesses maximales sont davantage déviés vers la berge à l'étiage (Bridge et Jarvis, 1982 ; Bridge, 1993) et permettent l'érosion du lit. Par ailleurs, l'écoulement du cours d'eau principal est d'abord dévié vers la berge, où l'on observe une zone d'érosion, puis glisse sous celui du tributaire à la marge aval du banc, ce qui est compatible avec la dynamique de l'écoulement dans ces milieux (Roy et De Serres, 1989).

Durant cette phase, les faciès du banc d'accumulation sont complexes et montrent que sa construction s'effectue à la faveur d'écoulements multidirectionnels ; ils ne sont pas le produit d'un écoulement réduit contournant un banc exondé (Collinson, 1970). À l'amont, le banc se construit par l'avalanche des formes du lit qui migrent à l'embouchure du tributaire (rides, dunes, rubans de graviers) et par la migration de rides produites sur l'abrupt même par l'écoulement du cours d'eau principal qui confiné, devient plus rapide et prend alors ces sédiments en charge. À l'aval, les rides formées au pied de l'abrupt contournent la pointe du banc en suivant les lignes d'écoulement et sont recouvertes par les sédiments du banc qui progresse à l'intérieur du confluent.

On considère en général la morphologie d'un confluent à l'étiage comme une morphologie résultante des périodes de crues (Bristow *et al.*, 1993, Rhoads et Kenworthy, 1995) dont les formes du lit, à méso-échelle, sont des formes d'érosion et non de construction (Collinson, 1970 ; Rundle, 1985). Dans le même ordre d'idées, on attribue généralement à des phénomènes de crues la formation des grandes stratifications entrecroisées de l'abrupt des bancs d'accumulation (Collinson, 1970 ; Biron *et al.*, 1993a). Il est clair que l'on devra dorénavant aussi tenir compte des effets de la discordance des lits aux confluents de cours d'eau sablonneux durant l'étiage.

La troisième phase survient lors de la progression maximale du banc à l'intérieur du confluent (fig. 11c). Durant cette phase, l'écoulement du tributaire occupe presque toute la largeur du chenal et confine l'écoulement du cours d'eau principal près de la berge ; le plan de mélange est alors très étroit. Le coin aval de l'entrée du tributaire fait maintenant aussi partie du banc d'accumulation. On avait observé une augmentation de la taille des sédiments dans cette zone lorsque le plan de mélange se situe du côté de la berge du cours d'eau principal (fig. 8 de Biron *et al.*,1993b) et relié ces variations temporelles de la granulométrie à celles des conditions hydrauliques des crues d'automne. À l'étiage, les conditions hydrauliques varient peu et ce sont plutôt les variations de la morphologie du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire qui modifie la dynamique de la zone située au coin aval de l'entrée du tributaire et aussi de celle située plus en aval encore. En effet, si l'abrupt externe du banc d'accumulation (l'abrupt qui fait face à la berge du côté du tributaire) est négligeable, l'écoulement ralentit mais maintient sa direction vers l'aval ; si l'abrupt est plus marqué (une dizaine de centimètres suffisent), l'écoulement épouse le contour du banc et il se crée alors une zone de recirculation (fig. 11c). Ces conditions peuvent entraîner une modification du banc similaire à ce que l'on observe dans les rivières à chenaux tressés où le banc prend la forme d'un écheveau asymétrique (*spool bar,* Rundle, 1985). Nous n'avons observé ce phénomène qu'une seule fois, à la fin de la première année d'échantillonage.

Ainsi, au confluent à l'étude, la dynamique du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire durant l'étiage vient s'ajouter aux processus déjà complexes aux confluents de cours d'eau discordants. Notre modèle ne montre pas les comportements complexes du confluent durant les changements de phases qui se produisent à différentes échelles temporelles et pas toujours dans l'ordre. Ainsi, il arrive qu'au cours de la troisième phase (fig. 11c), la partie amont du banc soit érodée sans que la partie aval ne le soit. Toutefois, nos nombreuses observations permettent de dégager les comportements les plus fréquents et les plus cohérents qui surviennent durant l'étiage.

CONCLUSION

L'observation suivie du comportement d'un confluent de cours d'eau aux lits sablonneux et d'inégales profondeurs a permis d'y reconnaître une dynamique intense et originale des processus en période d'étiage. Bien que les niveaux d'eau soient très bas (1/20 à 1/5 du niveau plein-bord, 90 % du temps) et relativement stables, des variations du rapport de quantité de mouvement des cours d'eau (M_r) surviennent à

l'étiage. Les conditions d'étiage de chacun des bassins-versants semblent, hors de toute crue véritable, responsables de ces variations du rapport de quantité de mouvement (M_r) qui occasionnent des variations morphologiques du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire, compte tenu d'un léger transport de sédiments en provenance de ce tributaire. Les structures sédimentaires des dépôts, visibles dans les pelures de sédiments à l'époxy, illustrent les différents épisodes de construction du banc d'accumulation, laquelle s'effectue souvent à la faveur d'écoulements multidirectionnels.

L'analyse spatiale des variations morphologiques de l'ensemble du lit du confluent à différentes échelles temporelles, de même que celle des données hydrauliques concomittantes aux dépôts sédimentaires, a mené à l'élaboration d'un modèle dynamique qualitatif. Ce modèle en trois phases souligne le rôle primordial des variations du banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire (érosion, construction, pleine expansion) dans la dynamique du plan de mélange des écoulements et consécutivement, dans toute la dynamique hydro-sédimentaire au confluent. La zone située au coin aval de l'entrée du tributaire, par exemple, connaît différents épisodes sédimentaires au cours de l'étiage ; la texture et la structure des dépôts qui s'y forment varient selon la dynamique induite par la morphologie du banc d'accumulation. Le taux d'expansion latérale du plan de mélange des écoulements est tout particulièrement influencé par la morphologie du banc d'accumulation. Lorsque le banc d'accumulation est érodé, le taux d'expansion latérale du plan de mélange est tel qu'observé antérieurement en laboratoire par Best et Roy (1991). La généralité du modèle reste à être démontrée.

REMERCIEMENTS

Cette étude fait partie d'un programme de recherche subventionné par le CRSNG. Nous remercions toutes les personnes qui nous ont aidés sur le terrain, en particulier, Thomas Buffin-Bélanger, Diane Chaumont et Katia Nero. Nous remercions Guy Frumignac, pour la réalisation des figures, ainsi que Rolland Renaud et David W. Tuttle pour celle des photographies. Nous remercions aussi vivement Jim Best et John Bridge pour les discussions que nous avons tenues avec eux au sujet des faciès sédimentaires. Les commentaires critiques de Pascale Biron, Michael Church et Peter Ashmore sur une première version de cet article ont aussi été grandement appréciés.

RÉFÉRENCES

Alam, M.M., Crook, A.W. et Taylor, G., 1985. Fluvial herring-bone cross stratification in a modern tributary mouth bar, Coonamble, New South Wales, Australia. Sedimentology, 32 : 235-244.

Ashmore, P., 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology, confluences. Earth Surface Processes and Landforms,7 : 201-225.

Ashmore, P., Ferguson, R.T., Prestegaard, K.L., Ashworth, P.J. et Paola, C., 1992. Secondary flow in anabranch confluences of a braided, gravel-bed stream. Earth Surface Processes and Landforms, 17 : 299-311.

Best, J. L, 1985. Flow dynamics and sediment transport at river channel confluences. Thèse de doctorat, Birkbeck College, University of London, 393 p.

——— 1986. The morphology of river channel confluences. Progress in Physical Geography, 10 : 157-174.

——— 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluence. Sedimentology , 35 : 481-498.

Best, J. L. et Roy, A.G., 1991. Mixing layer distorsion at open channel junctions. Nature, 350 (6317) : 411-413.

Biron, P., 1995. Effets de la discordance des lits des tributaires sur la structure turbulente des écoulements aux confluents de cours d'eau. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université de Montréal, 148 p.

Biron, P., Best, J. L. et Roy, A. G., 1996a. The fluid dynamics effects of bed height discordance at open channel confluences, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 122: 676-682.

Biron, P., De Serres, B., Roy, A. G. et Best, J. L., 1993a. Shear layer turbulence at an unequal depth channel confluence, p. 197-213. *In* N.J. Clifford, J.R. French et J. Hardisty, édit., Turbulence perspectives on flow and sediment transport. John Wiley and Sons, 360 p.

Biron, P., Roy, A. G., et Best, J. L., 1996b. Turbulent flow structure at concordant and discordant open-channel confluences. Experiments in Fluids, 21: 437-446.

Biron, P., Roy, A. G., Best, J. L. et Boyer, C., 1993b. Bed morphology and sedimentology at the confluence of unequal depht channels. Geomorphology 8 : 115-129.

Bouma, A. H., 1969. Methods for the study of sedimentary structures, John Wiley & Sons, 458 p.

Bridge, J. S., 1995. Fluvial Sedimentology ; a short course, Anchorage, Alaska, ARCO Alaska Inc., 191 p.

——— 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers, p. 13-71. *In* J.L. Best et C.S. Bristow, édit., Braided Rivers. Geological Society Spec. Publication 75, 319 p.

Bridge, J. S. et Jarvis, J., 1982. The dynamics of a river bend : A study in flow and sedimentary processes. Sedimentology, 29 : 499-541.

Bridge, J. S., Smith, N. D., Trent, F., Gabel, S. L. et Bernstein, P., 1986. Sedimentology and morphology of a low sinuosity river : Calamus River, Nebraska Sand Hills. Sedimentology, 33 : 851-970.

Bristow, C. S., 1993. Sedimentary structure exposed in bar tops in the Brahmaputra river, Bangladesh, p. 277-289. *In* J.L. Best et C.S. Bristow, édit., Braided Rivers, Geological Society Spec. Publication 75, 319 p.

Bristow, C. S. et Best, J. L., 1993. Braided Rivers : Perspectives and Problems, p. 1-11. *In* J.L. Best et C.S. Bristow, édit., Braided Rivers, Geological Society Spec. Publication 75, 319 p.

Bristow, C. S., Best, J. L. et Roy, A. G., 1993. Morphology and facies models of channel confluences, p. 91-100. *In* Marzo and Puigdefabregas, édit., Alluvial sedimentation. International Association of Sedimentologists Spec. Publ., 17, 586 p.

Butler, D. R. et Malanson, G. P., 1994. Beaver Landforms. Le Géographe canadien, 38 (1) : 76-79.

Collinson, J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. Geografiska Annaler, A52 : 31-56.

Ferguson, R. I., Ashmore, P. E., Ashworth, P. J., Paola, C. et Prestegaard, K. L., 1992. Measurements in a braided river chute and lobe, 1, Flow pattern, sediment transport and channel change. Water Resources Research, 28 : 1877-1886.

Gaudet, J. M. et Roy A. G., 1995. Effect of bed morphology on flow mixing length at river confluences. Nature, 373 : 138-139.

Gerard, R., 1981. Regional analysis of low flow : A cold region example. *In* 5e Conférence canadienne d'hydrotechnique de la société canadienne de génie civil, p. 95-111.

Hoang, V. D. et Tremblay, R., 1976. Estimation des débits d'étiage d'été des rivières du Québec mériodional. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des eaux, Service de l'hydrométrie, Québec, 63 p.

Kennedy, B. A., 1984. On Playfair's law of accordant junctions. Earth Surface Processes and Landforms, 9 : 153-173.

Krasovkaia, I. et Gottschalk, L., 1992. Stability of River Flow Regimes. Nordic Hydrology, 23 : 137-154.

Lane, S. N., Chandler, J. H. et Richards, K. S., 1994. Developments in monitoring and modelling small scale river bed topography. Earth Surface Processes and Landforms 19 : 349-368

Mellow, R. A., 1990. Analysis of winter low flow rates in New Hampshire Streams. U.S. Army Corps of Engineers, Cold regions Research & Engineering laboratory, Special Report, p. 90-26.

Mosley, M. P., 1976. An experimental study of channel confluences. Journal of Geology, 107 : 1713-1733.

Paola, C. et Borgman, L., 1991. Reconstructing random topography from preserved stratification. Sedimentology, 38 : 553-565.

Petts, G. E. et Thoms, M. C. 1987. Morphology and sedimentology of a tributary confluence bar in a regulated river : North Tyne, U.K. Earth Surface Processes and Landforms, 12 : 433-440.

Rantz, S. E., 1982. Measurements and computation of streamflow : Vol. 1 Measurements of stage and discharge, U. S. G. S. Water Supply Paper 2175.

Reid, I., Best, J. L. et Frostick, L. E., 1989. Floods and flood sediments at river confluences, p. 135-150. *In* K. Beven et P. Carling, édit., Floods : Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications. John Wiley & Sons.

Rhoads, B. L. et Kenworthy, S. T., 1995. Flow structure at an asymmetrical stream confluence. Geomorphology, 11 : 273-293.

Riggs, H. C., 1972. Low flow investigations. U. S. Geological Survey, Techniques of Water Resources Investigations, Livre 4 : B1, 18 p.

Roy, A. G., Courchesne, F., Giguère, N., Gaudet, J. M. et Chaumont, D., 1993. Dynamics of the confluence between the Batiscan and the Saint Lawrence, p. 637-645. *In* J. Hadjinicolaou et A. M. O. Mohamed, édit., River. Proc. Joint ASCE & CSCE Nat. Conf. on Env. Engn. Yong, R.N., Geotechnical Centre, McGill University.

Roy, A. G. et De Serres, B., 1989. Morphologie du lit et dynamique de confluents de cours d'eau. Bulletin de la société géographique de Liège, 25 : 113-127.

Roy, A. G., Roy, R. et Bergeron, N., 1988. Hydraulic geometry and changes in flow velocity at a river confluence with coarse bed material. Earth Surface Processes and Landforms, 13 : 583-598.

Rundle, A., 1985. Braid morphology and the formation of multiple channels, The Raikaia, New Zealand. Zeitschrift für Geomorphology, N.F. Suppl.-Bd 55 : 15-37.

Vladimirov, A. M., 1976 . Low river runoff. Soviet Hydrology, 15 (2) : 138-141.