



**HAL**  
open science

# Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières

Thomas Geay

► **To cite this version:**

Thomas Geay. Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU052 . tel-01547827

**HAL Id: tel-01547827**

**<https://theses.hal.science/tel-01547827>**

Submitted on 27 Jun 2017

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **TUE/Sciences de la Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Thomas GEAY**

Thèse dirigée par **Philippe BELLEUDY** et  
codirigée par **Jonathan B. LARONNE**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en  
Hydrologie et Environnement**  
dans l'école doctorale **Terre, Univers, Environnement**

## Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières

Thèse soutenue publiquement le **4 décembre 2013**,  
devant le jury composé de :

**Monsieur, Dieter, RICKENMANN**

Directeur de recherche à l'institut de recherche fédéral suisse WSL  
(Rapporteur)

**Monsieur, Alain, CRAVE**

Chargé de recherche au CNRS (Rapporteur)

**Monsieur, Benoît, CAMENEN**

Chargé de recherche à IRSTEA (Membre)

**Monsieur, David, HURTHUR**

Chargé de recherche au CNRS (Membre)

**Monsieur, Jérôme, MARS**

Professeur à Grenoble-INP (Président)

**Monsieur, Jonathan B., LARONNE**

Professeur à l'université Ben Gurion du Negev, Israël (Membre)

**Monsieur, Philippe, BELLEUDY**

Professeur à l'université Grenoble-Alpes (Membre)



## Résumé

L'analyse des variations spatio-temporelles du charriage est un élément important pour la compréhension de la dynamique fluviale. Ce manuscrit présente les recherches réalisées sur le développement d'une méthode de mesure du transport solide par acoustique passive. Un capteur de pression acoustique est utilisé pour mesurer le bruit généré par le transport par charriage au fond du lit de la rivière. Cette méthode originale a fait l'objet de quelques explorations durant les dernières décennies, qui ont montré que la puissance et le contenu fréquentiel du son généré dépendaient de la granulométrie des matériaux et du flux solide. Mais les applications au milieu naturel sont restées très limitées ; elles sont donc au centre de cette recherche.

La première difficulté de la mesure est liée à l'existence de bruit environnant qui se superpose au bruit du charriage. Des mesures acoustiques ont été réalisées dans différentes typologie de rivières, du torrent à la grande rivière navigable. A l'aide de ces différentes expériences et de la bibliographie, les éléments du paysage acoustique d'une rivière sont identifiés. Le paysage acoustique d'une rivière est composé par les processus hydrodynamiques que sont la turbulence, l'agitation de surface et le transport de sédiment par charriage. Le charriage produit des bruits larges bandes, dans la partie haute du spectre et peut être masqué par les bruits de surface dans la région du kilohertz. Des outils de traitement du signal sont proposés afin de repérer les différentes dynamiques contenues dans le signal acoustique mesuré.

L'interprétation du signal ne peut être faite sans une bonne compréhension des phénomènes de propagation des ondes acoustiques dans la rivière. On montre que la rivière se comporte comme un guide d'onde et une résolution de l'équation d'onde par une approche modale est proposée. On comprend alors que la propagation des ondes acoustiques est limitée par une fréquence de coupure inversement proportionnelle à la hauteur d'eau. Les observations de terrain faites sur la variation du champ de pression acoustique dans la verticale sont bien reproduites par le modèle d'un guide d'onde de Pekeris. Le modèle est alors utilisé pour montrer l'importance de la profondeur, de la constitution du fond de la rivière ou encore de la géométrie du canal sur la constitution du signal.

Finalement, trois chroniques de signaux acoustiques enregistrés dans des rivières différentes sont analysées. Un descripteur est proposé pour chaque chronique de signaux, en fonction des bruits ambiants présents dans l'environnement lors de la mesure. Ce descripteur acoustique est confronté à des mesures comparatives du charriage et de bonnes corrélations sont observées. Elles montrent que la mesure hydrophone permet d'identifier la phase de l'initiation du transport par charriage et qu'elle est intégrative du transport sur une surface importante de la rivière. Ces expériences confirment la simplicité de mise en œuvre de la méthode et précisent les limites d'utilisation de l'acoustique passive, particulièrement pour les rivières à fortes pentes. Elles confirment également la validité des méthodes d'analyse du signal qui ont été utilisées et le besoin de mesures comparatives du milieu pour interpréter le signal.

## Abstract

Analysing the spatio-temporal variability of solid transport processes is key to the study of fluvial morphodynamics. Our research focusses on the development of passive acoustics to monitor bedload transport. A hydrophone is used to sense the acoustic pressure in the river in order to record the sound generated by inter-particle collisions. This original method has been mostly developed in laboratories during the past decades. It has been shown that the acoustic power and the frequencies of the monitored signals are linked to bedload fluxes and granulometry. The use of passive acoustics in natural streams has encountered limited success. It is the core of our research.

First we address the existence of multiple sound sources in the environment. Acoustic measurements have been realised in several types of rivers: steep channels and large gravel bed rivers. These multiple experiences along with the bibliography have allowed us to describe river soundscapes. Hydrodynamics govern the soundscape, namely turbulence, agitating surfaces, and bedload transport. Inter-particle collisions generate sound in a wide range of frequencies, which depend on their sizes. It can be masked by the occurrence of agitating surface noise in the kilohertz region. Signal processing tools are proposed to study the dynamics of the different processes composing the signal.

Signal interpretation could only be achieved by understanding the propagation properties of the acoustic waves in the river. It is shown that the river acts as an acoustic wave guide. A modal approach is suggested to solve the wave equation. The model points to the existence of a cutoff frequency inversely proportional to the water depth. Observations made on the vertical variation of the field pressure are correctly simulated. The signal dependence on water depth, the structure of the bed, and the geometry of the channel are studied using this model.

Finally, we analyze three chronicles of acoustic signals recorded in the field. A signal descriptor is constructed for each data set, depending on the ambient noise conditions. This descriptor is compared to other measurements of bedload transport and good correlations are found. Initiation of motion is monitored and the integrative aspect of the acoustic measure is shown. These experiences highlight the simplicity of the method and show some of its limits. It is also shown that measurements of other environmental parameters are needed to interpret the results.

## Remerciements

L'écriture de la thèse est une sorte de solitaire du scientifique, elle n'est rendue possible que par les nombreux échanges qui ont préparé cet exercice. Merci à mes deux encadrants de thèse, Philippe et John, leurs qualités d'écoute et de motivations m'ont permis d'avancer dans mon travail. Malgré quelques tempêtes et changements de caps, le bateau a atteint sa destination. Le staff technique était composé de Catherine Coulaud et Bernard Mercier, merci à eux. Un grand merci et des grosses bises à Odette et Claire, car c'est toujours un plaisir de leur demander un service. La bonne humeur, les instants détentes, les coups de gueule étaient aussi partagés avec mes conscrits de thèses Hernan Alcaïda dit kako, Thomas G. le deuxième (ou le premier, on a jamais su), le ténébreux Chevalier, Madame Solène, Valentin dit l'Herbe folle, Mr.P, notre ardèchois Clément Duvert, Miss Phuong, Camille, Anette...je pense également à tous les collègues de l'équipe River, de l'équipe de foot, des ultimates, et de la bière du mardi soir...

Cette thèse a été financée par le Projet GESTRANS, piloté par Alain Recking, merci Alain! Les rencontres scientifiques ont été nombreuses, la première mise à l'eau était au départ de Dieppe grâce à Olivier Blanpain et tout l'équipage (Michel Lunven, Erwan LeGall, etc.). Pendant l'annuelle séance de tir à l'Arc, la chasse aux cailloux étaient assurés par Benoit Camenen et ses préleveurs. Merci à tous ceux qui nous ont accompagnés et aidés chaque année sur le terrain: Matthieu LeGall, Simon Gerard, Catherine Coulaud. La tournée européenne est passée par le BafG (thanks to Wilfried Otto, Stefan Vollmer and Roy Frings). En Autriche, je remercie Helmut Habersack et toute son équipe, tout particulièrement Johann Aigner avec qui les échanges ont été nombreux und freundlich (un grand merci à la famille d'Helmut avec qui j'ai partagé ma découverte de la culture autrichienne). En Italie, c'est l'accueil d'Ana Lucia Vela, Francesco Comiti et Walter Bertoldi dont je me souviendrai (et aussi de l'imprenable vue depuis l'appartement de John sur la piazza Duomo). Merci à Eric Barthelemy, Jérôme Mars, Cédric Gervaise, David Hurther, Frederic Liebault, Carlos Wyss pour les échanges que nous avons pu avoir au cours de ma thèse. Merci à Maxime Hugier, Nathan Grivaux, Olivier Andry pour leurs travaux de stage. Merci à Olivier Grunberger pour son écoute et ses conseils bien avisés. Merci à Alain Crave et Dieter Rickenmann pour leur examen particulier de ma thèse, j'espère qu'ils auront l'occasion de me lire à nouveau. Merci à tous les membres du jury qui ont acceptés de lire et juger de mon travail, je garde un très bon souvenir de ma journée de soutenance de thèse. Cette réussite, je la partage encore une fois avec mes encadrants, John et Philippe, merci.

Enfin, je veux remercier ma famille qui m'a accompagné toute ma vie et qui m'a permis d'être où je suis aujourd'hui. Merci à ma Doudoux, qui elle aussi a su me reconforter et me motiver dans les grosses tempêtes. A nous les îles maintenant !!

# Table des matières

CHAPITRE 1 INTRODUCTION .....	9
1.1 Les motivations .....	9
1.2 Mesurer le charriage.....	10
1.3 L'échantillonnage physique.....	11
1.4 Les mesures indirectes.....	11
1.5 L'acoustique passive.....	12

## **PREMIERE PARTIE : ENVIRONNEMENT SONORE DES RIVIERES ET METHODES** ..... 15

CHAPITRE 2 MATERIEL ET METHODES.....	15
2.1 Sites de mesure .....	15
2.1.1 Le Domeynon.....	15
2.1.2 L'Arc en Maurienne.....	16
2.1.3 La Drau .....	18
2.1.4 Le Rhin.....	19
2.1.5 Récapitulatif.....	20
2.2 Chaîne de mesure acoustique.....	21
2.2.1 Généralités.....	21
2.2.1.1 Les capteurs .....	22
2.2.1.2 Le préamplificateur et la digitalisation.....	23
2.2.2 Bruit du système de mesure .....	24
2.3 Caractéristiques du signal.....	27
2.3.1 Représentation temporelle et fréquentielle.....	27
2.3.2 Notations .....	28
2.3.3 Transformée de Fourier à court terme .....	29
2.3.4 Grandeurs moyennes du signal .....	31
2.3.4.1 Sound Pressure Level .....	31
2.3.4.2 Fréquence centrale .....	32
CHAPITRE 3 LE PAYSAGE ACOUSTIQUE.....	33
3.1 Bruit généré par le charriage .....	33
3.1.1 Origine du bruit .....	33
3.1.2 Puissance acoustique générée par le charriage.....	35
3.1.3 Spectres générés par le charriage .....	36
3.2 Bruits hydrodynamiques.....	37
3.2.1 Agitation de surface.....	37
3.2.2 Turbulence autour du capteur.....	38
3.2.3 Turbulence de l'écoulement.....	38
3.2.4 Mesure sur site .....	38
3.3 Bruits de mesure .....	40
3.3.1 Chocs sur la structure .....	40

3.3.2	Bruits de vibration .....	41
3.3.3	Electronique.....	42
3.3.4	Bruits anthropogéniques.....	42
3.4	<i>Résumé du paysage acoustique</i> .....	43
CHAPITRE 4	OUTILS DE TRAITEMENT DU SIGNAL .....	47
4.1	<i>Détecteur d'impulsion</i> .....	47
4.1.1	Outil seuil .....	47
4.1.2	Seuil mobile.....	49
4.2	<i>Observations statistiques</i> .....	50
4.2.1	Analyse statistique du signal .....	50
4.2.1	Application aux bruits transitoires .....	53
4.2.2	Conclusions .....	55
<b>DEUXIEME PARTIE : ACOUSTIQUE DES COURS D'EAU .....</b>		<b>57</b>
CHAPITRE 5	: DE L'OBSERVATION A LA MODELISATION.....	57
5.1	<i>Motivations primaires</i> .....	57
5.2	<i>Mesures stéréo</i> .....	58
5.2.1	Matériel et méthode .....	58
5.2.2	Résultats de l'antenne verticale .....	60
5.3	<i>Profils verticaux de bruit</i> .....	63
5.4	<i>Acoustique de la rivière</i> .....	68
CHAPITRE 6	GENERALITES SUR LA PROPAGATION DES ONDES ACOUSTIQUES .....	71
6.1	<i>Equations d'onde</i> .....	71
6.2	<i>Géométrie du problème</i> .....	73
6.3	<i>Conditions limites</i> .....	74
6.3.1	Lois de réflexion.....	74
6.3.2	Interface eau-air .....	75
6.3.3	Interface eau-sédiment .....	75
6.3.4	Guide d'onde acoustique .....	77
6.4	<i>Pertes de transmissions</i> .....	77
6.4.1	Atténuation volumique .....	77
6.4.2	Effet des matières en suspensions .....	78
6.4.3	Surfaces rugueuses .....	81
6.4.4	Turbulence de l'écoulement.....	83
6.5	<i>Modélisation de la propagation</i> .....	83
6.5.1	Coordonnées cylindriques.....	83
6.5.2	Equation modale .....	84
6.5.3	Résolution de l'équation modale .....	84
6.5.4	Fonction de transfert incohérentes .....	85

CHAPITRE 7	MODELISATION ACOUSTIQUE DANS UN GUIDE D'ONDE .....	87
7.1	<i>Présentation du code ORCA</i> .....	87
7.2	<i>Modèle réalisé</i> .....	88
7.3	<i>Type de sédiment</i> .....	89
7.4	<i>Eloignement du récepteur</i> .....	90
7.5	<i>Variations de hauteur d'eau</i> .....	91
7.6	<i>Profondeur du récepteur</i> .....	92
7.7	<i>Reconstitution d'un profil de bruit</i> .....	93
7.8	<i>Conclusion</i> .....	95
<b>TROISIEME PARTIE : MESURES COMPARATIVES .....</b>		<b>97</b>
CHAPITRE 8	HYDROPHONE VS. VIDEO.....	97
8.1	<i>Méthode de mesure sur le Rhin</i> .....	97
8.2	<i>Mesures vidéo</i> .....	98
8.1	<i>Mesures acoustiques</i> .....	99
8.2	<i>Acoustique et vidéo</i> .....	103
CHAPITRE 9	HYDROPHONE VS. CALIBRATED GEOPHONE.....	105
9.1	<i>Abstract</i> .....	105
9.2	<i>Bedload monitoring</i> .....	105
9.2.1	Introduction .....	105
9.2.2	Monitoring bedload discharge in large gravel bed rivers .....	106
9.2.3	Bedload monitoring using hydrophones.....	107
9.2.4	Field experiments with hydrophones.....	108
9.3	<i>Methods</i> .....	108
9.3.1	Study area .....	108
9.3.2	Geophone monitoring.....	109
9.3.3	Acoustic monitoring .....	110
9.3.4	Processing of the acoustic dataset .....	112
9.4	<i>Results</i> .....	115
9.4.1	Correlative variations .....	115
9.4.2	Spatial resolution of hydrophone measurements.....	118
9.5	<i>Discussion</i> .....	122
9.5.1	The Drau soundscape .....	122
9.5.2	Quality of database.....	123
9.5.3	Bedload flux zones vary in space .....	123
9.5.4	Suggestions for future research .....	124
9.6	<i>Conclusions</i> .....	125

CHAPITRE 10	HYDROPHONE VS. ECHANTILLONAGE HELLEY-SMITH.....	127
10.1	<i>Chasse de l'Arc</i> .....	127
10.2	<i>Forces hydrodynamiques</i> .....	128
10.3	<i>Mesures Helley-Smith</i> .....	129
10.4	<i>Mesures acoustiques</i> .....	130
10.5	<i>Acoustique, charriage et hydrodynamique</i> .....	132
10.6	<i>Fréquences, granulométrie et guide d'onde</i> .....	135
10.7	<i>Conclusion</i> .....	137
<b>CONCLUSIONS &amp; PERSPECTIVES .....</b>		<b>139</b>
	<i>Résumé du travail réalisé</i> .....	139
	<i>Réflexion et perspectives</i> .....	140
	Mieux caractériser la source de bruit.....	141
	La répartition spatiale du charriage et des sources sonores .....	142
	Étudier la propagation.....	142
	Les utilisations futures répondent à la fois à une demande opérationnelle et à des besoins de connaissance.....	143
<b>NOTATIONS .....</b>		<b>145</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>		<b>147</b>
<b>ANNEXES.....</b>		<b>155</b>
	ANNEXE A : EXTRACTION DES ZONES D'INTÉRÊT D'UN SPECTROGRAMME .....	155
	ANNEXE B : ÉNERGIE ACOUSTIQUE DU SIGNAL .....	161
	ANNEXE C : MÉTHODE DES CORRELATIONS PARTIELLES .....	162

## Exemples sonores

Sample01 : Domeynon (Isère) : transport solide nul à faible débit.

Sample02 : Naviscence (Valais) : transport solide nul à faible débit.

Sample03 : Arc-en-Maurienne : transport solide de graviers à faible débit.

Sample04 : Rhin : turbulence, chocs sur la structure et transport de graviers

Sample05 : Arc-en-Maurienne pendant la chasse.

# Chapitre 1 Introduction

## 1.1 Les motivations

Le charriage est le transport à proximité du fond des matériaux qui constituent le lit de la rivière. Le charriage se distingue du transport en suspension avec qui il constitue le débit solide. Le débit solide dépend des forces hydrodynamiques dans la rivière, donc directement du débit liquide et de la disponibilité des matériaux, en provenance de l'amont ou dans le lit.

Les capacités de transport par charriage définissent donc la morphologie et les caractéristiques du lit de la rivière (largeur, profondeur, sinuosité, pente), et une altération de cette capacité de transport, qu'elle soit naturelle ou provoquée par un aménagement du bassin ou du lit, entraîne souvent une modification importante de ces paramètres morphologiques.

Une modification du transport solide va donc avoir un impact direct sur la stabilité des ouvrages hydrauliques (ponts, digues, etc.), sur le fonctionnement des écosystèmes aquatiques et riverains, sur la capacité des réservoirs de barrages, sur le risque inondation, etc.

L'ingénierie fluviale utilise des outils de modélisation complexes mais qui comportent des paramétrisations qui doivent être calibrées. Les modèles doivent être ajustés à une réalité du terrain qui est souvent difficile à obtenir car la mesure du charriage en rivière est difficile voire impossible dans certains cas, particulièrement pour les rivières énergétiques.

La connaissance même des mécanismes de transport est imparfaite, en particulier en ce qui concerne la mise en mouvement des matériaux, le masquage des sédiments les plus fins par les sédiments grossiers moins mobiles et la constitution des couches de pavage, la formation de vagues de progradation dans le fond du lit. La compréhension de ces mécanismes nécessite de son côté des observations et des mesures du flux sédimentaire par charriage.

## 1.2 Mesurer le charriage

Mesurer le charriage signifie déterminer les différentes caractéristiques de ce processus. On décrit généralement plusieurs phases de transport :

- Il n'y a pas de transport solide.
- Initiation du transport solide et on observe le mouvement de quelques grains sur la matrice grossière à la surface du lit.
- Les grains en surface se déplacent.
- Certains grains bougent en subsurface, dans la matrice du lit.
- Le transport solide est généralisé dans la matrice du lit sur une épaisseur correspondant à plusieurs grains.

On peut aussi décomposer la mesure du transport solide selon quatre objectifs :

- **Détecter** : L'initiation du transport solide est une notion importante pour le modélisateur, c'est un des paramètres communs à de nombreux modèles et aux formulations empiriques les plus courantes du transport par charriage (critère de Shields [*Shields*, 1936], contrainte critique de début de transport dans la formule de Meyer-Peter & Müller [*Meyer-Peter & Müller*, 1948]).
- **Caractériser** les sédiments transportés aide également à comprendre et à modéliser le processus. Cette caractérisation concerne à la fois les matériaux transportés : taille et forme des grains, mais aussi le mode de transport parce que le charriage recouvre une variété de mécanismes comme la saltation, le roulement, et le glissement.
- Lorsque le transport solide est effectif, il sera intéressant de le **quantifier**, c'est-à-dire mesurer une masse ou un volume de sédiment passé à travers une section pendant un intervalle de temps ( $\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$  ou  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).
- **Localiser** : le transport solide est un processus associé à de nombreuses fluctuations temporelles et spatiales [*Cliford et al*, 1993 ; *Habersack* 2012]. Cette dynamique spatio-temporelle est au centre des préoccupations de la mesure.

Aucune méthode de mesure ne permet de réaliser simultanément ces quatre objectifs. C'est souvent l'association de méthode qui permet de bien connaître le transport par charriage [*Gray et al.*, 2010 ].

### 1.3 L'échantillonnage physique

L'échantillonnage physique du transport solide est possible mais nécessite des efforts importants. Deux types d'outils sont couramment utilisés :

- Les échantillonneurs portables ou les trappes à sédiment [*Helley and Smith, 1971 ; Childers et al, 1999 ; Habersack & Laronne, 2001, 2002 ; Bunte, 2004 ; Vericat, 2006 ; ...*]. Ce sont des pièges à sédiment que l'on vient positionner au fond du lit de la rivière. Ce type de mesure est le plus répandu car la méthode est relativement facile à mettre en œuvre. Cependant, les désavantages de la méthode sont nombreux (fiabilité, faible résolution spatio-temporelle) et elle reste difficile à utiliser en crue.
- Les trappes à sédiment dans le lit de la rivière [*Reid et al, 1980 ; Garcia et al, 2000 ; Habersack et al, 2001b*]. C'est une amélioration du dispositif élémentaire de la fosse qui capture la charge solide provenant de l'amont et dont on mesure périodiquement le remplissage. Dans ce dispositif, un conteneur est installé dans le fond de la rivière et recouvert par un couvercle muni d'un orifice (fente). Le remplissage progressif du conteneur est pesé en continu. La trappe se remplit rapidement et ne permet que de faire des mesures pendant une durée très courte.

Les méthodes d'échantillonnage physique réalisent une mesure ponctuelle et on doit multiplier les essais (échantillonneur) ou les dispositifs (trappe) pour avoir une description spatiale du transport dans la section en travers.

L'échantillonnage physique demande des efforts importants et ne permet pas une mesure en continu des processus. Il reste cependant indispensable à la calibration de nombreux outils de mesure indirecte.

### 1.4 Les mesures indirectes

Depuis quelques années, de nombreuses méthodes de mesures indirectes se développent. On notera trois types de systèmes en particulier :

- L'utilisation de mesure acoustique active pour la mesure de vitesse du fond de la rivière. L'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) est utilisé à l'aide d'un GPS différentiel [*Rennie et al, 2002*]. Il permet de mesurer la variabilité spatiale du transport solide par charriage [*Rennie & Millar, 2004 ; Rennie & Church, 2010*] mais il est relativement difficile à utiliser en crue.
- Les géophones [Par exemple, *Rickenmann & Mc.ardell, 2007 ; Rickenmann and Fritschi, 2010 ; Habersack, 2010*] ou systèmes hydro-acoustiques [*Krein et al,*

2007] ou « cylindres hydrophones » [Mizuyama, 2010]. Un objet résonateur est placé au fond de la rivière - cylindre ou plaque de métal – Cet objet est impacté par les sédiments en mouvement au fond du lit et un capteur (type géophone, hydrophone ou accéléromètres) enregistre les vibrations de l'objet (plaques) ou à l'intérieur de l'objet (cylindre).

Ce dispositif ne doit être installé que dans une section stable de la rivière, donc pratiquement sur un seuil ou un déversoir au risque de voir le résonateur recouvert par les dépôts solides. Il permet la détection du transport d'éléments grossiers, de taille caractéristique supérieure à 20 mm pour les dispositifs les plus utilisés. Par la dimension du résonateur, il permet une localisation précise du transport. C'est un dispositif pratique et robuste particulièrement adapté à la surveillance du transport dans les torrents. Le capteur est peu onéreux mais l'obligation de l'installer à l'intérieur du lit, et de préférence dans une structure, rend sa mise en œuvre relativement coûteuse.

- L'acoustique passive qui fait l'objet de ma thèse. Cette méthode présente de nombreux avantages opérationnels mais elle est très peu développée.

La caractéristique de ces mesures indirectes est bien entendu qu'elles demandent une calibration pour permettre la quantification du transport par charriage [Rennie & Villard, 2004b ; Mizuyama et al, 2010 ; Rickenmann et al, 2012].

## 1.5 L'acoustique passive

La mesure par acoustique passive consiste à écouter les bruits de la rivière. Pour cela, on utilise un capteur nommé hydrophone c'est à dire un microphone pour l'eau. Les sédiments, lorsqu'ils se déplacent au fond du lit, vont s'entrechoquer et générer du bruit dans des fréquences variant de quelques centaines de Hz à quelques centaines de kHz. Des études de laboratoire ont montré que les caractéristiques de ce bruit étaient liées à certaines caractéristiques du transport solide comme les flux où la granulométrie (cf. section 3.1). A ce jour, le potentiel de la méthode ainsi que ses limites ne sont pas connues.

Cette méthode est relativement peu chère et facile à mettre en œuvre. Le grand avantage de l'acoustique réside dans sa résolution temporelle car la mesure est continue. Elle permettrait d'étudier le charriage pour des échelles de temps associées à la turbulence ou encore à la morphologie fluviale.

L'interprétation du signal est cependant complexe et nécessite des connaissances à la croisée de différents champs scientifiques que sont le traitement du signal, l'acoustique et la physique de la rivière. Un schéma de principe de la mesure est proposé dans la figure 1 .1.

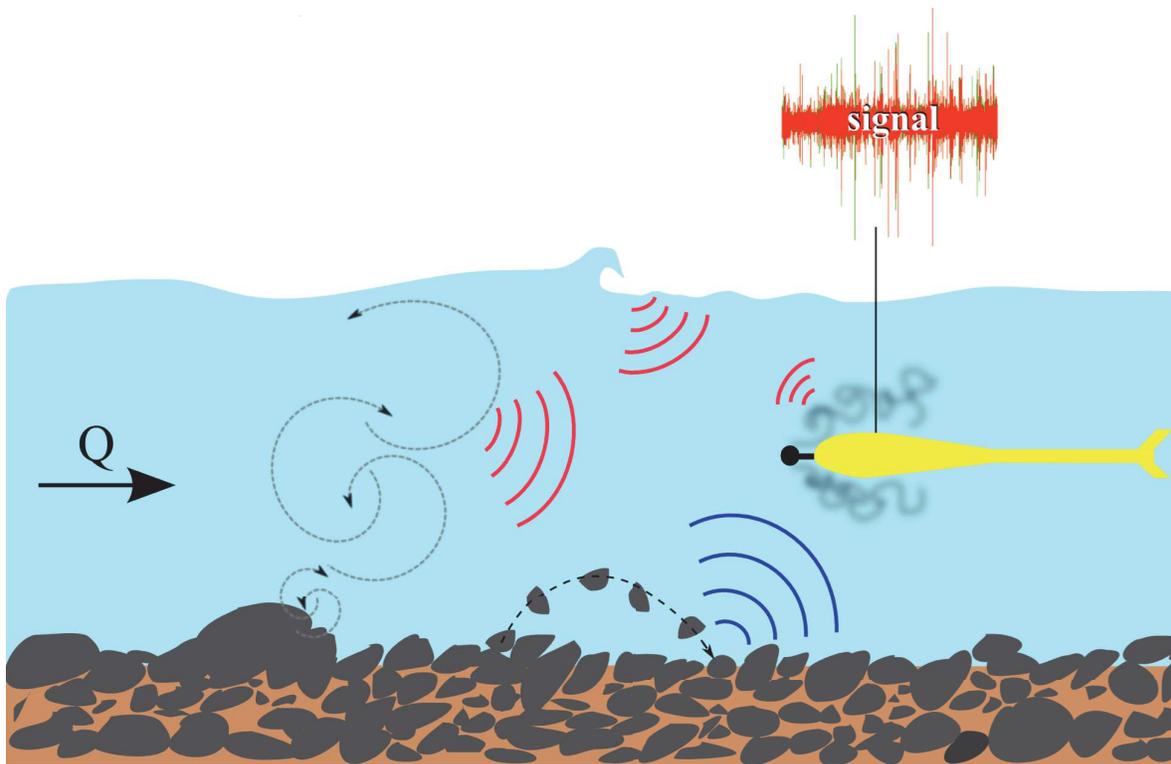


figure 1.1 : Schéma de principe de la mesure par acoustique passive. La rivière génère des bruits associés à différent processus (charriage, turbulence, etc.). Ces ondes acoustiques sont propagées dans l'eau puis sont captées par l'hydrophone (ici déployé au bout d'un saumon hydraulique). Un système d'acquisition nous permet d'enregistrer un signal.

L'organisation de ce mémoire est structurée en trois parties centrales :

- Chapitre 2, 3 et 4 : Présentation du matériel, des sites d'études. Découverte du paysage acoustique et présentation des outils de traitement du signal.
- Chapitre 5, 6, 7 : Étude de la propagation du signal acoustique dans la rivière
- Chapitre 8, 9, 10 : Interprétation des signaux mesurés lors d'évènements particuliers et comparaison à des mesures du milieu.



# Première partie : Environnement sonore des rivières et méthodes

---

## Chapitre 2 Matériel et méthodes

### 2.1 Sites de mesure

Le choix initial a été de travailler dans des environnements naturels pour mieux cerner les enjeux et les problèmes liés à la mesure hydrophone du transport par charriage. L'avancement de la réflexion, la recherche de conditions particulières, et les possibilités de collaboration ont finalement conduits à réaliser des enregistrements dans des conditions très diverses, depuis les torrents de montagne jusqu'aux grands fleuves navigables.

Pour permettre d'apprécier la diversité de ces environnements et pour ne pas interrompre le raisonnement dans la suite de cette thèse, ces différents sites de mesure sont décrits ici.

#### 2.1.1 Le Domeynon

Le Domeynon est un petit torrent situé au pied du massif de Belledonne. Son bassin versant culmine à une altitude de 2977 m pour une surface de 46,6 km<sup>2</sup>. Notre site d'expérimentation se situe exactement au Pont de Moines à Domène près de l'exutoire du bassin dans l'Isère. Sur cette section, la pente du cours d'eau est d'environ 2% et le lit grossièrement pavé. Ce site de mesure a été utilisé en conditions d'étiage avec une lame d'eau de 30 à 50 cm et des vitesses d'écoulement de l'ordre de 1 à 2 m/s. Les éléments de subsurface sont assez grossiers et le rapport hauteur d'eau sur rugosité de l'ordre de 1 à 3, provoquant une rugosité de surface parmi les plus fortes au sein des sites d'études de ma thèse (figure 2.1).

Ce site a été choisi pour étudier un environnement sonore sans charriage dominé par des bruits issus de l'hydrodynamique.



figure 2.1 : Photos du site du pont des moines dans le torrent du Domeynon. (A) Déploiement des hydrophones à l'aide d'une structure en Inox. L'état de rugosité de surface peut être observé par l'écume blanche des vagues. (B) Les hydrophones sont placés à la mi-hauteur de la colonne d'eau. L'immersion d'un objet dans le courant provoque des perturbations à la surface. On peut aussi observer le sillage turbulent présent derrière l'hydrophone.

### 2.1.2 L'Arc en Maurienne

L'Arc en Maurienne est un des principaux affluents de l'Isère. Son bassin versant de 1957 km<sup>2</sup> à la confluence est caractérisé par d'importantes sources de sédiments (Marnes noires, laves torrentielles) et un réseau dense d'aménagements hydroélectriques. L'Arc en Maurienne est une rivière de Piémont ayant une mobilité latérale réduite. Sa pente est forte, de 3 % à 0.5% entre Saint Jean de Maurienne et l'Isère [Antoine, 2012]. Son régime hydrologique est pluvionival avec un débit moyen de 6 à 8 m<sup>3</sup>/s à l'étiage et de 15 à 20 m<sup>3</sup>/s en période de fonte des neiges [Camenen, 2008].

Un suivi régulier des matières en suspension est réalisé par IRSTEA/EDF, il n'est pas rare d'observer des concentrations de matières en suspension supérieures à 10 g/L [Camenen, 2008]. L'Arc est un site d'étude privilégié pour la mesure et les enjeux de gestion des aménagements hydrauliques car des chasses de barrage sont réalisées annuellement. Ces événements permettent de prévoir des journées d'expérimentation avec des conditions de crues et des débits variant de 20 à 130 m<sup>3</sup>/s. Le maximum de débit est choisi sur la base d'une période de retour de 1 an.

Notre site d'expérimentation se situe à Sainte-Marie-de-Cuines (figure 2.2.a). Au niveau du pont de mesure, l'Arc en Maurienne a une bande active d'environ 70 m. Des vitesses d'écoulement rapides ont été mesurées à l'aide d'un radar de surface lors d'évènements de chasse (figure 2.2.b) : de 0,5 à 3,6 m/s pour des débits variant de 10

à 130 m<sup>3</sup>/s [Camenen, 2012]. La section de mesure est légèrement asymétrique car la section se trouve en aval d'un virage. La rive droite est protégée par des enrochements. La rugosité de surface est assez importante du fait de la présence de gros blocs dans le lit de la rivière et des vitesses importantes d'écoulement. La rivière transporte de nombreux troncs d'arbres lors de la montée de crue (figure 2.3).

Des hydrophones ont été déployés à l'aide de différents systèmes lors d'événement de chasse en 2011 et 2012 et à l'étiage au mois d'octobre 2011 (figure 2.4).

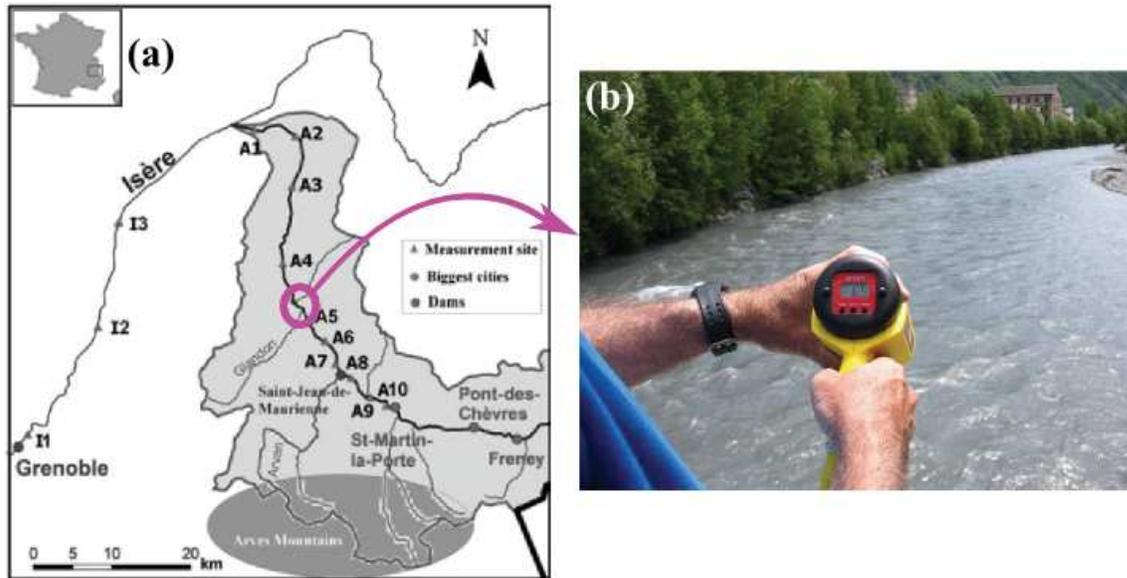


figure 2.2 : (a) Bassin versant de l'Arc en Maurienne. Issu de G.Antoine [2012], Notre site d'étude se situe à l'aval de la confluence entre l'Arc et le torrent du Glandon. (b) Mesure de vitesse de surface pendant une chasse de l'Arc avec un pistolet radar. Vue amont de l'Arc depuis le pont ou des mesures de charriage par Helley-Smith et hydrophones sont réalisées [Camenen, 2012].

figure 2.3 : Les fortes vitesses d'écoulement de l'Arc, ainsi qu'une rugosité de lit importante provoquent de nombreux remous au niveau de la surface libre (sweep). Lors des chasses hydrauliques, de nombreux objets flottants (arbres) sont transportés par la rivière, tout particulièrement lors des montées de crue.

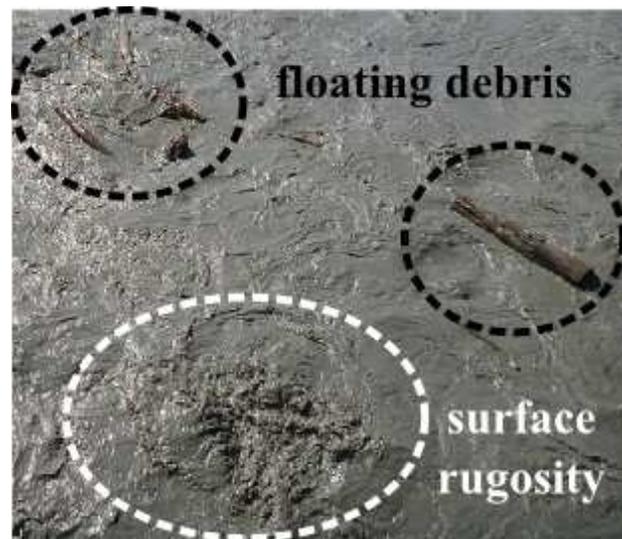
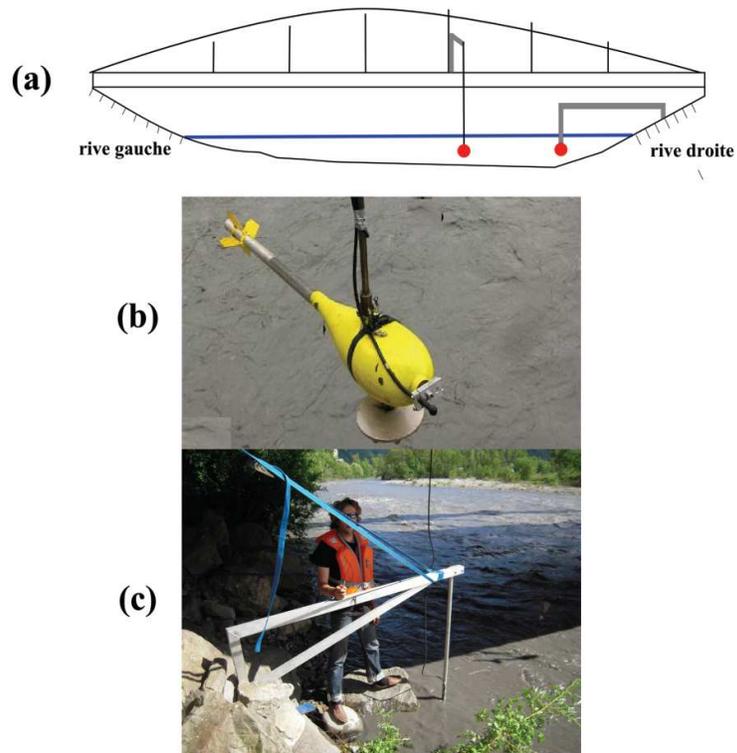


figure 2.4 : (a) Schéma du déploiement des hydrophones. La section est légèrement asymétrique, avec une plus grande profondeur en rive droite. (b) L'un des hydrophones est déployé à l'aide d'un saumon hydraulique. Le saumon hydraulique est plongé dans l'eau depuis le pont, à l'aide d'un treuil de levage. (c) Structure en aluminium permettant de déployer un hydrophone depuis la berge en rive droite.



### 2.1.3 La Drau

La Drau (Drave en français) prend source dans le Tyrol oriental (Italie), elle s'écoule principalement en Autriche sur près de 750 km avant de rencontrer le Danube. La Drau est sous influence d'un régime hydrologique pluvionival, influencée par la fonte de glaciers alpins pendant le printemps et l'été. Comme une majorité de rivières européennes, de nombreux aménagements ont remodelé le fleuve et ses abords (hydroélectricité, navigabilité, protection contre les inondations, etc.).

Notre site expérimental se situe à Dellach im Drautal (Carinthie, Autriche) où la superficie du bassin versant est de 2131 km<sup>2</sup>. A ce niveau, la section est droite et le régime peut être considéré comme uniforme. Son débit moyen annuel est de 64 m<sup>3</sup>/s pour une largeur d'environ 40m, sa pente de l'ordre de 2% et le diamètre médian du lit de la rivière est proche de 28 mm [Habersack, 2001]. Les vitesses d'écoulement sont de l'ordre de 1 à 2 m/s [Habersack, 2002] avec des profondeurs de l'ordre du mètre en période de hautes eaux. La section étant droite et les rugosités du lit faible devant la hauteur d'eau, la surface de l'écoulement est peu perturbée, même à l'étiage. En fonction du débit de la rivière, des oscillations de la surface libre peuvent être observées dû à la présence d'un seuil de stabilisation du lit.

Nous avons pu réaliser des mesures acoustiques lors d'une crue automnale de la Drau le 19 septembre 2011 (figure 2.5). Les hydrophones ont été déployés depuis un pont à l'aide d'un treuil et d'un saumon hydraulique (figure 2.6a). Le saumon était peu stable en raison de son poids insuffisant d'une trentaine de kg face aux vitesses du courant (figure 2.6b).

Une installation plus pérenne a été réalisée dans cette même rivière en février 2012. Cette installation a permis de réaliser des enregistrements sur de longues périodes et sera plus spécifiquement décrit dans le chapitre 9.



figure 2.5 : La Drau en crue (19 Septembre 2012), vue vers l'aval depuis le pont de mesure.

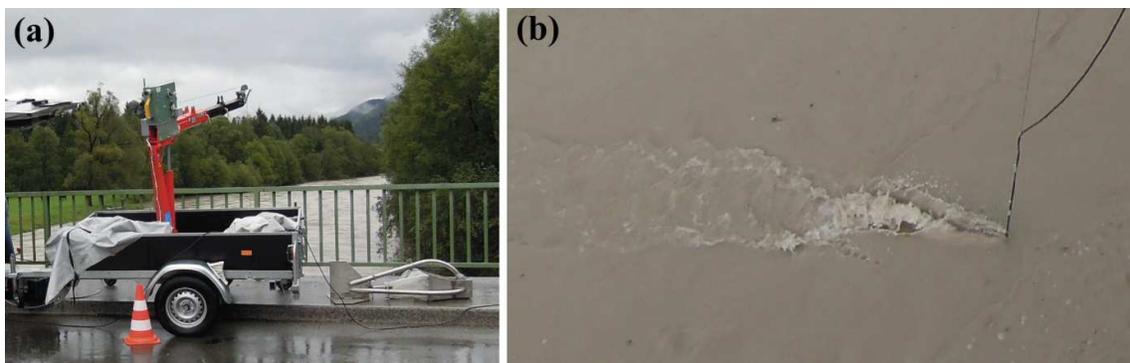


figure 2.6 : (a) Treuil permettant de déployer le saumon hydraulique depuis le pont de Dellach im Drautal ; (b) Sillage turbulent du à l'immersion d'un corps dans l'écoulement.

#### 2.1.4 Le Rhin

Le Rhin prend source dans les alpes suisses, il s'écoule sur 1230 km jusqu'à la mer du nord. Ce grand fleuve navigable a subi de nombreuses modifications lors des XIX<sup>ème</sup> et XX<sup>ème</sup> siècle [Buck, 1993]. Le Rhin fait l'objet d'études morphologiques en raison d'une aggradation du fleuve importante et de forts enjeux économiques (essentiellement liés au transport fluvial, à la production d'énergie et à la protection de la population riveraine toujours croissante).

Depuis 1973, l'institut fédéral allemand pour l'hydrologie (Bundesanstalt für Gewässerkunde - BfG) réalise des mesures systématiques de charriage à l'aide d'un échantillonneur adapté du Helley-Smith. Nous avons participé à une campagne de mesure réalisée les 6 et 7 février 2012. Ces mesures ont été réalisées au niveau de

Leimersheim et Speyer (Allemagne), aux kilomètres 371 et 403. Les diamètres médians, mesurés par échantillonnage physique du charriage, varient de 6 à 20 mm (BfG, *pers. Comm*). Lors de nos journées de mesure, le fleuve était à l'étiage, les vitesses mesurées étaient de l'ordre du m/s avec des profondeurs d'eau variant de 2,5 à 5 m (Figure 2.7a). Le BfG sampler est utilisé pour mesurer les flux de charriage (Figure 2.7b). Le bon fonctionnement de la mesure est vérifié par une caméra filmant l'entrée de l'échantillonneur. Un hydrophone a été fixé sur l'échantillonneur lors de l'expérience.

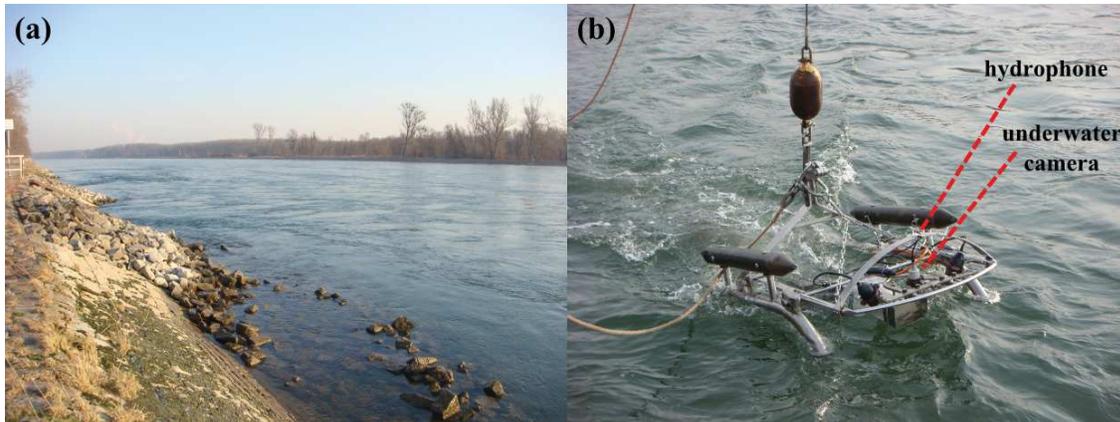


Figure 2.7 : (a) Section de mesure sur le Rhin au niveau de Leimersheim. La hauteur d'eau est grande devant la rugosité du lit et les vitesses d'écoulement sont faibles. La surface libre du fleuve est calme. (b) BfG sampler équipé d'une caméra afin de vérifier le positionnement de l'échantillonneur sur le lit du fleuve. Un hydrophone a été installé au droit de la caméra.

### 2.1.5 Récapitulatif

La Table 2.1 synthétise les caractéristiques de chaque rivière étudiée. Les sites d'études sont représentatifs de différentes typologies de rivière rencontrées dans le milieu alpin. Les caractéristiques hydrauliques et morphologiques des rivières sont intimement liées aux bruits ambiants que l'on peut mesurer dans la rivière [Tonolla, 2010]. Cette hétérogénéité des sites de mesure m'a permis d'observer plusieurs types de paysages acoustiques. Les composantes de ces paysages sont présentées dans le chapitre 3 et sont en partie interprétées grâce aux propriétés morphologiques des rivières présentées ci-avant.

Rivière	Profondeur (m)	Rugosité du lit (~D50 surfacique)	Vitesses d'écoulement	Conditions hydrologique et de transport sédimentaire	Type de Déploiement	Niveaux de bruit enregistrés (dB re 1 $\mu$ Pa.Hz <sup>-0.5</sup> )
Domeynon	0.2 - 0.3 ---	5-10 cm +++	1-2 m/s ++	Etiage - Pas de Charriage	Structure métal	80-100
Arc	0.4 – 1.5 +-	5-10 cm +++	1-4 m/s +++	Etiage et Crue (Charriage omniprésent)	Saumon hydraulique et structure métal	80-120
Drau	0.4 – 2.0 ++	4 cm +	>1-2 m/s ++	Hautes eaux (Charriage) et étiage hivernal	Saumon hydraulique et structure métal	80-110
Rhin	2.0 – 5.0 +++	2 cm +-	<1 m/s +-	Etiage (Transport partiel)	Échantillonneur	80-90

Table 2.1 : Caractéristiques des systèmes de mesures utilisés pendant ma thèse.

## 2.2 Chaîne de mesure acoustique

Cette partie présente les différentes chaînes de mesure utilisées au cours de ma thèse ainsi que leurs propriétés.

### 2.2.1 Généralités

Une chaîne de mesure acoustique est composée de trois parties distinctes :

- un capteur,
- un pré-amplificateur,
- un enregistreur numérique.

Deux chaînes de mesures ont été utilisées pendant ma thèse, leurs propriétés sont synthétisées dans la Table 2.2 . Le système V1 permet l'acquisition des signaux à une fréquence d'échantillonnage de 100 kHz pour une bande utile allant de 10 Hz à

10 kHz. Le système V2 enregistre à la fréquence d'échantillonnage de 500 kHz pour une bande utile qui atteint 100 kHz.

	<b>Hydrophone</b>	<b>Pré-amplificateur</b>	<b>Digitalisation</b>	<b>F<sub>s</sub></b>	<b>Bande utile</b>
<b>Système V1</b>	B&K type 8105 Sensitivity=-205 dB re 1V/μPa	<b>Mercier 1</b> Gain= 45 dB Filtre passe bas : -3dB à 10 kHz	Module NI 9215 Résolution 16 bits	100 kHz	10 Hz - 10 kHz
<b>Système V2</b>	B&K type 8103 Sensitivity=-219 dB re 1 V/μPa	<b>Mercier 2</b> Gain= 45 ou 48 dB Filtre de Chebyshev	Module NI 9201 Résolution 12 bits	500 kHz	10 Hz - 100 kHz

Table 2.2 : Caractéristiques des systèmes de mesures utilisés pendant ma thèse.

#### 2.2.1.1 Les capteurs

Les hydrophones utilisés sont des capteurs calibrés par Brüel & Kjaer (B&K) et les données utilisées pour caractériser nos capteurs sont celles du fournisseur. Les hydrophones sont des capteurs de pression acoustique, basiquement caractérisés par leur directionnalité, leur sensibilité et leur bruit propre. Ces caractéristiques sont dépendantes de la fréquence.

La sensibilité des hydrophones représente la tension délivrée par le capteur en fonction de la pression acoustique. Le B&K type 8103 a une sensibilité d'environ -211 dB re 1V/μPa (cf. partie 2.3.4 pour la définition du dB) jusqu'à 100 kHz alors que le 8105 a une sensibilité de -205 dB re 1V/μPa. Ainsi pour une même pression acoustique, l'hydrophone type 8105 délivrera une tension plus grande et permettra une mesure plus précise de la pression acoustique ambiante. La courbe de calibration de chaque capteur est présentée dans la figure 2.8. On remarque que la réponse en fréquence de ces capteurs est plate sur une large gamme de fréquence. Nous utiliserons ces courbes de sensibilité pour redresser les signaux acquis.

La directionnalité représente la capacité de l'hydrophone à capter les ondes venant d'une certaine direction. Les hydrophones type 8103 et 8105 sont des capteurs omnidirectionnels sur une large gamme de fréquence (+/- 2 dB sur 360° à 100 kHz).

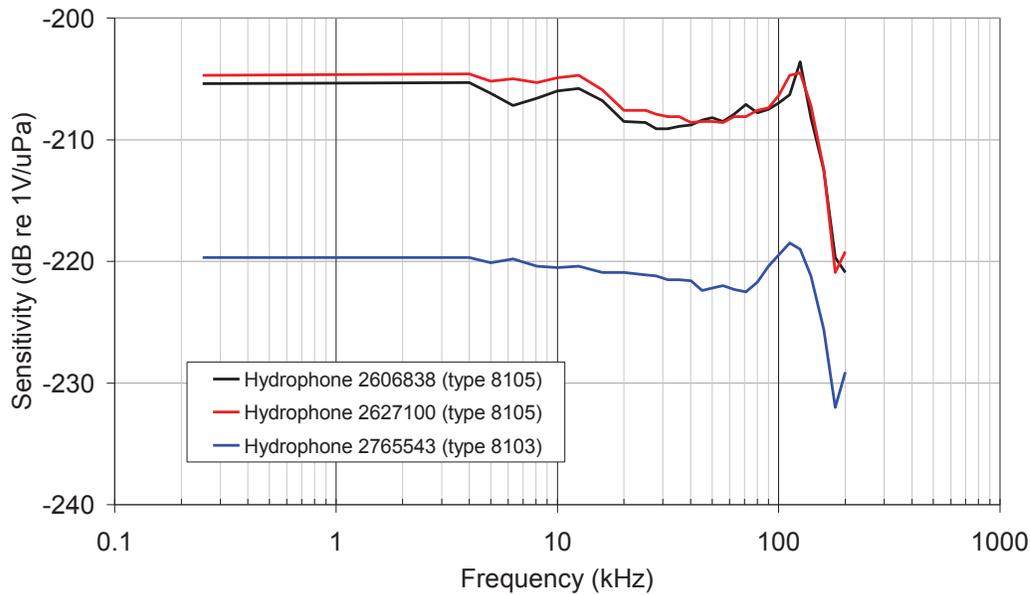


figure 2.8 : Courbe de sensibilité des hydrophones utilisés pour la mesure des ondes acoustiques. La sensibilité d'un hydrophone est égale à l'amplitude du signal délivré pour une onde acoustique d'amplitude de  $1\mu\text{Pa}$ . On suppose que la réponse du capteur est linéaire.

### 2.2.1.2 Le préamplificateur et la digitalisation

Le rôle du préamplificateur est d'amplifier et de filtrer une partie du signal capté pour éviter les effets de repliement de spectres. Les amplificateurs ont été réalisés au sein du LTHE par Bernard Mercier. Le comportement des préamplificateurs a été modélisé et mesuré pour des ondes stationnaires au laboratoire. Les préamplificateurs *Mercier 1* et *Mercier 2* ont des gains du même ordre de grandeur mais ils n'ont pas la même fréquence de coupure, le système *V2* permet une mesure jusqu'à 100 kHz alors que *V1* permet une mesure jusqu'à seulement 10 kHz (figure 2.9). Les préamplificateurs utilisés sont des filtres passe-bas analogiques, ils doivent être conçus de manière à ce que le signal ne soit pas mesurable à des fréquences supérieures la fréquence de Nyquist  $F_s/2$ .

Le filtre anti-aliasing du système *V1* n'est pas aussi performant que celui du système *V2* car ce n'est pas la même technologie. Le préampli Mercier 1 est construit à partir d'un simple filtre passe bas RC alors que le Mercier 2 est un filtre passe-bas de Chebychev à 8 pôles (0.5 dB d'ondulation en bande passante).

Une fois filtrés et amplifiés, les signaux sont digitalisés à l'aide de modules National Instrument (NI). Une application labview permet l'enregistrement des signaux en format .wav. Cette application peut être installée sur un PC ou une station NI (type Compact Rio) afin d'être soit manuelle, soit autonome.

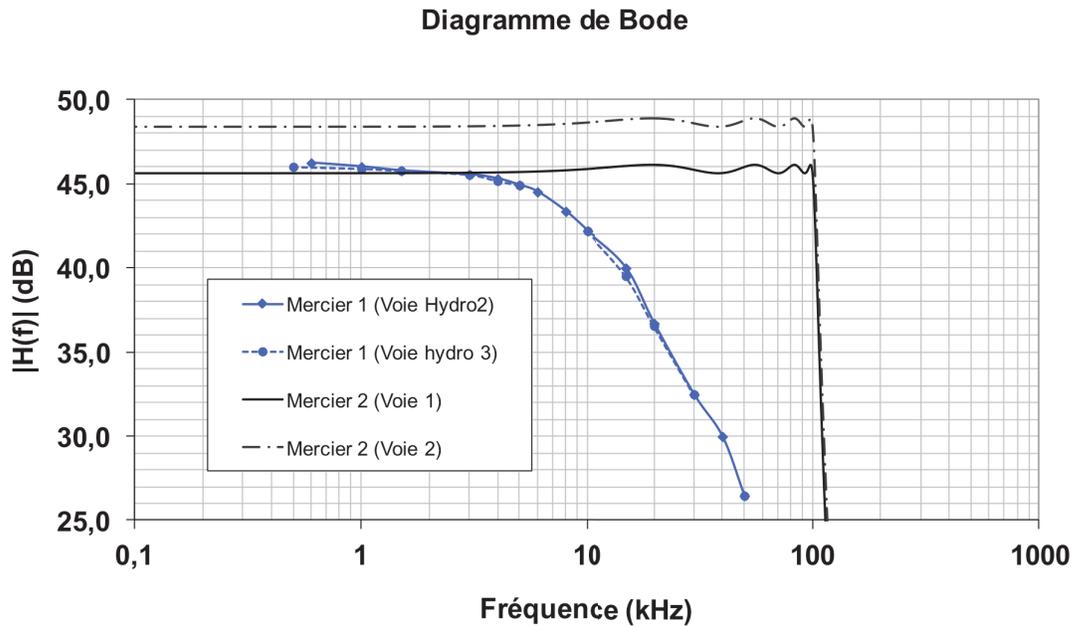


figure 2.9 : Diagramme de Bode des préamplificateurs utilisés pour amplifier le signal transmis par les hydrophones.  $H(f)$  est égal au rapport de l'amplitude amplifiée sur l'amplitude initiale. Pour le Mercier V1, le diagramme a été réalisé à l'aide d'un oscilloscope numérique. Pour le Mercier V2, la courbe est issue d'une modélisation.

### 2.2.2 Bruit du système de mesure

Tout système de mesure possède un bruit propre dû à son électronique. Afin d'identifier les composantes de bruit issues de la mesure, plusieurs mesures « à vide » ont été réalisées (=hydrophone branché mais placé dans une pièce calme). Le spectre du signal mesuré a été corrigé par la courbe de sensibilité des hydrophones B&K et le diagramme de Bode du préamplificateur utilisé (figure 2.10). La forme des spectres corrigés n'est pas tout à fait représentative de la forme du bruit électronique car ce bruit ne passe pas par l'ensemble de la chaîne de traitement (Le bruit électronique n'est pas forcément conditionné par l'hydrophone et le préamplificateur). Cependant, cette représentation « corrigée » permettra de comparer facilement ces spectres à ceux obtenus plus tard dans le manuscrit.

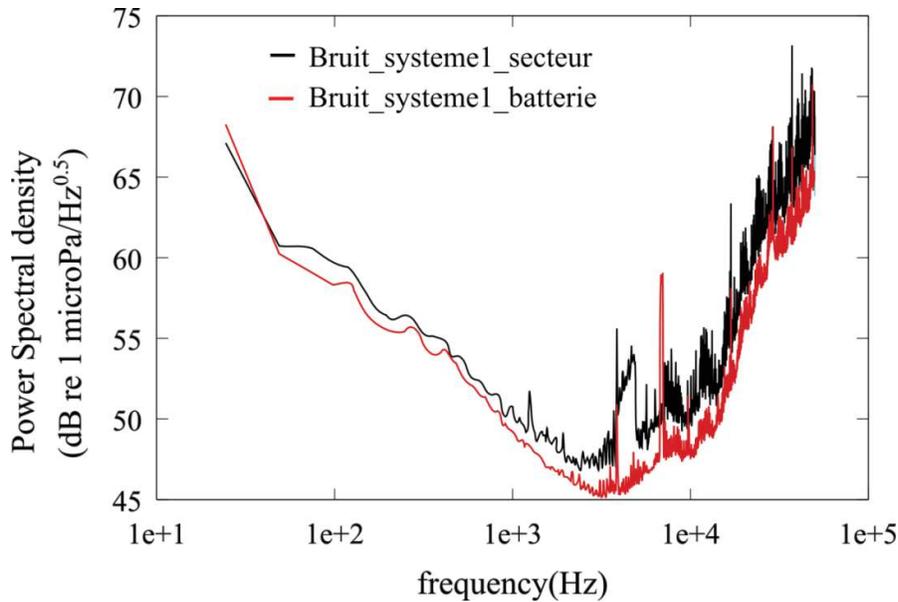


figure 2.10 : Densité spectrale de puissance du bruit de mesure du système de mesure V1. Les 2 courbes correspondent à 2 types d'alimentation différents de l'ordinateur : sur secteur (noir) et sur batterie (rouge).

Le système V1 a été utilisé avec plusieurs types d'alimentation de l'ordinateur : par batterie ou par secteur. Le bruit observé est composé d'un signal large bande et de composantes fréquentielles bien définies (figure 2.10). Le bruit électronique du système V1 ne dépasse pas 70 dB corrigés. Nous verrons par la suite que les signaux enregistrés en rivière dépassent de plusieurs dizaines de dB cette courbe de bruit minimum.

Concernant le système V2, nous détenons une dizaine de jour de mesures faites à très bas débit dans la rivière Drau (étiage hivernal). La composition du signal est considérée comme étant majoritairement du bruit électronique au vu de la forme des signaux présents (figure 2.11). On remarque que le bruit électronique est assez fort avec une puissance moyenne équivalente à 80 dB re  $1\mu\text{Pa}\cdot\text{Hz}^{-1/2}$ . Ce bruit présente aussi des pics de fréquences bien définies. L'augmentation du niveau de bruit de base par rapport au système V1 est probablement due à l'association d'un hydrophone type 8103 ayant une sensibilité plus faible que les 8105 et d'un échantillonneur ayant une résolution de 12 bits au lieu de 16 bits.

Sur ces mêmes mesures à faible débit, nous avons pu observer la variabilité du bruit électronique au cours du temps (figure 2.12). Cette variabilité est quasi-journalière mais l'origine est pour l'instant inconnue (probablement dû à l'alimentation du système). Le niveau de bruit n'est pas satisfaisant car il ne nous permet pas de mesurer le paysage sonore à faible débit de la rivière (le bruit électronique couvre le

bruit de la rivière à l'étiage). Cependant, le système n'a pu être amélioré dans le cadre de ma thèse.

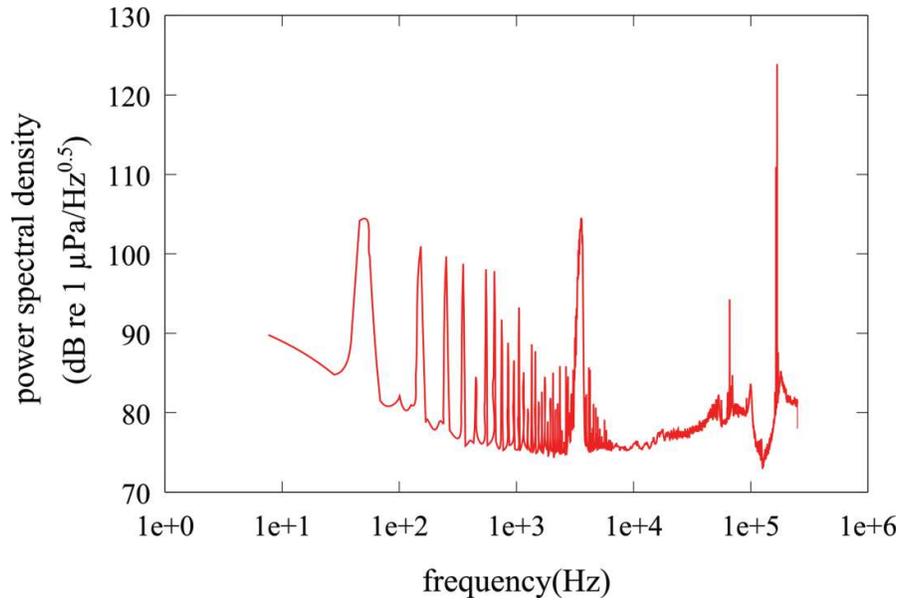


figure 2.11 : Densité spectrale de puissance du bruit de mesure du système V2 installé sur la Drau.

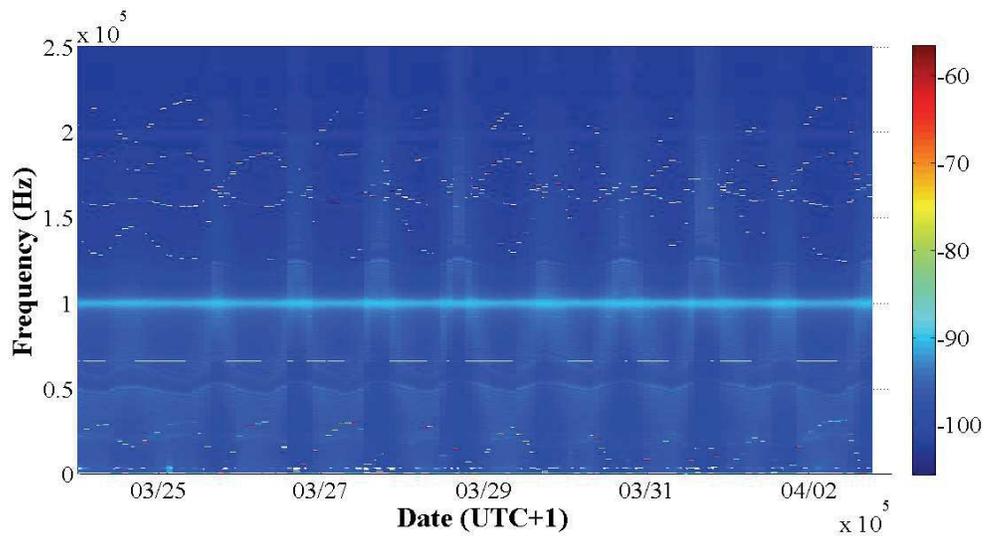


figure 2.12 : Variation temporelle de la densité spectrale de puissance du bruit du système V2 (l'échelle de couleur est exprimée en dB re 1V.Hz<sup>-0.5</sup>).

## 2.3 Caractéristiques du signal

De multiples informations sont contenues dans un signal. Cette partie du travail définit les différentes caractéristiques du signal que nous allons étudier ainsi que les outils associés à la définition de ces caractéristiques.

Les signaux mesurés étant digitalisés, l'étape de traitement du signal est faite avec des signaux discrets à l'aide du logiciel Octave (<http://www.octave.org>). Les outils de traitement du signal utilisés sont des outils basés sur la transformée de Fourier. Ce sont des outils bien caractérisés et communs à de nombreuses sciences.

Dans la suite de cette partie, je définirai le sens de chaque outil ainsi que son expression mathématique.

### 2.3.1 Représentation temporelle et fréquentielle

La représentation temporelle d'un signal est la plus courante. Par exemple, on peut représenter l'évolution de l'amplitude (figure 2.13a) ou la puissance instantanée en fonction du temps. Cette représentation permet de voir évoluer le signal au cours du temps mais elle est difficile à analyser lorsque plusieurs phénomènes composent le signal étudié. En utilisant d'autres représentations du signal, il est possible de différencier certaines informations et de sélectionner des parties d'intérêt. Les représentations fréquentielles (figure 2.13b) permettent d'apprécier la répartition de l'énergie du signal en fonction de la fréquence. La représentation fréquentielle est elle aussi limitée pour l'analyse du signal, mais associée à la représentation temporelle, on peut construire ce qui est appelé les représentations temps/fréquence. Ces représentations permettent de caractériser finement la dynamique d'un signal.

Plusieurs représentations temps/fréquence existent dans la littérature : la classique transformée de Fourier à court terme (STFT), la représentation de Wigner-Ville ou la transformée en ondelettes pour les plus connues. Ces méthodes ont toutes été implémentées pour Octave (ou MATLAB) dans la Time-Frequency toolbox [Auger *et al*, 1996]. Chaque méthode possède ses points forts et ses points faibles. La représentation de Wigner-Ville est intéressante pour une étude fine des signaux mais génère des problèmes d'interférences qui rendent l'analyse difficile pour un non-initié. J'ai utilisé la classique transformée de Fourier à court terme pour analyser les signaux mesurés.

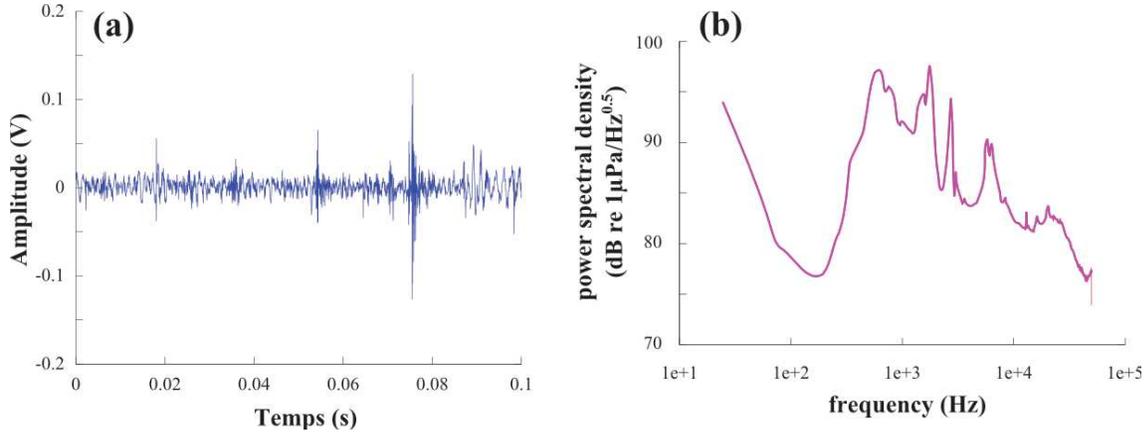


figure 2.13 : (a) représentation temporelle d'un signal (b) représentation fréquentielle d'un signal selon la méthode de Welch [Welch, 1967]. Cette méthode est adaptée à l'étude de signaux non stationnaires et permet de lisser les spectres pour une meilleure lecture de l'information statistique contenue dans le signal. De plus elle parfaitement utilisable pour les calculs en temps réel.

### 2.3.2 Notations

Soit  $s$ , un signal discret de longueur  $N$  :  $x(n), 1 \leq n \leq N$ . On note  $X_k$  sa transformée de Fourier discrète :

$$x_n = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_k e^{j2\pi kn/N} \quad (2.1)$$

L'énergie totale du signal est définie par :

$$E = \sum_{i=1}^N |x_i|^2 \quad (2.2)$$

où  $|x_i|^2$  est la puissance instantanée du signal.

Les signaux obtenus sont corrigés par la courbe de sensibilité des hydrophones et le diagramme de Bode du préamplificateur, la puissance sera calculée dans le domaine fréquentiel. L'égalité ou théorème de Parseval dit que l'énergie d'un signal ne dépend pas de la représentation choisie, soit :

$$E = \sum_{i=1}^N |x_i|^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N |X_k|^2 \quad (2.3)$$

Afin d'éviter toute confusion de mesure à différentes échelles temporelle, je travaillerai plus volontiers avec la puissance des signaux. Pour un signal discret, la puissance du signal se calcule suivant la formule suivante (on utilise la symétrie de la TF):

$$P = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2 = \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N |X_i|^2 = \frac{2}{N^2} \sum_{i=1}^{N/2} |X_i|^2 \quad (2.4)$$

### 2.3.3 Transformée de Fourier à court terme

Un algorithme de Fast Fourier Transform (FFT) est appliqué sur des segments d'un signal (figure 2.14). Les densités spectrales de puissances sont calculées pour chaque segment et sont corrigées par la courbe de sensibilité de l'hydrophone et le diagramme de Bode du préamplificateur. On peut alors estimer les densités spectrales de puissances exprimées en unités de pression ( $\mu\text{Pa}$ ). Ces valeurs sont alors comparables à d'autres données réalisées par des systèmes de mesure calibrés.

Le signal original  $x$  est découpé en plusieurs segments  $x_k$  à l'aide de fenêtre d'échantillonnage de longueur  $L$  (figure 2.14). Les fenêtres utilisées sont des fonctions issues de la famille des gaussiennes (Hanning, Hamming, Blackmann-Harris, etc...). Une bonne synthèse des fenêtres courantes est proposée par F.Harris [Harris, 1978]. Les segments doivent se recouper pour ne pas perdre d'information du au fenêtrage (taux de recouvrement). Les spectres calculés sont corrigés par l'énergie de la fenêtre utilisée [Welch, 1967].

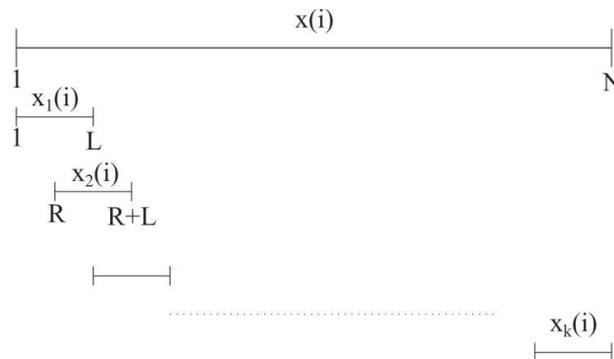


figure 2.14 : Schéma des Transformées de Fourier à Court Terme :  $x$  est le signal discret,  $L$  est la largeur de fenêtre utilisée,  $R/L$  est le taux de recouvrement. (D'après Welch, 1967)

On note  $w$  la fenêtre d'échantillonnage et  $W$  sa transformée de Fourier :  $w(j)$ ,  $1 \leq j \leq L$ . On note  $\tilde{X}_k$  la transformée de fourrier de chaque segment pondéré par la fenêtre de calcul :

$$\tilde{X}_k(n) = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L x_k(j) \cdot w(j) \cdot e^{-2kijn/L} \quad (2.5)$$

La densité spectrale de puissance ( $PSD_k$ ) de chaque segment  $x_k$  peut s'exprimer en  $\mu Pa^2/Hz$ :

$$PSD_k(f_n) = \frac{L}{F_s} \cdot \frac{1}{L^2 U} |\tilde{X}_k(f_n)|^2 \quad (2.6)$$

avec

$$U = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L |w_k(j)|^2 \quad (2.7)$$

et

$$f_n = \frac{n}{L}, n = 1, 2, \dots, L \quad (2.8)$$

La puissance de chaque segment en  $\mu Pa^2$  est estimée par :

$$\tilde{P}_k = 2 \cdot \Delta f \sum_{n=1}^{L/2} PSD_k(f_n) \quad (2.9)$$

avec

$$\Delta f = \frac{F_s}{L} \quad (2.10)$$

Soit :

$$\tilde{P}_k = \frac{2}{UL^2} \cdot \sum_{n=1}^{L/2} |\tilde{X}_k(f_n)|^2 \quad (2.11)$$

Une estimation de la densité spectrale de puissance du signal (PSD) en  $\mu Pa^2/Hz$  est :

$$PSD(f_n) = \frac{1}{K} \cdot \sum_{k=1}^K PSD_k(f_n) \quad (2.12)$$

La puissance du signal peut alors être estimée par la moyenne des puissances de chaque segment :

$$\tilde{P} = \frac{1}{K} \cdot \sum_{k=1}^K \tilde{P}_k \quad (2.13)$$

Le choix du type de fenêtre aura un impact sur la forme du spectre obtenu et peut être critique dans le cas de signaux à composantes fréquentielles bien définies. Dans notre cas, nous serons généralement confrontés à des signaux de type impulsionnel. Ce sont des signaux large bande et aucune précaution particulière n'est à prendre. La taille de cette fenêtre doit être adaptée aux processus que l'on veut analyser (du même ordre de grandeur). Des fenêtres de Kaiser Bessel ont été choisies avec un taux de recouvrement de 66%.

### 2.3.4 Grandeurs moyennes du signal

Pour analyser les signaux, nous utiliserons des caractéristiques moyennes du signal. Deux de ces grandeurs moyennes sont l'indicateur de puissance (Sound Pressure Level) et la fréquence centrale (information sur la répartition de l'énergie dans le plan fréquence).

#### 2.3.4.1 Sound Pressure Level

L'échelle logarithmique étant adaptée à l'analyse de signaux acoustique, les puissances seront exprimées en dB re 1  $\mu\text{Pa}^2$ :

$$\tilde{P}_{dB} = 10 \cdot \log_{10} \left( \frac{\tilde{P}}{P_{ref}} \right) \quad (2.14)$$

Cette puissance est équivalente au niveau de pression en dB re 1  $\mu\text{Pa}$  (Sound Pressure Level=SPL). Le SPL ou niveau de bruit représente la valeur efficace de pression (valeur moyenne) exprimée en dB :

$$SPL = 20 \cdot \log_{10} \left( \frac{\tilde{p}}{p_{ref}} \right) \quad (2.15)$$

où  $\tilde{p}$  est l'estimation de la valeur efficace du signal ( $\mu\text{Pa}$ ) et  $p_{ref}$  est une valeur de pression de référence de  $1 \mu\text{Pa}$ . Le SPL est représentatif de la puissance moyenne du signal sur une bande de fréquence définie.

Les densités spectrales de puissance seront exprimées en dB. re  $1 \mu\text{Pa}^2/\text{Hz}$  (ou dB re  $1 \mu\text{Pa}/\text{racine}(\text{Hz})$ ).

#### 2.3.4.2 Fréquence centrale

La fréquence centrale du signal ( $f_c$ ) est la fréquence autour de laquelle est également répartie l'énergie:

$$\int_0^{f_c} |S(f)|^2 df = \int_{f_c}^{+\infty} |S(f)|^2 df \quad (2.16)$$

Elle est calculée comme étant le barycentre de la densité spectrale de puissance :

$$f_c = \frac{\sum_{n=1}^{L/2} f_n * PSD(f_n)}{\sum_{n=1}^{L/2} PSD(f_n)} \quad (2.17)$$

avec  $f_c$  en Hz.

## Chapitre 3 Le paysage acoustique

Précédemment, nous avons vu les environnements de mesure ainsi que le type de matériel utilisé pour nos expériences. Grâce aux représentations du signal établies dans le chapitre 2, nous allons procéder aux premières analyses des signaux mesurés. Le chapitre suivant traite des différentes composantes du signal sonore observé en rivière. Un paysage acoustique est généralement décrit par trois grandes familles de bruits : la biophonie, la géophonie et l'anthropophonie [Pijanowski *et al.*, 2011]. Les articles relatifs aux bruits ambiants de rivières montrent des environnements dominés par la géophonie, et plus particulièrement l'hydrodynamique de la rivière [Lugli and Fine, 2003 ; Wysocki *et al.*, 2007 ; Tonolla *et al.*, 2010 ; 2011 ; Vračar, 2011]. A l'aide de la bibliographie et des mesures réalisées dans différents types de rivières, ces sources de bruits sont décrites et caractérisées.

### 3.1 Bruit généré par le charriage

On examine ici les bruits générés par le charriage ainsi que ses caractéristiques. On analyse la variabilité des descripteurs tels que la puissance, et les spectres rayonnés par les impacts des sédiments. La dépendance de ces descripteurs face aux paramètres caractérisant le charriage est également renseignée.

#### 3.1.1 Origine du bruit

Le bruit produit par le déplacement de la charge solide au fond du lit de la rivière est un bruit résultant d'impacts des particules en mouvement entre elles-mêmes ou sur le lit de la rivière. Un impact est défini par la collision entre deux ou plusieurs corps. Thorne & Foden (1988) proposent un modèle acoustique simulant le son généré par deux sphères s'entrechoquant dans l'eau. Ces résultats sont basés sur les travaux de Koss & Alfredson (1972), Akay & Hodgson (1978), traitant de chocs générés dans l'air. Les bases de cette théorie sont les suivantes :

- Lors du contact, des ondes de pression sont générées par l'accélération ou la décélération brutale des sphères. Le bruit produit ne résulte pas des différents modes de vibrations des sphères [Rayleigh, 1905].
- On représente le contact par une collision élastique et une loi d'impact hertzienne. Une partie de l'énergie cinétique incidente à la collision est partiellement transférée en une énergie élastique [Love, 1944 ; Goldsmith, 1960].

A l'aide de ces hypothèses, il est possible d'exprimer le champ de pression provoqué par l'impact entre deux sphères sous l'eau (Thorne & Foden, 1988). La forme temporelle de l'onde générée ressemble à un cycle et demi d'une sinusoïde (figure 3.1a). La **durée du signal** généré par le choc de deux sphères est de l'ordre de la **milliseconde**, il s'agit d'un **signal transitoire de type impulsif**. Le spectre de cette onde montre des oscillations sur une **large gamme de fréquences** (figure 3.1b). La représentation du signal généré par l'impact en temps et en fréquence est assez caractéristique. Il peut être schématisé comme une ligne verticale dans un spectrogramme: une puissance dégagée à la fois brève et impliquant une grande gamme de fréquences.

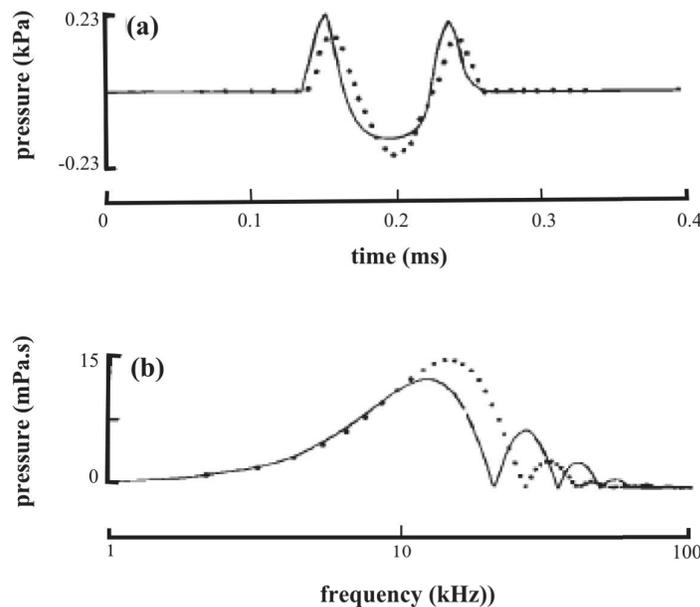


figure 3.1 : représentations du signal généré par la collision de deux sphères de verre de 0.01 m de diamètre, issu de Thorne & Foden (1988) ; (a) Représentation temporelle (b) Représentation fréquentielle ; Les résultats tracés avec une ligne continue sont modélisés et ceux tracés avec la ligne en pointillés sont mesurés.

Ce modèle a été comparé à des mesures de laboratoire et les principaux résultats sont les suivants :

- Dilatation du signal temporel quand le diamètre des sphères augmente. On observe une translation du spectre vers les basses fréquences.
- Augmentation de l'amplitude de l'onde générée avec la vitesse d'impact. La forme du spectre est invariante.

- L'angle d'observation a un impact sur l'amplitude mesurée (source en cos theta directive), mais la forme du spectre est peu sensible à la position de l'hydrophone.

La figure 3.2 présente le spectrogramme d'un sac de gravier secoué dans une piscine, on observe effectivement un signal large bande, ici formé de paquet d'impulsions.

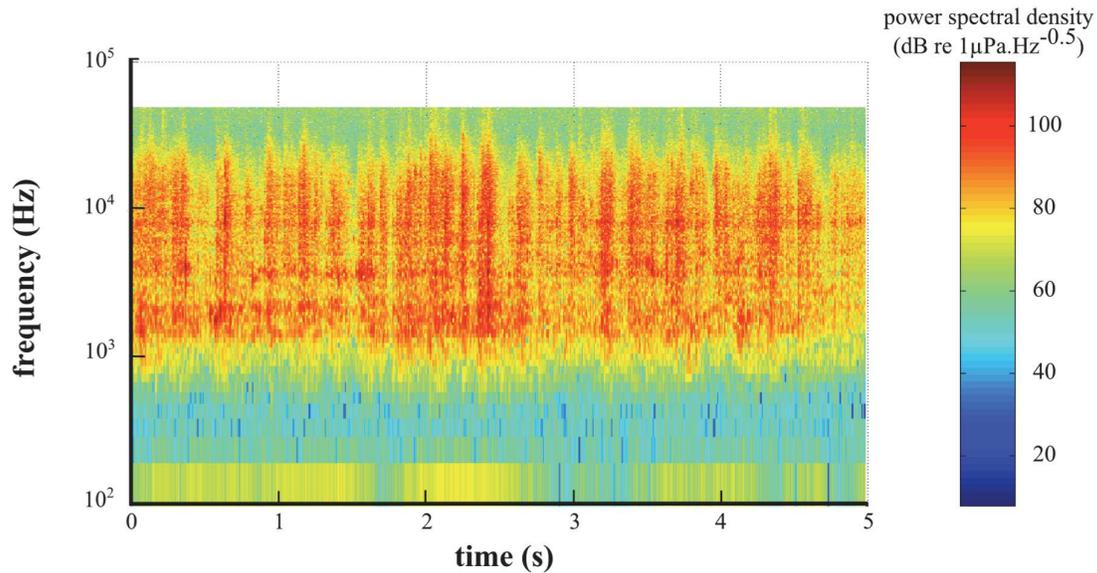


figure 3.2 : Spectrogramme d'un signal de graviers secoués dans un sac. Les graviers avaient un diamètre compris entre 0.01 et 0.02 m ; l'enregistrement a été réalisé dans une piscine (6m x 2.2m) à l'aide d'un hydrophone type 8105 placé en bord de piscine à 1m de distance. L'amplificateur Mercier V1 a été utilisé pour une fréquence d'échantillonnage de 100 k Hz. Le spectrogramme a été réalisé en utilisant une fenêtre de Blackmann-Harris de  $2^{10}$  points et un taux de recouvrement de 90 %.

### 3.1.2 Puissance acoustique générée par le charriage

Comme nous l'avons décrit dans l'introduction, il existe de fortes relations entre la puissance acoustique mesurée et le débit solide [Johnson & Muir, 1969 ; Barton et al., 2010 ; Voulgaris et al., 1995] ou encore avec le nombre de particules en mouvement [Jonys, 1976 ; Barton, 2003]. En effet, la puissance acoustique dégagée par les impacts des sédiments dépend de leur énergie cinétique, c'est à dire de leurs masses et de leurs vitesses d'impact [Thorne, 1985 ; 1986 ; 1988 ; Riner & Petculescu, 2010]. Si cette relation peut être calée pour un mélange à l'aide d'une loi puissance, il n'est cependant pas aisé de calculer ces paramètres sans calibration.

En effet, la relation dépendra de multiples facteurs :

- du matériau constitutif des sphères : densité, module de Young, coefficient de Poisson [Thorne, 1988] ;
- de la granulométrie et des formes des sédiments [Thorne, 1985 ; 1986]
- de la distance à la source [Jonys, 1976] ;
- de l'angle d'observation car c'est une source en cos theta directive [Thorne, 1988].

On peut de plus supposer que les modes de transport des sédiments (roulement, saltation, nappes de charriage, etc.) vont avoir un effet sur le signal produit, comme il a été montré pour des signaux générés par du charriage sur des plaques de métal [Krein et al., 2008].

### 3.1.3 Spectres générés par le charriage

Les spectres des enregistrements du mouvement de sédiments naturels ne présentent pas les formes idéales qui sont celles du cas de deux sphères s'entrechoquant (figure 3.1b); cependant, les gammes de fréquences générées sont identiques. L'étude du contenu spectral de signaux générés par des impacts de sédiments amène aux observations suivantes :

- La forme du spectre est très peu sensible à l'énergie cinétique des sédiments pour un mélange identique [Jonys, 1976; Thorne, 1985; 1986; 1988; Riner & Petculescu, 2010].
- Les spectres sont décalés vers les basses fréquences lorsque le diamètre des particules diminue [Jonys, 1976 ; Millard, 1976 ; Thorne, 1985 ; 1986].

L'impact du diamètre des particules a été étudié dans plusieurs expérimentations : pour la collision de deux sphères [Thorne & Foden, 1988], pour une masse de sédiments agitée dans un tambour rotatif [Millard, 1976 ; Thorne, 1985 ; 1986] et pour une masse de sédiment agitée dans un sac [Jonys, 1976]. Pour des mélanges uniformes, il est possible de caractériser la taille des grains par un indicateur de la forme du spectre, comme par exemple la fréquence centrale (§ 2.3.4.2 et figure 3.3). Comme il existait peu de données pour des diamètres supérieurs à 0.01 m dans la littérature, des expériences ont été réalisées dans le torrent de Saint Pierre (Hautes-Alpes, France). Des sédiments prélevés sur site ont été mesurés et agités dans un sac. Des enregistrement audio ont été réalisés dans un bras secondaire du torrent [Belleudy et al., 2010]. Nous avons calculé la fréquence centrale de ces enregistrements. Les valeurs mesurées confirment la tendance observée dans la littérature (figure 3.3). La fréquence centrale est donc un bon indicateur de la taille des grains en mouvement et pour une large gamme de diamètres. Cependant, il faut noter que la relation entre les spectres générés et la distribution granulométrique de mélanges a été très peu étudiée [Thorne, 1986].

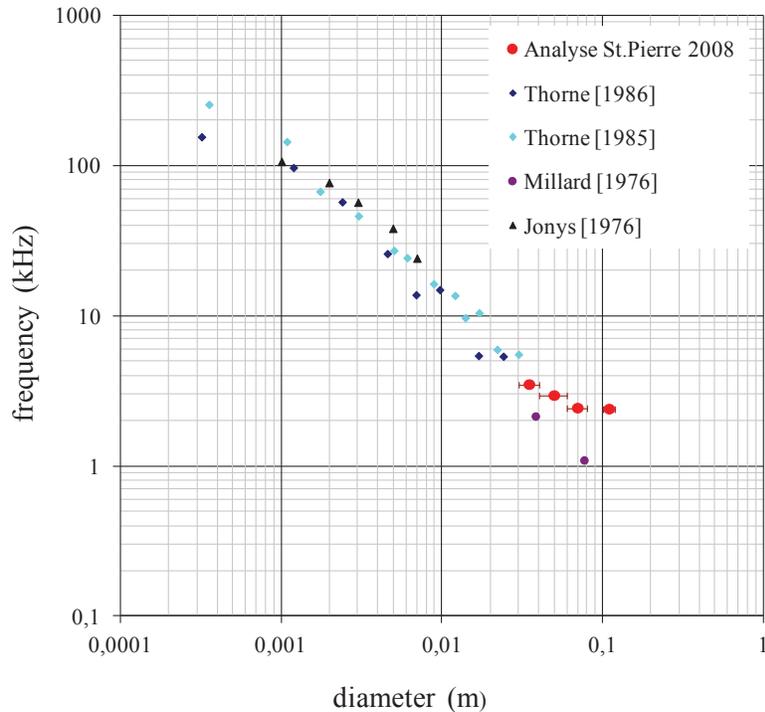


figure 3.3: Relation entre le diamètre des particules mise en mouvement et la fréquence centrale du bruit généré.

## 3.2 Bruits hydrodynamiques

Trois processus sont considérés pour décrire le bruit généré par un écoulement à surface libre : les bruits d'agitation de surface, la turbulence de l'écoulement qui se détache depuis le fond de la rivière et la turbulence autour du capteur.

### 3.2.1 Agitation de surface

L'agitation de la surface libre est un bruit familier car c'est celui que l'on entend lorsque l'on se promène au bord d'un torrent. Ce processus est comparé à celui des vagues déferlantes en milieu maritime (sur les côtes ou lors des tempêtes). L'origine de ce bruit peut être imputée à l'entraînement de micros bulles d'air dans la colonne d'eau qui se mettent à osciller [Loewen, 1991 ; Deane, 1997]. Les bruits de vagues déferlantes observés sont des bruits large bandes, de 100 Hz jusqu'à 20 kHz [Wenz, 1962 ; Deane, 1997 ; 1999 ; 2000]. Wenz [1962] observa un spectre large bande avec un maximum compris entre 100 et 1000 Hz et une décroissance d'environ 20 dB par décade. La largeur de bande est dépendante de la distribution des tailles des bulles d'air. La position du maximum de fréquence est aussi dépendante des conditions de propagation, tout particulièrement de la fréquence de coupure du canal [Deane, 1997 ; cf. chapitre 7].

Des mesures de bruit ambiant ont été réalisées en rivière et canal [Lugli and Fine, 2003 ; Wysocki et al., 2007 ; Tonolla et al., 2009 ; 2010 ; 2011 ]. Un bruit large bande présentant un maximum entre 100 Hz et 5 kHz a été mesuré à proximité de rapides ou de cascades. En canal, il a été montré que ce bruit pouvait être provoqué par l'insertion d'une rugosité dans l'écoulement [Tonolla, 2009]. Plus le rapport de la rugosité du lit sur la profondeur de l'écoulement est grand, plus ce bruit augmente en puissance. Le rapport entre la rugosité du lit et la profondeur de l'écoulement est également lié à l'agitation de surface provoquant l'entraînement de bulles d'air dans l'écoulement.

### 3.2.2 Turbulence autour du capteur

En introduisant un objet dans un écoulement, l'écoulement est perturbé et de la turbulence se crée autour de l'objet. Cette interaction fluide/objet crée des fluctuations de pressions qui viennent perturber la mesure. Ce phénomène est similaire à ce que l'on ressent lorsque l'on se trouve dans le vent, on entend alors un soufflement basse fréquence perturbant l'audition.

La turbulence n'est pas une onde acoustique qui se propage dans la colonne d'eau mais ses fluctuations de pressions associées sont captées par l'hydrophone. Ce « pseudoson » décroît vers les hautes fréquences à la vitesse d'une vingtaine de dB par décade. Dans différentes expériences, il a été observé en dessous de 100 Hz [Wenz, 1962 ; Strasberg, 1979 ; Deane, 2000 ; Lauchle, 2002 ; Lugli and Fine, 2007 ]. Sa puissance spectrale est dépendante de la vitesse de l'écoulement et de la taille des tourbillons [Strasberg, 1979] ainsi que de la forme de l'objet [Strasberg, 1979 ; Lauchle, 2002 ].

### 3.2.3 Turbulence de l'écoulement

L'écoulement de la rivière est lui-même turbulent et donc associé à des fluctuations de pressions. C'est pourquoi il peut influencer la mesure acoustique réalisée de la même manière que la turbulence développée autour du capteur. On considèrera que le bruit produit par ce processus est équivalent au bruit décrit au § 3.2.2.

### 3.2.4 Mesure sur site

Des mesures ont été réalisées à bas débit dans le Domeynon, dans la Navissance et dans l'Arc (La Navissance est un torrent glaciaire du Valais de morphologie similaire au Domeynon). Des extraits sonores de chaque enregistrement sont disponibles au format wav (Sample01, Sample02 et Sample03). Lors des expériences réalisées dans le Domeynon et la Navissance, aucun transport solide n'a été observé (ni visuellement, ni à l'écoute). Dans l'Arc en Maurienne, à l'écoute des signaux, on peut

entendre des graviers transportés à haute fréquence. Des mesures réalisées par trappe Helley-Smith dans des conditions similaires ont mis en évidence du transport de gravier dans cette section de mesure pour des diamètres de l'ordre de 2 à 5 mm [Camenen, pers. Comm.].

Le spectrogramme du Domeynon est présenté dans la figure 3.4. On observe un bruit relativement constant dans le temps. Les spectres de chaque rivière sont présentés dans la figure 3.5. On observe un comportement similaire pour les trois enregistrements. En dessous de 100 Hz, le spectre décroît d'environ 10 dB par décade. Entre 100 Hz et 2 kHz, on observe un maximum de puissance suivi d'une décroissance d'environ 20 dB par décade. Au dessus de 2 kHz, la puissance continue à décroître pour le Domeynon et la Navissance. Pour l'Arc en Maurienne, on observe un maximum local aux alentours de 9 kHz qui peut être assimilé à du transport de graviers (fig 8.3).

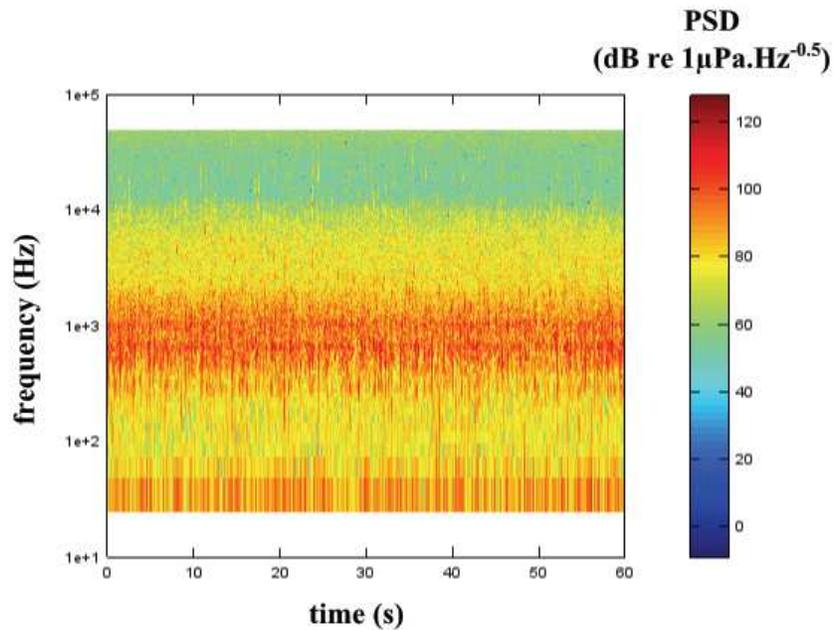


figure 3.4: Spectrogramme du bruit ambiant enregistré dans le Domeynon [Fenêtre d'échantillonnage de type Blackmann-Harris et d'environ 40 ms avec un taux de recouvrement de 1/3].

Le bruit présent en dessous de 100 Hz peut être considéré comme étant du pseudo bruit dû à la turbulence. La pente de la décroissance est inférieure aux valeurs de 20 dB à 30 dB par décade décrits dans la bibliographie [Wenz, 1972 ;Strasberg, 1979]. Cependant il faut noter que les vitesses mises en jeu dans les rivières ainsi que les formes des structures de déploiements utilisées ne sont pas forcément comparables.

A l'écoute, le bruit présentant un maximum entre de 500 Hz et 2 kHz est entendu comme du bruit généré par l'agitation de la surface libre. On remarque que la décroissance de 20 dB par décade est cohérente avec les observations de Wenz [1962].

Ces mesures réalisées à bas débit nous permettent d'observer et de caractériser les bruits liés à des écoulements turbulents. On peut s'attendre à ce que ces bruits varient avec les conditions hydrologiques (en termes de puissance ou de pente de la décroissance). Lorsque le débit augmente, le rapport rugosité sur profondeur va diminuer, les vitesses d'écoulement vont augmenter, de la turbulence va se développer, etc. On ne sait pas quantifier l'influence de chaque paramètre sur le bruit généré, il n'est donc pas possible de prédire les niveaux de bruits lorsque le charriage est effectif. On supposera cependant que la nature des bruits générés (forme de spectre) reste similaire à la nature des bruits observés à bas débits.

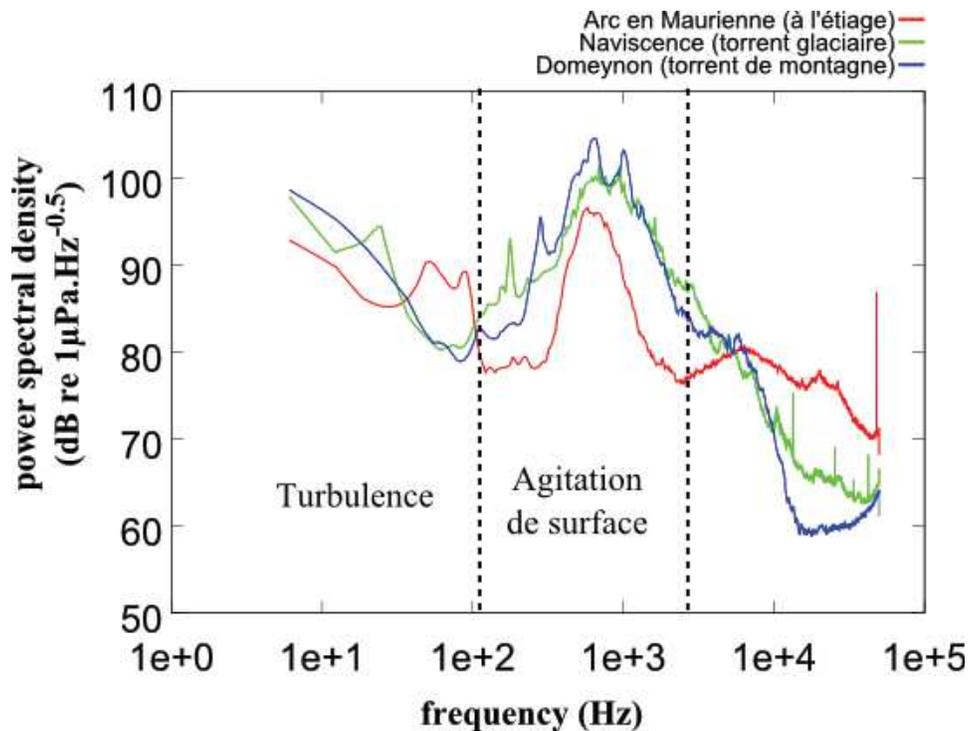


figure 3.5: densité spectrale de puissance (dB re 1µPaHz<sup>-0.5</sup>) des signaux mesurés dans l'Arc en Maurienne, la Naviscence et le Domeynon.

### 3.3 Bruits de mesure

#### 3.3.1 Chocs sur la structure

Des objets flottants, bois en particulier, sont transportés par la rivière lors des crues. Il est courant que ces flottants voire même des cailloux viennent toucher la structure portant l'hydrophone (figure 3.6). Ce type de bruit est impulsionnel et généralement

plus puissant que le bruit ambiant mesuré par l'hydrophone. En effet, l'impact est directement propagé à travers la structure jusqu'à l'hydrophone.

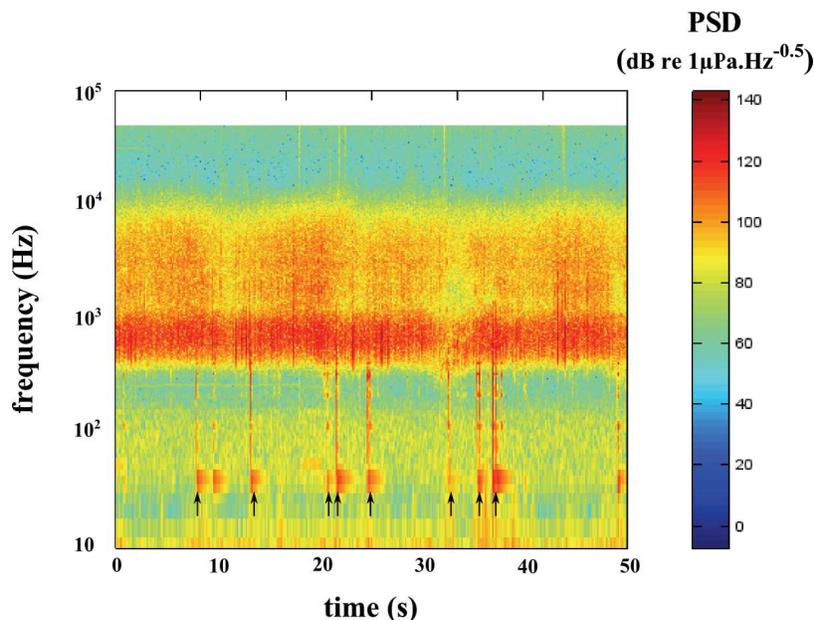


figure 3.6 : Spectrogramme d'un enregistrement réalisé dans l'Arc (Fenêtre d'échantillonnage de type Blackmann-Harris, de longueur 0,16 s avec un taux de recouvrement de 66%). L'hydrophone était déployé à l'aide d'une structure en aluminium. Lors de la montée de crue, de nombreux flottants sont transportés par la rivière et viennent taper sur la structure.

### 3.3.2 Bruits de vibration

Plusieurs types de système ont été utilisés pour déployer les hydrophones dans la rivière. L'utilisation de saumon hydraulique, couramment utilisé pour réaliser des explorations de champs de vitesse, est satisfaisante pour déployer les hydrophones au centre de la rivière, et ce même dans des conditions de crues (sur l'Arc et la Drau). En effet, sa forme profilée et son poids important permettent de positionner un objet de façon stable dans l'écoulement. Il faut cependant noter que lorsque le saumon n'est pas assez lourd, des vibrations du câble viennent polluer la mesure (figure 3.7). Dans nos mesures, les modes de vibration les plus énergétiques sont basse fréquence (aux alentours de 100 Hz) mais lorsque la vibration est forte, des harmoniques peuvent être détectées jusqu'à des fréquences de l'ordre du kHz.

De même, des vibrations des structures, réalisées à base d'éléments en acier ou en aluminium se mettent à vibrer lorsque les conditions hydrodynamiques augmentent. Ce type de bruit est continu et à fréquences bien définies qui sont les modes de vibration des structures.

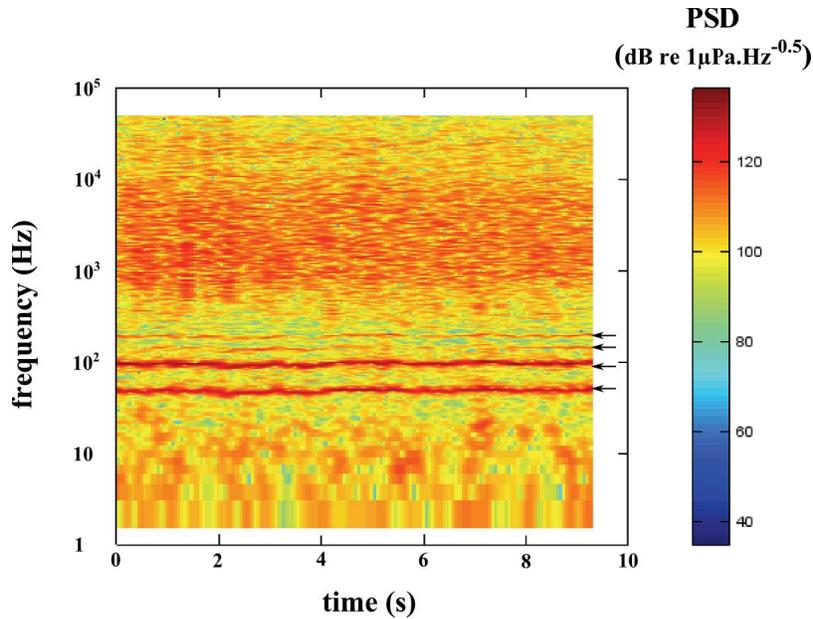


figure 3.7: Spectrogramme d'un enregistrement réalisé dans la Drau à l'aide d'un saumon hydraulique (Fenêtre d'échantillonnage de type Blackmann-Harris, de longueur 0,6 s avec un taux de recouvrement de 90%). Le saumon est suspendu par un câble à l'aide d'un treuil. S'il n'est pas assez lourd par rapport aux conditions hydrodynamiques, le dispositif devient instable, ce qui crée des vibrations dans la structure portant l'hydrophone.

### 3.3.3 Electronique

Nos mesures contiennent également du bruit dû à l'électronique du système. Cette partie a été abordée dans le paragraphe 2.2.2.

### 3.3.4 Bruits anthropogéniques

L'influence de bruits anthropogéniques dus aux activités portuaires ou au trafic fluvial a été « abordée » lors de notre campagne de mesure dans le Rhin. La génération de bruit par le trafic maritime a fait l'objet de nombreuses études, par exemple sur l'impact du comportement des mammifères marins [Gervaise, 2012]. Les bruits relatifs au trafic sont la résultante de bruits de propulsions, d'écoulement ou encore de machineries [Lurton, 1998]. La figure 3.8 montre le spectre de deux enregistrements réalisés dans le Rhin : un premier enregistrement lors du passage d'un bateau à proximité de notre bateau et un second avec l'arrêt de la machinerie de notre bateau de mesure. Le niveau de bruit observé lors du passage d'un autre bateau est plus élevé que lorsque qu'aucun moteur n'est en route. Cependant, le niveau de bruit observé reste élevé (probablement dû aux mouvements du bateau). Avec un tel niveau de bruit ambiant, l'observation du paysage acoustique du Rhin pourrait être problématique.

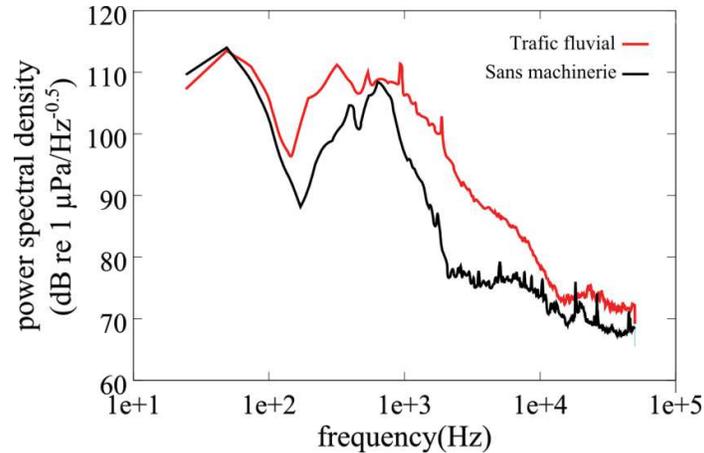


figure 3.8: Densité spectrale de puissance de deux enregistrements réalisés dans le Rhin. La courbe rouge correspond au niveau de bruit enregistré au moment du passage d'un bateau à proximité de notre bateau. La courbe noire correspond à un enregistrement réalisé dans le Rhin sans bateau à proximité ni machinerie allumée dans notre bateau de mesure.

### 3.4 Résumé du paysage acoustique

L'ensemble des composantes sonores observées pendant ma thèse a été présenté précédemment.

Le bruit des aux flottants ou de bateaux naviguant à proximité de la mesure sont des bruits énergétiques ( $> 100 \text{ dB re } 1 \mu\text{Pa} \cdot \text{Hz}^{-0.5}$ ). Lorsqu'ils sont présents, ils peuvent masquer les bruits de l'environnement. Cependant, ce sont des événements transitoires et qui ne sont présents qu'un petit pourcentage du temps. Nous verrons plus tard qu'il est possible de détecter ces instants afin de filtrer ces informations contenues dans le signal.

Les bruits de vibrations des structures peuvent être gênants car ce sont des bruits continus et énergétiques. Bien qu'identifiables par leur signature fréquentielle bien définie (modes de vibration), ils peuvent masquer une large bande de fréquence et empêcher la mesure des bruits ambiants d'intérêt. Ces bruits peuvent être supprimés ou réduits en prenant des précautions particulières:

- Utiliser des objets profilés et assez lourds pour être stable dans l'écoulement.
- Limiter les vibrations des structures de déploiement par leur géométrie et en adaptant les matériaux utilisés (éviter la propagation en les remplissant de matériaux absorbants, comme des mousses en polyuréthane).

Les bruits composant le reste de notre paysage acoustique sont liés à l'hydrodynamique (charriage, turbulence et agitation de surface). La figure 3.9 a été

construite à partir de l'ensemble des mesures réalisées pendant ma thèse, dans différentes typologies de rivière et à l'aide de différents modes de déploiement.

En dessous de 100 Hz, le paysage acoustique est dominé par les effets de turbulences. Le développement de la turbulence est intimement lié à la vitesse de l'eau. C'est pourquoi j'ai séparé les observations faites avec des systèmes d'écoute déployé en berge ou bien dans l'écoulement. En effet, il a été observé que leur réponse était totalement différente et qu'un déploiement depuis les berges pouvaient diminuer le niveau de bruit de plus d'une vingtaine de dB.

Entre 100 Hz et 10 kHz, deux types de bruits larges bandes peuvent être rencontrés : les bruits d'une surface agitée ainsi que le bruit généré par des sédiments de taille supérieure à 1cm. L'agitation de surface va être dépendante du rapport entre hauteur d'eau et rugosité du lit. Dans les rivières énergétiques, à fortes pentes, les hauteurs d'eau sont généralement faibles et les rugosités de lit sont fortes, les bruits de surfaces sont donc présents. Dans ce type de rivière, les sédiments en mouvement sont également grossiers et risque d'émettre dans les même gammes de fréquence. L'occurrence de ces deux processus est ainsi concomitante dans ces rivières 'à forte pente', il y a donc un enjeu de taille à pouvoir discriminer les bruits issus de la surface de ceux des sédiments en mouvement.

Ce problème de de bruit semble de moindre importance dans les grandes rivières à gravier (le Rhin à Iffezheim, le Rhône à Pougny, la Drau à Dellach). Les hauteurs d'eau sont de l'ordre du mètre et les éléments grossiers du lit sont de l'ordre de  $10^{-1}$  m, il ya donc un ordre de grandeur de différence entre ces deux tailles et peu voire aucun bruit de surface est généré.

Au dessus de 10 kHz, la bande d'écoute est dominée par le charriage. Les plus hautes fréquences enregistrées semblent donc donner accès à une information moins polluées.

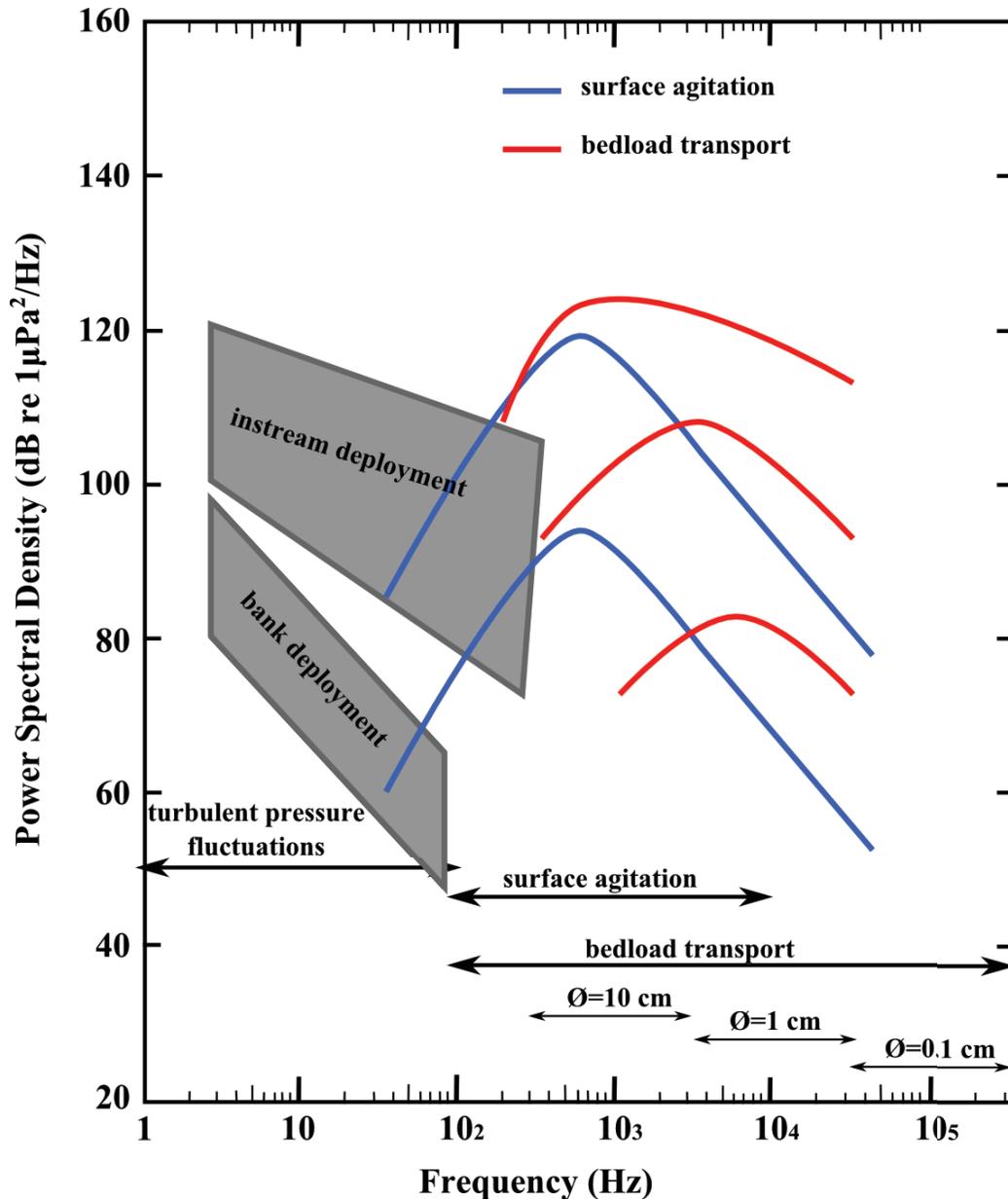


figure 3.9: Adapté de Wenz [1962]. Schéma du paysage acoustique de rivières. 3 processus générateur de bruits sont considérés : la turbulence représentés par les surfaces grises, l'agitation de surface (courbes bleues) et le charriage (courbes rouges). Les niveaux de puissance caractéristiques ont été déduits de l'ensemble des mesures réalisées pendant ma thèse.



## Chapitre 4 Outils de traitement du signal

Le paysage acoustique a été décrit dans le chapitre précédent et plusieurs types de bruits ont été identifiés dans nos mesures. Il est nécessaire de s'acquitter des informations non désirées dans nos signaux. Deux types de filtrage sont à considérer :

- Dans le plan temporel : détecter un type de bruit et supprimer/sélectionner les instants où ils ont été détectés. De cette manière on peut soit éliminer les bruits dits transitoires (chocs sur la structure, passage d'un bateau, etc.) soit sélectionner des impulsions dues aux chocs inter particulaires.
- Dans le plan fréquentiel : détecter les bandes de fréquence dominées par le transport solide. Les bruits continus ne peuvent être supprimés dans le plan temporel (turbulence, agitation de surface, vibrations des systèmes de déploiement, etc.), on peut cependant déterminer les bandes de fréquences dominées par un type de bruit et sélectionner/supprimer cette bande de fréquence.

Les deux types de filtrage sont nécessaires et les informations utiles à notre mesure sont le résultat d'une sélection d'instantanés dans le domaine temporel et d'une bande de fréquence dans le domaine fréquentiel.

Le spectrogramme permet de représenter le signal dans ces deux plans, c'est pourquoi il a été utilisé comme base pour construire les filtres. Ce chapitre fournit quelques outils de traitement du signal permettant de mieux se représenter le signal afin d'extraire la partie utile du signal.

### 4.1 Détecteur d'impulsion

#### 4.1.1 Outil seuil

Les enregistrements qui servent à la démonstration dans ce chapitre sont issus du suivi de la chasse de l'Arc-en-Maurienne en Juin 2011. L'hydrophone a été déployé à l'aide d'un saumon hydraulique et des enregistrements de 30 secondes ont été réalisés. Le niveau de bruit large bande a été calculé pour chaque enregistrement (figure 4.1). On observe alors des niveaux de bruits bien corrélés à la dynamique de

la crue. Ce bruit enregistré est composé de bruits hydrodynamiques et de bruits de charriage et le problème posé est de la séparation de ces deux sources.

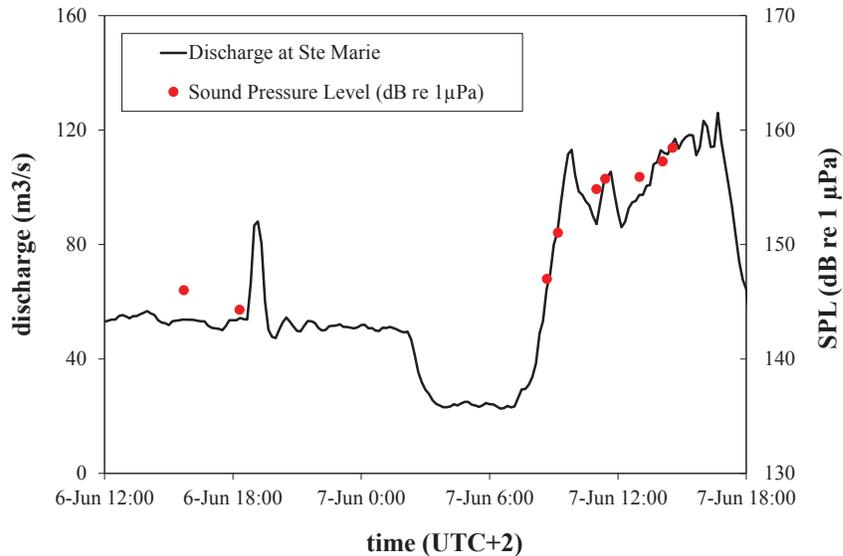


figure 4.1: Variation temporelle du débit de l'Arc en Maurienne et du niveau de bruit large bande [0.01-50 kHz].

Les signaux générés par le charriage étant constitués d'impulsions générées par la collision des sédiments en mouvements (figure 3.1a), l'idée première a été de construire un détecteur permettant de compter un nombre d'impulsions. Ce type de paramètre est utilisé pour mesurer les flux de charriage à l'aide de géophones et montre de bonnes corrélations avec des mesures de flux solides [Habersack *et al.*, 2010 ; Rickenmann *et al.*, 2007 ; 2010 ; 2012 ; Turowski *et al.*, 2011].

Une impulsion est caractérisée par une puissance forte dans une durée relativement courte, de l'ordre de quelques millisecondes pour les chocs entre galets (cf. section 3.1.1). Ainsi, pour détecter une impulsion, on peut représenter la puissance du signal calculée sur des fenêtres de temps de l'ordre de la taille de longueur de l'impulsion (par exemple 20ms). On peut ensuite calculer le nombre de maxima locaux dépassant une certaine puissance seuil.

L'utilisation d'un seuil unique pour tous les enregistrements n'est pas envisageable parce que, si la puissance des impulsions augmente avec le débit, le bruit de fond augmente aussi. C'est pourquoi après quelques essais nous avons décidé d'utiliser un outil dont le seuil s'adapte aux niveaux de bruits mesurés dans l'enregistrement.

### 4.1.2 Seuil mobile

Cette section utilise des outils développés dans les travaux de C.Gervaise et J.Huillery [2008]. Des notions de la théorie de la détection, ainsi que l'outil d'extraction des zones d'intérêts est présenté dans l'annexe A.

Cet outil est basé sur l'information contenue dans le spectrogramme et permet de dégager les zones d'intérêt. Ainsi, pour chaque signal, on dispose d'une variation temporelle de puissance sur plusieurs bandes de fréquence. Une valeur seuil est calculée pour chaque bande de fréquence. Cette valeur seuil est calculée en fonction des valeurs les moins énergétiques. À l'issue de ce traitement on obtient un spectrogramme binaire dégagant les zones d'intérêt du spectrogramme (figure 4.3b). Pour chaque instant, on peut sommer le nombre de pixels considérés dans la zone d'intérêt et compter une impulsion lorsqu'un certain pourcentage, de l'ordre de 30% de la bande de fréquence totale, est considéré d'intérêt. Ce type de détecteur a été utilisé sur les enregistrements réalisés pendant la chasse de l'Arc en 2011. On a représenté le résultat dans la figure 4.2. On ne remarque aucune tendance entre le nombre d'impulsions ainsi détecté sur une large bande de fréquence et le débit de la rivière.

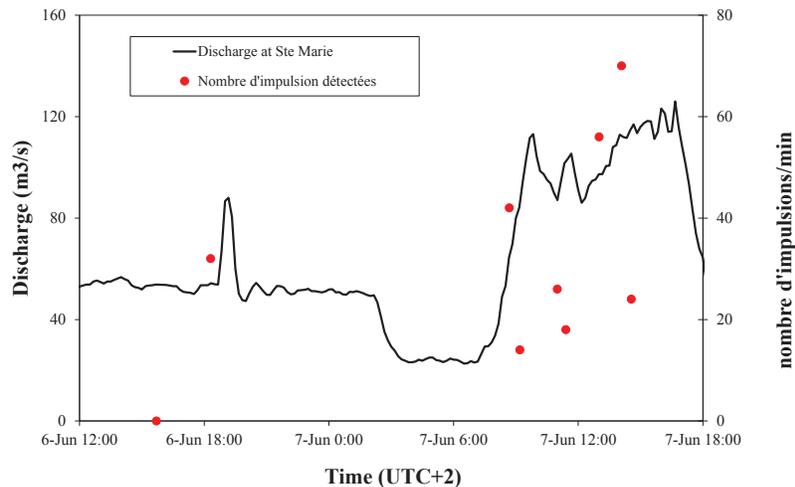


figure 4.2: Variation temporelle du débit et du nombre d'impulsions calculé à partir d'une discrimination large-bande.

En comparant le spectre moyen des impulsions et le spectre moyen du reste du signal, on s'est rendu compte que leur forme était semblable. La part d'information considéré comme du bruit est donc de même nature que les impulsions ; le bruit de fond serait donc également composé d'impulsions. Le signal que nous essayons de comprendre est en fait composé d'impulsions fortes, faibles, proches et lointaines. Ce que l'on peut facilement comprendre en observant le spectrogramme qui semble être

totallement constitué d'impulsion à hautes fréquences (figure 4.3a). Cette analyse nous a fait donc comprendre que le contenu de notre signal était composé par un continuum d'impulsions que l'on pouvait caractériser par une densité de probabilité. Du point de vue pratique, on peut aussi en déduire que l'hydrophone capte des signaux émis sur une relativement large étendue du lit de la rivière, sans pouvoir la quantifier.

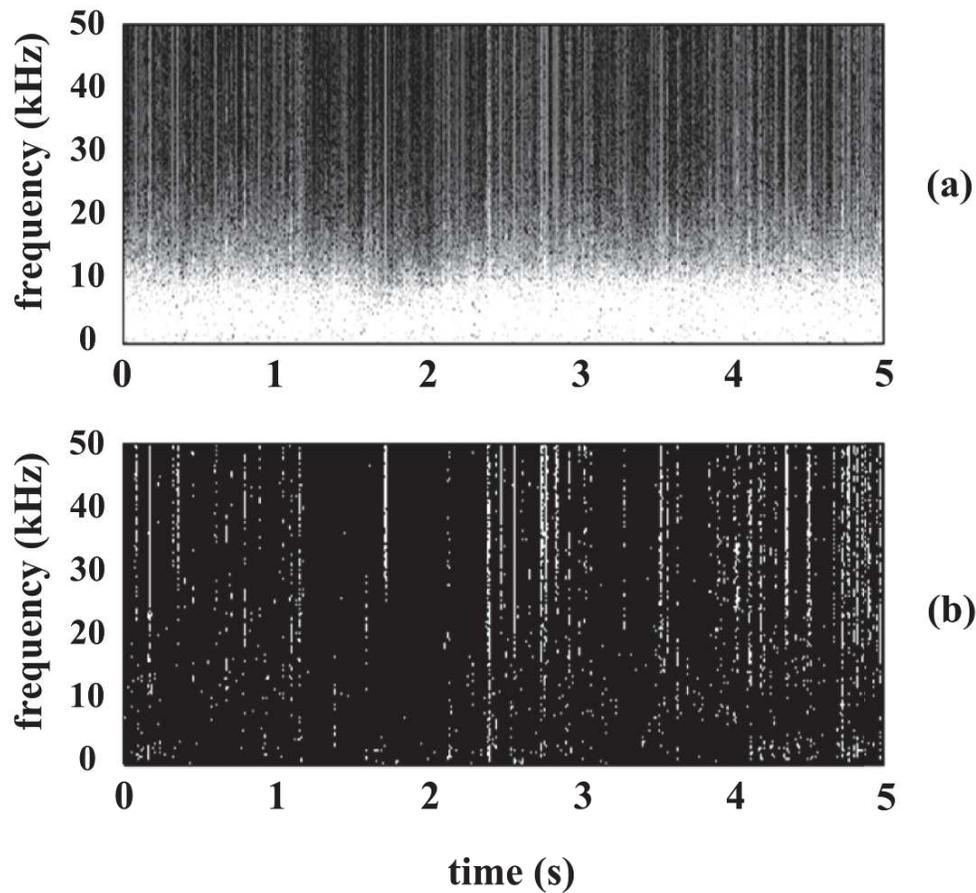


figure 4.3: (a) spectrogramme d'un signal calculé dans l'Arc (fenêtre de Blackman Harris de longueur  $2^{12}$  points, fréquence d'échantillonnage de 100 kHz); (b) spectrogramme binaire de ce même signal ( $P_{fa}=10^{-3}$ ). Les éléments blancs sont les zones d'intérêts du spectrogramme.

## 4.2 Observations statistiques

### 4.2.1 Analyse statistique du signal

L'analyse proposée ci-après propose d'utiliser le signal comme une base de donnée statistique. Un signal peut être décomposé en plusieurs segments (figure 2.14).

Chaque segment peut être décrit par une caractéristique (Niveau de puissance large bande, fréquence centrale, kurtosis, etc.). A partir de cette caractéristique, on peut classer chaque segment et définir une densité de probabilité. Cette densité de probabilité nous permet d'établir des déciles (des sous-échantillons).

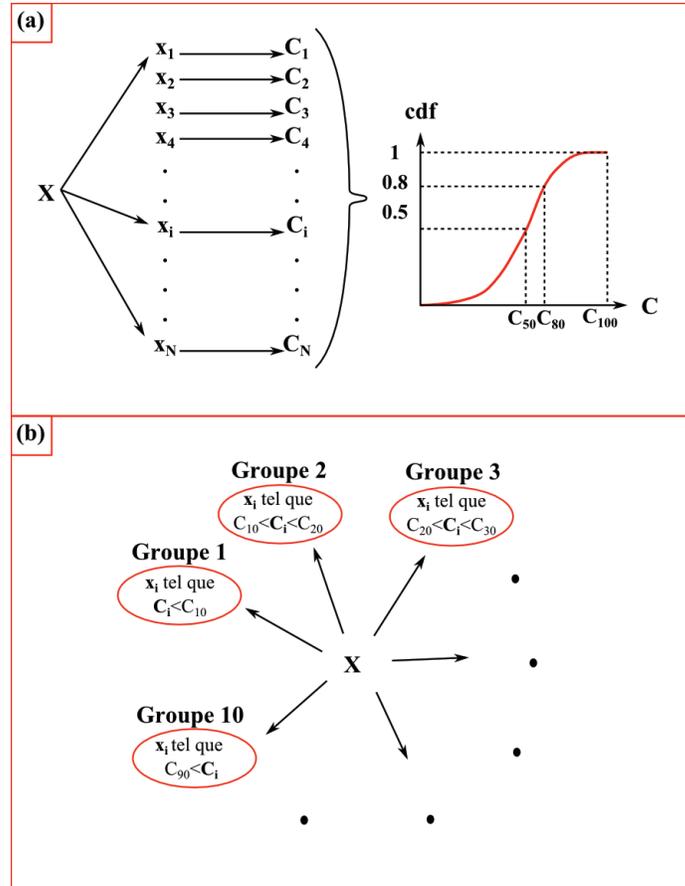


figure 4.4: (a) Un signal  $X$  est découpé en segment  $x_i$ . Pour chaque segment on calcule une caractéristique  $C_i$ . A partir de ces caractéristiques, on construit la fonction de distribution cumulative qui nous permet de calculer les valeurs des déciles  $C_{10}$ ,  $C_{20}$ , etc. (b) Chaque segment  $x_i$  peut alors être trié selon sa caractéristique  $C_i$ . Ainsi, on peut construire des sous-échantillons/groupes basés sur une certaine caractéristique et étudier le comportement de chaque groupe.

Les caractéristiques qui ont été utilisées pendant ma thèse sont principalement basées sur les énergies définies dans une certaine de bande de fréquence. Par exemple, dans le cas d'un signal de l'Arc 2011, on a appliqué cette méthode en utilisant la caractéristique de puissance large bande dans un premier temps (figure 4.5). Le signal a été découpé en 10 groupes basés sur leur énergie large bande. Les spectres de chaque groupes sont identiques (formés d'impulsions proches ou lointaines). On remarque que les spectres ne sont pas classés en dessous de 200 Hz. Cela veut dire que la puissance spectrale basse fréquence n'est pas corrélée aux niveaux de bruit large bande.

Une seconde analyse de ce même signal a été réalisée en classant les instants selon leur puissance basse-fréquence ( $< 200$  Hz). On remarque alors qu'il existe bien une dynamique du signal à basse fréquence (une quinzaine de dB entre le 1<sup>er</sup> et le 10<sup>ème</sup> décile) mais que cette dynamique est dé-corrélée de la partie haute fréquence du signal. On a mis en évidence l'existence de deux processus distincts composant le signal. On peut supposer que la dynamique basse fréquence est liée à la turbulence et la dynamique haute fréquence au charriage (car constituée d'impulsions). Il faut maintenant confirmer ces hypothèses par des mesures indépendantes sur le terrain.

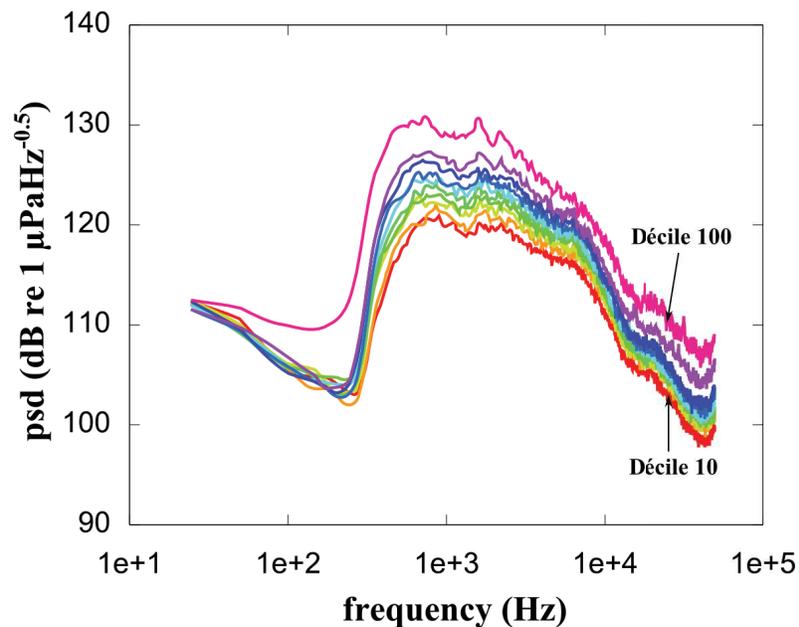


figure 4.5: Spectres des différents déciles d'un signal de la chasse de l'Arc 2011, classé par leur puissance haute fréquence. Le spectrogramme a été calculé en utilisant une fenêtre de type Blackman-Harris de longueur 40 ms et un taux de recouvrement de 66%.

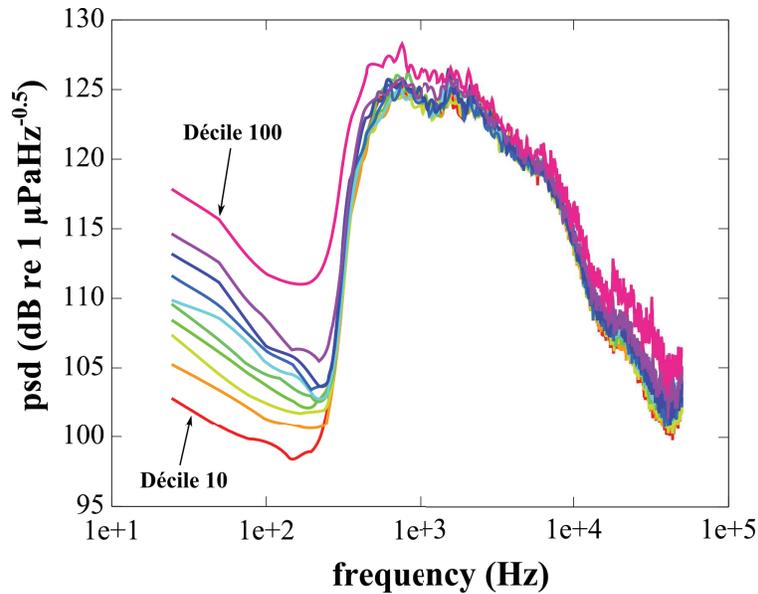


figure 4.6: spectres des différents déciles d'un signal de la chasse de l'Arc 2011, classé par leur puissance basse fréquence. Le spectrogramme a été calculé en utilisant une fenêtre de type Blackman-Harris de longueur 40 ms et un taux de recouvrement de 66%.

#### 4.2.1 Application aux bruits transitoires

Le signal choisi pour illustrer le filtrage des bruits dans le domaine temporel est issu de la chasse de l'Arc 2012, On peut clairement entendre des chocs sur la structure à certains moments. Son spectre a été calculé selon la méthode de Welch (fig 4.7). Les instants de chocs ont été repérés manuellement et supprimé de l'enregistrement. Le spectre de l'enregistrement est présenté dans la figure 4.7. On observe une différence, notamment à basse fréquence.

Lorsque l'on veut supprimer un bruit transitoire (type chocs sur la structure ou passage d'un bateau), on peut classer les instants de notre enregistrement en fonction d'une caractéristique bien choisie (par exemple la puissance dans les fréquences de résonance de la structure, ici aux alentours de 200 Hz) et supprimer les déciles de plus hautes énergies ayant un spectre différent du reste (fig. 4.6). De manière plus générale, si l'on veut mesurer un bruit continu, il vaut mieux travailler avec un spectre médian plutôt qu'un spectre moyenné (méthode de Welch). Cela permet de filtrer les bruits transitoires puissants mais rares.

On verra à la section 10.4 une application de la méthode pour filtrer les bruits de chocs sur la structure sur une crue entière en utilisant la médiane des enregistrements.

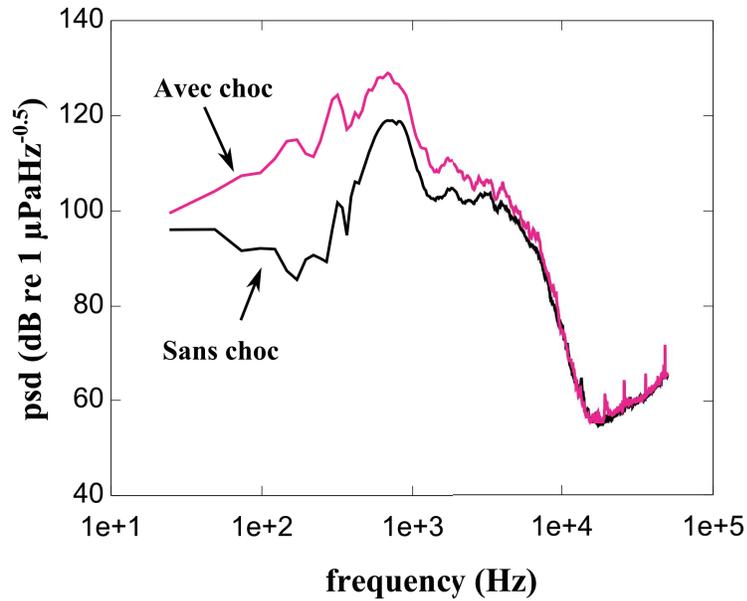


figure 4.7: spectres calculés selon la méthode de Welch (avec une fenêtre de type Blackman-Harris de 40 ms et un taux de recouvrement de 66%). Le signal 'avec choc' est le signal original enregistré. Le signal 'sans choc' est le signal retravaillé manuellement.

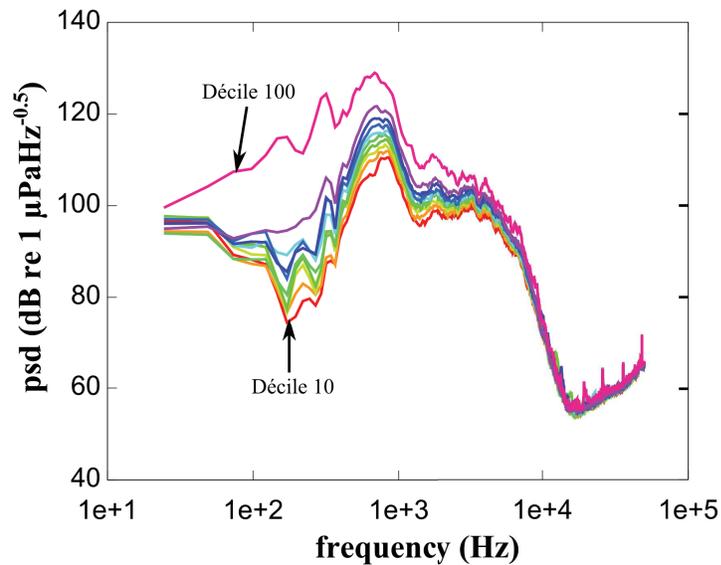


figure 4.8: spectres des différents déciles d'un signal de la chasse de l'Arc 2012, classé par leur puissance basse dans la bande de 200-500 Hz. Le spectrogramme a été calculé en utilisant une fenêtre de type Blackman-Harris de longueur 40 ms et un taux de recouvrement de 66%.

### 4.2.2 Conclusions

L'idée initiale d'un seuillage ne permet pas de discriminer efficacement les informations utiles dans un enregistrement.

Les signaux enregistrés sont dépendants de différents processus et ont donc des contenus fréquentiels différents, avec des dynamiques temporelles différentes. Un classement différencié en décile d'énergie par bande de fréquence met en évidence ces propriétés. Il se révèle un outil prometteur pour discriminer les différentes composantes du signal en éliminant les déciles caractéristiques des bruits non désirés.



# Deuxième partie : Acoustique des cours d'eau

---

**Introduction** : ce chapitre est dédié à l'étude de la propagation des ondes acoustiques dans la rivière. Pourquoi un tel chapitre ?

Tous les signaux que nous mesurons se sont propagés depuis le moment où ils ont été générés. De multiples processus viennent façonner le son entendu. Chantez en haut d'une montagne ou dans une cathédrale, vous n'entendrez pas votre voix de la même façon. L'environnement dans lequel nous évoluons façonne les sons qui s'y propagent. La traduction de ces notions est présentée dans le contexte de la rivière au chapitre 5 en analysant des enregistrements de terrain.

Le chapitre 6 apporte des bases sur les propriétés de propagation de la rivière et des phénomènes pouvant altérer ces propriétés. Tout en découvrant ces notions d'acoustiques, nous nous poserons la question des paramètres pouvant modifier les conditions de propagations de notre rivière et comment les sons propagés pourraient en être transformés.

Le chapitre 7 est dédié à l'utilisation d'un modèle numérique de propagation d'ondes acoustiques conçu pour les environnements océaniques petit fond. Nous tenterons alors de reproduire les observations que je vais décrire dans le chapitre 5.

## Chapitre 5 : De l'observation à la modélisation

### 5.1 Motivations primaires

Nous avons vu dans le chapitre précédent que plusieurs processus pouvaient être générateurs de bruits se propageant dans la colonne d'eau. Parmi les mesures réalisées dans divers environnements et les données de la littérature il est difficile de différencier les bruits générés par le charriage de ceux générés par la surface agitée des cours d'eau dans la gamme de fréquence du 0.5-5 kHz. Cependant, il est essentiel de pouvoir détecter la part d'information du signal qui est reliée à chaque processus. Étant donné qu'aucune technique de traitement du signal ne m'a permis d'affirmer la présence ou l'absence de bruit hydrodynamique dans un contexte tel que celui de

l'Arc en Maurienne, j'ai voulu utiliser la localisation des sources de bruits comme paramètre discriminant. La position des sources de bruit dans la colonne d'eau est effectivement une caractéristique fortement discriminante puisque les bruits de surface agitée sont générés au niveau de la surface libre alors que les bruits du charriage sont générés au niveau du lit de la rivière. Différentes mesures ont donc été réalisées en ce sens. Le premier protocole expérimental utilise une antenne acoustique (multi capteurs) et le second protocole vise à explorer le champ de pression acoustique dans la rivière à la manière de l'exploration du champ de vitesse utilisé en hydrométrie. Ces deux expériences distinctes ont été entreprises afin de répondre aux deux questions suivantes :

- Peut-on discriminer les sources de bruit générées à la surface de celles générées au fond de la rivière ?
- Y-a-t-il une position optimale de l'hydrophone dans la colonne d'eau pour écouter le bruit généré par le charriage ?

Dans cette partie nous supposerons que l'ensemble des bruits enregistrés dans la gamme des [0.1-100 kHz] est soit lié aux inter-collisions de cailloux se déplaçant au fond de la rivière, soit dû à l'agitation de surface.

## **5.2 Mesures stéréo**

### **5.2.1 Matériel et méthode**

A l'aide de plusieurs capteurs acoustiques, il est possible d'identifier la direction de propagation des ondes acoustiques. Deux hydrophones ont été utilisés pour constituer une antenne verticale permettant de distinguer les sons issus du haut ou du bas de l'antenne (figure 5.1). Si un signal est généré au niveau du lit de la rivière, l'onde acoustique arrivera d'abord sur l'hydrophone le plus profond puis sur l'hydrophone le plus éloigné. Elle arrivera au second capteur avec un certain retard  $\tau$  (s). Si l'onde est générée au niveau de la surface libre elle arrivera avec un retard négatif, c'est-à-dire une avance sur l'hydrophone le moins profond. Le retard observé dépend de la différence de distance de propagation entre la source et les capteurs ainsi que de la célérité de l'onde acoustique dans la colonne d'eau. Dans notre configuration, plus la source est proche de l'axe vertical de l'antenne, plus les retards observés seront importants. Lorsque la source est située sur l'axe, la différence de distance de propagation est égale à la distance entre les deux capteurs (0,6 m) et le retard est maximal :

$$|\tau_{\max}| = \frac{d_{\max}}{c} = 0,4 \cdot 10^{-3} \text{ s} \quad (5.1)$$

Où  $c$  est la célérité des ondes acoustiques dans l'eau ( $1500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

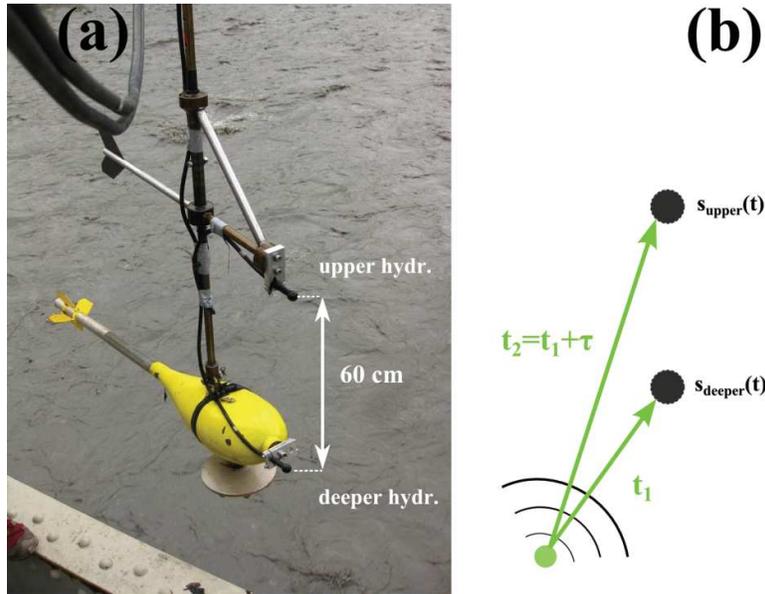


figure 5.1: (a) Deux hydrophones B&K 8105 ont été déployés dans l'Arc en Maurienne à l'aide d'un saumon hydraulique de 100 kg et d'une structure profilée en acier. Le dispositif est plongé dans l'eau et se positionne verticalement grâce au poids suffisant du saumon. L'antenne est répartie verticalement : un hydrophone est situé proche de la surface (upper hydr.) et l'autre proche du lit (deeper hydr.). La distance entre les deux capteurs est de 0,6 m; (b) Une source acoustique va atteindre les deux capteurs à des temps différents. Ici, la source arrive au capteur « deeper » au temps  $t_1$ . On dit qu'elle arrive avec un retard  $\tau$  (s) au capteur « upper », soit au temps  $t_2 = t_1 + \tau$ .

En considérant une célérité constante et isotrope dans la colonne d'eau, le retard ne dépend que de la différence de distance de propagation qui elle-même dépend de la position de la source par rapport à l'antenne. Ainsi, si l'on arrive à déterminer le retard à partir des signaux mesurés, on peut estimer la position de la source.

Pour calculer un retard, il faut pouvoir identifier un signal identique sur les deux enregistrements simultanés. Pour mesurer le fait que des informations identiques sont présentes dans les deux signaux, j'ai utilisé la fonction d'inter-corrélation définie ci-dessous :

$$R_{xy}(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} x(t)y(t - \tau)dt \quad (5.2)$$

Où  $R_{xy}$  est la fonction d'inter corrélation,  $x$  et  $y$  deux signaux dépendant du temps et  $\tau$  est le retard.

La fonction d'inter corrélation permet ainsi d'explorer un ensemble de valeurs retard  $\tau$  pour lesquels on mesure la ressemblance entre les signaux  $x$  et  $y$ . On considère que les signaux possèdent des informations semblables lorsque la fonction d'inter corrélation possède de fortes valeurs. A partir de la définition (5.2), on comprend que cette valeur est dépendante de la puissance du signal or ici on veut seulement juger de la ressemblance des signaux, c'est pourquoi la fonction d'autocorrélation a été adimensionnée en divisant par l'énergie des deux signaux, soit :

$$R_{xy}(\tau) = \frac{\int_0^{\infty} x(t).y(t - \tau)dt}{\sqrt{\int_0^{\infty} x^2(t)dt.\int_0^{\infty} y^2(t)dt}} \quad (5.3)$$

### 5.2.2 Résultats de l'antenne verticale

Des enregistrements de 30 secondes ont été réalisés pendant la chasse de l'Arc 2011, à fort débit, lorsque la hauteur d'eau a permis d'immerger l'antenne acoustique. Il faut noter que de nombreux enregistrements n'ont pu être utilisés à cause du bruit que génère la structure au niveau de la surface libre lorsque qu'elle est immergée dans l'écoulement. Un spectre de deux signaux enregistrés par l'antenne est présenté dans la figure 5.2. La forme et la valeur des densités spectrales de bruit sont relativement similaires entre les deux enregistrements. La puissance acoustique mesurée augmente brusquement à partir de 300-400 Hz avant de culminer aux alentours de 1 kHz puis chute vers les hautes fréquences. On observe tout de même quelques différences en niveau de puissance. A basse fréquence, le capteur situé en haute de la colonne d'eau reçoit une énergie plus forte. On explique cette différence par des vitesses d'écoulement locales plus fortes qu'au fond de la rivière. Il existe aussi des différences au niveau du pic à 1kHz et au-delà de 5 kHz. Ces différences n'ont pas pu être expliquées.

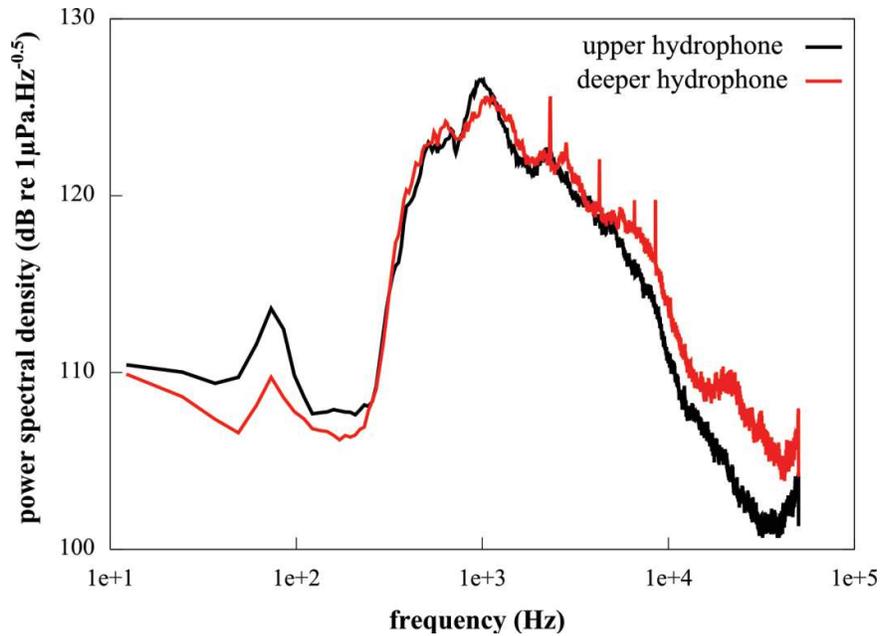


figure 5.2 : Densité spectrale de puissance (dB re  $1\mu\text{Pa}\cdot\text{Hz}^{-0.5}$ ) de deux enregistrements simultanés, mesurés par une antenne verticale. L'hydrophone le plus profond était situé à 30 cm du fond et le second hydrophone à 90 cm au dessus du lit. La hauteur d'eau totale était de 130 cm.

Les signaux reçus sont formés de nombreuses impulsions ayant une durée approximative de 20 ms. Afin d'analyser l'origine de chaque impulsion, les signaux de 30s ont été fractionnés, à l'aide d'une fenêtre glissante de  $2^{12}$  points ( $\sim 41$  ms). Pour chaque fenêtre, j'ai calculé la fonction d'inter corrélation adimensionnée avec des retards maximums de  $2^7$  points ( $\sim 1.3$  ms). Le résultat est présenté dans la figure 5.2.

Sur la carte d'inter corrélation (figure 5.3), on observe un comportement relativement constant de la fonction d'inter corrélation au cours du temps. Deux bandes de corrélation positive émergent de cette carte pour des retards  $|\tau| < 0.5$  ms. La bande de corrélation indique des valeurs de corrélations instantanées fortes  $> 0.4$  pour des retards positifs (figure 5.3a). Le comportement moyen de la fonction d'inter corrélation indique des maximums de corrélation pour les retards de 0.19 ms et -0.24 ms et une corrélation plus forte en moyenne pour les retards positifs (figure 5.3b).

Une corrélation forte pour des retards positifs indique un signal qui est en retard sur l'hydrophone le plus haut dans la colonne d'eau, c'est-à-dire pour des signaux venant du bas de la rivière. Quand le retard est négatif, le signal est en avance sur ce même hydrophone et vient depuis la surface libre. Pour chaque fenêtre de temps, le retard correspondant au maximum de corrélation a été calculé. Les portions de signal caractérisées par un retard positif ont été séparées des portions caractérisées par un retard négatif.

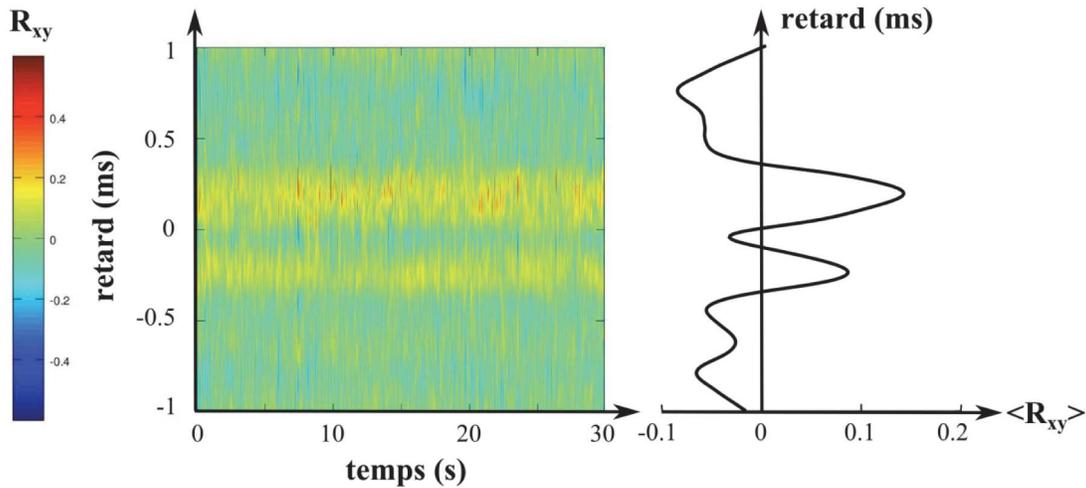


figure 5.3 : (a) Inter corrélation ( $R_{xy}$ ) entre les signaux reçu par l'antenne verticale en fonction du temps (s) et du retard (ms). Un retard positif correspond à un retard du signal reçu par l'hydrophone le plus haut par rapport à l'hydrophone le plus profond. (b) Moyenne temporelle des fonctions d'inter corrélation adimensionnées.

J'ai ensuite calculé la moyenne géométrique de la puissance spectrale de chaque groupe (figure 5.4). On remarque alors que les spectres obtenus sont très similaires et que la position du maximum de corrélation n'est donc pas déterminante dans la discrimination des processus mis en jeu ici.

L'analyse des signaux de l'antenne verticale indique que certains bruits viennent depuis le bas et d'autres depuis le haut de la colonne d'eau. J'ai construit deux groupes basés sur la valeur du retard présentant le maximum d'inter corrélation. L'étude des spectres de ces deux groupes n'a pu mettre en évidence la présence de deux sources de bruit bien distinctes. Il semblerait que les bruits parvenant aux deux hydrophones depuis des directions différentes aient des caractéristiques semblables, c'est pourquoi on peut s'interroger sur le rôle des interfaces que sont la surface libre et le lit de la rivière et leur capacité à réfléchir les ondes acoustiques. Si les ondes acoustiques étaient amenées à se réfléchir sur ces surfaces, on comprendrait aisément que des sources venant du haut et du bas de l'antenne soient identiques.

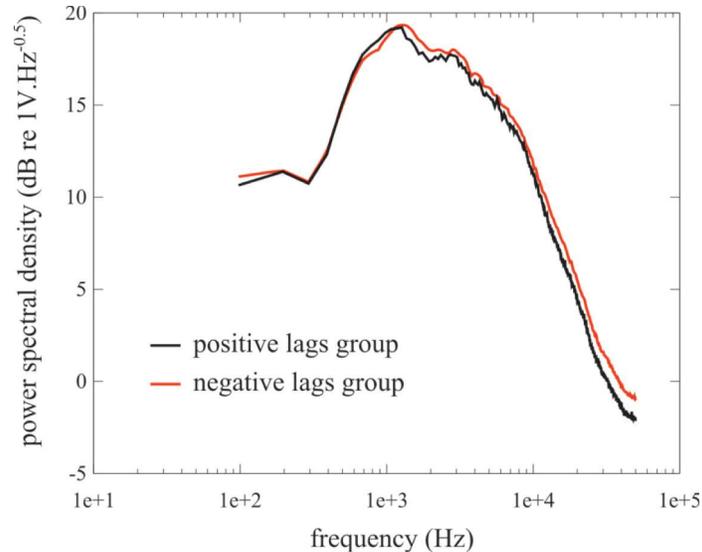


figure 5.4 : Densité spectrale de puissance (dB re 1V.Hz<sup>-0.5</sup>) pour deux groupes issus de l'analyse des fonctions d'inter corrélation. Les parties du signal ont été réparties dans chaque groupe en fonction du signe du retard correspondant à leur maximum d'inter corrélation.

### 5.3 Profils verticaux de bruit

Dans la continuité de cette exploration sur la verticale, la question du placement de l'hydrophone dans la colonne d'eau s'est posée. À quelle profondeur doit-on positionner l'hydrophone? Quel impact peut avoir le placement de l'hydrophone sur le signal reçu ?

Pour répondre à ces questions, une exploration de champ de pression acoustique a été menée à l'aide d'un unique hydrophone placé à plusieurs profondeurs dans la colonne d'eau (figure 5.5). Tous les enregistrements ont été réalisés à l'aide du système de mesure Mercier V1 et des hydrophones B&K type 8105. Les hydrophones étaient placés sur le nez d'un saumon hydraulique. Un saumon de 100 kg a été utilisé pour les mesures faites dans l'Arc en Maurienne et un saumon de 30 kg dans la Drau. La durée de chaque enregistrement a varié de 30 s à 1 min ; cette durée a été déterminée par les conditions de mesure, elles même dépendantes de la présence de flottants présents dans la rivière. Les profils verticaux ont été réalisés le plus rapidement possible (entre 5 min et 15 min) afin que les conditions hydrodynamiques puissent être considérées comme constantes.

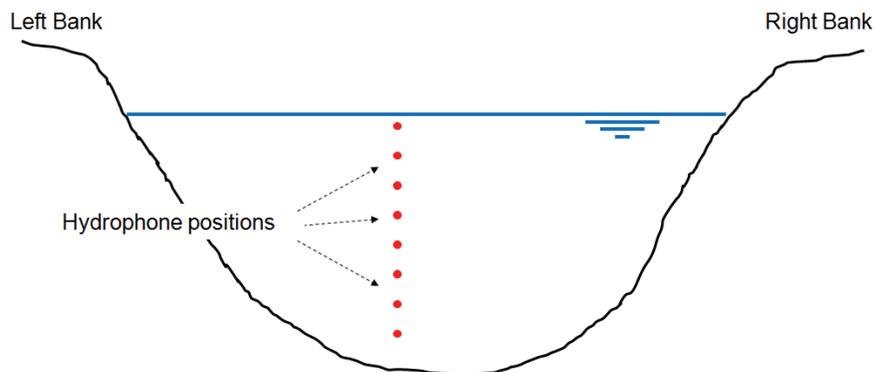


figure 5.5 : À l'aide d'un saumon hydraulique, un hydrophone a été placé à différentes positions dans la colonne d'eau. La profondeur de l'hydrophone a été estimée à l'aide de la longueur de câble déployée et d'une estimation visuelle de l'angle du câble du treuil par rapport à la verticale.

Des profils verticaux de bruit ont été réalisés lors de la chasse de l'Arc en 2011 pour des débits variant de 50 à 120 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>. Ces profils d'intensité sonore sont représentés dans la figure 5.6.

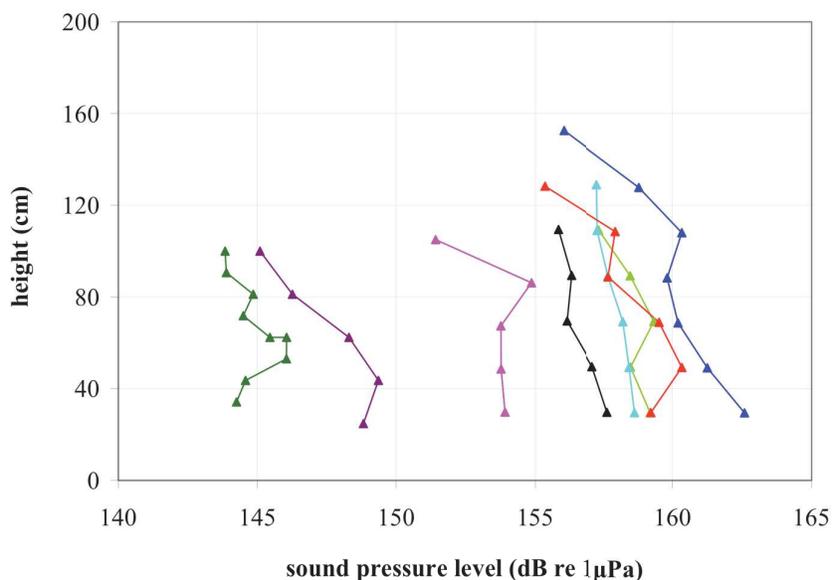


figure 5.6 : Hauteur de l'hydrophone par rapport au lit de la rivière (cm) en fonction du niveau de bruit large bande (dB re 1µPa sur une bande de fréquence 0.2-50 kHz). Profils réalisés lors de la chasse de l'Arc 2011. Chaque point représente une minute d'enregistrement et chaque série de donnée représente un profil vertical de bruit réalisé à un moment donné de la crue (dans un intervalle de temps < 15min).

On remarque une tendance générale à l'augmentation du niveau de bruit de 3 à 5 dB lorsqu'on se rapproche du lit de la rivière. On remarque cependant certains profils où cette tendance s'infléchit à proximité immédiate du fond, ce que nous n'expliquons pas pour le moment. Pour un profil vertical de bruit, j'ai représenté l'évolution typique du spectre avec la position de l'hydrophone (figure 5.7). Ici, la hauteur totale de la colonne d'eau était de 1,10 m et des enregistrements ont été réalisés tous les 10 cm environ. On remarque un comportement constant de la puissance spectrale au dessus de 2 kHz où l'on retrouve les mêmes valeurs de puissance à 2 dB près. Dans le régime des basses fréquences ( $< 0.1$  kHz), la puissance mesurée semble être également peu dépendante de la position de l'hydrophone. Cependant, entre 0.1 et 2 kHz on remarque de grands écarts dans la densité spectrale de puissance et on note jusqu'à 10 dB de différence.

En se rapprochant de la surface libre, une atténuation du signal sur une bande de fréquence moyenne (entre 0.1 kHz et 3 kHz) a été observée sur l'ensemble des profils réalisés pendant la chasse de l'Arc 2011. Il a aussi été remarqué à plusieurs reprises que pour les enregistrements réalisés au voisinage immédiat de la surface, l'atténuation était plus forte et ce sur une plus large bande de fréquence pouvant atteindre les 10 kHz. Cette même expérience a été réalisée en septembre 2011 lors d'une crue de la Drau. Trois profils verticaux de bruit ont été réalisés avec un point tous les 20 cm et une hauteur d'eau totale de 170 à 190 cm. Un des profils verticaux de puissance spectrale est présenté ci-après (figure 5.8). Le résultat obtenu s'est montré similaire aux expériences faites dans l'Arc en Maurienne. Lorsque que l'on se déplace vers le fond de la rivière, la puissance acoustique des basses fréquences augmente alors que le niveau de bruit des hautes fréquences reste relativement constant. Contrairement aux mesures réalisées dans l'Arc, on remarque des variations de puissance acoustique au dessous de 100 Hz en fonction de la profondeur. Ces variations ont pu être identifiées comme étant du bruit de mesure lié à la vibration du câble portant le saumon hydraulique.

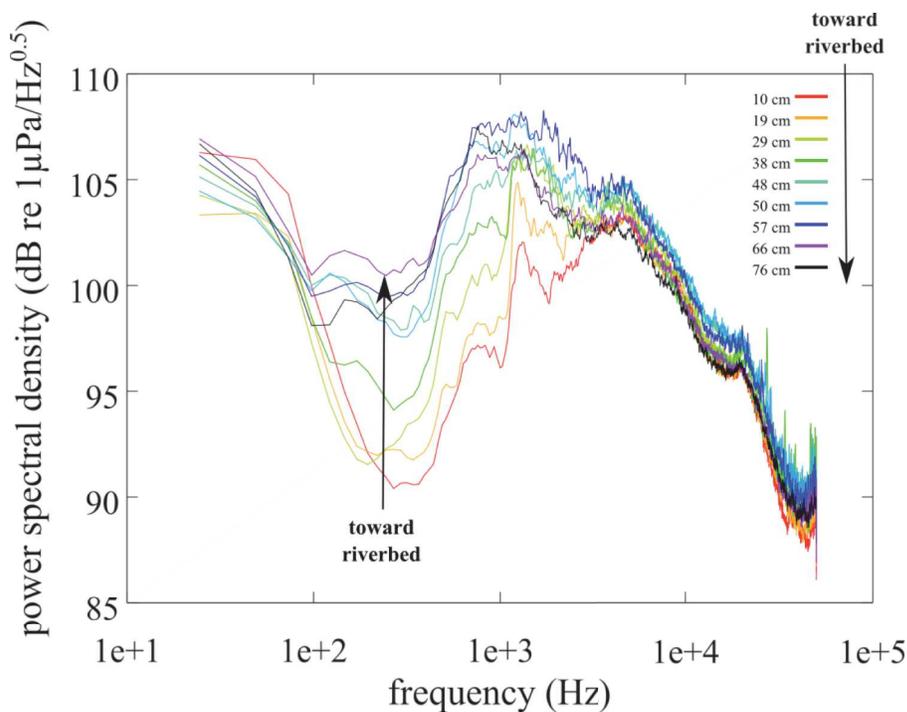


figure 5.7 : Profil de bruit réalisé dans l'Arc en Maurienne en crue ( $h=110$  cm). Densité spectrale de puissance (dB re  $1\mu\text{Pa}\cdot\text{Hz}^{-0.5}$ ) calculée par la méthode de Welch ( $2^{12}$  points,  $F_s=100$  kHz). Chaque spectre correspond à un enregistrement de 30 secondes réalisé à différentes profondeurs dans la colonne d'eau. La couleur indique la profondeur de l'hydrophone dans la colonne d'eau, elle est spécifiée dans la légende (de 10 à 76 cm). La flèche indique le sens de lecture des enregistrements faits au niveau de la surface libre vers le lit de la rivière.

Ainsi pour deux rivières différentes, le même comportement a pu être observé à plusieurs reprises :

- augmentation du signal acoustique pour des fréquences comprises entre 0.1 et 5 kHz lorsqu'on déplace l'hydrophone vers le lit de la rivière.
- niveau de bruit relativement constant pour les hautes fréquences ( $> 10$  kHz), quelque soit la profondeur de l'hydrophone.

La première de ces observations indiquerait que plus on se rapproche du lit de la rivière plus les bruits de charriage sont forts.

Pendant, une troisième série de profils dans l'Arc en Maurienne à faible débit vient contredire cette hypothèse. Lors de cette mesure réalisée à l'étiage, deux types de bruits ont été distingués. Le bruit en dessous de 2 kHz a été identifié comme du bruit de surface (expertise auditive et forme du spectre identique aux mesures réalisées dans le Domeynon, cf. section 3.2.4) ; le bruit au dessus de 2 kHz correspond à un

transport de petits graviers (voir figure 5.9). On remarque ici aussi que la puissance acoustique augmente avec la profondeur quelque soit le bruit écouté donc en particulier pour les bruits de surface (<2 kHz, +5 dB pour 30 cm de déplacement), alors que l'on s'éloigne cette fois ci de la source de bruit.

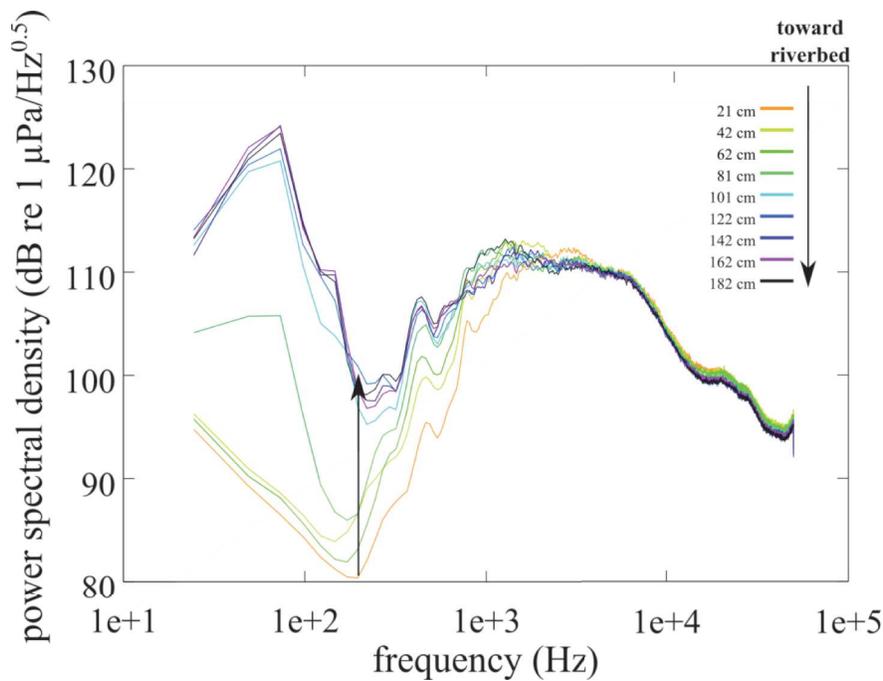


figure 5.8 : Profil de bruit réalisé dans la Drau en crue ( $h=250$  cm). Densité spectrale de puissance (dB re  $1\mu\text{Pa}\cdot\text{Hz}^{-0.5}$ ) calculée par la méthode de Welch (212 points,  $F_s=100$  kHz). Chaque spectre correspond à un enregistrement de 30s réalisé à différente hauteur dans la colonne d'eau. La couleur indique la profondeur de l'hydrophone dans la colonne d'eau, elle est spécifiée dans la légende (de 20 à 180 cm). La flèche indique le sens de lecture des enregistrements faits au niveau de la surface libre vers le lit de la rivière.

Étant donné que ces enregistrements ne sont pas simultanés, les résultats obtenus peuvent toujours être remis en cause par la non stationnarité des processus mis en jeu dans la rivière et donc des sources de bruit présentes au moment de chaque mesure. Cependant, l'exploration du champ de pression acoustique selon la verticale nous a toujours livré les mêmes résultats. Aucune explication liée à des différences de sources de bruit ne permet de répondre totalement à ces observations, c'est pourquoi je me suis intéressé aux propriétés de propagation des ondes acoustiques dans une rivière.

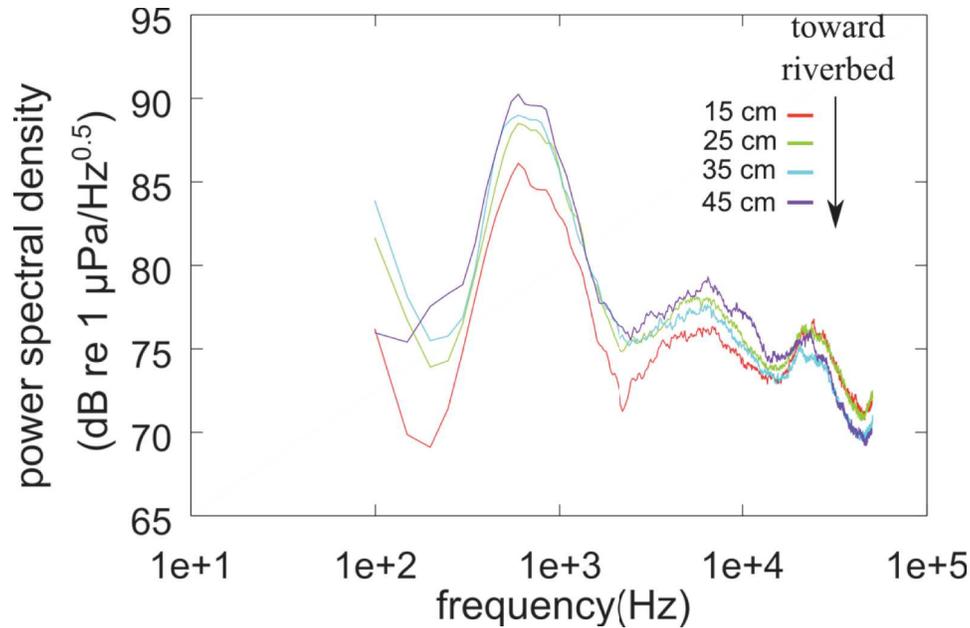


figure 5.9 : Profil de bruit réalisé dans l’Arc en Maurienne à l’étiage (h=50 cm). Densité spectrale de puissance (dB re 1 $\mu$ Pa.Hz<sup>-0.5</sup>) calculée par la méthode de Welch (212 points, Fs=100 kHz). Chaque spectre correspond à un enregistrement de 180 secondes réalisé à différentes profondeurs dans la colonne d’eau. La couleur indique la profondeur de l’hydrophone dans la colonne d’eau, elle est spécifiée dans la légende (de 15 à 45 cm). La flèche indique le sens de lecture des enregistrements faits au niveau de la surface libre vers le lit de la rivière.

## 5.4 Acoustique de la rivière

Il existe très peu d’explorations acoustiques large bande en milieu fluvial. En effet, les outils acoustiques utilisés dans les rivières sont plutôt des équipements d’acoustique active de type ADCP, utilisant des sources sonores à bandes étroites et de l’ordre du la centaine de kHz au MHz. En revanche, il existe une bibliographie importante sur l’étude des bruits dans l’océan, de nombreux acousticiens/océanographes utilisent le son pour décrire les caractéristiques de cet environnement. Je me suis essentiellement instruit à l’aide de deux livres. Le premier intitulé « Sounds in the sea », d’Herman Medwin et ses collègues, permet de découvrir la physique mise en jeu dans l’étude de la propagation des ondes acoustiques en milieu marin. Le second livre plus mathématique est le « Computational Ocean Acoustics » qui détaille les différentes méthodes utilisées pour modéliser la propagation des ondes acoustiques dans l’océan. J’ai donc utilisé

des outils de bases développés par cette communauté pour comprendre et décrire notre environnement acoustique.



## Chapitre 6 Généralités sur la propagation des ondes acoustiques

Dans ce chapitre, on cherche à comprendre et évaluer les processus de propagation des ondes acoustiques pouvant agir sur les mesures que l'on fait. On a vu précédemment que le champ de pression acoustique pouvait varier en fonction de la profondeur et il semble peu probable que ces observations soient explicables par une différence de sources de bruit. Il est donc temps d'approfondir nos connaissances théoriques sur la propagation des ondes dans notre environnement afin de pouvoir estimer la répartition du champ de pression dans la rivière. Les lois de propagations se définissent à partir de la géométrie du milieu de propagation étudié et de ses conditions aux limites. La dispersion géométrique est le résultat de différents processus: réflexion, réfraction et diffraction. Ces processus peuvent mener à une répartition complexe du champ de pression acoustique (interférences) Mais ces processus ne sont pas les seuls responsables des variations d'intensités : d'autres mécanismes mènent à des pertes d'énergie (atténuation volumique, dispersion surfacique et volumique, etc.). Ces processus sont généralement dépendants des fréquences des ondes. Cette partie vise à expliquer les phénomènes fondamentaux de l'acoustique et j'apprécierai l'importance de chaque phénomène dans notre cas d'étude qu'est la rivière.

### 6.1 Equations d'onde

Une onde acoustique peut être définie par une perturbation du champ de pression qui se déplace dans un milieu élastique (fluide, solide) avec une célérité qui dépend des propriétés du milieu considéré. On peut caractériser cette perturbation par des variations de pression autour d'une position d'équilibre (successions de surpressions et dépressions). On définit alors la pression d'acoustique comme étant une fluctuation de pression autour d'une valeur de pression ambiante  $p_0$  :

$$p_{totale} = p_0 + p \quad (6.1)$$

Il faut noter que la pression acoustique  $p$  est faible devant la pression ambiante  $p_0$ .

Cette pression acoustique est régie par une équation d'onde contenant des dérivées partielles dépendantes du temps et de l'espace. L'équation d'onde dans un fluide est construite à partir des équations de l'hydrodynamique et de la relation adiabatique

entre pression et densité. Sous certaines hypothèses (petites perturbations – variations lentes de la densité dans l’espace et le temps) et approximations (approximation linéaire au premier ordre), on peut établir l’équation d’onde linéaire suivante, ici exprimée en termes de pression :

$$\nabla^2 p - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = 0 \quad (6.2)$$

Où  $p$  est la pression acoustique (Pa) et  $c$  la célérité de l’onde propagée (m.s<sup>-1</sup>). On remarque ici que cette équation ne contient pas de termes d’atténuations.

Lorsqu’on ajoute des sources ponctuelles dans le milieu, on ajoute un terme de forçage menant à l’équation d’onde inhomogène suivante :

$$\nabla^2 p - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = f(\vec{X}, t) \quad (6.3)$$

où  $f(\vec{X}, t)$  représente l’ajout du source de bruit volumique comme étant une fonction du temps  $t$  et de l’espace  $\vec{X}$ .

En acoustique, il est courant de réduire le degré de cette équation à dérivée partielle en utilisant la transformée de Fourier par rapport au temps :

$$p(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} p(\omega) e^{-i\omega t} d\omega \quad (6.4)$$

$$p(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} p(t) e^{i\omega t} dt \quad (6.5)$$

On obtient alors l’équation de Helmholtz:

$$\left[ \nabla^2 + k^2 \right] \cdot p(\vec{X}, \omega) = f(\vec{X}, \omega) \quad (6.6)$$

Où  $k$  (m<sup>-1</sup>) est le nombre d’onde du milieu à la pulsation  $\omega$  (s<sup>-1</sup>):

$$k = \frac{\omega}{c} \quad (6.7)$$

Il existe de nombreuses techniques pour résoudre cette équation (méthode des rayons, méthode d'intégration du nombre d'onde, méthode des modes normaux, etc.). Nous proposerons une méthode de résolution au paragraphe 6.5 mais il faut d'abord préciser notre problème. Les solutions de l'équation d'onde vont dépendre essentiellement de trois facteurs:

- des dimensions du problème (géométrie),
- des conditions limites (surface libre et interface eau/sédiment)
- de la variation du nombre d'onde dans l'espace (c'est-à-dire des variations de la célérité ou des fréquences).

Les sections suivantes viennent préciser ces différents points. Nous allons définir la géométrie du problème, étudier nos conditions limites puis quantifier différents processus de propagation d'onde (Atténuation, Absorption, Diffraction).

## 6.2 Géométrie du problème

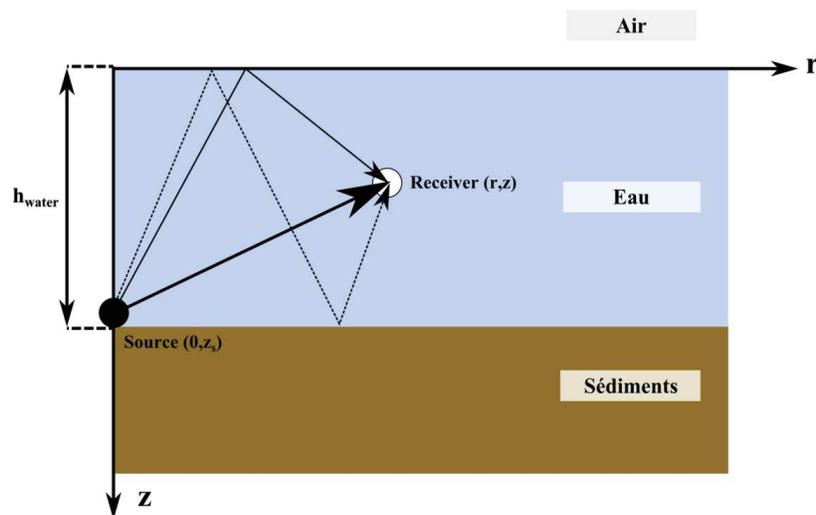


figure 6.1 : Schéma de l'environnement de propagation des ondes acoustiques. Une source ponctuelle est placée à une profondeur  $z_s$  et on cherche à résoudre l'équation d'onde dans l'espace « Eau ». Les conditions limites sont situées au niveau des interfaces avec les demi-espaces « air » et « sédiments » et pour des distances  $r \rightarrow \infty$ . Le problème est donc uniquement dépendant de la hauteur d'eau et des conditions limites.

L'environnement de la rivière sera représenté par un espace infini délimité par deux plans (figure 6.1), c'est le cas classique du guide d'onde de Pekeris [Pekeris, 1945]. Les deux plans représentent les interfaces air/eau et eau/sédiment. Pour chaque milieu, on considèrera que ses caractéristiques sont constantes dans l'espace et le

temps (Les caractéristiques du milieu sont la célérité des ondes acoustiques et la masse volumique). Les dimensions du problème sont celles de la rivière. On considèrera des hauteurs d'eau de l'ordre de la dizaine de cm à la dizaine de m et des distances de propagation pouvant atteindre la centaine de mètres. Les célérités considérées seront celles de la bibliographie.

### 6.3 Conditions limites

Deux types de conditions limites sont à définir : à chaque interface et à l'infini. On considèrera la non-radiation des ondes acoustiques pour une distance l'infini (i.e pression nulle à l'infini). A l'interface entre chaque milieu, les conditions limites sont régies par des discontinuités en termes de célérité et de masse volumique. Des lois de transmission et de réflexions d'onde sont à précisées, c'est l'objet de la section suivante.

#### 6.3.1 Lois de réflexion

On considère une onde incidente à l'interface entre deux milieux. Une partie de cette onde est transmise au milieu 2 et une autre partie est réfléchié dans le milieu 1 (figure 6.2). On définit les coefficients de réflexion R et de transmission T par le rapport des amplitudes des ondes acoustiques réfléchies et transmises sur l'amplitude de l'onde incidente. A l'interface, les conditions aux limites sont définies par la continuité de pression et de vitesse verticale des deux milieux:

$$p_1 = p_2 \quad v_{z,1} = v_{z,2} \quad (6.8)$$

La pression dans le milieu 1 est égale à la somme des pressions de l'onde incidente et de l'onde réfléchié. La pression du milieu 2 est égale à la pression de l'onde transmise. La continuité de pression amène facilement à la loi de Snell-Descartes :

$$\frac{\cos \theta_1}{c_1} = \frac{\cos \theta_2}{c_2} \quad (6.9)$$

On peut aussi démontrer les relations suivantes pour les coefficients de réflexion et de transmission :

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad T = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (6.10)$$

Où  $Z_i = \frac{\rho_i c_i}{\sin \theta_i}$  est l'impédance effective du milieu i.

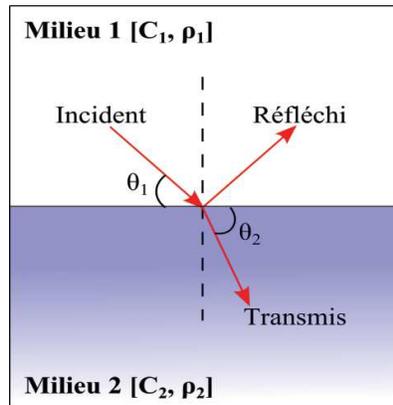


figure 6.2 : Réflexion et transmission entre deux interfaces fluides.

### 6.3.2 Interface eau-air

On s'intéresse à la propriété de transmission des ondes acoustiques depuis la rivière au niveau de la surface libre : soit de l'eau vers l'air. La densité de l'air est d'environ  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$  et la célérité des ondes acoustiques est estimée à  $340 \text{ m.s}^{-1}$ . Pour l'eau de la rivière, on supposera une densité de  $1000 \text{ kg m}^{-3}$  et une célérité de  $1500 \text{ m.s}^{-1}$ . L'impédance caractéristique des milieux est calculée par le produit de la masse volumique et de la célérité dans chacun des milieux, on obtient :

$$Z_{\text{air}}=408 \text{ Pa.s.m}^{-1} \text{ et } Z_{\text{eau}}=1\ 500\ 000 \text{ Pa.s.m}^{-1}$$

Le calcul montre une différence de plusieurs ordres de grandeur entre les impédances acoustiques des deux milieux. En utilisant l'équation (6.10), on comprend que le coefficient de réflexion de l'eau vers l'air vaut approximativement -1. C'est-à-dire que la réflexion est totale et que le signal est déphasé de  $180^\circ$ .

### 6.3.3 Interface eau-sédiment

L'impédance acoustique des sédiments varie selon le type de sédiment qui constitue le fond de la rivière. Des valeurs caractéristiques de célérités et de masses volumiques sont proposées dans la table 6.1.

Les fonds océaniques peuvent être de très bons réflecteurs, particulièrement lorsque l'angle d'incidence est faible. D'après l'équation (6.10), il peut y avoir une réflexion parfaite ( $|R|=1$ ) si l'impédance effective  $Z_2$  est purement imaginaire, ce qui implique que  $\cos\theta_2 > 1$ . D'après la loi de Snell-Descartes (6.9), on a donc réflexion totale lorsque l'angle d'incidence est inférieur à l'angle critique suivant :

$$\theta_c = \arccos\left(\frac{c_1}{c_2}\right) \quad (6.11)$$

On doit d'abord remarquer que cet angle critique n'existe que si  $c_2 > c_1$ , ce qui est généralement le cas (table 6.1). En fonction de l'angle d'incidence, on peut alors établir deux cas :

- Pour  $\theta_i < \theta_c$ , la réflexion est considérée comme totale ( $|R|=1$ ), avec un déphasage de l'onde dépendant de l'angle d'incidence.
- Pour  $\theta_i > \theta_c$ , la réflexion est partielle ( $|R| < 1$ ) et il n'y a pas de déphasage de l'onde lors de la réflexion.

	porosity	$\rho_b / \rho_w$	$c_p$	$c_s$	$\alpha_p$	$\alpha_s$
bottom type	(%)	-	(m.s <sup>-1</sup> )	(m.s <sup>-1</sup> )	(dB/ $\lambda_p$ )	(dB/ $\lambda_s$ )
clay	70	1.5	1500	<100	0.2	1.0
silt	55	1.7	1575	$C_s^{(1)}$	1.0	1.5
sand	45	1.9	1650	$C_s^{(2)}$	0.8	2.5
gravel	35	2.0	1800	$C_s^{(3)}$	0.6	1.5
moraine	25	2.1	1950	600	0.4	1.0
limestone	-	2.4	3000	1500	0.1	0.2

$$C_s^{(1)}=80z^{0.3}, C_s^{(2)}=110z^{0.3}, C_s^{(3)}=180z^{0.3}$$

Table 6.1 : Propriétés géo-acoustiques de différents type de sols (issu de *Hamilton* [1980 ; 1987]).  $C_p$  est la vitesse de compression et  $C_s$  la vitesse de cisaillement des ondes acoustiques. Les coefficients  $\alpha$  sont des coefficients d'atténuation pour les ondes de compression et de cisaillement exprimés en dB/ $\lambda$  (cf section 6.4.1).  $Z$  est la profondeur (m).

### 6.3.4 Guide d'onde acoustique

La surface libre et le lit de la rivière peuvent donc jouer le rôle de bons réflecteurs, pour des angles de faible incidence tout particulièrement. Ainsi, les ondes acoustiques vont pouvoir se réfléchir à plusieurs reprises au niveau des interfaces et la tranche d'eau pourra jouer le rôle d'un guide d'onde. Étant donné le rapport entre la hauteur d'eau (~1 m) et les plus grandes longueurs d'ondes considérées (15 m), le train d'onde direct n'est peut-être pas complètement arrivé au récepteur alors que le premier rayon réfléchi arrive déjà. Ce jeu de multiples réflexions peut être difficile à modéliser car donnant lieu à des phénomènes d'interférences. Grâce à la résolution de l'équation d'onde par la théorie des modes, nous verrons plus tard, quel est l'impact de ce guide d'onde sur la répartition spatiale du champ de pression.

Mais tout d'abord, je vais détailler les pertes de transmissions qui ne sont pas dues à la divergence géométrique mais à d'autres processus tels que l'absorption, la diffraction, etc.

## 6.4 Pertes de transmissions

### 6.4.1 Atténuation volumique

Plusieurs processus sont à l'origine de pertes d'énergie dans la transmission des ondes acoustiques. Lorsqu'une onde se propage dans un milieu, une partie de son énergie est perdue sous forme de chaleur. Les effets d'atténuations peuvent être exprimées à l'aide d'un coefficient d'atténuation  $\alpha$  exprimé en dB/km tel que :

$$\alpha = \frac{1}{x} 20 \log \left( \frac{p_0}{p} \right) \quad (6.12)$$

Où  $x$  est la distance de propagation de l'onde (m ou km) et  $p$  la pression acoustique. Ces pertes de propagations sont généralement d'autant plus grandes que les fréquences considérées sont grandes. Ainsi, il est courant de décrire un environnement par un coefficient d'atténuation en dB par longueur d'onde (dB/ $\lambda$ ).

Dans l'eau douce, l'atténuation des ondes acoustiques est majoritairement due à la viscosité du fluide. Le coefficient d'atténuation (dB km<sup>-1</sup>) est proportionnel au carré de la fréquence. La formule simplifiée d'*Ainslie and McColm* [1998] exprime ce coefficient en fonction de la température de l'eau :

$$\alpha_w = 0.00049 f^2 e^{-\left(\frac{T}{27} + \frac{D}{17}\right)} \quad (6.13)$$

Où  $\alpha_w$  est le coefficient d'absorption ( $\text{dB km}^{-1}$ ),  $T$  est la température ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $D$  la profondeur (m) et  $f$  la fréquence (kHz).

Pour nos fréquences d'intérêt comprises entre 100 Hz et 100 kHz, les coefficients d'atténuations vont de  $10^{-5} \text{ dB km}^{-1}$  à  $5 \text{ dB km}^{-1}$ . Ainsi une atténuation maximale de 0.5 dB serait à considérer pour un bruit s'étant propagé sur une centaine de mètres. Ceci semble négligeable par rapport aux pertes d'énergie dues à la dispersion géométrique.

L'atténuation dans les sédiments est de plusieurs ordres de grandeur plus grande que dans l'eau. Ces valeurs dépendent du type de sol considéré (table 6.1). Par exemple, avec une fréquence de 1 kHz, l'onde s'atténue de  $330 \text{ dB km}^{-1}$  dans un sédiment type 'gravier' contre  $0.001 \text{ dB km}^{-1}$  dans l'eau. La propagation des ondes acoustiques dans le sédiment est donc largement affectée par l'absorption des ondes acoustiques. Les distances de propagations sont donc courtes pour nos fréquences d'intérêts. Malgré une structure géologique du lit de la rivière qui pourrait être complexe et présenter des discontinuités de célérité, on considèrera que les ondes acoustiques s'atténuent rapidement dans le sédiment et qu'elles ne reviennent jamais dans la colonne d'eau. L'hypothèse d'un demi-espace « sédiment » considéré comme infini est ici justifiée.

#### 6.4.2 Effet des matières en suspensions

Lorsque les rivières sont en crues, les concentrations de matières en suspension (MES) peuvent être fortes. Dans une rivière comme l'Arc en Maurienne, il n'est pas rare d'observer des pics de concentrations dépassant les 10 g/l au moment des chasses [Camenen, 2008 ; Antoine, 2012]. On sait que les matières en suspension ont un effet sur la propagation des ondes acoustiques car des mesures de cette matière en suspension ont été réalisées par acoustique active [Moore et al., 2012 ; Thorne et al., 2011]. Les signaux utilisés se situent dans une gamme haute de fréquence, de 0.3 à 5 MHz. Malgré la différence de bande de fréquence considérée j'ai appliqué les outils utilisés par cette technique pour évaluer le rôle des MES sur la propagation des ondes acoustiques dans notre rivière.

Les pertes de propagation par la matière en suspension sont expliquées par deux processus : la diffraction par les particules en suspension et l'atténuation par la viscosité. Dans les deux cas, cette atténuation dépend de la taille des particules et elle est proportionnelle à la concentration massique. Les propriétés de ces processus

sont exprimées à l'aide d'un nombre d'onde adimensionné par la taille des particules, soit :

$$k_a = 2\pi \frac{a}{\lambda} \quad (6.14)$$

Où  $a$  est le diamètre de la particule solide (m) et  $\lambda$  la longueur d'onde (m). Ce nombre adimensionné sera appelé nombre d'onde particulaire afin d'éviter toute confusion avec le nombre d'onde défini dans l'équation (6.7).

Notre cas d'étude se situe dans des conditions du régime dit de Rayleigh car les longueurs d'onde d'intérêt sont bien supérieures aux tailles des sédiments mis en suspension. Les particules les plus grossières que l'on pourra trouver en suspension peuvent être des sables [Antoine, 2012]. Si l'on considère des particules de sable de diamètre 100  $\mu\text{m}$ , une célérité de 1500  $\text{ms}^{-1}$  dans l'eau et une gamme de fréquence de 100 Hz à 100 kHz, on obtient des nombres d'onde particuliers variant de  $4 \cdot 10^{-5}$  à  $4 \cdot 10^{-2}$  ( $k_a \ll 1$ ). A titre de comparaison, les mesures de matières en suspension avec ADCP sont réalisées avec des nombres d'onde particuliers supérieurs à  $10^{-1}$  [Thorne and Hanes, 2002].

Les effets de la suspension peuvent être caractérisés par des coefficients d'absorption  $\alpha_s$  ( $\text{neper} \cdot \text{m}^{-1}$ ) définis tels que :

$$p_r = p_i e^{-\alpha_s r} \quad (6.15)$$

Avec  $p_r$  la pression acoustique reçue,  $p_i$  la pression acoustique incidente et  $r$  la distance de propagation de l'onde (m). Le coefficient d'absorption peut être calculé à partir de deux composantes associées aux effets de viscosité ou de diffraction :

$$\alpha_s = \alpha_{visc} + \alpha_{scat} \quad (6.16)$$

Chaque composante est proportionnelle à la concentration  $M$  en matière en suspension ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) :

$$\alpha_s = M [\zeta_{visc} + \zeta_{scat}] \quad (6.17)$$

Les constantes d'atténuations  $\zeta$  peuvent se calculer en fonction de relations fonctions de la taille des particules et du nombre d'onde adimensionné  $k_a$ .

Pour la **composante de diffraction**, on peut utiliser la formule empirique de *Thorne & Meral* [2008] :

$$\alpha_{scat} = \frac{3Ma^2\chi}{4\rho_s a^3} \quad (6.18)$$

Où :

$$\chi = \frac{0.29k_a^4}{0.95 + 1.28k_a^2 + 0.25k_a^4} \quad (6.19)$$

Cette formule a été établie pour des sables et des fréquences de l'ordre du Mhz.

Pour la **composante visqueuse**, j'ai utilisé la formulation d'Urlick (1948) :

$$\xi_{visc} = \frac{k(g-1)^2}{2\rho_s} \left[ \frac{s}{s^2 + (g + \delta)^2} \right] \quad (6.20)$$

Où :

$$\begin{aligned} s &= \frac{9}{4ba} \left[ 1 + \frac{1}{ba} \right] \\ g &= \frac{\rho_s}{\rho_w} \\ \delta &= \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{9}{2ba} \right] \\ b &= \sqrt{\frac{\omega}{2\nu}} \end{aligned} \quad (6.21)$$

Où  $k_a$  est le nombre d'onde ( $m^{-1}$ ),  $\rho_s$  et  $\rho_w$  sont la densité du sédiment et de l'eau ( $kg.m^{-3}$ ),  $a$  le diamètre de la particule (m),  $\omega$  la fréquence radiale (Hz),  $\nu$  la viscosité cinématique de l'eau ( $m^2.s^{-1}$ ).

A l'aide des formules précédentes, les coefficients d'atténuation ont été calculés pour des sables de diamètre 100  $\mu m$  à une (forte!) concentration de 10 g/L et pour des fréquences comprises entre 0.1 et 100 kHz (Table 6.2). On constate premièrement

que l'effet des matières en suspension est bien supérieur à l'effet d'atténuation de l'eau (constante d'atténuation de trois ordres de grandeur au dessus). Pour une concentration de 10 g/l, les valeurs d'atténuation calculées sont assez faibles ( $\alpha < 6,3 \cdot 10^{-2}$  dB/m) si l'on considère des distances de propagation de l'ordre de 10 m. Mais pour des distances de propagation de l'ordre de 100 m, les effets des matières en suspension pourraient être observables, de l'ordre de quelques dB pour des fréquences supérieures à 10 kHz.

	Fréquences (kHz)			
	0.1 kHz	1 kHz	10 kHz	100 kHz
$\alpha_{scat}$ (dB/m)	$3 \cdot 10^{-16}$	$3 \cdot 10^{-12}$	$3 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-4}$
$\alpha_{visc}$ (dB/m)	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$

Table 6.2 : Composantes d'atténuation calculées selon (6.18) et (6.20) pour une concentration de 10 g/L, une densité de sédiment de  $2000 \text{ kg/m}^3$  et une viscosité cinématique de  $1,20 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .

Étant donnés ces effets faibles de la matière en suspension sur la propagation d'une large gamme de nos fréquences d'intérêt, cette atténuation sera négligée par la suite. Il faut cependant noter que les matières en suspension peuvent atteindre de très fortes concentrations dans des rivières de montagnes et que leur effet pourrait être notable, particulièrement dans les hautes fréquences.

### 6.4.3 Surfaces rugueuses

Lorsque les ondes acoustiques interagissent avec une surface plane, on a vu qu'elles pouvaient être réfléchies. Cette réflexion peut être caractérisée par un coefficient de réflexion, exprimé selon (6.10). Dans notre cas, ces surfaces correspondent à la surface libre et au lit de la rivière. Ces surfaces ne sont pas parfaitement planes mais présentent une certaine rugosité. Ces irrégularités de surfaces vont créer de la diffraction lorsqu'une onde se réfléchit. Ici aussi, ces effets de diffraction sont d'autant plus forts que la longueur d'onde est petite devant la taille des rugosités. Lorsque la rugosité est faible devant la longueur d'onde, la formule suivante [Brekhovskikh & Lysanov, 1991] permet d'estimer un coefficient de réflexion rugueux:

$$R_{rough} = R e^{-0.5\Gamma^2} \quad (6.22)$$

où  $\Gamma \equiv 2k\sigma \sin \theta$  est le paramètre de rugosité de Rayleigh, avec  $\theta$  l'angle de rasance,  $\sigma$  la valeur efficace des rugosités (m) et  $k=2\pi/\lambda$  le nombre d'onde ( $m^{-1}$ ).

Le rapport entre le coefficient de réflexion rugueux et le coefficient de réflexion sans rugosité est calculé pour plusieurs fréquences et taille de rugosités selon (6.22) et représenté sur la figure 6.3. On constate que les effets de diffraction au niveau des surfaces rugueuses sont négligeables si la longueur d'onde est supérieure aux rugosités de plus de trois ordres de grandeur, ces effets de diffraction sont importants pour les longueurs d'onde plus faibles.

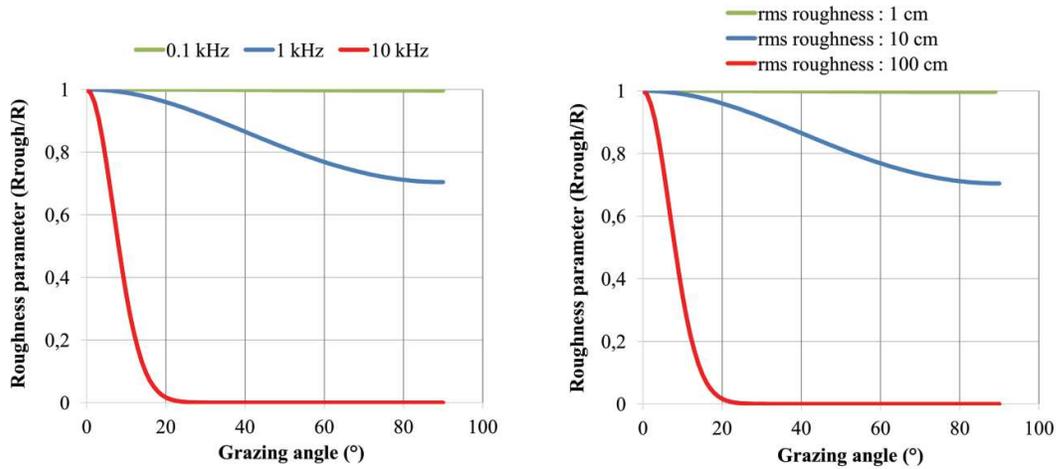


figure 6.3: Rapport entre le coefficient de réflexion rugueux calculé avec (6.22) ci-dessus et le coefficient de réflexion calculé par (6.10) en fonction de l'angle rasance ; (a) Calculs réalisés avec une rugosité de 10 cm et 3 ordres de grandeur de fréquences (0.1, 1, 10) ; (b) Calculs réalisés avec une fréquence de 1kHz et 3 paramètres de rugosités explorés (1, 10 et 100 cm).

La rugosité masque en théorie la plupart des sources de bruit lointaines si l'on considère la propagation rectiligne des ondes sonores ; elle limite donc la portée de la mesure. La diffraction permet de capter ces ondes masquées de manière indirecte, ce qui augmente donc le domaine de sensibilité du capteur. On a vu que cette diffraction s'accompagne d'une transformation de l'onde sonore par un filtrage de certaines fréquences. La taille des matériaux les plus grossiers du lit est le facteur caractéristique de ce phénomène. On retiendra la nécessité d'un complément de recherche dans cette direction en mettant en relation les caractéristiques du signal diffracté avec un diamètre caractéristique,  $d_{84}$  ou  $d_{95}$ , des matériaux du fond.

#### 6.4.4 Turbulence de l'écoulement

Cet aspect n'a pas été abordé pendant ma thèse mais certaines études mettent en avant le rôle de la turbulence sur la propagation d'ondes acoustiques, par exemple sur la modification de la célérité [Field & Jarosz, 2007].

### 6.5 Modélisation de la propagation

Nous allons maintenant aborder la résolution de l'équation d'onde dans notre environnement simplifié. Les solutions de cette modélisation dépendent des conditions limites (réflexions au niveau de la surface libre et au niveau du lit de la rivière) et des paramètres géo-acoustiques des milieux de propagation considérés. Notre connaissance des propriétés acoustiques et géométriques de nos rivières d'étude est restreinte, je ne pourrai pas renseigner un nombre important de paramètres. C'est pourquoi, je m'attacherai à donner une solution générale de notre problème avec une géométrie simplifiée. Le cas d'étude est celui du guide d'onde de Pekeris [Pekeris, 1945] évoqué précédemment.

Nous avons décidé d'utiliser un modèle de propagation basée sur la résolution de l'équation l'onde par méthode des modes normaux. Cette méthode est utilisée dans les milieux côtiers pour modéliser la propagation des ondes basses fréquences [Bonnell, 2010 ; Bonnell et al., 2011 ], les travaux cités ici ne sont pas exhaustifs.

#### 6.5.1 Coordonnées cylindriques

Les coordonnées cylindriques  $(r, z)$  sont utilisées pour résoudre ce problème car on considère que notre milieu de propagation ne varie pas horizontalement (selon  $r$ ).  $z$  représente la profondeur en dessous de la surface libre.

La formulation de l'équation de Helmholtz en coordonnées cylindriques pour une densité et une vitesse du son ne dépendant que de  $z$  est de la forme suivante :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial p}{\partial r} \right) + \rho(z) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\rho(z)} \frac{\partial p}{\partial z} \right) + \frac{\omega^2}{c^2(z)} p = - \frac{\delta(r) \delta(z - z_s)}{2\pi r} \quad (6.23)$$

Où  $r$  est la distance depuis l'axe du point source,  $z$  est la profondeur,  $\rho$  la densité du milieu de propagation,  $p$  la pression acoustique,  $z_s$  la profondeur du point source et  $\delta$  la fonction de Dirac. La partie droite de l'équation (6.23) correspond à l'injection d'une source sonore de puissance unitaire au point  $(r, z_s)$ .

### 6.5.2 Equation modale

On cherche à résoudre l'équation homogène par séparation des variables. On cherche une solution de la forme :

$$p(r, z) = \phi(r)\psi(z) \quad (6.24)$$

En utilisant (6.23) et (6.24), on peut arriver à l'équation modale ci dessous :

$$\rho(z) \frac{d}{dz} \left( \frac{1}{\rho(z)} \frac{d\psi_m}{dz} \right) + \left( \frac{\omega^2}{c^2(z)} - k_{rm}^2 \right) \psi_m = 0 \quad (6.25)$$

Où  $\psi_m$  et  $\phi_m$  sont un couple de solution associée à la constante  $k_{rm}^2$ .

### 6.5.3 Résolution de l'équation modale

L'équation modale est résolue à l'aide de conditions limites à l'interface et à l'infini. Elle admet une infinité de solutions associées aux valeurs de  $k_{rm}$ . L'ensemble de ces solutions forment une base orthonormée de telle manière que le terme de pression s'écrit sous la forme suivante :

$$p(r, z) = \sum_{m=1}^{\infty} \phi_m(r) \psi_m(z) \quad (6.26)$$

La pression acoustique s'exprime ainsi à partir des produits d'une fonction de propagation verticale  $\psi_m$ , appelé fonction modale et d'une fonction de propagation horizontale  $\phi_m$ .

Pour  $k_{rm}r \gg 5$ , la solution de l'équation d'onde est [Weswood, 1996] :

$$p(r, z) = \sqrt{\frac{2\pi}{r}} e^{i\pi/4} \frac{1}{\rho_s} \frac{\sum_{m=1}^{\infty} \psi_m(z_s) \psi_m(z) e^{ik_{rm}r}}{\sqrt{k_{rm}}} \quad (6.27)$$

Les fonctions modales d'un guide d'onde de Pekeris ressemblent aux modes de vibrations d'une corde, elles représentent la répartition du champ de pression selon

la verticale. Quant à la propagation horizontale, elle est dépendante du nombre d'onde horizontal  $k_{rm}$ . Ce nombre d'onde est en particulier dépendant de la fréquence et des coefficients d'atténuation.

#### 6.5.4 Fonction de transfert incohérentes

La résolution de l'équation de Helmholtz permettra de représenter le champ de pression dans notre espace  $(r,z)$ . Le champ de pression peut être représenté par les la fonction de transfert (dB) :

$$FT = SL - SPL = 20 \log \left( \frac{p}{p_0} \right) = 10 \log \left( \frac{I}{I_0} \right) \quad (6.28)$$

Où FT est la fonction de transfert en dB, SPL (Sound Pressure Level) est le niveau de bruit reçu en dB re  $1\mu\text{Pa}$  et SL (Source Level) est le niveau de bruit de la source à une distance de référence. Le symbole @ sera utilisé pour indiquer la distance de référence. Pour une distance de référence d 1m, la fonction de transfert sera donc exprimée en dB @1m.

Le champ de pression  $p$  sera représenté par sa fonction de transfert incohérente, définie telle que :

$$p(r,z) = \sum_1^{\infty} |\Phi_m(r) \psi_m(z)| \quad (6.29)$$

En effet, les champs de pression calculés par la résolution modale de l'équation fournissent des schémas d'interférences très marqués. Dans la réalité, ces effets sont atténués par la présence de surfaces rugueuses et les trajets aléatoires. Les pertes de transmissions incohérentes peuvent alors être utilisées afin d'avoir une solution plus réaliste du problème.



## Chapitre 7 Modélisation acoustique dans un guide d'onde

Cette partie contient les résultats obtenus avec le code de calcul ORCA [Westwood *et al.*, 1996]. Basée sur une résolution numérique des équations de propagations modales. Le code de calcul permet de modéliser les fonctions de transferts des environnements où les propriétés géo-acoustiques ne dépendent que de  $z$ . Le but de ce chapitre est d'étudier les fonctions transferts d'onde source jusqu'à un récepteur et d'en étudier la variabilité en fonction de la géométrie et du type sédiment constituant le fond de la rivière. Ces fonctions de transferts seront ensuite utilisées pour interpréter les profils de bruits présentés dans la partie 5.3.

### 7.1 Présentation du code ORCA

ORCA est un modèle de propagation acoustique basé sur la théorie des modes. Il a été développé pour des environnements océaniques invariants selon la distance. Il permet de résoudre des problèmes dans des milieux horizontaux stratifiés et sur de courtes distances de propagation car incluant les modes évanescents (voir §7.4). Il est capable de résoudre l'équation de propagation d'onde dans des milieux élastiques (sédiments) pour des signaux large bande. Nous avons utilisé ce modèle de propagation afin de calculer les pertes de propagation et la forme des interférences dus aux multiples réflexions se propageant dans le guide d'onde.

Le code de calcul ORCA est adapté à un environnement océanique et les paramètres de longueur et de fréquence sont contraints. J'ai utilisé un rapport de 100 entre les profondeurs/distances du modèle et celles de la réalité « rivière » en conservant les propriétés de propagation des différents milieux (célérités et atténuation). La table 7.1 présente les grandeurs utilisées dans les modélisations.

	en rivière	dans le code ORCA
<b>Profondeurs (m)</b>	0.1-10 m	10-1000 m
<b>Distances de propagations (m)</b>	1-100 m	100-10 000 m
<b>Fréquences d'intérêts (Hz)</b>	0.1-100 kHz	1-1000 Hz
<b>Longueurs d'ondes dans l'eau (m)</b>	0.015 -15 m	1.5 – 1500 m

Table 7.1 : Rapport entre les paramètres des environnements réel et modélisé.

## 7.2 Modèle réalisé

Une représentation de la modélisation est présentée dans la figure 7.1. On modélise la propagation d'une source placée à la profondeur  $z_s$ . Cette source est représentée par un dirac (énergie uniforme à toutes les fréquences). Les milieux de propagation sont invariants selon  $z$ . Plusieurs couches de sédiments peuvent être modélisées. Etant donné que nous n'avons aucune donnée sur la stratification du lit de la rivière, nous avons supposé que les caractéristiques du lit étaient uniformes. Ceci est valable sachant que les ondes acoustiques ne pénètrent pas profondément dans le sédiment, l'atténuation des ondes acoustiques dans le sédiment est effectivement forte (cf. section 6.4.1).

Le champ de pression est calculé en tout point de l'espace  $(z,r)$  pour plusieurs fréquence. Le résultat est présenté à l'aide de la fonction des fonctions de transfert, définies ci-dessous :

$$FT(r, z) = 20 \log \left( \frac{p_r(r, z)}{p_{ref}} \right) \quad (7.1)$$

Où  $p_{ref}$  est la pression acoustique de référence à 1 cm de la source sonore.

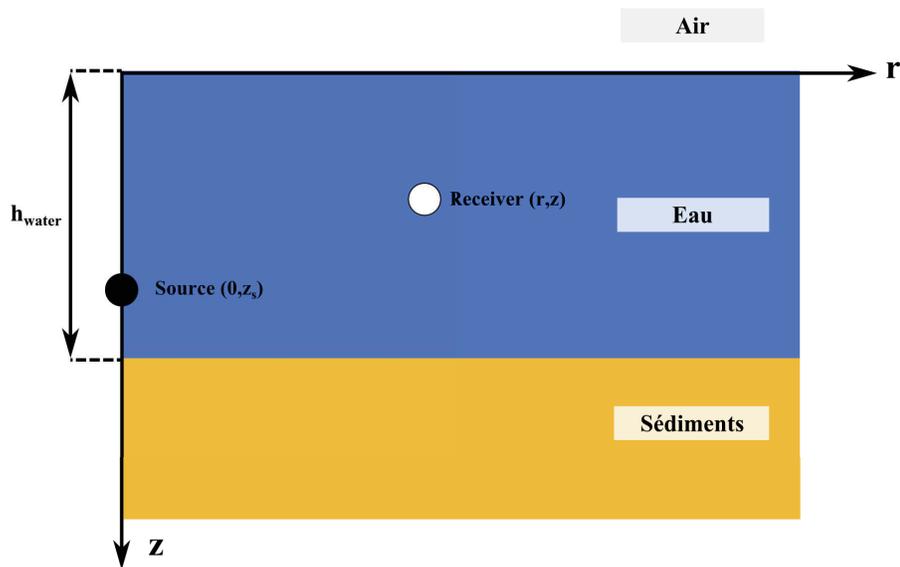


figure 7.1 : Schéma représentant les différents paramètres du modèle. Une source acoustique est placée à une profondeur  $z_s$  dans la colonne d'eau. On étudie la propagation de cette onde à travers différents milieux en résolvant l'équation d'onde inhomogène par la théorie des modes. Les propriétés des différentes couches sont caractérisées par des célérités ainsi que des coefficients d'atténuations. Des pertes de transmissions sont calculées en un point à la distance  $r$  et à la profondeur  $z$ .

### 7.3 Type de sédiment

Le premier jeu de modélisations proposé permet de tester différents paramètres géo-acoustiques de la couche de sédiment. Quatre types de sédiment habituellement rencontrés dans une rivière ont été modélisés, ici du plus au moins dense :

- Un calcaire (Limestone),
- des graviers (Gravel),
- des sables (Sand),
- des vases (Silt).

Les propriétés géo-acoustiques utilisées pour chaque type de sédiment sont celles de la table 6.1. La forme des fonctions de pertes de transmissions est similaire pour chaque type de sédiment. On retrouve une fréquence de coupure, en dessous de laquelle les ondes ne se propagent pas et au-dessus de laquelle elles propagent de manière similaire. Plus le sédiment est dense, plus les réflexions sont fortes et mieux l'énergie de l'onde est conservée. Entre la vase et le calcaire, il peut il y avoir une différence de l'ordre de 13 dB. La couche de sédiment joue donc un rôle important sur

le niveau de bruit reçu par l'hydrophone. On remarque aussi que la fréquence de coupure est plus basse lorsque la couche de sédiment est plus dense.

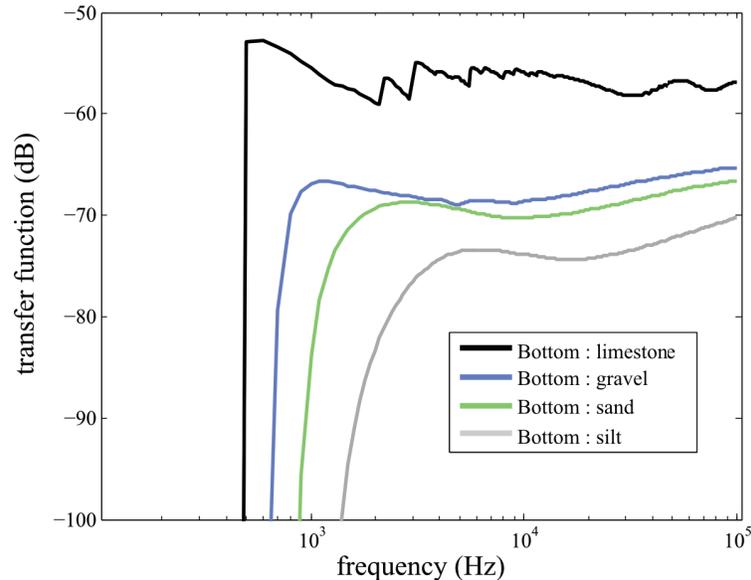


figure 7.2 : Fonction de transfert (dB, source @ 1cm) en fonction des variations des propriétés géo-acoustiques de la couche de sédiment. La source est positionnée au niveau du fond de la rivière/ La hauteur d'eau est de 1m. Le récepteur est situé à 50 cm du lit de la rivière et à 100 m de la source.

Les sites de mesures sur lesquels j'ai travaillé pendant ma thèse ne présentaient ni affleurement rocheux, ni envasement. C'est pourquoi j'ai choisi de fixer les propriétés géo-acoustiques à celle d'une couche de sédiment type gravier.

## 7.4 Eloignement du récepteur

La seconde modélisation propose d'étudier l'effet de la distance entre la source et le récepteur. La figure 7.3 présente le résultat d'une modélisation pour des distances de 1, 10 et 100 m entre la source et le récepteur. On remarque que la forme des fonctions de transfert est différente pour chacune de ces distances. En effet, il existe des modes dits évanescents qui ne se propagent pas sur la distance. Les modes évanescents sont associés à des nombres d'ondes horizontaux complexes et leur intensité décroît donc exponentiellement avec la distance (équation (6.27)). Ainsi, il est possible de recevoir du bruit en dessous de la fréquence de coupure mais ce sont des bruits qui proviennent du champ proche (comme par exemple la turbulence).

La seconde observation se situe à haute fréquence. Plus on s'éloigne, plus les pertes de propagations sont grandes (pertes cylindriques) En effet, à 100 m on perd presque 30 dB par rapport à 1 m.

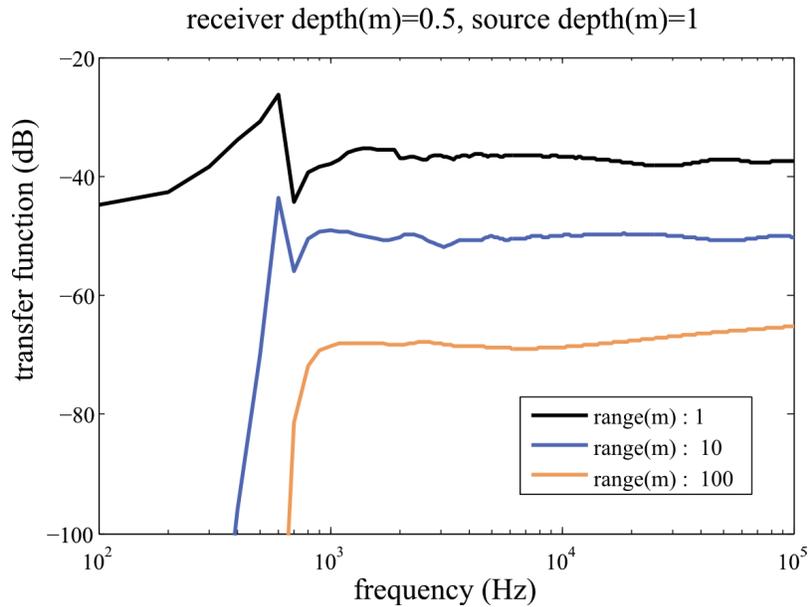


figure 7.3 : Fonction de transfert (dB, source @ 1cm) pour un récepteur placé à différentes distances de la source. La hauteur d'eau totale est d'1m, la source est placée au niveau du lit de la rivière. Le récepteur est situé à 50 cm au-dessus du lit.

## 7.5 Variations de hauteur d'eau

Dans une station fixe, la profondeur d'eau au-dessus du capteur varie quand le débit de la rivière varie. La figure 7.4 représente la fonction de transfert simulée pour différentes hauteurs d'eau de 0.5 m à 4 m. On remarque un déplacement de la fréquence de coupure vers les basses fréquences lorsque la hauteur d'eau augmente. Les composantes de basse fréquence du bruit se propagent donc mieux lorsque la rivière est en crue. Ainsi même si la nature du bruit ne change pas au cours d'un évènement (granulométrie constante), il se peut qu'elle soit perçue comme différente au niveau du récepteur car le niveau d'eau a varié.

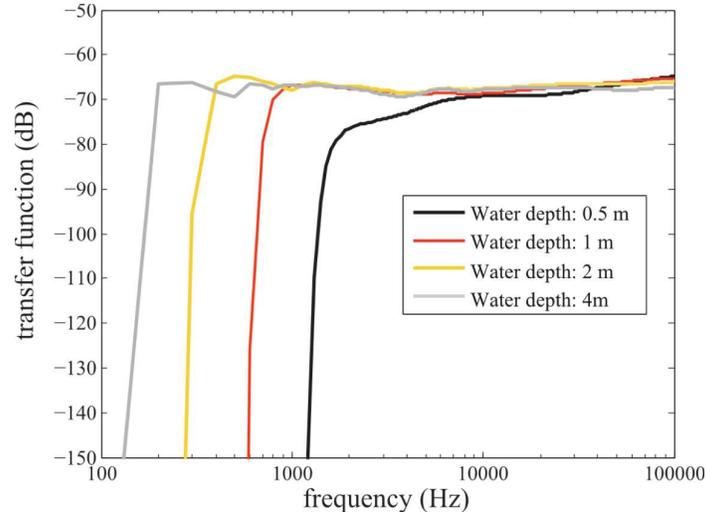


figure 7.4 : Fonction de transfert (dB @ 1cm) pour différentes hauteur d'eau du guide d'onde. La source est placée au niveau du lit de la rivière. Le récepteur est fixe à 20 cm au-dessus du lit de la rivière, à une distance de 100 m de la source.

## 7.6 Profondeur du récepteur

La figure 7.5 présente des fonctions de transfert pour différente profondeur du récepteur. On observe que la fonction de transfert est fortement dépendante de la profondeur pour les plus basses fréquences. (<10 kHz). En effet on peut observer que le fond de la rivière reçoit des intensités sonores plus fortes que près de la surface. On observe jusqu'à 10 dB de différence aux alentours de 1 kHz. Ce résultat de la modélisation est comparable aux observations faites par exploration du champ de pression (cf. section 5.3).

A faible fréquence, les modes propagatifs sont peu nombreux (il existe peu de  $k_{rm}$  réel).

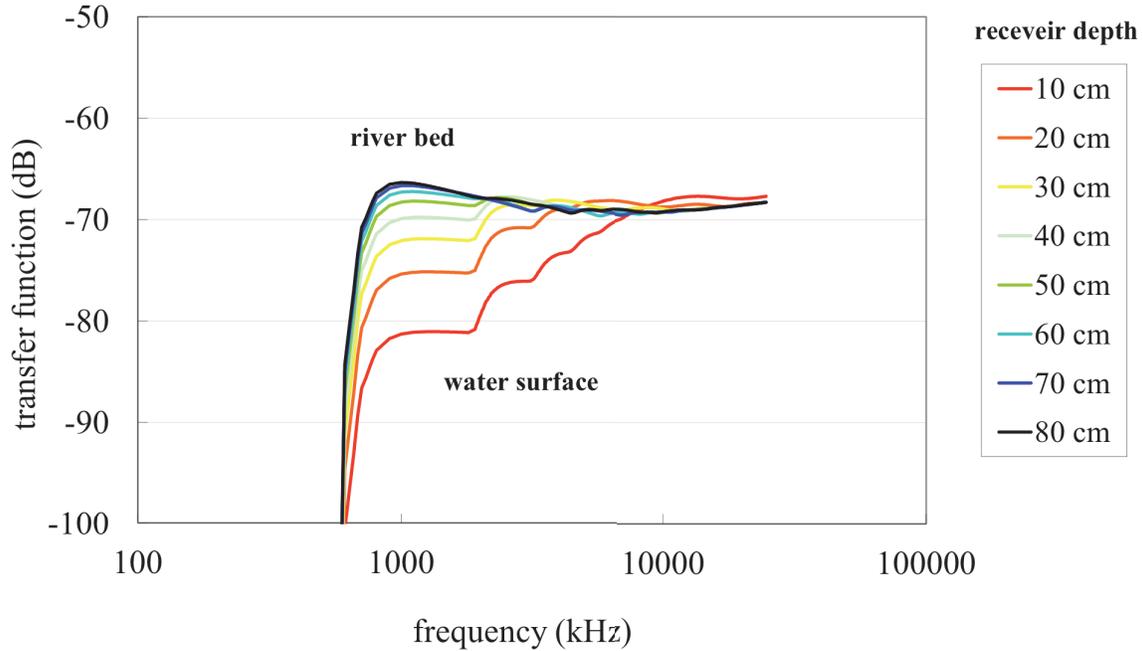


figure 7.5 : Fonction de transfert (dB @ 1cm) pour différentes profondeurs du récepteur. La source est placée au niveau du lit de la rivière. Le récepteur est positionné à une distance de 100 m de la source. La hauteur d'eau est de 110 cm, Chaque courbe est définie par sa profondeur (10 cm=près de la surface).

## 7.7 Reconstitution d'un profil de bruit

Le but de cette section est de comparer la modélisation aux observations réalisées sur le terrain (cf. section 5.3). Nous ne pouvons pas calculer la fonction de transfert de nos observations car les sources de bruit enregistrées dans la rivière sont nombreuses et inconnues. On peut cependant comparer les signaux reçus d'une profondeur à l'autre. Le signal enregistré à la plus grande profondeur a servi de référence, la différence avec les signaux reçus aux autres profondeurs sont présentées dans figure 7.6. A partir des spectres observés, on a appliqué la fonction de transfert (@100m) calculé aux différentes profondeurs (figure 7.5):

$$\text{PSD}_{\text{relative},z} = (\text{PSD}_{\text{ref}} - \text{FT}_{\text{ref}}) - (\text{PSD}_z - \text{FT}_z) \quad (7.2)$$

Où  $\text{PSD}_{\text{ref}}$  et  $\text{PSD}_z$  sont les densités spectrales de puissance de référence et à la profondeur  $z$ .  $\text{FT}_{\text{ref}}$  et  $\text{FT}_z$  sont les fonctions de transferts pour la profondeur de référence et à la profondeur  $z$ . Les fonctions de transferts ont été calculées pour une

hauteur d'eau mesurée à 110 cm, un sédiment de type 'gravier' (cf. table 6.1) et une distance de propagation de 100 m.

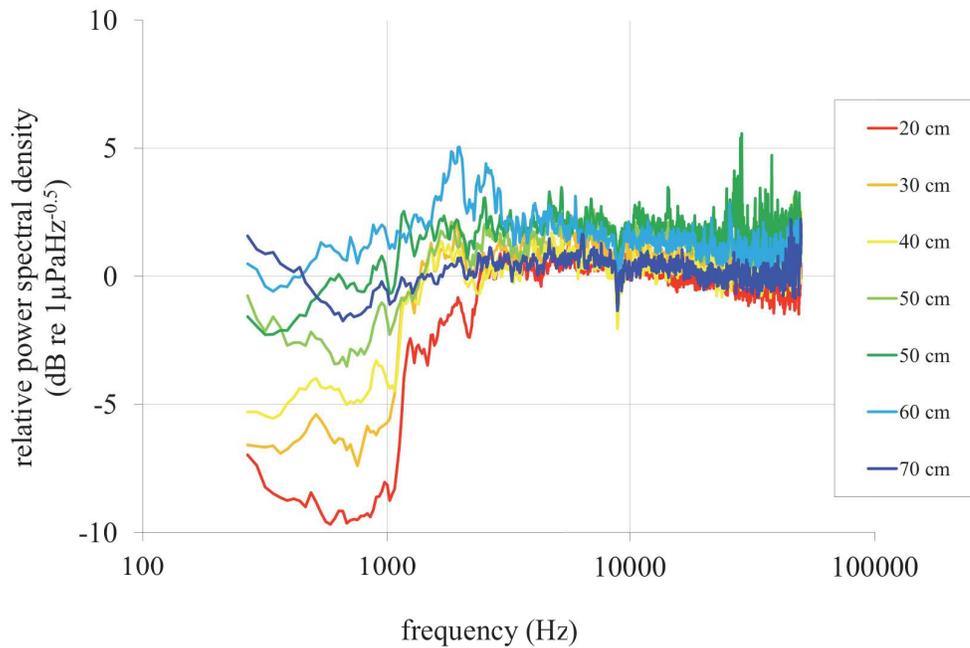


figure 7.6 : Densité spectrale de puissance relative à la densité spectrale de puissance du bruit enregistré à 80 cm de profondeur. La légende correspond aux profondeurs du récepteur.

Au-dessus de la fréquence de coupure du canal (500 Hz), les profils de bruits réajustés sont contenus dans une bande de 5 dB (figure 7.7) alors qu'ils étaient contenus dans une bande 10 dB avant correction (figure 7.6). Les fonctions de transferts calculées sont donc du bon ordre de grandeur et explique la répartition du champ de pression mesuré sur la verticale.

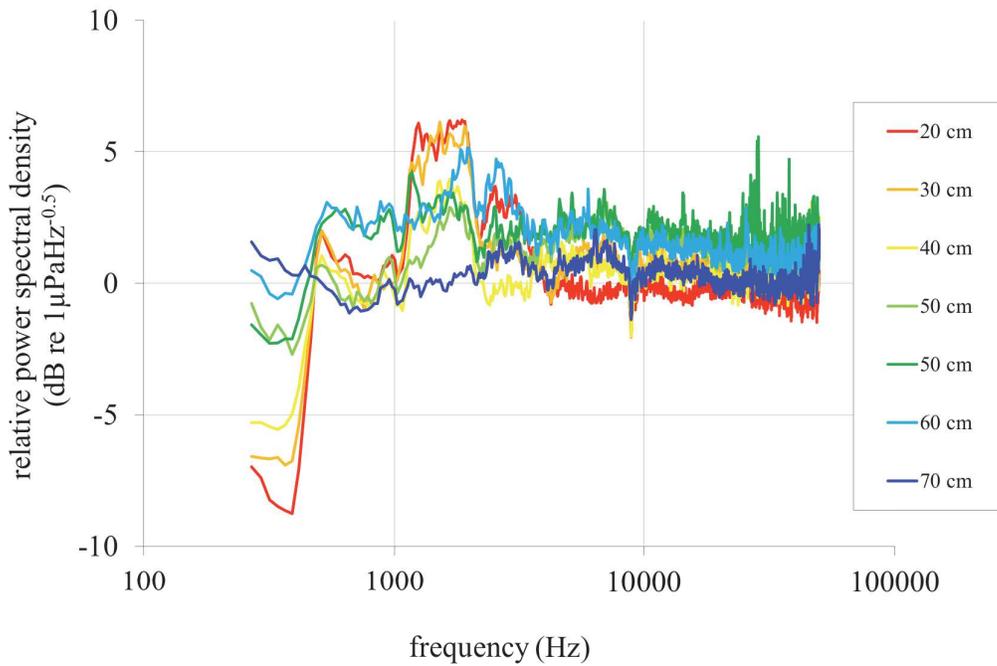


figure 7.7 : Densité spectrale de puissance corrigée, relative à la densité spectrale de puissance corrigée du bruit enregistré à 80 cm de profondeur. La légende correspond aux profondeurs du récepteur.

## 7.8 Conclusion

Une modélisation simplifiée de notre environnement a été faite en utilisant un modèle de propagation basée sur théorie des modes. Ce code de calcul permet d'expliquer les observations faites par exploration du champ de pression acoustique. La théorie des modes semble être une approche appropriée pour la modélisation de la propagation des ondes acoustiques dans la rivière. Il faut cependant retenir que ces explorations de champs de pression ont été réalisées dans le chenal principal de l'Arc en Maurienne où l'approximation du guide d'onde de Pekeris, espace infini limité par deux plans horizontaux, est acceptable au premier ordre. Une mesure réalisée depuis les berges demanderait un effort de modélisation supplémentaire en raison de la diminution de la profondeur d'eau au voisinage de la berge.

Les observations réalisées sur la rivière peuvent être expliquées dans une certaine mesure par la modélisation et on a donc démontré que la rivière se comportait comme un guide d'onde acoustique. Ainsi l'amplitude des signaux mesurés est non seulement dépendante des sources de bruit mais également des propriétés du chenal :

géométrie, propriétés de propagation du milieu liquide et des sédiments du lit et enfin de la position du capteur. Certaines propriétés du lit sont constantes et peuvent être déterminées lors de campagnes de mesures complémentaires (mesures avec acoustique active). Une mesure de la hauteur d'eau reste cependant nécessaire à l'interprétation des mesures acoustiques réalisées. Grâce à cette mesure de hauteur d'eau et des propriétés géoacoustiques « constantes » du guide d'onde, il est en effet possible de calculer la fréquence de coupure du canal et ainsi connaître les limites de notre mesure.

L'utilisation d'un modèle de propagation met aussi en évidence que la mesure est dépendante de la distance. Les niveaux de bruits reçus par l'hydrophone vont être affectés si la répartition spatiale du transport varie. Ceci implique de savoir localiser les sources de bruit pour interpréter le signal.

# Troisième partie : Mesures comparatives

---

Dans cette dernière partie, je présente trois expériences que j'ai réalisées et où une méthode de mesure complémentaire à l'acoustique est utilisée pour comparer les résultats de mesure.

- La première expérience (Chapitre 8) décrit la comparaison de la mesure hydrophone avec des enregistrements vidéo dans le Rhin,
- Le Chapitre 9 qui se présente sous la forme d'un article actuellement en révision pour JGR, décrit les premiers résultats de la comparaison entre la mesure hydrophone et la mesure géophone dans la Drau.
- Le Chapitre 10 décrit l'expérience d'une crue artificielle dans l'Arc en Maurienne où la mesure hydrophone est comparée à des mesures par trappe Helley-Smith.

L'analyse de ces expériences fait largement appel aux notions développées dans les chapitres précédents et aux techniques de discrimination et d'identification qui ont été développées auparavant.

## Chapitre 8 Hydrophone vs. Video

### 8.1 Méthode de mesure sur le Rhin

Les mesures ont été réalisées dans le Rhin en collaboration avec le Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG). Les propriétés de la rivière ont été présentées dans la section 2.1.4. La figure 8.1.a présente le bateau de mesure utilisé pour faire de la mesure hydrométrique (vitesses d'écoulement, bathymétrie, matières en suspension, flux de charriage, qualité de l'eau, etc.). Une section de mesure est réalisée par jour à l'aide d'une équipe de quatre personnes. Une vingtaine de points de mesures sont explorés pour une seule section en travers, ce qui permet d'évaluer la variation spatiale des processus mesurés. Les mesures de charriage sont faites à l'aide d'un échantillonneur physique. Pour chaque point de mesure, trois à cinq échantillons physiques de charriage sont collectés. L'opération doit être répétée car la résolution spatio-temporelle de la mesure est relativement faible. Le bon déroulement de la mesure est vérifié à l'aide d'une caméra sous-marine. Il faut vérifier que

l'échantillonneur se positionne bien (sur le lit de la rivière et pas sur une rugosité) et aussi qu'il ne soit pas trainé par le bateau de mesure (qui doit parfois manoeuvrer pendant la mesure).

Nous avons eu l'opportunité de participer durant une journée à une campagne de mesure en installant un hydrophone à proximité immédiate de l'échantillonneur et de la caméra avec l'objectif de comparer les données des trois dispositifs (figure 8.1.b). Malheureusement, les conditions hydrologiques étaient assez calme le jour de l'expérience et aucun transport sédimentaire n'a pu être observé sur la majorité des points de mesures ; aucune relation n'a pu être établie entre les flux de charriage mesurés par l'échantillonneur et l'acoustique.

Cependant, du transport partiel de gravier a été observé sur certains points de mesure et ces conditions nous ont donc permis d'observer l'initiation du transport solide. Une comparaison entre l'acoustique et la vidéo a été entreprise.

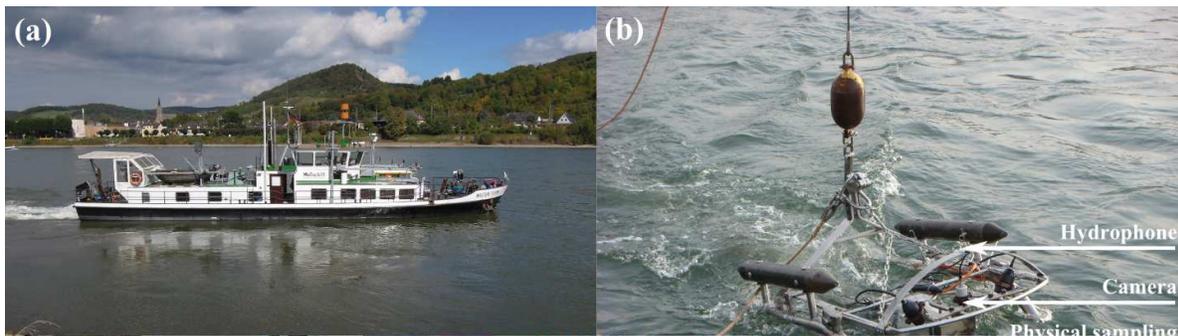


figure 8.1 : (a) Bateau de mesure utilisé réaliser des mesures tout au long de la section en travers ; (b) L'échantillonneur physique du BfG équipé d'une caméra et d'un hydrophone. La caméra est utilisée pour s'assurer de la bonne position de l'échantillonneur sur le lit de la rivière. Deux projecteurs sont installés au-dessus de l'entrée de l'échantillonneur pour augmenter la visibilité de la caméra.

## 8.2 Mesures vidéo

L'enregistrement vidéo montre une succession d'épisodes de mobilité des matériaux du fond devant la bouche d'entrée de l'échantillonneur.

Le système d'acquisition du BfG enregistre des vidéos au format Mpeg (25 images par secondes). Cette acquisition n'est pas conçue pour faire de la mesure. La vitesse d'acquisition est trop faible par rapport aux vitesses des sédiments et aucune précaution particulière n'est prise pour corriger les problèmes de distorsion. C'est pourquoi un traitement basique de l'image a été choisi.

Le principe de l'estimation du flux solide repose sur les des différences de couleur observées sur les images successives de l'enregistrement vidéo. La diversité des

couleurs des matériaux du lit permet un contraste suffisant. Les images sont converties en niveau de gris et une différence absolue de niveau de gris est ensuite calculée entre deux images successives sur chacun des pixels (figure 8.2).

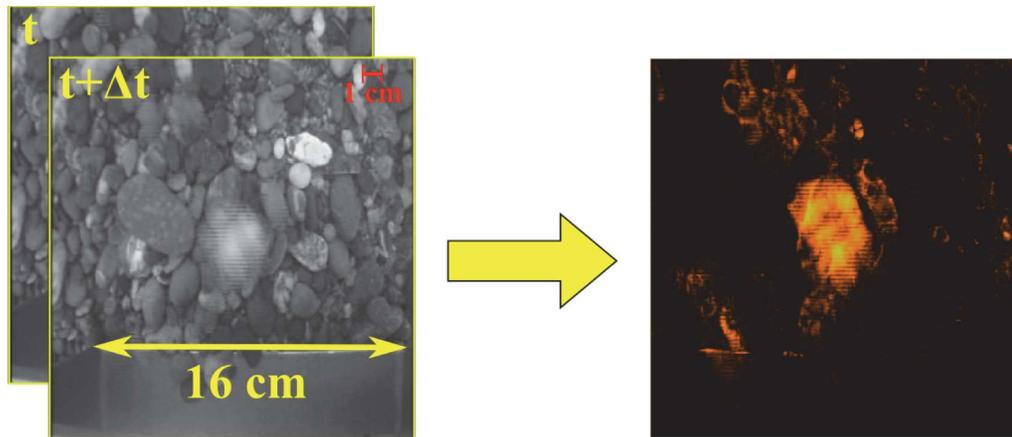


figure 8.2 : Schéma du traitement d'image réalisé pour traiter les vidéos du Rhin. Les images sont centrées devant l'entrée de l'échantillonneur dont l'entrée a une largeur de 16 cm. Pour chaque pas de temps  $\Delta t$ , la différence absolue de niveaux de gris est calculée en tout point de l'image.

Un index de similarité est défini pour chaque image en comptant le nombre de pixels dont le niveau de gris varie de plus de 5% avec son niveau de gris dans l'image précédente. Le résultat de ce calcul est présenté dans la figure 8.3. La comparaison avec les périodes de mouvement des particules du fond directement constatées sur la vidéo permet de valider cet indicateur.

En dehors de ces instants remarquables et identifiés comme du transport partiel, on peut observer le mouvement net de particules individuelles, ainsi que du mouvement sur place (oscillation des particules).

## 8.1 Mesures acoustiques

Les mesures acoustiques ont été réalisées à l'aide du système de mesure V2 (Bande utile : 1 Hz-100 kHz). Un extrait de cet enregistrement est disponible (Sample04). Le spectrogramme de la mesure est présenté dans la figure 8.4 où trois bandes de fréquences ont été identifiées.

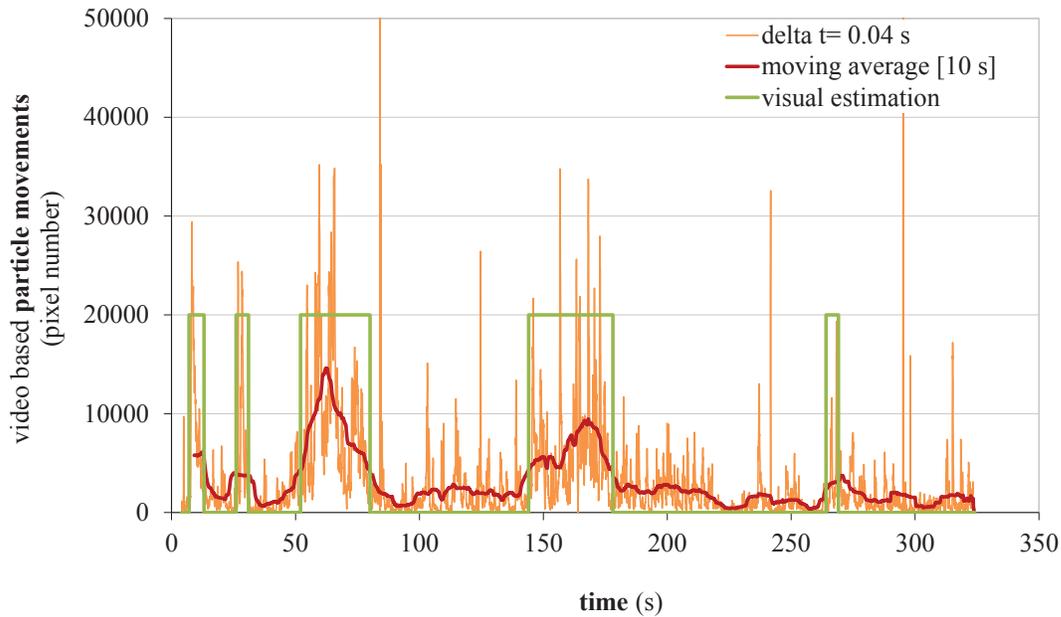


figure 8.3 : Variation temporelle des mouvements détectés à partir de la vidéo. La courbe orange représente les valeurs calculées à chaque pas de temps par l’algorithme de traitement d’image. La moyenne mobile sur une fenêtre de 10 s est représentée par la courbe rouge. Le signal créneau (courbe verte) est une estimation qualitative des mouvements de masse faite par un opérateur.

En dessous de 200 Hz, une bande probablement dominée par de la turbulence ou le trafic fluvial. Entre 200 Hz et 6 kHz, des bruits de chocs sur l’échantillonneur dominant le signal enregistré. Il s’agit d’une corde de sureté reliant le bateau à l’échantillonneur. Elle est fixée sur l’échantillonneur par un anneau en acier et n’a pu être enlevée lors de la mise à l’eau de l’échantillonneur. Au-dessus de 6 kHz, des bruits de graviers peuvent être reconnus. Ce bruit pourrait être généré par des sédiments dont le diamètre serait de l’ordre du centimètre, ce qui est cohérent avec les échantillons collectés et les tailles de grains observées sur la vidéo.

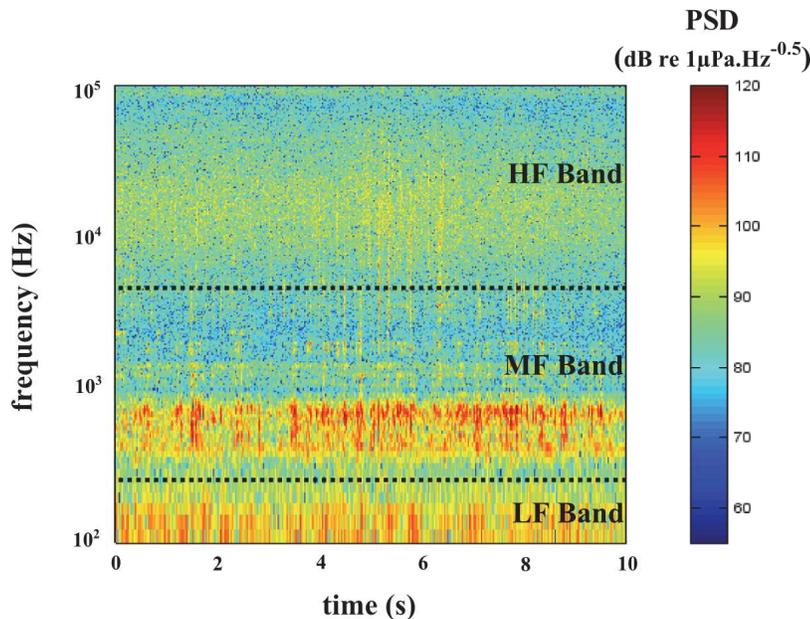


figure 8.4 : Spectrogramme d'un enregistrement réalisé dans le Rhin (Fenêtre d'échantillonnage de type Blackmann-Harris, de longueur 0,033 s avec un taux de recouvrement de 66%). Trois bandes de fréquences distinctes peuvent être observées : une bande basse fréquence < 200 Hz (LF Band), une bande de fréquence moyenne entre 200 Hz et 6 kHz (MF Band) et une bande haute fréquence dominée par le transport solide (HF Band).

Une méthode statistique a été utilisée pour étudier l'indépendance de la bande haute fréquence par rapport aux autres bandes de fréquences (cf. section 4.2.1). L'énergie contenue dans la partie haute du signal (entre 10 et 70 kHz) a été utilisée pour classer les instants dans quatre groupes différents (figure 8.5). On constate que le classement réalisé à haute fréquence ne permet pas de trier les événements à plus basse fréquence. Concrètement, les bruits parasites, turbulence et corde de sureté ont les mêmes caractéristiques quelle que soit la puissance du signal provenant du transport par charriage. Nous utiliserons uniquement l'énergie du signal contenu au-dessus de 10 kHz pour caractériser les flux de charriage.

Les variations temporelles de l'énergie dans la bande de 10-70 kHz sont illustrées dans la figure 8.6. On observe une dynamique d'une dizaine de dB au pas de temps du spectrogramme (0.035 s). La moyenne mobile à 10 s met en évidence des cycles de de quelques dizaines de secondes.

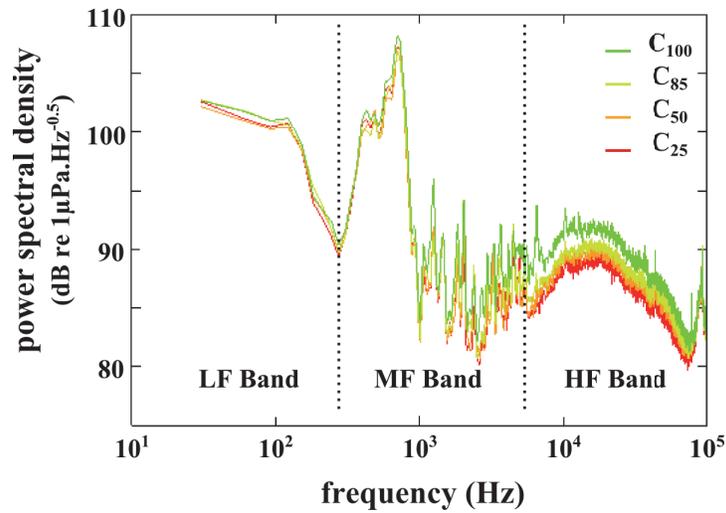


figure 8.5 : Densité spectrale de puissance des groupes classés par leur puissance dans la bande 10-70 kHz. Chaque groupe est représentatif de 25% du temps total de l'enregistrement. Le groupe C100 correspond à 25% des instants les plus énergétiques à haute fréquence et le groupe C25 contient 25% des instants les moins énergétiques à haute fréquence.

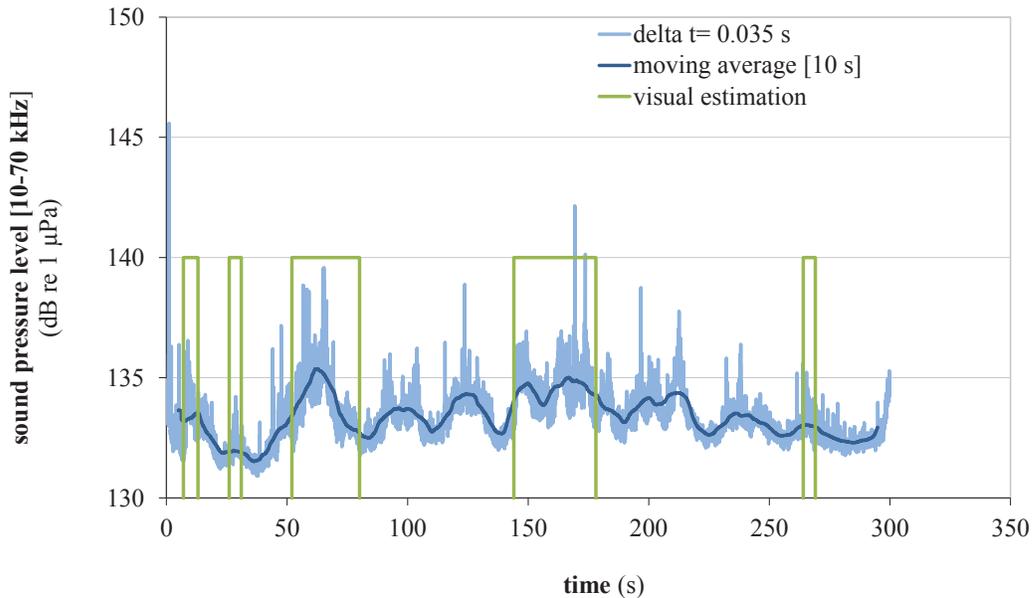


figure 8.6 : Variation temporelle des niveaux de bruits enregistrés par l'hydrophone sur la bande de 10-70 kHz. La courbe claire représente les valeurs calculées à chaque pas de temps du spectrogramme. La moyenne mobile sur une fenêtre de 10 s est représentée par la courbe foncée. Le signal créneau (courbe verte) est une estimation qualitative des mouvements de masse faite par un opérateur.

## 8.2 Acoustique et vidéo

La figure 8.7 permet de comparer les mesures réalisées par acoustique et par la vidéo. On observe que les périodes de transport constatées dans le champ de la vidéo, à l'entrée de l'échantillonneur, sont bien détectées par la mesure acoustique. Cela confirme la relation entre les sons produits au-dessus de 10 kHz et les mouvements de sédiments observés par la caméra. On remarque aussi que les variations de la puissance acoustique ne sont pas toutes expliquées par la détection de mouvement dans l'image. Cependant, la nature du bruit mesuré à haute fréquence est similaire car la forme du spectre reste similaire tout au long de l'enregistrement (figure 8.5). On peut expliquer cette observation par la différence des surfaces du lit de la rivière qui sont explorées par chacun des instruments. La mesure visuelle est limitée par le champ de vision de la caméra. La mesure acoustique est limitée par la distance de propagation des sources et le rapport signal à bruit, ce qui est difficile à quantifier.

Les enseignements de cette expérience dans le Rhin sont les suivants :

- La mesure acoustique permet de détecter l'initiation de transport de gravier dans un grand fleuve.
- La sensibilité de cette mesure ne semble pas limitée à la surface de lit située à proximité immédiate de l'hydrophone et elle serait intégratrice du transport solide dans une zone plus étendue du lit de la rivière.

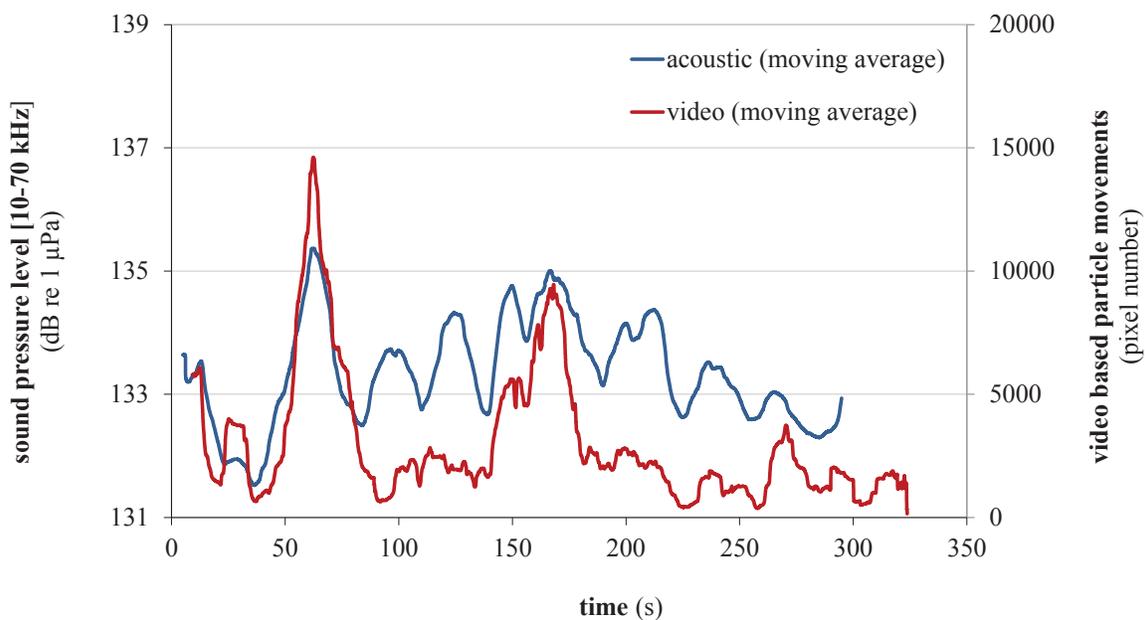


figure 8.7 : Variation temporelle des mesures réalisées par l'acoustique et la vidéo.



## Chapitre 9 Hydrophone vs. calibrated geophone

*Ce chapitre a été soumis pour publication dans Journal of Geophysical Research sous le titre . «Passive acoustic monitoring of bedload discharge in a large gravel bed river”.*

### 9.1 Abstract

Surrogate technologies to monitor bedload discharge are in development to supplement and ultimately to take over traditional direct methods. Our research deals with passive acoustic monitoring of bedload flux using a hydrophone continuously deployed near a river bed, benefitting from surrogate (geophone array) and direct bedload monitoring technologies used in the large Alpine gravel-bedded Drau River. This passive acoustic technology senses acoustic waves propagated in the river environment by the generation of sound due to inter-particle collisions emitted during bedload movement. The sensor is also sensitive to any, including hydrodynamic noise present in the environment. Hydrophone and geophone signals as well as water depth are intercorrelated. Hysteresis between bedload flux and water depth demonstrates for the first time that acoustic signals monitored by a hydrophone are related to bedload flux in a large gravel bed river. Thanks to the large network of deployed geophones, analysis of the spatial resolution of monitoring bedload with a hydrophone shows that the deployed system is sensitive to bedload motion not only locally, but also over distances of several meters. Hydrophone measurements are also suspect of being sensitive to bedload activity over larger distances. Hydrophone-based acoustic monitoring may become widespread in large gravel bed rivers because it represents a large river bed area rather than being local, it can be deployed in large floods, it affect neither the flow nor bedload transport, and due to its low cost deployment.

### 9.2 Bedload monitoring

#### 9.2.1 Introduction

Bedload transport is the major process governing river-channel morphology and stability. It is the key transport mechanism affecting meandering and braiding processes, bar formation, river bed scour and fill and well as long term degradation and aggradation. Changes in channel form have multiple impacts on human activity,

for example on navigation and water resources, destabilization of civil engineering structures with inundation risk consequences, modification of aquatic habitats, variation of groundwater levels in the riverine vicinity, hydro-power production and the reduction of reservoir capacity [e.g., *Parker*, 1978; *Kondolf*, 1995; *Habersack*, 1997; *Habersack and Piegay*, 2007; *Habersack et al.*, 2008]. Validation of bedload equations and engineering models of channel stability and instability are needed to forecast the effects of land use change and activities affecting a river such as mining on river morphology. Calibration of numerical models to these situations require accurate field data characterizing bedload transport, including channel average bedload flux, incipient/cessation of bedload motion and bedload texture.

### 9.2.2 Monitoring bedload discharge in large gravel bed rivers

Pressure-difference bedload samplers are widely used to determine bedload flux. A traditional sampler is the pressure difference Helley-Smith sampler [*Helley and Smith*, 1971; *Emmett*, 1980], a derivative of the VUV sampler with modern derivatives such as the Tootle River bedload sampler [*Childers*, 1999]. Problems related to spatial and temporal variability of bedload measurements using such samplers have been documented [*Gomez et al.*, 2004; *Vericat et al.*, 2006]. Additionally, physical sampling is time consuming, expensive, at times dangerous and often inappropriate for large gravel bed rivers [*Camenen et al.*, 2012], especially during large floods.

Hence, the scientific community became interested in surrogate bedload technologies predominantly using active and passive acoustics. *Mühlhofer* [1933] was the first to propose a system using passive acoustics to monitor bedload motion. The largest number of deployed sensors and most published are those based on the acoustic monitoring of gravel impacts on steel plates [*Rickenmann and McArdell*, 2007; *Krein et al.*, 2008] or pipes [*Mizuyama et al.*, 2010] fixed onto the riverbed. Bedload monitoring by geophones has almost exclusively been deployed in torrents [*Rickenmann et al.*, 2012]. They function well in small, shallow stable river reaches such as on check dams. The main disadvantages of this technique are the requirement for a stable section and the relative expensive cost of civil engineering works for installation and maintenance. New monitoring techniques are required for large gravel bed rivers, to enable operation under a variety of normal and extreme hydrologic and hydraulic conditions, especially during flood events as well as for continuous–automatic data acquisition.

Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) are nowadays operationally used to measure flow velocities and to determine water discharge; they have also been developed to monitor suspended sediment concentration [*Thorne et al.*, 2011; *Moore*

*et al.*, 2012]. Recently, ADCPs have been successfully used to monitor bedload transport in large gravel bed rivers [Rennie and Church, 2010].

ADCP deployment for the assessment of bedload flux requires knowledge of the depth of the active layer, a theoretical aspect which requires further investigation [Rennie *et al.*, 2002]. An ADCP may be used as a continuous monitoring device at a given location, but it is, therefore, local, does not represent the entire cross section and commonly does not remain on site. The use of an ADCP requires presence at the site and is difficult to use in floods, where floating wood debris and the agitating water surface may endanger the instrument. Indeed ADCPs are commonly not deployed under severe flow conditions.

Despite large advances in the use of bedload-surrogate technologies, none of them are currently accepted for operational use [Gray *et al.*, 2010].

### 9.2.3 Bedload monitoring using hydrophones

*Bedeus and Ivicsics* [1964] introduced a passive technique for bedload analysis based on self generated noise (SGN). A hydrophone was used to sense acoustic waves resulting from inter-collisions of sedimentary particles moving on the bed. Several laboratory experiments have demonstrated that the energy of the resulting acoustic signal is correlated with bedload flux. The received levels, expressed as the root mean square value (RMS value denoted  $U_{rms}$ ) of the measured acoustic signals, have been related to bedload discharge ( $I_b$ ) with power laws [Johnson and Muir, 1969; Thorne, 1985, 1986; Rouse, 1994; Voulgaris *et al.*, 1995]:

$$U_{rms} = \beta I_b^\gamma \quad (9.1)$$

where  $\beta$  and  $\gamma$  are parameters dependent on the monitoring system and on sediment characteristics.  $U_{rms}$  is expressed in V or Pa.

The parameter  $\gamma$  is dependent on the grain size distribution of the moving bedload mixture [Thorne, 1986]: The frequency spectrum is mainly altered by sediment characteristics including size, shape and mineralogy [Thorne, 1988]. Particle velocity affects the generated amplitudes but not the frequency content of the signal. The central frequency of the signal decreases as particle size increases, just as in string instruments the tone frequency decreases from a narrow string to a broader string. Similar observations have been made using geophone monitoring systems [Moen *et al.*, 2010]. In fact, amplitudes and power spectral densities of monitored signals are largely affected by grain-size distribution.

#### 9.2.4 Field experiments with hydrophones

While standing near a river actively transporting bedload one can hear particle collisions. Hydrophones have been deployed for bedload monitoring in natural streams [Johnson and Muir, 1969; Jonys, 1976]. It appears that with a little training, the human ear is able to recognize the sound generated by inter-particle collisions. However, a more objective analysis using signal processing methods is more complex. Experiments have been constrained by the occurrence of other sources of noise in the river. Physical processes such as the turbulence of flowing water around the sensors have often been pointed out as sources of noise. Importantly, a recurrent deficiency in these experiments is the accuracy of the direct, comparative techniques used to monitor bedload flux. Because of the difficulty to separate the different processes producing noise in a river, such as sediment transport or flowing water, observations were generally limited to comparing time variations of acoustic energy and water discharge. Some interesting observations have been made on hydrophone deployment and hysteretic response [Barton *et al.*, 2010].

Our objective is to investigate the potential of passive acoustics to monitor bedload flux in natural streams. With this in mind, a hydrophone was installed in February 2012 at a monitoring station on the Drau River (Carinthia, Austria) benefitting from a wide array of bedload instrumentation.

For the first time, several months of continuous passive acoustic monitoring of bedload was achieved in a large gravel bed river. Two series of acoustic recordings are presented in the following: a 10-day period in late spring ('period A') and a 1-month period during summer time ('periods B and C'). Overall, they represent about 60 hours of raw acoustic data. The acoustic field data and their analysis are presented herewith. Results are compared to high quality bedload measurements made by a large network of geophones [Habersack *et al.*, 2010]. This network is distributed across the entire cross-section and enables the investigation of the spatial properties of the hydrophone measurements.

### 9.3 Methods

#### 9.3.1 Study area

The Drau River, a Danube River tributary, is a large gravel bed river governed by a nivo-glacial flow regime. The monitoring section is located at Dellach/Drau in Carinthia (Austria), draining a basin of 2112 km<sup>2</sup>. Observed respective minimum and maximum water discharges of 13.7 and 325 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> have been observed since 2004, with a mean annual discharge of 69.2 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>. The studied area is a straight river reach

with a 0.19 % longitudinal bed slope, having a slightly asymmetric 50 m wide cross section and a measured subsurface median diameter  $d_{50}$  of 38.7 mm. With respect to sediment transport, the Drau River is one of the most fully equipped European rivers. Water level is monitored with an Ott Kempton Inc. (Nimbus) pressure sensor using the bubble-in principle.

Additional to monitoring water level and suspended sediment concentration, bedload monitoring is achieved not merely by Helley-Smith sampling [Habersack and Laronne, 2002], but the section also includes direct and surrogate bedload monitoring methods with three automatic slot samplers and 40 geophones [Habersack et al., 2008; figure 9.1]. The monitored water level is the water depth above geophones G9 to G40.

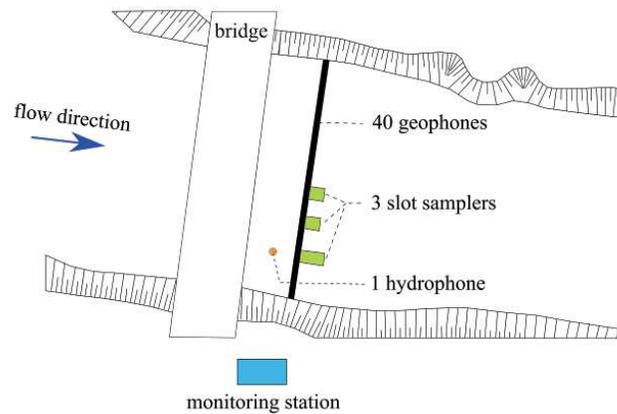


figure 9.1 : Schematic plan view of the Drau River monitoring station at Dellach (Austria). The reach is 50 m wide, having 40 geophone plates evenly distributed along the entire cross section. Geophones G1 and G40 are located near the left and right banks, respectively. Three Reid type automatic slot samplers are located downstream of the geophone section, each in line with one of the geophones. The hydrophone was deployed upstream of geophone G32 and upstream of the Reid sampler close to the right bank. The latter is the sampler that can be hydraulically lifted from the riverbed.

### 9.3.2 Geophone monitoring

Indirect bedload sensors were installed in 2006 to increase the spatial and temporal resolution of bedload monitoring. This surrogate bedload monitoring technology comprises geophone sensors mounted on steel plates which are embedded in the river. When moving gravel particles impact a geophone sensor, plate vibrations are recorded. These are processed to obtain data such as the number of detected pulses per unit of time or a signal's square integral per unit of time. These parameters have been shown to be correlated with bedload discharge in Swiss and Austrian torrents

[*Rickenmann and McArdell, 2007; Rickenmann and Fritschi, 2010; Turowski et al., 2011, Habersack et al., 2012*]. First ever for a large gravel bed river, the Drau has been instrumented with a large number of geophones to continuously monitor its cross sectional and total bedload discharge [*Habersack et al., 2010*].

A frequently used parameter, impulse rate, has been shown to be related to bedload flux for larger ( $d > 40$  mm) sedimentary particles [*Rickenmann et al., 2012*]. It is apparent that impulse rate is correlated with the square integral of the acoustic signal ( $r^2 > 0.95$  over the monitored period presented in the study). Similarly, geophone signal energy ( $E_g$ ) has been shown to increase linearly with bedload discharge ( $I_b$ ):

$$E_g = \alpha I_b \quad (9.2)$$

where  $\alpha$  is the coefficient of proportionality [*Møen et al., 2010*]. Similar to the effect on a hydrophone, the parameter  $\alpha$  of equation (9.2) is influenced by particle size.

In this study we use square integrals of signals as they provide a better resolution than discrete count of impulses due to the continuous property of energy. Care has been taken in using the signal energy, because it may be affected and even be dominated by electronic and seismic noises, especially for very low recorded energies. Square integrals of the signal are herewith expressed in dB re 1V<sup>2</sup>:

$$E_{g,dB} = 10 \log \left( \frac{E_g}{E_{ref}} \right) \quad (9.3)$$

where  $E_g$  is the energy of the geophone signal (a square integral) and  $E_{ref}$  is a reference value of 1 V<sup>2</sup>.

Bedload is physically sampled by three large Reid type slot-samplers [*Reid et al., 1980*]. The slot samplers are located downstream of the geophone plates in order to calibrate and to study the geophone system [*Habersack et al., 2010*].

### 9.3.3 Acoustic monitoring

Sound was acquired using a Bruël and Kjaer type 8103 calibrated hydrophone with a sensitivity of -219.7 dB re 1V/ $\mu$ Pa and a flat frequency response in the range 0.1 - 100 kHz ( $\pm 3$  dB). The hydrophone was connected to a conditioning preamplifier (45.6 dB gain and 100 kHz cutoff frequency Chebyshev filter) via a 70 m cable. Data were digitalized using National Instrument devices (CRio-9014 with a 9201 module).

Acoustic data were sampled at a rate of 500 kHz with 12-bit resolution and stored on an external hard-disk. The acoustic monitoring system was slaved to the water level monitoring system. For water depths lower than 1 m, sound was recorded for a duration of 1 min every 30 min and every 10 min when water depth exceeded 1 m. The hydrophone was installed upstream and in line with geophone G32 and with the liftable Reid-type slot-sampler (figure 9.2a). The hydrophone was located about 20 cm above the river bed, facing downstream to avoid direct impacts on the sensor (figure 9.2b). It was mounted on a stainless steel structure fixed on a concrete foundation in the river bed.

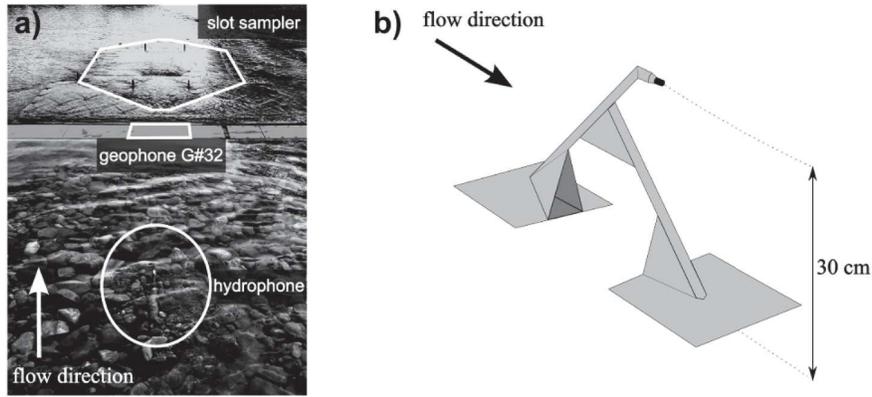


figure 9.2 : (a) Photo of the bed area showing the lining up of the hydrophone, geophone G32 and the liftable Reid type sampler. (b) Scheme of the deployed hydrophone: a structure made of 32 mm diameter stainless steel tube reinforced by two plates. The base of the structure is located approximately 10 cm under the gravelly river bed level and is fixed to a concrete base.

The acoustic signal is considered by its Root Mean Square ( $U_{rms}$ ) value, representing the energy of the recorded signal (Appendix B).  $U_{rms}$  values were computed for each 1 min sampled signal within the 10 Hz to 100 kHz frequency band. We use the  $U_{rms,dB}$  parameter expressed as:

$$U_{rms,dB} = 20 \log \left( \frac{U_{rms}}{U_{ref}} \right) \quad (9.4)$$

where  $U_{rms,dB}$  is in dB re 1V,  $U_{rms}$  is the root mean square received amplitude in volts and  $U_{ref}$  is an amplitude of reference of 1 V [Medwin, 2005]. The use of a logarithmic scale in the field of acoustics is common and is accepted in part by psychoacoustic studies [Rossing et al., 2001]. Our measurements can be expressed in sound pressure levels (dB re 1 $\mu$ Pa) by considering an offset of +174.1 dB.

### 9.3.4 Processing of the acoustic dataset

The database covers a variety of hydrologic conditions from 60 to 190 cm of water depth, corresponding to usual high water conditions at this period of the year. Acoustic measurements during the monitoring period are presented in figure 9.3 along with the stage hydrograph. The variations of acoustic energy and water depth seem to be correlated. Some acoustic values differ from the population indicating a higher energy. A manual selection of these marginal recordings has been analyzed using an expert ear with visual assessment of a spectrogram. A typical noise has been identified and interpreted as direct shocks of bedload particles impinging on the stainless steel structure of the hydrophone. This unwanted noise is generally louder than the useful ambient noise generated by inter-particle collisions. It was, therefore, necessary to detect the presence of this unwanted noise in the entire dataset. An automatic detection has been implemented and is presented as follows.

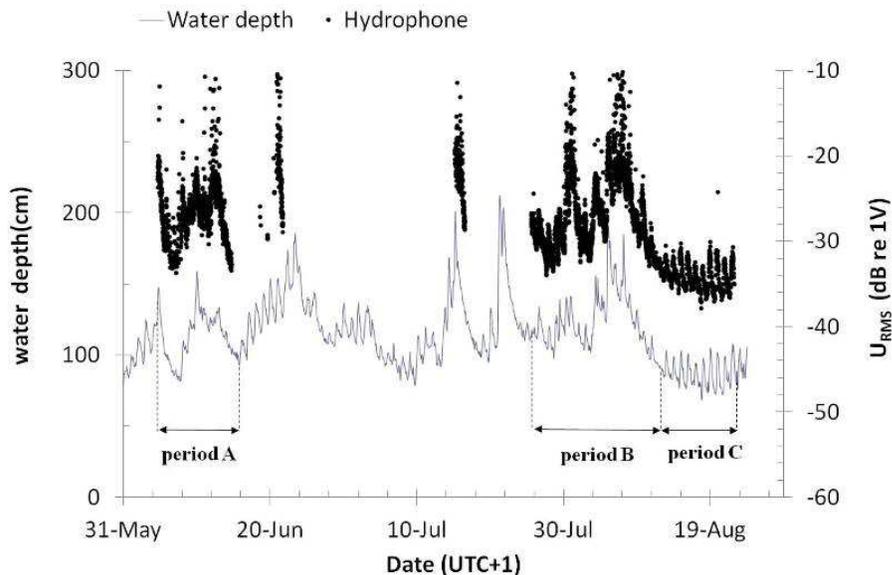
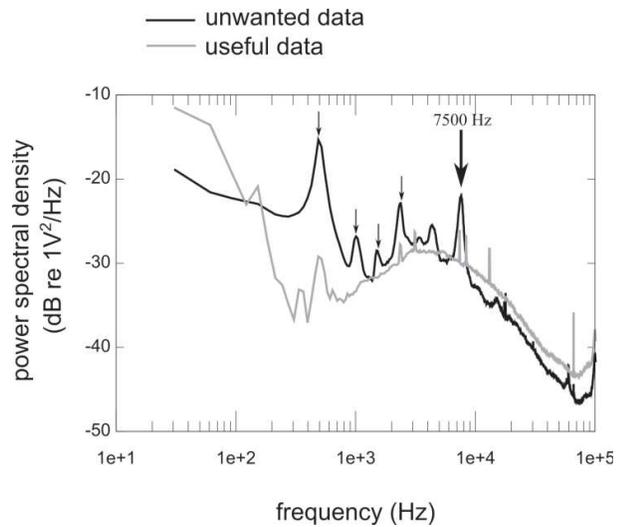


figure 9.3 : Temporal variation of water depth and unfiltered Root Mean Square ( $U_{RMS}$ ) value of the total received acoustic signal.

Two groups of acoustic recordings have been manually established, the first containing data considered as “unwanted” and the second is composed of “useful” data at different hydrodynamic conditions. Spectra of each recording have been computed using the Welch method [Welch, 1967]. Each of the two groups has been characterized by a mean spectrum (figure 9.4). The shapes of these spectra differ. The ‘useful’ group spectrum is characterized by a first power decrease at low frequency, a power peak around 500 Hz and a “hill” shape above 1000 Hz. The peak at 500 Hz is attributed to the main resonance frequency of the structure, which

vibrates due to water flowing around it. The ‘unwanted’ group exhibits a global power decrease towards higher frequencies and several typical frequency power peaks (around 500, 1000, 1500, 2700 and 7500 Hz). These frequencies are likely related to the resonance frequency of the steel structure. Some of the frequency peaks are at times absent; the most frequent peaks are those at 500 and 7500 Hz. Based on this observation, the automatic detection of unwanted noise is based on a proxy computed for each record. This proxy represents the presence of a peak in the power spectral density; it computes the difference between the power at a frequency of 7500 Hz and the power in the 7500 Hz neighborhood. A related threshold value of 2 dB has been subjectively chosen to exclude the noise record from the dataset. The result of the filtering process is shown in the figures 9.5a and 9.5b. Altogether about 8% of the data have thereby been deleted.

figure 9.4 . Typical spectra of unwanted and useful data. Each spectrum is averaged for spectra normalized by their total energy. Each group contains five recordings of 1-min duration. Unwanted data represent the spectrum of the received noise, which includes that of particles impinging upon the hydrophone's metal structure. Arrows indicate well defined frequency peaks. Useful data represent the mean spectrum of received energy without that of particles impinging the structure



Fluctuations of the acoustic energy are greater at higher  $U_{rms,dB}$  values than at low flow periods. By listening to the recordings we observed that gravel almost always struck the structure at high flow, which can explain these fluctuations. In summary, the data filtering process is considered satisfactory based on the lesser resulting dispersion, even though some parasitic events remain in areas of high fluctuation.

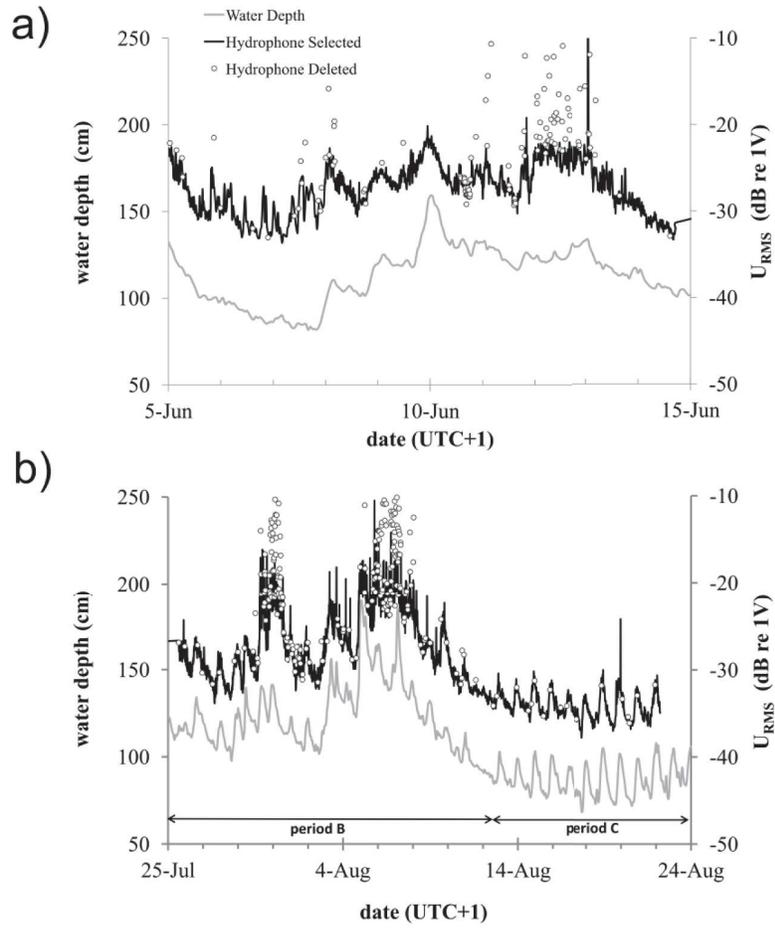


figure 9.5 . Temporal variation of water depth and acoustic energy ( $U_{rms}$ ) recorded in the Drau River. The deleted data are those for periods of time when particles collided with the hydrophone structure (see text for details); (a) during late spring ('period A'); (b) during summer ('period B' and 'period C').

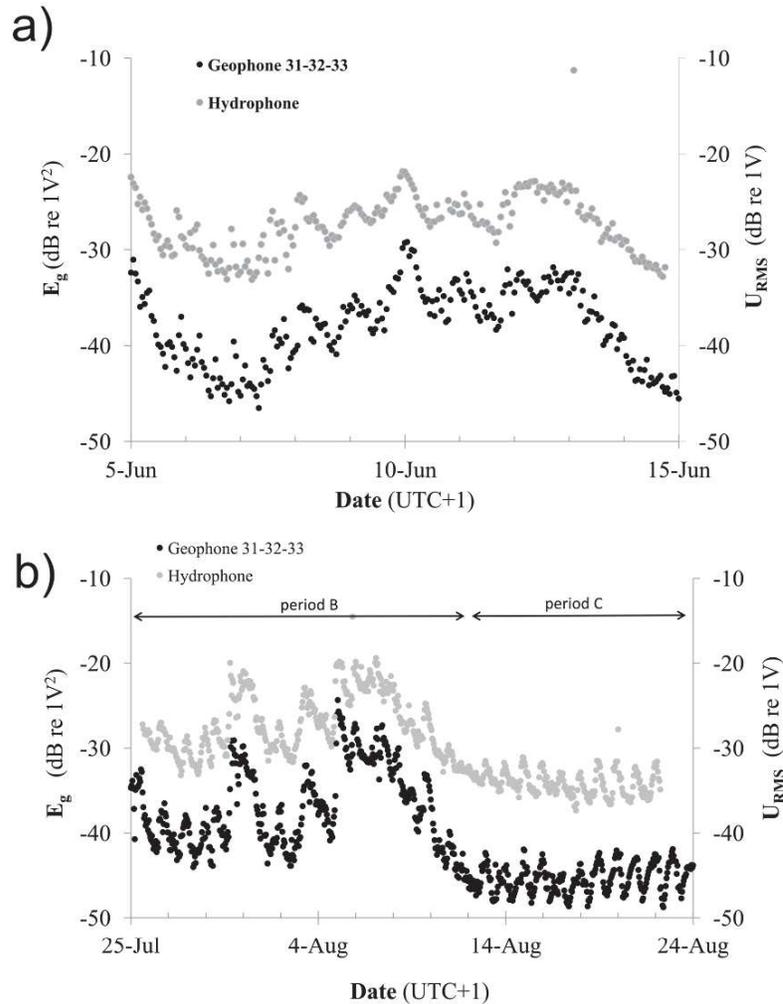


figure 9.6 . Root mean square value of the hydrophone signal ( $U_{rms}$ ) and square integral ( $E_g$ ) of the geophone signal averaged for the three nearest geophones on the Drau River. Both variable data are 1-hr averages: (a) for late spring 'period A'; (b) summer 'period B' and 'period C'.

## 9.4 Results

### 9.4.1 Correlative variations

Root mean square values and square integrals have been hourly averaged to deal with the difference in temporal resolution of measurements – geophone response is continuous whereas hydrophone response is discrete. Their temporal variation is represented in figures 9.6a and 9.6b. The monitoring area of the hydrophone being unknown, hydrophone measurements were either compared to the output of the three closest geophones (G31, G32, G33) or to the entire cross section: 39 geophones,

the output of which was weighted by the representative cross sectional length of each geophone. Geophone 10 malfunctioned and was excluded from analysis.

The temporal variation of water depth, geophone energy and hydrophone energy behave similarly (figure 9.5, figure 9.6). The monitored water level was almost identical to the water depth above the geophone cross-section, therefore considering eqs. (9.1) & (9.2), power law relationships have been used to correlate between these variables (linear correlations for quantities expressed in dB). These three hourly measurements are highly intercorrelated (Table 9.1 and Table 9.2; figure 9.7) over the entire monitoring period. The dependence between each quantity varies for the different periods A, B and C. Periods A and B contain the highest water discharges, during which geophone measurements show an almost fully active cross section. During period C, lower discharges were monitored and smaller correlation coefficients are observed between geophone energy and water level. During the same period C, bedload fluxes were apparently insufficiently strong to generate an acceptable signal-to-noise ratio for the geophones closest to the river banks, including geophones G31, G32 and G33.

	<b>hydrophone (<math>U_{rms,dB}</math>)</b>			
	period A	period B	period C	entire data set
mean G31-G32-G33 ( $E_{g,dB}$ )	0.86	0.93	0.61	0.94
weighted mean 39 geophones ( $E_{g,dB}$ )	0.83	0.92	0.72	0.93
log water depth (cm)	0.75	0.88	0.88	0.90

Table 9.1 : Spearman correlation coefficients between hydrophone RMS values (dB) and (1) geophone square integrals averaged for geophones 31-32-33; (2) for the 39 geophones and (3) for the logarithm of water depth.

	<b>log water depth (cm)</b>			
	period A	period B	period C	entire data set
mean G31-G32-G33 ( $E_{g,dB}$ )	0.86	0.89	0.61	0.90
weighted mean 39 geophones ( $E_{g,dB}$ )	0.94	0.97	0.72	0.96

Table 9.2 : Spearman correlation coefficients between average energy of geophones (1) G31-G32-G33; (2) the 39 geophones and water depth.

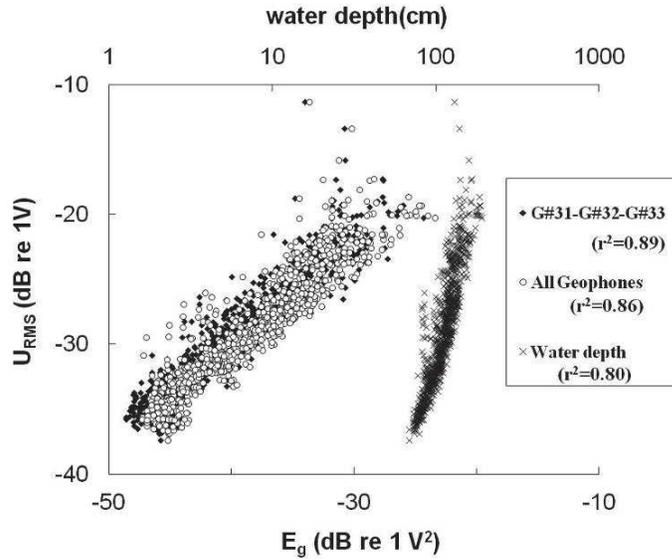


figure 9.7 . Calibration between hydrophone RMS value ( $U_{rms}$ ) and (1) the average of the three nearest geophones; (2) the weighted mean for the 39 geophones; as well as for (3) water depth. All variable data are 1-hr averages. The best linear fit between hydrophone and geophone measurements has a slope of 0.79.

Querying which processes affect the soundscape in the river has been tackled by considering the correlations between hydrophone signal and either bedload noise represented by geophone signals or else by hydrodynamic noises represented by water level. However, all of these processes are linked and simple correlations are insufficient to determine the influence of each physical process on the acoustic landscape. Variations of geophone signal and hydrophone signal with water level *versus* time have, therefore, been analyzed.

For this analysis, a time scale of an entire flood was used. Each variable was averaged over 24 hours to avoid daily fluctuations resulting from hydro peaking and ice-melting. Fig. 8 shows the result for two distinct floods occurring during 'period B'. Hysteresis loops are observed by representing the energy of geophone signals with water level,. During the first flood termed 'period B1', a clockwise hysteresis occurred. During the largest flood denoted 'period B2', a counter-clockwise hysteresis occurred. The variations of hydrophone signal with water level were also hysteretic and the loops had the same directions and shapes as those observed with the geophone signal. Similar hystereses occurred during 'period A'. This indicates that geophone and hydrophone signals are dominated by the same physical process. Because it has been demonstrated that geophones are sensitive and respond directly to bedload discharge [Rickenmann *et al.*, 2012], we deduce that the total power of the

hydrophone signal is dominated by bedload-generated noise and not by noises induced by flowing water.

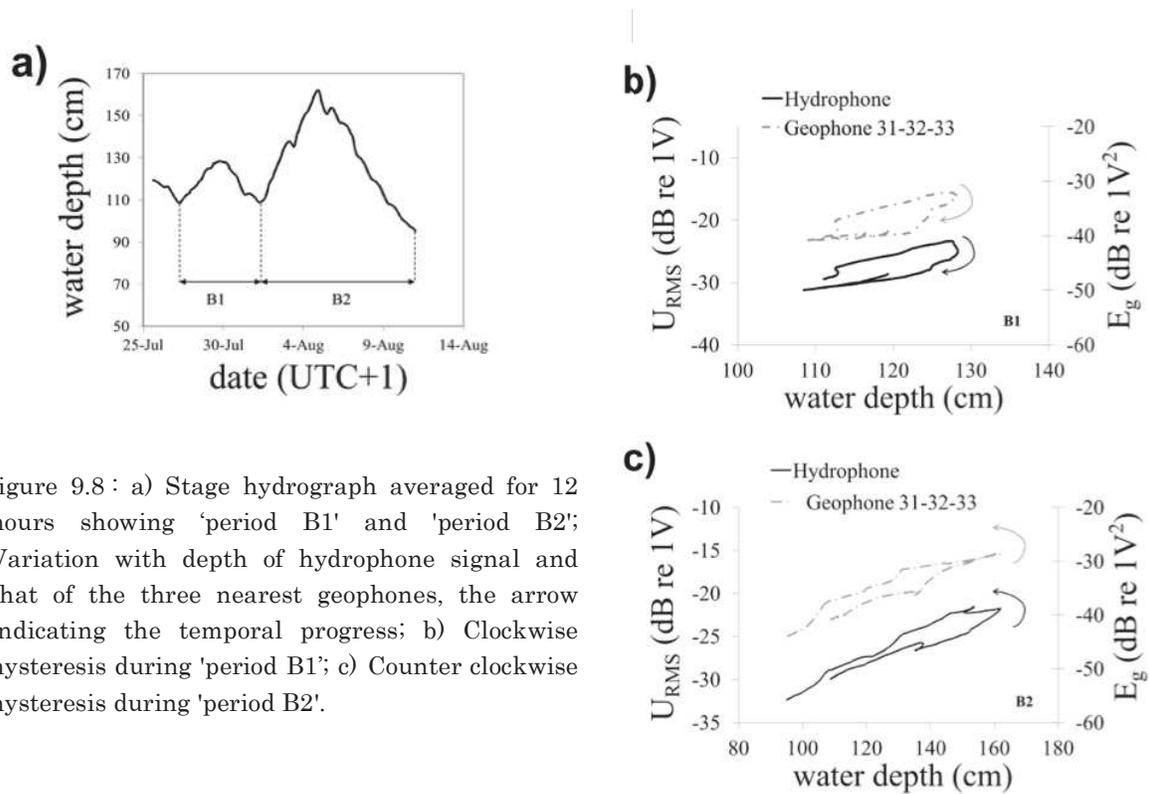


figure 9.8 : a) Stage hydrograph averaged for 12 hours showing 'period B1' and 'period B2'; Variation with depth of hydrophone signal and that of the three nearest geophones, the arrow indicating the temporal progress; b) Clockwise hysteresis during 'period B1'; c) Counter clockwise hysteresis during 'period B2'.

#### 9.4.2 Spatial resolution of hydrophone measurements

Geophone signals (represented by square integrals) were often more variable than concomitant hydrophone signals. These fluctuations in response result from the spatiotemporal variations in bedload flux. In fact, the sensitive area of a geophone is delimited by the size of the steel plate (0.36 m by 0.5 m), whereas the sensitive area of a hydrophone remains unknown. An approach using partial correlation is hereby proposed to suggest the magnitude of the monitoring area of a hydrophone.

Basic information is contained in the correlation coefficients between measurements of each particular geophone and of the hydrophone (figure 9.9a). Correlation coefficients were high between hydrophone response and geophones that showed significant energy (figure 9.9). Near the banks (G1 and G40) and generally where bedload activity was weak, such correlation coefficients were so low to be quasi null. During periods A and B, the correlation profile was slightly asymmetric with a maximum correlation located near the hydrophone location (maxima on G32 and G31

for periods A and B, respectively). The maximum recorded geophone activity was observed in the middle of the Drau channel, near geophone G23. We therefore conclude that hydrophone signals were better represented by the closest geophones rather than by geophones recording the strongest bedload activity, as was the case during these high flow periods. During low flow period C, the hydrophone response was better correlated with the geophones located in the middle of the channel (G21), where bedload activity was strongest. Even though correlation coefficients supply some information on the spatial dependence of the hydrophone, it is difficult to conclude the extent to which the hydrophone can monitor sound from different parts of the river. When geophone signals showed strong activity, they were, indeed, altogether strongly correlated (figure 9.9b). This means that if the hydrophone is well correlated to one geophone, it is therefore correlated to all of the geophones. Notwithstanding, the entire variance of the acoustic measurements cannot be explained by a unique geophone. Accordingly, we used multiple correlations to explain a maximum of the variance. Particular geophones were selected in turn using a partial correlation-based approach.

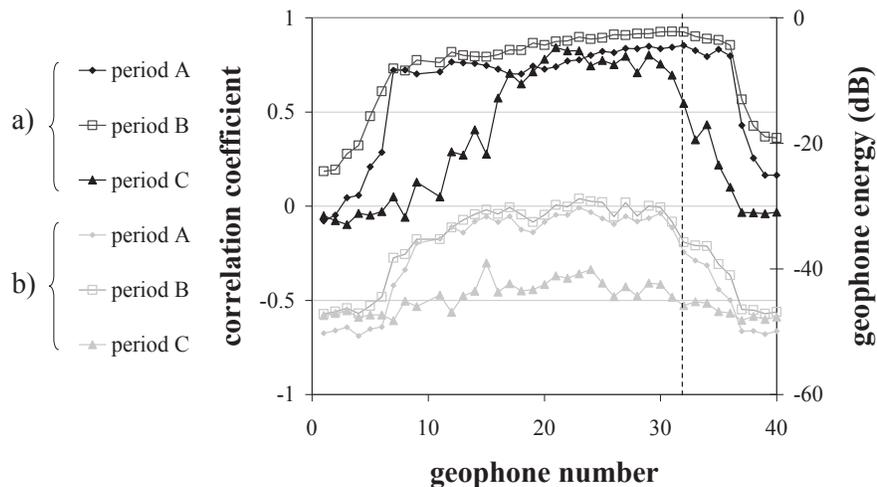


figure 9.9: a) Correlation coefficient between hydrophone RMS value ( $U_{rms,dB}$ ) with particular geophone ( $E_{g,dB}$ ) during periods A,B and C. b) Mean geophone energy (dB re  $1V^2$ ) during periods A, B and C. The hydrophone is in line with geophone G32.

The maximum correlation (figure 9.9) points out to the geophone which best explained the variance of the hydrophone's RMS value ( $U_{rms}$ ). The G32, G31 and G21 signals were chosen to explain the variations of  $U_{rms}$  for the respective periods A, B and C. For each period a linear regression was computed between  $U_{rms}$  and the energy of the selected geophone. Partial correlation coefficients of 1<sup>st</sup> order were

thereafter computed to explain the variance of  $U_{\text{rms}}$ , which was not explained by the first selected geophone. The geophone with the best partial correlation coefficient was selected as the geophone giving the second best variance explanation of  $U_{\text{rms}}$ . A multiple regression using the two selected explanatory variables was applied and partial correlation coefficients of 2<sup>nd</sup> order were computed: a third geophone was added to the explanatory variables using the same argument of partial correlation maxima (Appendix C). This procedure was repeated until the fourth iteration. Results are presented in figure 9.10 and figure 9.11.

Maxima of partial coefficients of 1<sup>st</sup> order were 0.3 and 0.4, which is significant according to the existing high score of correlation coefficient (figure 9.9). By using three to four geophones, multiple correlation coefficients increased from two to three points during the three periods (figure 9.11). After the fourth iteration (> 4 selected geophones) additional information was redundant or irrelevant. As stated earlier, during high flow periods (A and B) hydrophone response was better explained by the closest geophones (G31, G32). Considering the 1<sup>st</sup> order partial correlation coefficient, the second geophone maximally explaining hydrophone variance was located near the right bank (G35). We explain this maximum by the fact that geophone G35 is relatively close (4 m) to the hydrophone and especially because it recorded different variations than the mean recordings for the entire cross section. It recorded phases of activity and inactivity, whereas a majority of the geophones were fully active during the floods. At higher orders of partial correlation, the integration of geophone G14 permitted a mere small gain in explanation of hydrophone variance (0.2 and 0.5 point). This geophone represented bedload activity in the left part of the channel, where some responses differed from those in the right part of the channel. Geophone G14 is located 19 m away from the hydrophone, indicating that part of the hydrophone variance is explained by far-field bedload activity.

During period C the geophones located in the middle of the river were better correlated with the hydrophone than the closest geophones. This may be explained either by the lack of activity of bedload transport near the hydrophone, or by the lack of ability of the geophone system to sense low bedload fluxes. As bedload flux was weaker during this period, we wonder whether they were sufficiently strong to generate an acceptable signal-to-noise ratio by the geophones located near the banks.

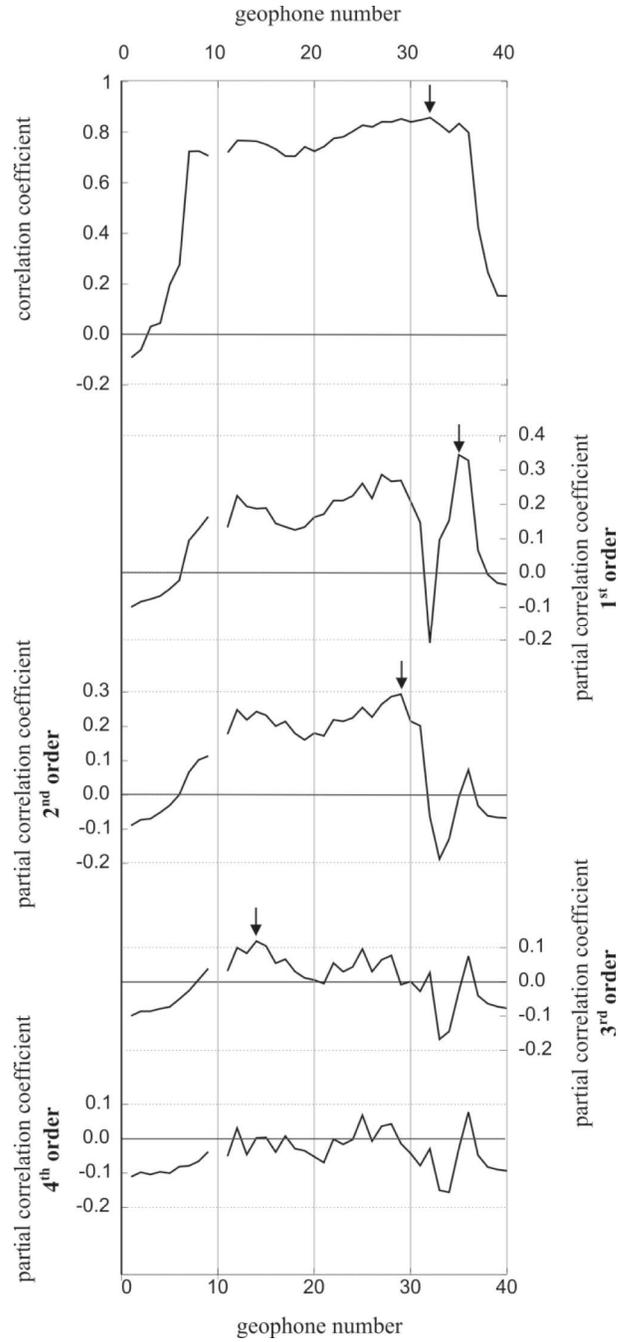


figure 9.10 : Correlation coefficients and partial correlation coefficients between hydrophone RMS value ( $U_{rms,dB}$ ) and each particular geophone energy ( $E_{g,dB}$ ), during period A. The arrows indicate the maxima of correlation observed and, therefore, the geophones added to the explanatory variables. Geophones successively selected are G32, G35, G29 and G14.

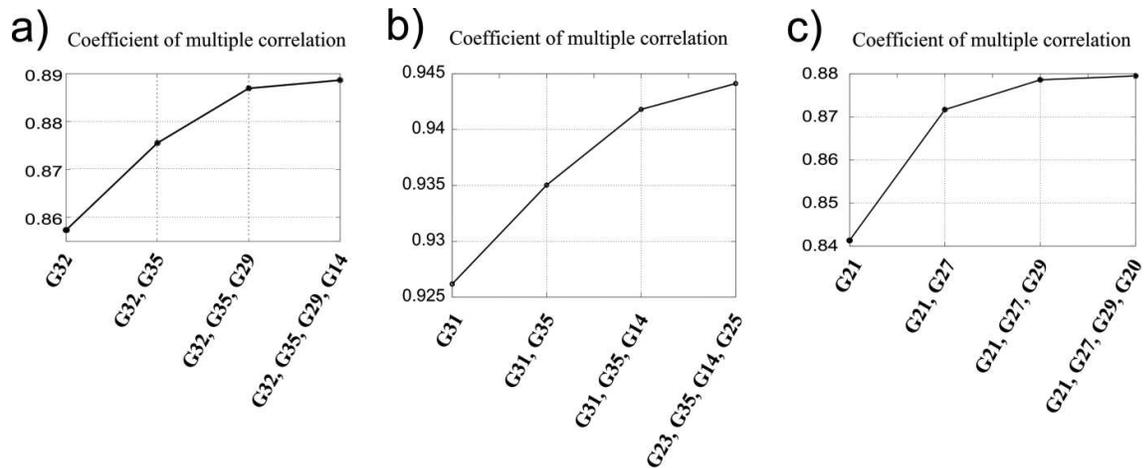


figure 9.11 : Multiple correlation coefficients between hydrophone RMS value ( $U_{rms,dB}$ ) and energy of the selected geophones ( $E_{g,dB}$ ). Abscissas relate to the chosen geophone according to the method described in Fig. 10. a) Period A; b) Period B; c) Period C.

## 9.5 Discussion

### 9.5.1 The Drau soundscape

Sound pressure levels (SPL) recorded in the Drau river during spring and summer periods varied from 140 to 155 dB re  $1\mu\text{Pa}$  (0.1-100 kHz), which is very high compared to usual SPL monitored in underwater environments. Limited passive acoustic monitoring had been undertaken in rivers, for example to characterize freshwater habitats [Tonolla *et al.*, 2010; 2011; Wysocki *et al.*, 2007], and more recently to study bedload noise in a tidal channel [Bassett, 2013]. SPL was monitored in these studies and was found to be in the range 100 - 150 dB re  $1\mu\text{Pa}$  (0.03-16 kHz). By comparison, the soundscape of the Drau river is a powerful acoustic environment.

Origins of ambient noise can be attributed to a variety of processes occurring in a river. Flowing water can generate high SPL in turbulent environments [Tonolla, 2009]. However, bedload movement can be the dominant source of noise when strong currents occur, as they were in a recent experimental site [Basset, 2013].

In our study, noise sources of flowing water were characterized by water depth, whereas bedload-generated noise was characterized by geophone responses. Hourly variations of the monitored variables were highly inter-correlated and discrimination of the processes was not obvious for the different monitoring periods. Obtaining several weeks of continuous data monitoring enabled to observe hysteresis effects and to prove that the ambient noise of the Drau river was dominated by bedload self generated noise. A long term acoustic monitoring and accurate bedload monitoring both contributed to this crucial finding.

### 9.5.2 Quality of database

A question addresses the hydrophone database. At this stage of the development of the passive acoustic method for rivers, and especially for the purpose of investigating the characteristics of bedload self generated noise, raw acoustic data were stored with a sampling frequency of 500 kHz. Hourly hydrophone root mean square values have been computed by averaging a maximum of six 1-minute acoustic samples to generate 1 hour records, and two 1-minute acoustic samples for periods of low flow. This sampling strategy was adapted to obtain an acceptable amount of data, which is excessively large with such a high sampling frequency. However, continuous monitoring is required to more fully comprehend the signals acquired by the hydrophone and to relate the dynamic nature of the acoustic signals to spatial and temporal variations of bedload flux. To arrive at this objective, real time calculations should be developed and implemented to the acoustic monitoring system, including computation of spectral characteristics and RMS values.

Moreover, for a more advanced use of hydrophones as surrogate bedload monitoring devices, the low correlation in the relationship between hydrophone and geophones signals at low flow needs to be addressed. As bedload generated signals were insufficiently strong, it is suspected that some of the geophones were dominated by fluctuations of electronic noise. However, the hydrophone measurements showed relevant variations with water depth. A more accurate analysis of the hydrophone signals based on time-frequency signal processing tools could provide additional information on changes in the recorded noises.

### 9.5.3 Bedload flux zones vary in space

High correlations observed for different periods can be interpreted as the maximum distances to which bedload transport had a relevant effect on hydrophone signals. We observed that the hydrophone was strongly affected by closest or strongest bedload fluxes, varying according to the hydrodynamic conditions. However, the RMS value of the hydrophone was in part correlative to far field bedload activity. A particular property of hydrophone monitoring is its integrative measurement over an area of the river bed. An advantage of the integrative measurement is that it is not local and provides information on average bedload fluxes. A disadvantage is that the measurement is dependent on the location of the acoustic sources.

For identical bedload transport rates, the received acoustic signal depends on the distance of propagation of the acoustic waves. Thus, the location of the acoustic sources requires determination or else to raise assumptions concerning the source (e.g. spatial variation of bedload discharge).

Masking effects constrain the ability of a hydrophone to receive acoustic signals from far field sources. A hydrophone receives higher acoustic energy from near-field areas and, therefore, received signals are less integrative when near-field sources dominate. A deployment from the bank, where weakest bedload fluxes often occur, should provide a more representative measurement of the total bedload discharge. A shorter time scale analysis provided by a continuous database may improve our comprehension of the phenomena by having several patterns of the spatial repartition of bedload.

The hydrophone signal is complex, composed of noise sources derived from different locations at varying distances. A localization process of sound sources appears to be necessary to quantify bedload flux.

#### **9.5.4 Suggestions for future research**

As quantified for uniform sediments, grain size distribution affects the frequency content of generated signals [*Thorne*, 1985; 1986; *Thorne and Foden*, 1988; *Belleudy et al.*, 2010; *Moen et al.*, 2010]. A change in bedload size distribution is expected to modify relations between hydrophone (and geophone) signal energy and bedload flux; it could have been a source of error in our correlative study. The comprehension of the acoustic signal is more complex for multi-size mixtures, and has not yet been undertaken. An analysis of frequency variation with time should provide information on size distribution.

However, the frequency content of received acoustic signals is not only affected by grain size distribution, it is also affected by the propagation path. Monitored signals using hydrophones are dependent on the medium in which the acoustic waves propagate: the water column. When acoustic waves interact with the riverbed, with the river banks or with the water surface, the structure of the interfaces becomes important to the river soundscape. According to the ratio between wavelengths of the monitored acoustic waves and water depth, a modal propagation model is to be assumed. This kind of approach is often used to propagate sound in ocean waveguides [*Medwin*, 2005]. The propagation of sound is particularly complex in our environment, as the water column and the geometric properties evolve with time. Changes in water depth modify the modes of vibration of the acoustic waveguide and, therefore, the ability of the water column to propagate sound. These effects are frequency dependent. Additionally, scattering effects are dependent on acoustic wavelength [*Medwin*, 2005]. For the range of frequencies of interest (<100 kHz), acoustic propagation knowledge is not well documented in the river environment. Dedicated experiments should lead to more fully understand the effect of propagation on monitored acoustic signals.

## 9.6 Conclusions

For the first time, a hydrophone has been used in a natural large gravel bed stream with its signals compared to those of a high-tech bedload monitoring system. The obtained results are encouraging as the hydrophone shows high correlation coefficients with mean bedload flux monitored by a geophone network. This experiment has highlighted practical questions concerning the discrimination of the useful information, bedload self generated noise, from other sound sources. The long term monitoring and the hysteretic responses enabled us to conclude that the hydrophone has the capability to monitor bedload generated noise. Further investigations, particularly for a better understanding of the received signal and its dependencies, will allow development of this surrogate bedload monitoring technology.

Despite a complex interpretation of the monitored signal due to the inter-correlated processes potentially affecting the acoustic landscape, the hydrophone technique suggests numerous advantages. It is handy and not disruptive to the flow field. Measurements are possible during flood conditions when traditional pressure-difference bedload samplers cannot be used. When continuously deployed from a riverbank, the cost of installation is considerably lower than that for a permanent geophone or a bedload trap. Another advantage when compared to geophones is that it does not require a stable section and can be deployed rapidly.

Our study demonstrates that hydrophones can provide a continuous and wide spread measurement over a large river bed area, a major advantage when compared to bedload samplers. The method seems to be particularly appropriate for large gravel bed rivers, where other methods, traditional or surrogate, are not easily adapted. Moreover, noises generated by flowing water are minor in large gravel bed rivers, where the ambient noise is dominated by bedload transport.

At the present state of development the hydrophone appears to be promising for quantifying the intensity of bedload transport, if not the total bedload flux. Advanced analyses of the dominant frequency of the signal are expected to supply information about the size of bedload. As any surrogate monitoring technology, the calibration issue is a challenge for the coming years.



## Chapitre 10 Hydrophone vs. échantillonnage Helley-Smith

Dans les chapitres précédents, nous avons pu observer l'initiation du transport de gravier par l'acoustique ainsi qu'une bonne corrélation de la puissance acoustique avec des flux de charriage dans des grandes rivières à gravier. Ces analyses ont pu être faites grâce à des moyens importants, et en particulier pour la Drau dans une section de mesure hautement équipée, et unique au monde.

Le chapitre suivant porte sur des résultats de mesure acoustiques dans une rivière très énergétique au cours au cours d'une crue. Les moyens mis en œuvre ici sont des moyens opérationnellement simples. Des mesures de hauteur d'eau, vitesses de surface, de matières en suspension et de charriage permettent d'interpréter les mesures acoustiques.

### 10.1 Chasse de l'Arc

L'expérience présentée dans ce chapitre a été réalisée dans l'Arc en Maurienne, lors d'une chasse de barrage effectuée le 5 juin 2012. Les caractéristiques de la rivière sont présentées dans la section 2.1.2 de ce manuscrit.

Des mesures acoustiques, faites depuis la berge (figure 2.4.c), seront interprétées à l'aide de données sur la hauteur d'eau et d'une mesure physique du charriage par trappe Helley-Smith [Camenen, 2012].

Notre site d'étude se situe vers Sainte-Marie-de-Cuines. Un capteur de hauteur d'eau a été installé par IRSTEA pour le suivi de l'évènement, 500 m en amont de notre section de mesure. EDF possède également une station de jaugeage située à Pontamafrey, 8 km en amont de Sainte-Marie. Les données de niveau d'eau de Pontamafrey ont été décalées de 90 minutes (temps de trajet estimé entre Pontamafrey et Sainte-Marie). Les limnigraphes de la crue sont présentés en cote relative dans la figure 10.1.

Les niveaux d'eau ainsi que la dynamique temporelle mesurés sont similaires au début de l'évènement. Puis rapidement, lors de la première montée de crue, le capteur de Sainte Marie montre des variations fortes de niveau d'eau (plus de 0,6 m

en 10 minutes). Ces variations brutales sont suspectes car elles n'ont pas été ressenties sur le terrain et elles ne correspondent pas aux méthodes règlementées pratiquées par EDF. Le capteur de Sainte Marie a donc été écarté des analyses. Seul le niveau d'eau fourni à Pontamafrey a été utilisé.

Des mesures de profondeur d'eau ont été déduites des profondeurs maximums de déploiement de notre saumon hydraulique (figure 10.1). Ces mesures sont très approximatives mais elles permettent de confirmer l'ordre de grandeur des hauteurs mesurées. Au vue de ces données, nous considérerons que la profondeur d'eau dans la veine d'eau principale peut être représentée par le niveau d'eau mesuré à Pontamafrey moins 20 cm.

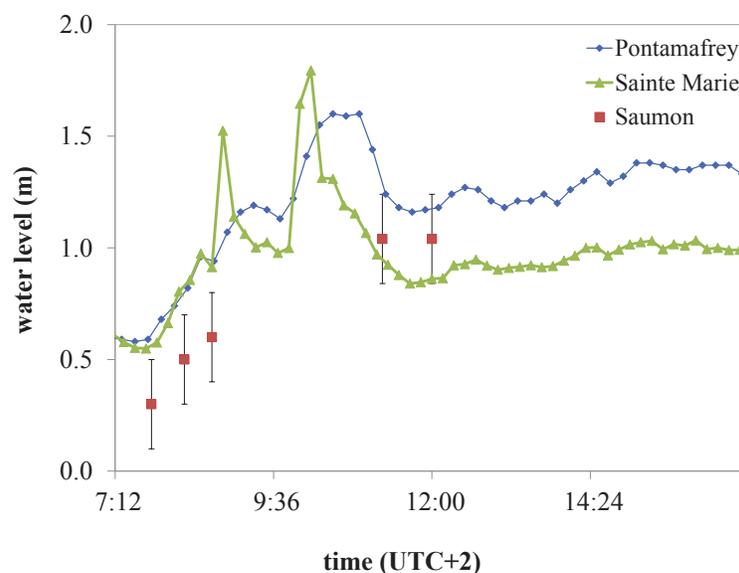


figure 10.1 : Variation temporelle du niveau d'eau mesuré (référence relative à une cote inconnue) lors de la chasse de l'Arc, le 5 Juin 2012. La courbe bleue correspond aux mesures réalisées à Pontamafrey avec un décalage de 90 minutes. La courbe verte est issue de mesure réalisée à Saint Marie. Les points rouges sont des hauteurs d'eau déduites des mesures réalisées avec notre saumon hydraulique.

## 10.2 Forces hydrodynamiques

Des mesures de vitesse de surface ont été faites par IRSTEA lors de la chasse. Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un pistolet radar (SVR Gun) en amont de la trappe Helley-Smith. Toute la gamme de débit de la chasse de l'Arc 2012 est couverte, une bonne relation de calibration a pu être faite avec le niveau d'eau mesuré à Pontamafrey (figure 10.2). Nous utiliserons ces données de vitesses comme indicateur des forces hydrodynamiques développées dans la veine fluide. La chronique de vitesse de surface au cours de la crue sera donc construite à partir de la

relation de calibration de la figure 10.2 et de la chronique de niveau d'eau continue de Pontamafrey.

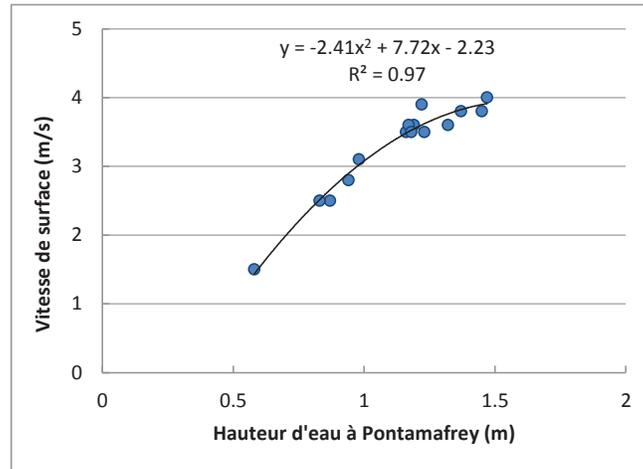


figure 10.2 : Relation de calibration entre la vitesse de surface (m/s) mesurée dans la veine d'eau principale et le niveau d'eau mesuré à Pontamafrey (8 km en amont de notre station).

### 10.3 Mesures Helley-Smith

Des mesures physiques des flux de charriage ont été réalisées par IRSTEA. Cette mesure à l'aide d'une trappe Helley-Smith est un défi dans une rivière comme l'Arc en Maurienne, la méthode de mesure est présentée dans *Camenen et al.*(2011). Nous ne discuterons pas ici des nombreuses incertitudes de la mesure. L'article de Vericat et al. (2006) donne un bon aperçu de ces aspects. Nous utiliserons ces mesures pour avoir une idée de la dynamique temporelle mesurée en un point de la section. Ces données permettront également de donner un ordre de grandeur des granulométries déplacées dans la rivière.

Les mesures ont été réalisées dans la veine principale de l'écoulement, à environ 20 m de l'hydrophone situé en rive droite. La trappe a été déployée depuis le pont sur le lit de la rivière à l'aide d'une grue mécanique. L'appareil a été posé sur le fond pour des durées variant de 1 à 3 minutes. Une mesure a été réalisée toutes les 30 minutes environ. Les échantillons recueillis ont été lavés, triés et pesés sur place.

Les flux de charriage ont été calculés suivant l'équation suivante :

$$q_s = \frac{kM}{\rho_s b T} \quad (10.1)$$

Où  $q_s$  est le flux de charriage ( $m^3s^{-1}m^{-1}$ ),  $k$  l'efficacité de l'échantillonneur (estimée à 1,5),  $M$  la masse totale de sédiment (kg),  $\rho_s$  la masse volumique des sédiments ( $2650 \text{ kg/m}^3$ ),  $b$  la largeur d'entrée de l'échantillonneur (0,152 m) et  $T$  la durée totale de la mesure (s).

## 10.4 Mesures acoustiques

Les mesures acoustiques sont constituées de 243 enregistrements de 1 minute entre 7h45 et 16h00 (échantillonnage à pas de temps variable).

Le spectre de chaque enregistrement a été calculé selon la méthode de Welch. L'évolution temporelle de ces spectres est présentée dans la figure 10.3a. On remarque une énergie forte mesurée à basse fréquence entre 10h et 12h, ainsi que de 14h à 16h. Ces périodes correspondent aux séquences de hauteur d'eau les plus élevées. À l'écoute des enregistrements (Sample05.wav), un bruit énergétique de chocs sur la structure est identifié. Ce type de bruit est large bande et se distingue bien à basse fréquence dans le spectrogramme (cf. section 3.3.1). Sachant que le bruit ambiant mesuré présente un minimum d'énergie dans la bande de 100 à 500 Hz, j'ai utilisé cette bande de fréquence pour détecter les chocs sur la structure.

Une méthode statistique a été choisie pour filtrer cette information. Elle a été appliquée à chaque enregistrement de 1 min et est expliquée ci-dessous.

Pour chaque enregistrement, le spectrogramme a été calculé à l'aide d'une fenêtre de longueur  $2^{12}$  points ( $\sim 41$  ms) et un taux de recouvrement de 66%. Pour chaque fenêtre, l'énergie contenue dans la bande 100-500 Hz a été calculée. Basée sur ces énergies, une fonction de densité de probabilité est calculée. On calcule alors la valeur médiane de l'énergie contenue dans la bande de 100-500 Hz. Le spectre des segments ayant une énergie inférieure à cette valeur médiane est calculé. Ainsi, pour chaque enregistrement, on peut définir un spectre « médian » contenant 50% des instants les moins énergétiques dans la bande de fréquence 100-500 Hz. Le résultat est présenté dans la figure 10.3b.

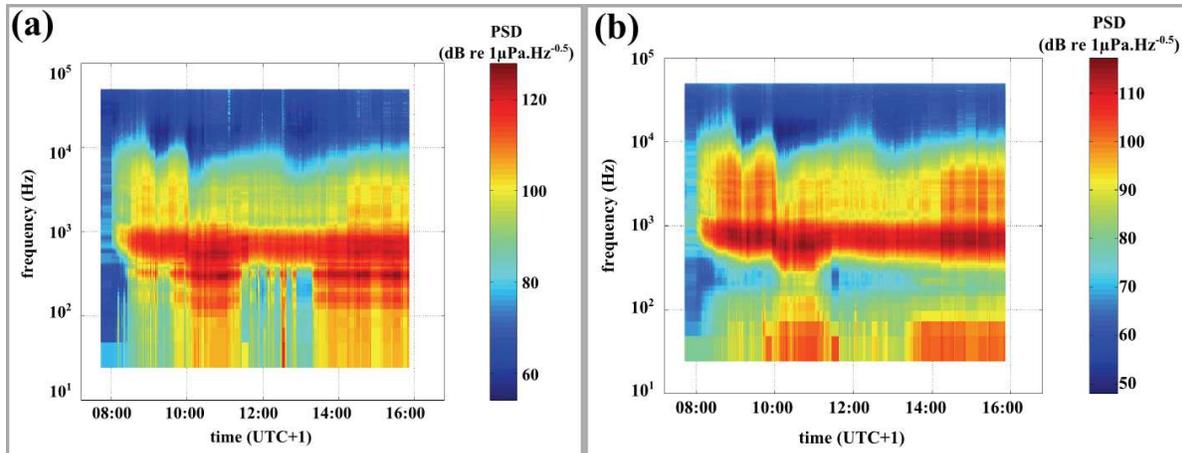


figure 10.3 : (a) Evolution du spectre au cours de la crue. Les spectres ont été calculés par la méthode Welch (Fenêtre de  $2^{12}$  points avec un recouvrement de 66%) ; (b) Evolution du spectre « médian » au cours de la crue. La caractéristique utilisée pour calculer les spectres « médians » est l'énergie contenue dans la bande 100-500 Hz.

Le spectrogramme filtré de la crue (figure 10.3b) met en évidence trois bandes de fréquence dont le comportement diffère dans le temps. Ces trois bandes de fréquences sont indiquées sur le spectre moyen de la crue (figure 10.4).

La première bande de fréquence est définie sur les fréquences inférieures à 200 Hz, c'est la bande de fréquence dominée par les effets de turbulence (cf. section 3.2.3). On remarque deux périodes d'augmentation de la puissance spectrale à 10h puis à 14h.

La seconde bande de fréquence est définie entre 200 et 1350 Hz, cette bande de fréquence correspond aux bruits générés par le charriage grossier, pour des diamètres de l'ordre de la dizaine de centimètre (cf. section 3.1.3. Mais elle est également dominée par les bruits issus de l'agitation de surface (cf. section 3.2.1). C'est la bande de fréquence la plus puissante. On remarque que son maximum de puissance évolue au cours de la crue.

Enfin, la bande définie au-dessus de 1350 Hz pourrait correspondre à des bruits uniquement dominés par le charriage. On remarque une atténuation de la puissance entre 10h et 14h.

Afin de comprendre les informations contenues dans ce signal, des comparaisons sont effectuées avec les différentes mesures de l'environnement : vitesse de surface, hauteurs d'eau, mesures Helley-Smith et les mesures de matière en suspension.

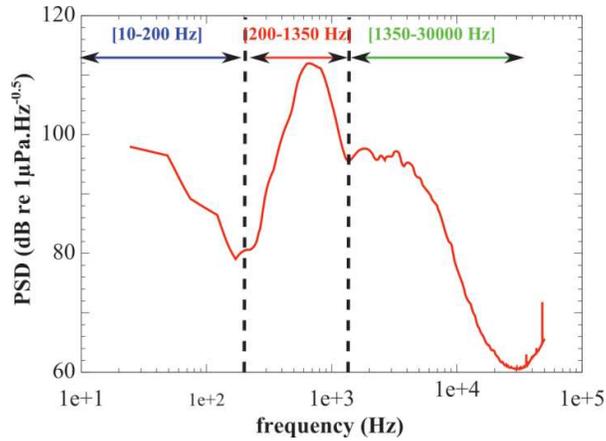


figure 10.4 : densité spectrale moyenne de puissance des spectres ‘median’ présentés dans la figure 10.3b. Trois bandes de fréquences ont été définies car leur évolution temporelle semble différer dans le spectrogramme (figure 10.3b)

### 10.5 Acoustique, charriage et hydrodynamique

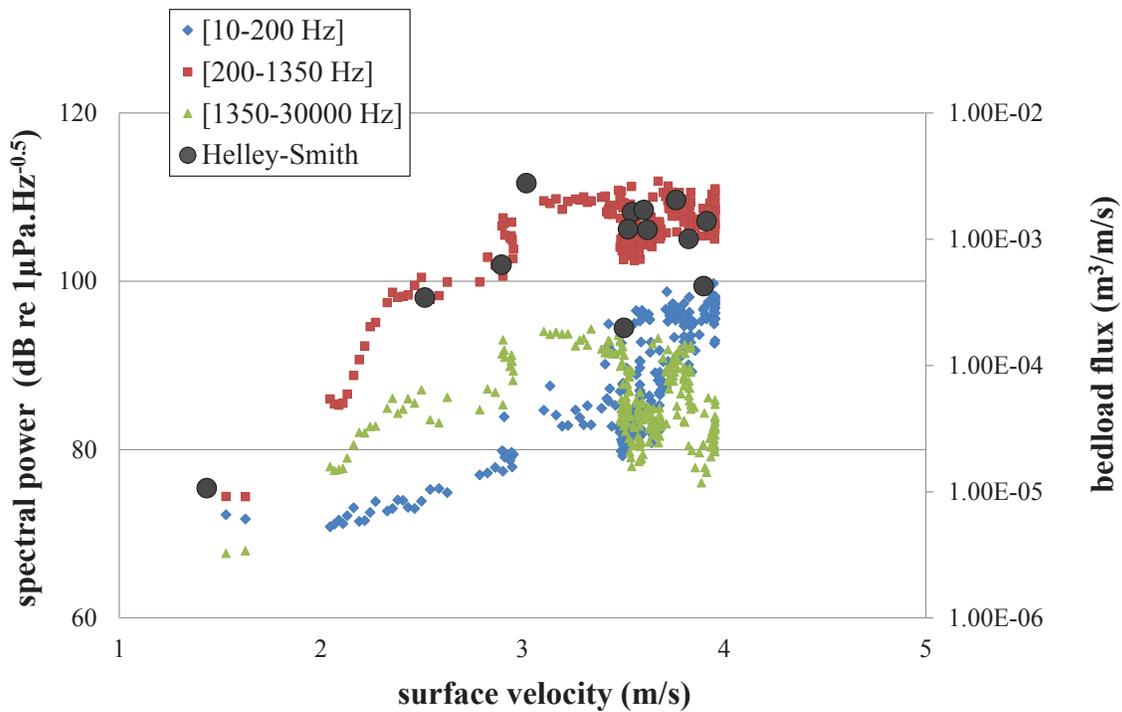


figure 10.5 : Variations des puissances spectrales et des flux de charriage en fonction de la vitesse de surface.

La figure 10.5 présente l'évolution des trois de bandes de fréquences définies précédemment en fonction de la vitesse de surface. La puissance des basses

fréquences augmente continument avec la vitesse de surface. Son taux d'accroissement montre également une augmentation avec la vitesse. Le comportement des bandes de hautes fréquences diffère car on observe une augmentation rapide de la puissance à partir de  $2 \text{ ms}^{-1}$  puis une stagnation voire une décroissance de la puissance au-delà de  $3 \text{ ms}^{-1}$ .

Concernant les mesures de flux de charriage, ils semblent varier de la même manière que les bandes de plus hautes fréquences. C'est-à-dire que les flux de charriage mesurés augmentent fortement de  $2$  à  $3 \text{ ms}^{-1}$  puis le taux d'accroissement diminue fortement au-delà de  $3 \text{ ms}^{-1}$ . Ces observations indiquent que le comportement des mesures Helley-Smith est similaire aux variations de puissance acoustique mesurée à haute fréquence. L'hypothèse de bruit dominé par la turbulence à basse fréquence est aussi cohérente.

Des puissances acoustiques exprimées en  $\mu\text{Pa}$  (ou  $V$ ) ont été reliées aux flux solides par des relations puissances dans la littérature [*Johnson and Muir, 1969; Rouse, 1994; Voulgaris et al., 1995*]. On a donc voulu relier les puissances acoustiques (exprimées en dB) au logarithme des flux solides mesurés par des relations linéaires. Le résultat est représenté dans la figure 10.6. Contre toute attente, la meilleure corrélation est exprimée avec la bande des basses fréquences. Nous notons que le nombre de points utilisé pour la corrélation est faible et que la mesure Helley-Smith est pleine d'incertitude. Nous pensons que les relations de calibration exprimées ici ont moins de sens physique que les comportements observés dans la figure 10.5.

Nous retiendrons tout de même qu'une très mauvaise corrélation est donnée par la bande de plus hautes fréquences. Nous pensons effectivement qu'une partie de la puissance haute fréquence puisse être affecté par un autre processus, tel que les concentrations de matières en suspension (figure 10.7). Les mesures de MES ont été réalisées au seau depuis le pont situé à 5000 m en amont de notre section de mesure. On observe effectivement une baisse de la puissance spectrale haute fréquence lorsque les concentrations dépassent  $10 \text{ gL}^{-1}$ .

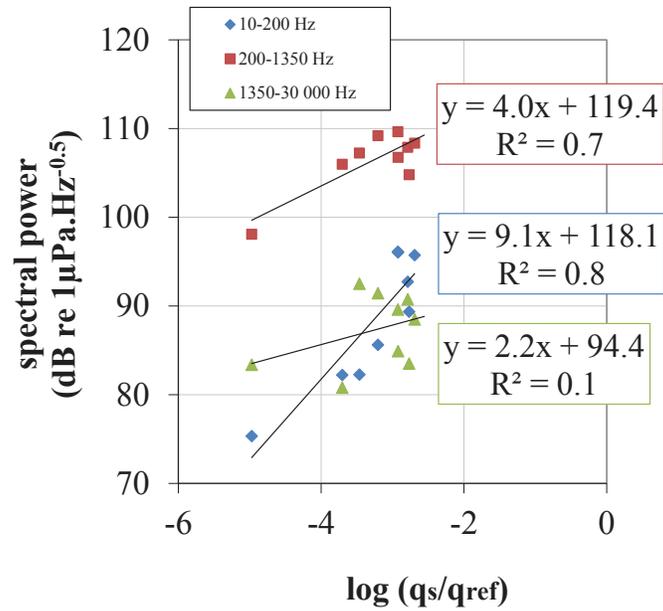


figure 10.6 : Puissance spectrales en fonction du log base 10 des flux de charriages. Les flux de charriage sont exprimés en m<sup>3</sup>/m/s ( $q_{ref}=1\text{m}^3/\text{m/s}$ ). Des lois linéaires ont été ajustées. Les trois couleurs correspondent aux bandes de fréquence indiquée dans la légende.

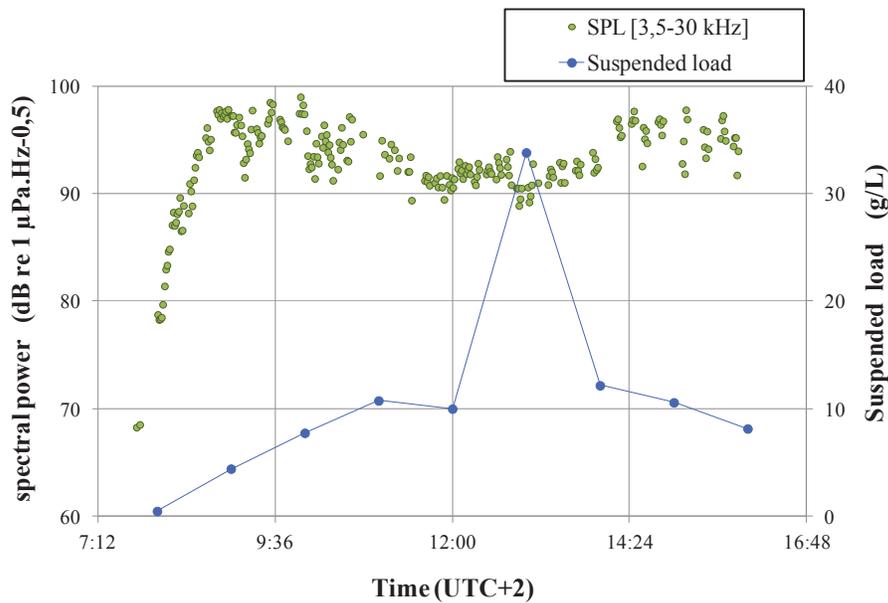


figure 10.7 : Variations de la puissance spectrale de la bande haute fréquence et des concentrations de matière en suspensions pendant la chasse de l'Arc.

## 10.6 Fréquences, granulométrie et guide d'onde

Nous avons vu dans la section 3.1.3 qu'il y avait une relation entre la fréquence centrale du bruit généré et la taille des grains. La fréquence centrale sur les données brutes et filtrées a été calculée pour chaque enregistrement (figure 10.7). On observe une anti corrélation entre la hauteur d'eau et la fréquence centrale du signal enregistré. C'est-à-dire que la fréquence centrale diminue pour des débits plus importants. Ceci pourrait être cohérent avec des tailles de grains plus importants mis en mouvement lorsque les forces hydrodynamiques augmentent. Cependant, il n'y a pas une tendance claire à l'augmentation des diamètres échantillonnés avec la profondeur (figure 10.9). En tout cas, elle n'est pas mesurable ici.

Il semble que cette variation de fréquence centrale n'est pas expliquée par les mesures Helley-Smith. On a vu précédemment (section 7.5) que la hauteur d'eau avait un rôle sur la forme de la fonction de transfert. En particulier sur la position de la fréquence de coupure du canal. Dans un guide d'onde de Pékeris, la fréquence du coupure du canal s'exprime selon la relation suivante :

$$f_{cutoff} = \frac{c_w c_s}{4D\sqrt{c_s^2 - c_w^2}} \quad (10.2)$$

Où  $c_w$  et  $c_s$  sont les célérités des ondes acoustiques dans l'eau et le sédiment respectivement (m/s),  $D$  la profondeur (m) du canal./

La dépendance en  $1/D$  implique que la fréquence de coupure du canal est basse lorsque la profondeur est grande. Ainsi, les signaux générés se propagent mieux à basses fréquences lorsque la profondeur du canal augmente, ce qui est expliquerait l'anticorrélation observée dans la figure 10.8. La fréquence de coupure du canal a été estimée selon (10.2) avec  $c_w=1500$  m/s et  $c_s=1800$  m/s. On considère que le sédiment est constitué de gravier (table 6.1). Le résultat est présenté dans la figure 10.10.

La courbe représentée par l'équation (10.2) ressemble beaucoup à la chute de puissance observée en dessous du kHz dans le spectrogramme. Cela confirme que la répartition des puissances dans le plan fréquentiel est majoritairement affectée par les effets de propagation. Les valeurs ne sont pas identiques mais les célérités ont été choisies arbitrairement et on peut remettre en doute la profondeur d'eau mesurée.

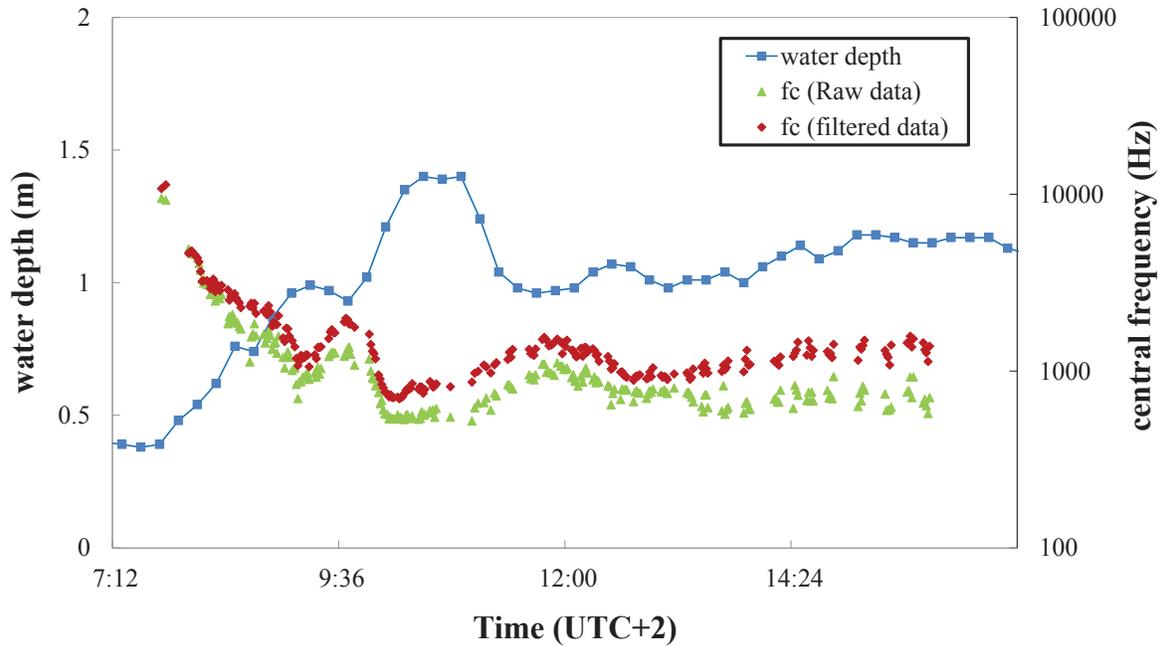


figure 10.8 : Variations temporelles de la fréquence centrale des enregistrements et de la profondeur. La fréquence centrale a été calculée sur les données brutes -fc (Raw data)- ainsi que sur les données filtrées -fc (filtered data)-. La profondeur a été estimée comme la hauteur d'eau mesurée à Pontamafrey moins 20 cm.

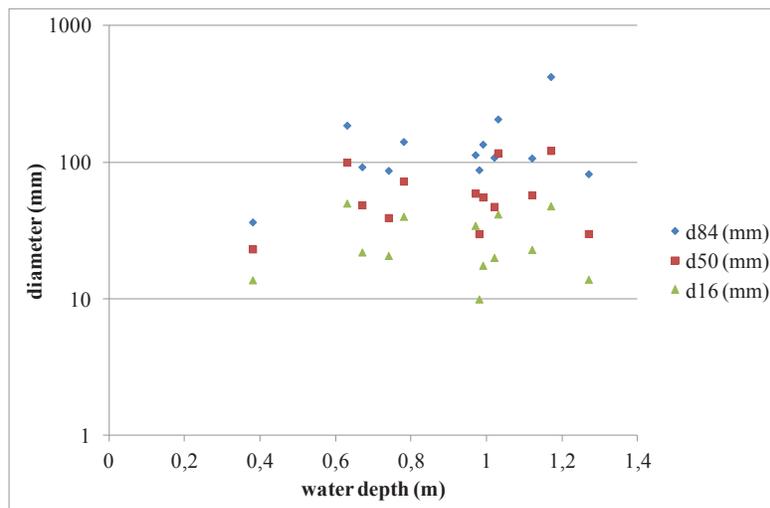


figure 10.9 : Variation du diamètre des sédiments échantillonnés en fonction de la profondeur d'eau.

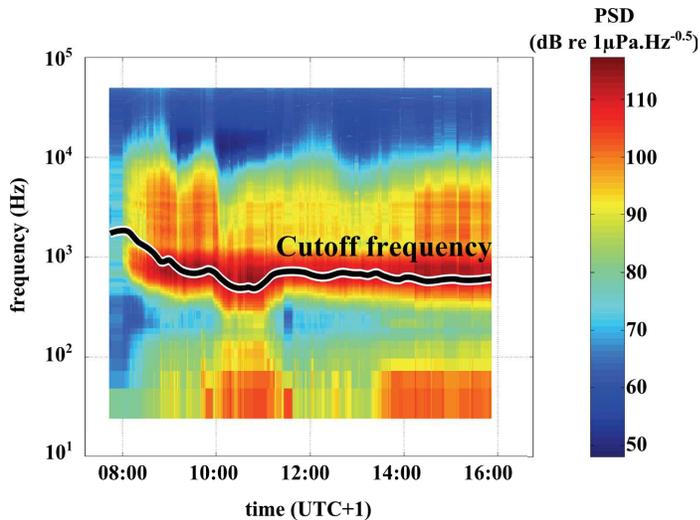


figure 10.10 : Spectrogramme filtré de la crue. La ligne noire correspond à la fréquence de coupure calculée selon (10.2).

## 10.7 Conclusion

Des mesures acoustiques ont été réalisées au cours d'une crue sur l'Arc en Maurienne. Le signal a été découpé en trois bandes de fréquences remarquables dans le spectrogramme. Le contenu énergétique de la bande basse fréquence ( $<200$  Hz) est strictement croissant avec la vitesse de surface observée et il correspond à la turbulence sur le capteur. Les autres bandes définies au-dessus de 200 Hz augmentent avec la vitesse de surface pour atteindre un plateau de puissance au-dessus  $3 \text{ ms}^{-1}$ .

La comparaison entre le contenu énergétique à haute fréquence du signal acoustique et les mesures du charriage par échantillonneur Helley-Smith est délicate dans la mesure où (1) les incertitudes de la mesure physique sont fortes dans ce type d'environnement [Vericat, 2006 ; Camenen, 2012], (2) la mesure Helley-Smith est locale alors que la mesure hydrophone intègre une partie de la rivière (cf. partie 4.1.2 : seuil mobile). La même dynamique du signal à haute fréquence et de l'échantillonneur est cependant observée ; la mesure acoustique à haute fréquence semble donc corrélée au charriage.

Cette expérience montre également que le signal acoustique est affecté par la fréquence de coupure du canal et qu'elle limite l'observation du bruit généré à basse fréquence par les éléments les plus grossiers. Cette variation de la fréquence de coupure va avoir un rôle important sur la dynamique de la puissance dans la bande de moyenne fréquence (200-1350 Hz). Ainsi la puissance observée dans cette bande de fréquence n'est pas seulement dépendante des sources de bruit présente dans la

rivière et remet donc en cause la bonne calibration observée avec les données Helley-Smith.

Quant à la bande haute fréquence ( $>1350$  Hz), si elle n'est pas affectée par la propagation modale, elle peut être un bon indicateur malgré sa mauvaise corrélation calculée avec les flux de charriage. Les effets de fortes concentrations de matières en suspension ( $>10\text{g/L}$ ) soulèvent quelques interrogations qu'ils seraient intéressant de lever à l'aide d'acoustique active.

Si l'estimation de la granulométrie du charriage est possible grâce au contenu fréquentiel du signal [Thorne, 1985], elle semble être délicate dans ce type d'environnement. En effet le contenu fréquentiel est largement affecté par les effets de propagation qui sont caractérisés par le rapport des longueurs d'ondes à leur environnement (hauteur d'eau, tailles des particules en suspension, rugosités, etc.).

La mesure acoustique des flux de charriage ou encore de la granulométrie dans des rivières à forte pente semble complexe, compte tenu des nombreuses dépendances du signal. De plus, les difficultés de calibration de la méthode dans une rivière non instrumentée laisse place à de nombreux doutes. Cependant, il n'est pas exclu de pouvoir utiliser l'acoustique passive pour déterminer l'initiation du transport solide par exemple.

# Conclusions & perspectives

---

## Résumé du travail réalisé

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire porte sur le développement d'une méthode basée sur l'acoustique passive pour la mesure du transport solide par charriage en rivière. Dans cet objectif, nous avons travaillé dans des environnements naturels variés, à l'écoute du torrent comme du grand fleuve navigable. Nous avons aussi travaillé à différentes échelles temporelles : quelques secondes sur le Rhin, la journée dans l'Arc en Maurienne, les mois dans la Drau, mais aussi en examinant le signal à l'échelle de sa composante élémentaire, le choc des particules, à l'échelle de quelques millisecondes. Ces nombreuses mesures nous ont amené à développer plusieurs systèmes de mesures ainsi que d'imaginer différentes stratégies de déploiement. Ces expériences ont également contribué à construire une vision élargie des paysages sonores fluviaux et de la bonne pratique de l'utilisation de l'acoustique en rivière. La rivière est globalement dominée par trois types de bruits que sont la turbulence, l'agitation de surface et le transport solide.

Si l'acoustique permet de mesurer les dynamiques de multiples processus, cette caractéristique peut être un atout mais aussi une difficulté. Il est en effet nécessaire de s'appuyer sur des méthodes de détection pour sélectionner l'information que l'on juge utile. A l'aide d'outils de traitement du signal basés sur la transformée de Fourier, les signaux émis ont pu être observés dans les plans temps et fréquence. Cette représentation permet de sélectionner les parties d'intérêt du signal. Cette décomposition du signal et son analyse à l'échelle de la milliseconde permet d'observer différentes dynamiques et de formuler des indicateurs stables des niveaux de bruit ambiant pour des échelles temporelles supérieures (en utilisant la médiane à la place des moyennes).

Des explorations de champ de pression sur la verticale ont été réalisées, avec l'objectif initial d'optimiser la position du capteur. Ces observations nous ont fait prendre conscience du rôle important de la propagation sur les signaux mesurés. Notre apprentissage de l'acoustique nous a permis de formuler et d'apprécier les différents processus associés à la propagation des ondes. La rivière est un environnement favorable à la propagation des ondes acoustiques, elle se comporte comme un guide d'onde : les ondes acoustiques sont réfléchies au niveau de la surface libre et du lit de la rivière, ce qui permet une propagation des ondes sur de longue distance.

Cette propagation a été modélisée en résolvant l'équation d'onde par la méthode des modes normaux. Les caractéristiques des signaux reçus ne sont pas uniquement dépendants des sources de bruit mais également de la position du capteur, la profondeur d'eau et du type de sédiment constituant le lit de la rivière. La bande de fréquence utilisable est limitée par une fréquence de coupure inversement proportionnelle à la hauteur d'eau. Notons que certains effets liés à la rugosité, aux fortes concentrations de matières en suspension n'ont pu être appréciés dans notre étude. Enfin, cette modélisation nous a permis de corriger les effets de la profondeur sur les signaux observés. À l'aide des connaissances acquises précédemment sur les sources de bruits et les outils de traitement du signal,, un indicateur du signal a pu être corrélé à des estimations de flux de charriage.

L'initiation de transport solide a été mise en évidence dans le Rhin et mesurée par l'acoustique à haute fréquence (>10kHz); une dynamique de crue a pu être observée sur les enregistrements de la Drau et corrélée à des mesures géophones; enfin la partie haute fréquence (>1kHz) du signal lors d'une chasse sur l'Arc en Maurienne semble être corrélée aux mesures Helley-Smith. Il est difficile de juger de la qualité de ces corrélations car n'est pas seulement dépendante du descripteur acoustique mais également de la qualité des mesures de terrains réalisées. Dans l'ensemble de ces expériences, la mesure acoustique semble être intégratrice sur une large surface qui a pu être quantifiée dans le cas d'une rivière équipée comme la Drau. Les enregistrements réalisés pendant les opérations de chasse de l'Arc-en-Maurienne confirment les conclusions que nous avons faites à partir de la modélisation sur l'existence d'une fréquence de coupure. Ces analyses sur différents sites montrent aussi que l'exploitation des signaux hydrophones doit prendre en compte les spécificités du site et des conditions de bruits rencontrés au moment de l'expérience. La mesure doit être confrontée à des mesures complémentaires de l'environnement pour être correctement interprétée (hauteur d'eau, géométrie, matières en suspension, types de sédiments transportés, etc.).

## **Réflexion et perspectives**

L'utilisation de l'acoustique pour la mesure du transport solide nécessite une expertise forte du signal (séparation de sources et compréhension des effets de propagation). Malgré ces difficultés, la méthode présente de nombreux avantages d'ordre opérationnels (déploiement depuis la berge, automatique et continu, relativement peu coûteux). La détection de l'initiation du transport solide a été faite dans le Rhin mais nécessite d'être expérimentée dans d'autres environnements sonores et confrontée à d'autres mesures de ce paramètre (transpondeurs par exemple). L'acoustique peut être un outil de mesure de flux de charriage après

calibration et que cette relation de calibration n'évolue pas dans le temps (section stable). Elle permet de plus de faire des mesures continues et intégratrices. Utilisée sur un saumon hydraulique, l'hydrophone pourrait être utilisé pour explorer la variation spatiale du charriage dans la section en travers.

Son utilisation semble être facilitée dans les grandes rivières à graviers où les rapports de signal à bruit sont forts et où les fréquences de coupures sont d'un ordre de grandeur en-dessous des fréquences générées par le charriage. Dans des rivières à forte pente, les hauteurs d'écoulement sont généralement petites et les rugosités fortes. Les bruits liés à l'agitation de la surface et à la turbulence seront donc puissants et potentiellement gênants pour la mesure du charriage grossier. De plus, la faible hauteur d'eau implique une fréquence de coupure élevée du chenal d'où la nécessité de travailler avec des fréquences plus élevées (>10 kHz). Ces fréquences élevées associées à de petites longueurs d'ondes seront alors confrontés aux problèmes de rugosités fortes et de fortes concentrations en matière en suspension, dans ces conditions les effets de propagation encore méconnu dans les environnements fluviaux.

La mesure acoustique est finalement facile à mettre en œuvre mais elle est sensible à de nombreux paramètres :

- bruits ambiants
- type de sédiment (taille, forme, densité, etc.) et modes de transport
- répartition spatiale (Distance des sources de bruit au capteur)
- propriétés de propagations (géométrie du canal, célérités de propagation, coefficients d'atténuations, etc.)

Elle est donc potentiellement riche mais ces différents aspects doivent être maîtrisés. Les axes de recherches sont donc situés autour de ces dépendances.

### **Mieux caractériser la source de bruit**

On connaît l'influence des flux et de la taille des grains sur la puissance large bande et la fréquence centrale. Cependant, ce son est sûrement dépendant d'autres facteurs tels que le mode des transports des particules (saltation, roulement, glissement) ou encore des mélanges de grains, représentés par leur courbe granulométrique et leurs diamètres caractéristiques  $d_{16}$ ,  $d_{50}$ ,  $d_{84}$ .

On peut supposer que ces caractéristiques de transport des sédiments peuvent être reconnues dans le signal généré. Cependant, l'ensemble de ces caractéristiques ne peuvent être expliquées par une puissance large bande et une fréquence centrale. Il est nécessaire de proposer des nouveaux descripteurs du signal (largeur de bande,

kurtosis, etc.) et d'étudier leur dépendance aux caractéristiques du charriage. Ce type d'étude doit être réalisé dans des milieux bien contrôlés, par exemple par des expériences de canal en laboratoire.

### **La répartition spatiale du charriage et des sources sonores**

La répartition spatiale du charriage est directement liée à la répartition spatiale des sources. Si ce n'est pas forcément un objectif opérationnel, sa connaissance est nécessaire à la bonne mesure des flux par acoustique passive.

En effet, considérons une rivière à débit solide constant. Le transport solide s'effectue dans un chenal principal du lit de la rivière. Un hydrophone est placé en berge pour mesurer les flux de transport solide par charriage ; il a été calibré lors de campagnes de mesures précédentes. Si la position du chenal principal dans la rivière s'éloigne du capteur acoustique alors une baisse d'énergie acoustique sera observée (les pertes de propagations augmentent avec la distance). Ainsi le capteur acoustique mesurera des variations de puissances du signal alors que le débit solide de la rivière est constant.

Pour augmenter la validité de la relation de calibration entre la puissance acoustique et le flux totale, il me semble donc indispensable de connaître la répartition spatiale des flux de charriage. Ceci peut être fait à l'aide de mesures ponctuelles : par exploration du champ de pression acoustique sur l'horizontale où à l'aide d'un ADCP par exemple. Si cette répartition spatiale varie, il faudra intégrer cette information dans le calcul de la mesure du flux par acoustique. Ceci ne sera possible qu'en ayant une bonne connaissance de la propagation des sources vers le capteur.

### **Étudier la propagation**

Il existe peu de connaissance sur la propagation des ondes acoustiques dans la rivière. Le savoir existant a été développé pour la mesure active avec des fréquences au-delà de la centaine de kHz. Le développement de modèle de propagation d'ondes acoustiques dans la rivière est essentielle pour mieux comprendre les signaux mesurés (estimation des surfaces de mesure, localisation des sources de bruit, etc.). Pour construire et renseigner ces modèles, des mesures par acoustique active sont nécessaires : calibration des célérités, estimation des coefficients d'atténuations, étudier l'effet des rugosités du lit et des variations de concentration en matières en suspensions, etc.

**Les utilisations futures répondent à la fois à une demande opérationnelle et à des besoins de connaissance.**

Le besoin des modélisateurs en ingénierie et le manque de données pour la calibration est à l'origine de cette recherche sur la méthode hydrophone. En particulier le besoin de préciser les conditions hydrodynamiques du début de transport par charriage. Il existe aussi une demande opérationnelle sur la surveillance des flux sédimentaires à proximité des ouvrages en particulier.

L'hydrophone est un outil adapté pour les grandes rivières, dans des conditions où les autres méthodes sont parfois difficile ou impossible à mettre en œuvre. Il est adapté à la surveillance en continu et donc à ces objectifs opérationnels.

Au stade actuel de développement, l'utilisation opérationnelle de la méthode hydrophone doit avoir des objectifs modestes, par exemple détecter l'existence du transport.

Pour les chercheurs, cette utilisation opérationnelle donne la possibilité d'expérimenter et d'améliorer la méthode par l'accès à des sites différents. Pour développer la méthode et ses apports potentiels, il est souhaitable d'envisager le couplage systématique avec une méthode de mesure qui permettra la comparaison.

Une des applications de l'hydrophone dans la **recherche** est l'étude des rythmes du transport par charriage à différentes échelles de temps :

- Annuel et pluriannuel : Suivi de la progression de la charge solide dans le bassin versant et plus particulièrement dans la rivière. Mise en évidence de vagues de progradation de la charge solide. Détermination des conditions critique de début de transport. Relation avec l'hydrologie. On utilisera ici les propriétés offertes par le suivi en continu et le coût modeste.
- La crue et en particulier la destruction puis la reconstruction du pavage du lit de la rivière. L'hydrophone est souvent le seul moyen d'exploration direct dans les conditions de la crue.
- L'analyse d'un enregistrement de quelques minutes montre la variabilité temporelle des caractéristiques du signal. Cette variabilité temporelle présente des similarités avec celle des objets turbulents présents dans la rivière initiés au voisinage du lit.



# Notations

---

$\alpha$	Coefficient d'atténuation (dB/ $\lambda$ ou nepers.m <sup>-1</sup> )
$\nabla$	Laplacien (m <sup>-2</sup> )
$\lambda$	Longueur d'onde (m)
$\theta$	Angle d'incidence (rad)
$\tau$	Retard (s)
$\omega$	Pulsation (s <sup>-1</sup> )
$\Phi_m$	Fonction de propagation horizontale
$\Psi_m$	Fonctions modales
$a$	Diamètre des particule solide en suspension (m)
$c$ ou $c_w$	Celerité des ondes acoustiques dans l'eau (ms <sup>-1</sup> )
$c_s$	Célérité des ondes acoustiques dans le sédiment (cs <sup>-1</sup> )
$d_{xx}$	Diamètre du décile xx de la courbe granulométrique (m)
$D$	Profondeur de la colonne d'eau (m)
$E_g$	Intégrale au carré du signal géophone (V <sup>2</sup> )
$f$	Fréquence (Hz)
$f_c$	Fréquence centrale (Hz)
$F_s$	Fréquence d'échantillonnage (Hz)
$FT$	Fonction de transfert à une distance de référence X(dB @ X m)
$k$	Nombre d'onde (m <sup>-1</sup> )
$k_a$	Nombre d'onde adimensionné
$k_{rm}$	Nombre d'onde horizontal (m <sup>-1</sup> )
$i_R$	Intensité acoustique (W.m <sup>-2</sup> )
$I_b$	Flux de transport solide (kg m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> or kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )
$p$	Pression acoustique ( $\mu$ Pa)
$p_{ref}$	Pression acoustique de référence ( $\mu$ Pa)

$p_0$	Pression acoustique de la source à une distance de référence ( $\mu\text{Pa}$ )
PSD	Densité spectrale de puissance (dB re $1\mu\text{PaHz}^{-0.5}$ )
$q_s$	Flux de transport solide ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$ )
$r$	Distance horizontale du récepteur par rapport à la source depuis la source (m)
$R$	Coefficient de Réflexion
$R_{xy}$	Fonction d'auto-corrélation
$t$	Temps (s)
RMS	Valeur efficace (Root Mean Square)
SL	Source Level ou niveau de la source (dB re $1\mu\text{Pa}$ )
SPL	Sound Pressure Level ou niveau de bruit (dB re $1\mu\text{Pa}$ )
$T$	Coefficient de Transmission
TL	Transmission loss ou pertes de transmission (dB)
$U_{\text{rms}}$	root mean square value of the hydrophone signal (V or Pa)
$U_{\text{rms,dB}}$	root mean square value of the hydrophone signal (dB re 1 V)
$x$	Signal discret
$X$	Transformée de Fourier du signal discret
$\vec{X}$	Vecteur position
$x_k$	Segment du signal $x$
$z_s$	Profondeur de la source (m)
$z_r$	Profondeur du récepteur (m)
$Z$	Impédance acoustique ( $\text{Pa}\cdot\text{sm}^{-1}$ )

# Références bibliographiques

---

- Ainslie, M. A., and J. G. McColm (1998), A simplified formula for viscous and chemical absorption in sea water, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 103, 1671.
- Akay, A., & Hodgson, T. H. (1978). Acoustic radiation from the elastic impact of a sphere with a slab. *Applied Acoustics*, 11(4), 285-304.
- Antoine, G., M. Jodeau, B. Camenen, and M. Esteves (2012), A settling velocity parameterization for sand/mud mixture in a 1D flow during a flushing event, *River Flow 2012*, 371.
- Auger, F., P. Flandrin, P. Goncalves and O. Lemoine (1996), Time-frequency toolbox for use with MATLAB.
- Barton, J. S., Slingerland, R. L., Gabrielson, T. B., Johnson, P. A., & Gray, J. R. (2003, September). Listening to bedload: a flume study relating acoustic response to bedload motion. In *Proceedings of the Federal Interagency Sediment Monitoring Instrument and Analysis Workshop*, Flagstaff, Arizona.
- Barton, J. S., Slingerland, R. L., Pittman, S., & Gabrielson, T. B. (2010). Monitoring coarse bedload transport with passive acoustic instrumentation: A field study. *US Geol. Surv. Sci. Invest. Rep*, 5091.
- Bassett, C., J. Thomson and B. Polagye (2013), Sediment-generated noise and bed stress in a tidal channel, *Journal Geophysical Research Oceans*, 118, doi:10.1002/jgrc.20169.
- Bedeus, K., and L. Ivicsics (1964), Observation of the noise of bedload, in *General Assembly, Commission on Hydrometry*, pp.384-390, International Association of Hydrological Sciences, Berkeley, CA, USA.
- Belleudy, P., Valette, A., & Graff, B. (2010, September). Monitoring of bedload in river beds with an hydrophone: first trials of signal analyses. In *River Flow, Proc. 5th Int. Conf on Fluvial Hydraulics*.
- Belleudy, P. and T. Geay (2011), Monitoring of bed load in river beds with an hydrophone, 41. *Internationales Wasserbau-Symposium (IWASA): "Kleine und Große Steine"*. 11-12 January 2011. Aachen, Germany
- Bonnel, J. (2010). Analyse de la dispersion acoustique UBF (0-150 Hz) pour la surveillance et la caractérisation du milieu marin (Doctoral dissertation, Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG).

- Bonnell, J., C. Gervaise, P. Roux, B. Nicolas, and J. I. Mars (2011), Modal depth function estimation using time-frequency analysis, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 130, 61.
- Brekhovskikh L.M and Yu. Lysanov, 1991, *Fundamentals of Ocean Acoustics*, 2nd ed., Springer, Berlin, Germany.
- Buck, W., 1993. Eingriffe und Ereignisse im 19. und 20. Jahrhundert: Oberrhein bis zum Neckar. In: Kalweit, H. (Ed.), *Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen – Ausbau, Schifffahrt, Wasserwirtschaft*. CHR/KHR, Lelystad, The Netherlands, pp. 55-197.
- Bunte, K., Abt, S. R., Potyondy, J. P., & Ryan, S. E. (2004). Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(9), 879-893.
- Camenen, B., M. Jodeau, and J. Le Coz (2008), Modélisation du flux sédimentaire pendant une chasse hydraulique (Arc en Maurienne), *La Houille Blanche*, (4), 83–89.
- Camenen, B., M. Jaballah, T. Geay, P. Belleudy, J.B. Laronne, and J.P. Laskowski (2012), Tentative measurements of bedload transport in an energetic alpine gravel bed river, in *River Flow 2012*, Murillo Munoz (ed.), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-62129-8, pp 379-386.
- Childers, D. (1999), Field comparisons of six pressure-difference bedload samplers in high-energy flow, *Water Resources Investigations Report 92-4068*, U.S. Geological Survey, Vancouver Washington.
- Clifford, N. J., French, J. R., & Hardisty, J. (1993). *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport* (pp. 1-355). John Wiley & Sons.
- Deane, G. B. (1997), Sound generation and air entrainment by breaking waves in the surf zone, *The journal of the acoustical society of America*, 102, 2671.
- Deane, G. B. (1999), Acoustic hot-spots and breaking wave noise in the surf zone, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 105, 3151.
- Deane, G. B. (2000), Long time-base observations of surf noise, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 107, 758.
- Emmett, W.W. (1980), A field calibration of the sediment-trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler. U.S. Geological Survey Professional Paper 1139, 44 pp.
- Field, R. L., E. Jarosz, and J. N. Mourn (2007), Acoustic Propagation in Turbulent Layers, *IEEE*. [online] Available from: [http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs\\_all.jsp?arnumber=4449152](http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs_all.jsp?arnumber=4449152)
- Garcia, C., Laronne, J. B., & Sala, M. (2000). Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology*, 34(1), 23-31.

- Gervaise, C., A. Barazzutti, S. Busson, Y. Simard, and N. Roy (2010), Automatic detection of bioacoustics impulses based on kurtosis under weak signal to noise ratio, *Applied Acoustics*, 71(11), 1020–1026, doi:10.1016/j.apacoust.2010.05.009.
- Gervaise, C., Y. Simard, N. Roy, B. Kinda, and N. Ménard (2012), Shipping noise in whale habitat: Characteristics, sources, budget, and impact on belugas in Saguenay–St. Lawrence Marine Park hub, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 132, 76.
- Goldsmith, W. *Impact*, 1960. Edward Arnold, London, 256-267..
- Gomez, B., R.L. Naff, and D.W. Hubbell (1989), Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(2), 135-156.
- Gray, J.R., J.B. Laronne, and J.D.G. Marr (2010), Bedload-surrogate monitoring technologies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091, pp. 1-37. U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- Habersack, H. (1997), Catchment-wide sectional and local aspects in sediment transport modeling and monitoring. *Journal of Sediment Research*, 12(3), 120-130.
- Habersack, H. M., & Laronne, J. B. (2001a). Bed load texture in an alpine gravel bed river. *Water Resources Research*, 37(12), 3359-3370.
- Habersack, H. M., Nachtnebel, H. P., & Laronne, J. B. (2001b). The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river. *Journal of Hydraulic Research*, 39(2), 125-133.
- Habersack, H. M. and J. B. Laronne (2002), Evaluation and improvement of bed load discharge formulas based on Helley-Smith sampling in an alpine gravel bed river, *Journal of Hydraulic Engineering*, 128, 484–499.
- Habersack, H.M. and H. Piégay (2007), River restoration in the Alps and their surroundings: past experience and future challenges, *Gravel-bed rivers 6 “From process Understanding to River Restoration”* (edited by H. Habersack, H. Piégay, M. Rinaldi), *Developments in Earth Surface Processes* (Elsevier), Vol. 11, 703-735.
- Habersack, H., C. Hauer, M. Liedermann and M. Tritthart (2008), Modelling and monitoring aid management of the Austrian Danube, *Water* 21, Dec. 2008, 29-31.
- Habersack, H, H. Seitz and J.B. Laronne (2008), Spatio-temporal variability of bedload transport rate: analysis and 2D modelling approach, *Geodinamica Acta*, 21: 67-79  
*GEODINAMICA ACTA*; 21: 67-79.
- Habersack, H., H. Seitz and M. Liedermann (2010), Integrated automatic bedload transport monitoring. In *Bedload-surrogate Monitoring Technologies*, Gray JR, Laronne JB, Marr

- JDG (eds.), U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5091, pp 218-235, U.S. Geological Survey: Reston, VA.
- Habersack, H., A. Kreisler, J. Aigner, M. Liedermann and H. Seitz (2012), Spatio-temporal variability of bedload transport, in *River Flow 2012*, Murillo Munoz (ed.), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-62129-8, pp 423-430.
- Hamilton E.L, 1980, Geoacoustic modeling of the sea floor, *J. Acoust. Soc. Am.* 68, 1313-1340.
- Hamilton E.L, 1987, Acoustic properties of sediments., in *Acoustics and Ocean Bottom*, ed. By A.Lara-Saenz, C.Ranz-Guerra, C.Carbo-Fité, C.S.I.C, Madrid Spain, pp. 3-58.
- Harris, F. J. (1978). On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform. *Proceedings of the IEEE*, 66(1), 51-83.
- Helley, E.J., and W. Smith, (1971), Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler. U.S. Geological Survey Open-File Report 73-108, 38pp.
- Huillery, J. (2008). Support temps-fréquence d'un signal inconnu en présence de bruit additif gaussien, Institut Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Jensen, F. B., Kuperman, W. A., Porter, M. B., & Schmidt, H. (1994). *Computational Ocean Acoustics (Modern Acoustics and Signal Processing)*. American Institute of Physics.
- Johnson, P., & Muir, T. C. (1969). Acoustic detection of sediment movement. *Journal of Hydraulic Research*, 7(4), 519-540.
- Jonys, C.K. (1976), Acoustic measurement of sediment transport. Scientific Series No. 66, Department of Fisheries and the Environment, Inland Water Directorate, CCIW Branch, Burlington, Ontario, Canada, 118 pp.
- Kay, S. M. (1998). *Fundamentals of Statistical signal processing, Volume 2: Detection theory* (pp. 345-349). Prentice Hall PTR.
- Kondolf, G.M. (1995). Managing bedload sediment in regulated rivers: examples from California, U.S.A. p. 165-176 in J.E. Costa, Miller, A.J., Potter, K.P and Wilcock, P.R. (eds.): *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology*. AGU Geophys. Monograph 89, 239 pp.
- Koss, L. L., & Alfredson, R. J. (1973). Transient sound radiated by spheres undergoing an elastic collision. *Journal of Sound and Vibration*, 27(1), 59-75.
- Krein, A., Klinck, H., Eiden, M., Symader, W., Bierl, R., Hoffmann, L., & Pfister, L. (2008). Investigating the transport dynamics and the properties of bedload material with a hydroacoustic measuring system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(1), 152-163.
- Lauchle, G. C., J. Wang, and M. S. Howe (2002), Flow-induced noise on underwater pressure-vector acoustic sensors, in *OCEANS'02 MTS/IEEE*, vol. 3, pp. 1906–1910.

- Love, A. (1944). *A Treatise on the mathematical Theory of elasticity*. New York: Dover Publications. Fourth edition. pp. 198.
- Loewen, M. R., & Melville, W. K. (1991). A model of the sound generated by breaking waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 90, 2075.
- Lugli, M., and M. L. Fine (2003), Acoustic communication in two freshwater gobies: Ambient noise and short-range propagation in shallow streams, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 114(1), 512, doi:10.1121/1.1577561
- Lurton, X. (1998). *Acoustique sous-marine.: Présentation et applications*. Editions Quae..
- Medwin, H., & Blue, J. E. (2005). *Sounds in the sea: From ocean acoustics to acoustical oceanography*. Cambridge University Press.
- Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1948, June). Formulas for bed-load transport. In *Proceedings of the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research* (pp. 39-64).
- Millard, N. W. (1976, March). Noise generated by moving sediments. In *Conference on Recent Developments in Underwater Acoustics*, Institute of Acoustics, London, UK (Vol. 31).
- Mizuyama T, Laronne JB, Nonaka M, Sawada T, Satofuka Y, Matsuoka M, Yamashita S, Sako Y, Tamaki S, Watari M, Yamaguchi S, Tsuruta K. 2010a. Calibration of a passive acoustic bedload monitoring system in Japanese mountain rivers. In *Bedload-surrogate Monitoring Technologies*, Gray JR, Laronne JB, Marr JDG (eds), US Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5091, pp296-318, US Geological Survey: Reston, VA;
- Mizuyama, T., A. Oda, J.B. Laronne, M. Nonaka and M. Matsuoka (2010), Laboratory tests of a Japanese pipe hydrophone for continuous monitoring of coarse bedload, 2010, in *Bedload-surrogate Monitoring Technologies*, Gray JR, Laronne JB, Marr JDG (eds), U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5091, pp 319-335, U.S. Geological Survey: Reston, VA.
- Møen, K.M., J. Bogen, J.F. Zuta, P.K. Ade and K. Esbensen (2010), Bedload measurement in rivers using passive acoustic sensors, in *Bedload-surrogate Monitoring Technologies*, Gray JR, Laronne JB, Marr JDG (eds.), U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5091, pp 336-351, U.S. Geological Survey: Reston, VA.
- Moore, S. A., J. Le Coz, D. Hurther, and A. Paquier (2012), On the application of horizontal ADCPs to suspended sediment transport surveys in rivers, *Continental Shelf Research*, 46, 50–63, doi:10.1016/j.csr.2011.10.013.
- Mühlhofer, L., (1933), Untersuchungen über die Schwebstoff und Geschiebeführung des Inn nächst Kirchbichl (Tirol) [Suspended sediment and bedload research at the Inn River near Kirchbichl (Tyrol)], *Die Wasserwirtschaft*, 1(6), 23 p. [In German.]

- Parker, G. (1978), Self-formed rivers with equilibrium banks and mobile bed: Part II, the gravel river. *Journal of Fluid Mechanics*, 89(1), 127-148.
- Pekeris, C. L.(1945), Theory of propagation of explosive sound in shallow water.
- Pijanowski, B. C., L. J. Villanueva-Rivera, S. L. Dumyahn, A. Farina, B. L. Krause, B. M. Napoletano, S. H. Gage, and N. Pieretti (2011), Soundscape ecology: the science of sound in the landscape, *BioScience*, 61(3), 203–216.
- Rayleigh, L. (1906). XXII. On the production of vibrations by forces of relatively long duration, with application to the theory of collisions. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 11(62), 283-291.
- Reid, I., J.T. Layman and L.E. Frostick (1980). The continuous measurement of bedload discharge. *Journal of Hydraulic Research* 18, 243-249.
- Rennie, C.D., R.G. Millar, and M. Church (2002), Measurement of bedload velocity using an acoustic Doppler current profiler, *J. Hydraulic Engineering (ASCE)*. 128:473-483.
- Rennie, C. D., & Millar, R. G. (2004a). Measurement of the spatial distribution of fluvial bedload transport velocity in both sand and gravel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(10), 1173-1193.
- Rennie, C. D., & Villard, P. V. (2004b). Site specificity of bed load measurement using an acoustic Doppler current profiler. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 109(F3).
- Rennie, C. D., and M. Church (2010), Mapping spatial distributions and uncertainty of water and sediment flux in a large gravel bed river reach using an acoustic Doppler current profiler, *Journal Geophysical Research*, 115, F03035, doi:10.1029/2009JF001556.
- Rickenmann, D., and B. W. McArdell (2007), Continuous measurement of sediment transport in the Erlenbach stream using piezoelectric bedload impact sensors, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(9), 1362–1378, doi:10.1002/esp.1478.
- Rickenmann D and B. Fritschi (2010), Bedload transport measurements using piezoelectric impact sensors and geophones, in *Bedload-surrogate Monitoring Technologies*, Gray JR, Laronne JB, Marr JDG (eds.), U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5091, pp. 407-423, U.S. Geological Survey: Reston, VA.
- Rickenmann, D., J. M. Turowski, B. Fritschi, A. Klaiiber, and A. Ludwig (2012), Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(9), 1000–1011, doi:10.1002/esp.3225.
- Riner, J., & Petculescu, A. (2010). Non-Hertzian behavior in binary collisions of plastic balls derived from impact acoustics. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 128, 132.

- Rossing, T.D, F.R. Moore and P.A. Wheeler (2001), *The Science of Sound*, Addison-Wesley, Boston.
- Rouse, H. L. (1994). Measurement of bedload gravel transport: The calibration of a self-generated noise system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(9), 789-800.
- Shields, A. (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement.
- Strasberg, M. (1979). Nonacoustic noise interference in measurements of infrasonic ambient noise. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 66, 1487.
- Tonolla, D., M. S. Lorang, K. Heutschi, and K. Tockner (2009), A flume experiment to examine underwater sound generation by flowing water, *Aquatic Sciences*, 71(4), 449–462, doi:10.1007/s00027-009-0111-5.
- Tonolla, D., V. Acuña, M. S. Lorang, K. Heutschi, and K. Tockner (2010), A field-based investigation to examine underwater soundscapes of five common river habitats, *Hydrological Processes*, 24(22), 3146–3156, doi:10.1002/hyp.7730.
- Tonolla, D., M. S. Lorang, K. Heutschi, C. C. Gotschalk, and K. Tockner (2011), Characterization of spatial heterogeneity in underwater soundscapes at the river segment scale, *Limnology and Oceanography*, 56(6), 2319–2333, doi:10.4319/lo.2011.56.6.2319.
- Thorne, P. D. (1985). The measurement of acoustic noise generated by moving artificial sediments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 78, 1013.
- Thorne, P. D. (1986). Laboratory and marine measurements on the acoustic detection of sediment transport. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 80, 899.
- Thorne, P. D., & Foden, D. J. (1988). Generation of underwater sound by colliding spheres. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 84, 2144.
- Thorne, P. D., and D. M. Hanes (2002), A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes, *Continental Shelf Research*, 22(4), 603–632.
- Thorne, P. D., and R. Meral (2008), Formulations for the scattering properties of suspended sandy sediments for use in the application of acoustics to sediment transport processes, *Continental Shelf Research*, 28(2), 309–317.
- Thorne, P. D., D. Hurther, and B. D. Moate (2011), Acoustic inversions for measuring boundary layer suspended sediment processes, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 130, 1188.
- Turowski, J. M., A. Badoux and D. Rickenmann (2011), Start and end of bedload transport in gravel-bed streams, *Geophysical Research Letters* 38, L04401, doi:10.1029/2010GL046558.

- Urick, R. J. (1948). The absorption of sound in suspensions of irregular particles. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 20, 283.
- Vericat, D., M. Church, and R. J. Batalla (2006), Bed load bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel bed river: BED LOAD BIAS USING HELLEY-SMITH SAMPLERS, *Water Resources Research*, 42(1), n/a–n/a, doi:10.1029/2005WR004025.
- Voulgaris, G., Wilkin, M. P., & Collins, M. B. (1995). The in situ passive acoustic measurement of shingle movement under waves and currents: instrument (TOSCA) development and preliminary results. *Continental Shelf Research*, 15(10), 1195-1211.
- Vračar, M. S., and M. Mijić (2011), Ambient noise in large rivers (L), *The Journal of the Acoustical Society of America*, 130, 1787.
- Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *Audio and Electroacoustics, IEEE Transactions on*, 15(2), 70-73.
- Wenz, G. M. (1962). Acoustic ambient noise in the ocean: spectra and sources. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 34, 1936.
- Westwood, E. K., C. T. Tindle, and N. R. Chapman (1996), A normal mode model for acousto-elastic ocean environments, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 100, 3631.
- Wysocki, L. E., S. Amoser, and F. Ladich (2007), Diversity in ambient noise in European freshwater habitats: Noise levels, spectral profiles, and impact on fishes, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 121(5), 2559, doi:10.1121/1.2713661.

# Annexes

---

## Annexe A : Extraction des zones d'intérêt d'un spectrogramme

Soit  $X$  une variable aléatoire au cours du temps. Ce peut être la puissance instantanée du signal, la fréquence centrale instantanée, etc. Nous supposons que notre signal est composé de la somme de deux informations : la première est un bruit noté  $n(t)$  et la deuxième information est un 'signal' noté  $s(t)$ .

Par définition, détecter signifie faire le choix entre deux situations : celles de la présence ou de l'absence d'un signal, ces deux états sont notés  $H_1$  et  $H_0$ , respectivement. Sous  $H_1$ ,  $X$  est composé de signal et de bruit soit  $X(t)=n(t)+s(t)$ . Lorsque le signal est absent ( $H_0$ ),  $X$  est seulement composée de bruit, soit  $X(t)=n(t)$ . On définit la décision  $D_1$  lorsque la détection est positive, c'est-à-dire lorsque l'on décide que le signal  $s(t)$  est présent. Lorsque que la détection est négative, la décision sera notée  $D_0$ . Cette décision peut être caractérisé par deux états : elle est soit vraie, soit fausse. En fin de processus de détection, on se retrouve donc avec 4 cas possibles (cf. tableau A1). On définit alors 4 probabilités d'occurrences  $P_n$ ,  $P_m$ ,  $P_{fa}$  et  $P_d$  telles que définies ci-dessous:

$$\text{Sous l'état } H_0, P_n=P(D_0) \text{ et } P_{fa}=P(D_1) \text{ alors } P_n+P_{fa}=1 \quad (A1.1)$$

$$\text{Sous l'état } H_1, P_m=P(D_0) \text{ et } P_d=P(D_1) \text{ alors } P_m+P_d=1 \quad (A1.2)$$

---

Décision \ Réalité du signal	Bruit seulement ( $H_0$ )	Signal + Bruit ( $H_1$ )
Détection négative ( $D_0$ )	Vrai : $P_n$ , probabilité de non-détection	Faux : $P_m$ , probabilité d'échouer la détection
Détection positive ( $D_1$ )	Faux : $P_{fa}$ , probabilité de fausse alarme	Vrai : $P_d$ , probabilité de détection

---

Tableau A1 : Paramétrisation du processus de détection.

Un bon processus de détection est caractérisé par une forte probabilité de détection et une faible probabilité de fausse alarme. Inversement, une mauvaise détection est caractérisée par une forte probabilité de fausse alarme et une faible probabilité de détection.

Les états  $H_0$  et  $H_1$  peuvent être caractérisés par des fonctions de densité de probabilité notées respectivement  $pdf_{H_0}(x)$  et  $pdf_{H_1}(x)$  (figure A1.1). Les fonctions de répartition de chaque état seront notées  $cdf_{H_0}(x)$  et  $cdf_{H_1}(x)$ .

### Détection par seuillage

La détection par seuillage consiste décider les états  $D_1$  et  $D_0$  à l'aide d'une valeur seuil  $\lambda$  telle que :

$$X > \lambda \Rightarrow D_1 \quad (\text{A1.3})$$

$$X \leq \lambda \Rightarrow D_0 \quad (\text{A1.4})$$

A partir de cette décision, on peut définir les probabilités de fausse alarme  $P_{fa}$  et de détection  $P_d$  en fonction des fonctions de densité de probabilité ou des fonctions de répartition des états  $H_0$  et  $H_1$  :

$$P_{fa} = \int_{\lambda}^{+\infty} pdf_{H_0}(X) dX = 1 - cdf_{H_0}(\lambda) \quad (\text{A1.5})$$

$$P_d = \int_{\lambda}^{+\infty} pdf_{H_1}(X) dX = 1 - cdf_{H_1}(\lambda) \quad (\text{A1.6})$$

La détermination de ces probabilités est présentée graphiquement dans la figure A1.1a. On comprend qu'il existe un compromis entre la valeur de la probabilité de fausse alarme et la valeur de la Probabilité de détection. Ce compromis est d'autant plus fort que le rapport de signal à bruit est faible. Le rapport de signal à bruit (SGN=Signal to Noise Ratio) est égal au rapport de la puissance du signal sous l'état  $H_1$  sur la puissance du signal sous l'état  $H_0$ . Si les pdf possèdent un rapport signal à bruit fort, il est possible de déterminer des petites  $P_{fa}$  pour des  $P_d$  grandes (figure A1.1b). Lorsque les distributions sont rapprochées, la détection devient

logiquement difficile, un compromis est en effet difficile à trouver entre des probabilités de fausse alarme ou de détections acceptables (figure A1.1c).

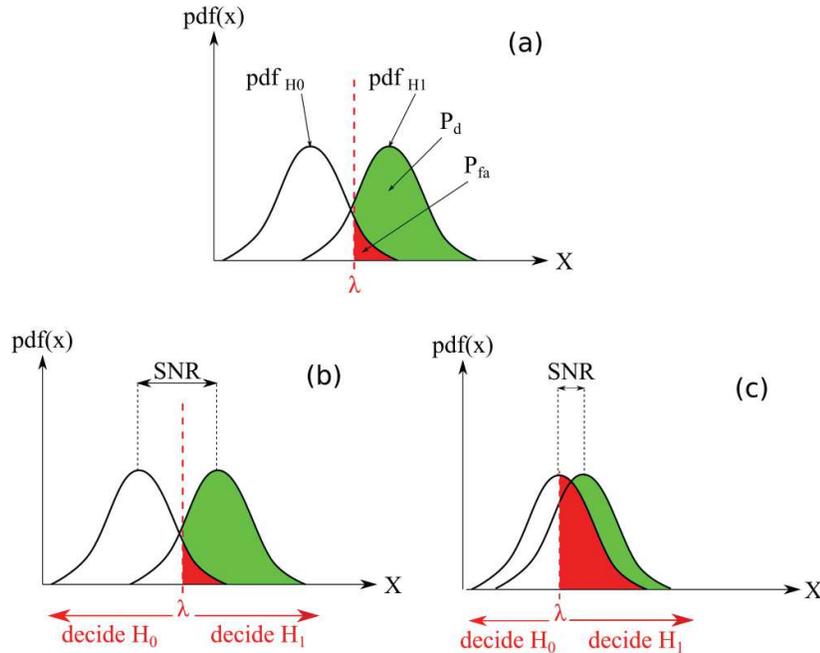


figure A1.1 : Issu de Gervaise (non-publié) - (a) Fonctions de probabilité du bruit seul ( $H_0$ ) et du signal+bruit ( $H_1$ ). La probabilité de détection  $P_d$  est déterminée par l'aire verte sous la courbe  $H_1$  pour les valeurs de  $X$  supérieur à la valeur seuil  $\lambda$ . La probabilité de fausse alarme est représentée par l'aire rouge sous la courbe  $H_0$ . (b) Rapport signal à bruit favorable à une bonne détection (SGN=Signal to Noise Ratio) (c) Faible rapport signal à bruit.

Les fonctions de densité de probabilité du bruit et des signaux évoluent au cours du temps. Les signaux acoustiques que nous mesurons sont par exemple dépendant des conditions hydrodynamiques [Lugli and Fine, 2003 ; Wysocki et al., 2007 ; Tonolla et al., 2010 ; 2011 ; Vračar, 2011]. Si l'on travaillait avec un seuillage fixe, on comprend que l'efficacité du détecteur serait alors très variable. Il est d'usage de fixer les probabilités de détection ou de fausse alarme afin de calculer les valeurs seuils du détecteur. Dans l'approche de Neyman-Pearson, le choix d'une probabilité de fausse alarme permet de déterminer une valeur de seuil en fonction uniquement des propriétés statistiques du bruit. La valeur seuil peut se calculer à partir de la fonction de répartition de  $X$  sous l'état  $H_0$ :

$$\lambda = cdf_{H_0}^{-1}(1 - P_{fa}) \quad (\text{A1.7})$$

Ce processus de détection ne nécessite donc que quelques hypothèses sur la fonction de densité de probabilité du bruit.

### 10.7.1 Densité de probabilité du bruit

Les bruits rencontrés dans la nature sont souvent modélisés par des bruits gaussiens, par exemple pour de la détection d'impulsions en milieu marin [Gervaise et al., 2010]. L'hypothèse de bruit gaussien possède des propriétés de calcul intéressantes, c'est pourquoi ils sont souvent utilisés dans les statistiques en traitement du signal. L'hypothèse la plus simple est de considérer un bruit blanc bien que dans notre cas, cette hypothèse n'est pas vraiment réaliste puisque que nous n'avons pas une répartition homogène de l'énergie dans le plan fréquentiel. Nous sommes plutôt en présence d'un bruit coloré.

Un bruit gaussien suit une loi normale de distribution, sa fonction de densité de probabilité s'écrit :

$$pdf(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(\frac{-(x-\mu)}{2\sigma^2}\right)} \text{ et } cdf(x) = \frac{1}{2} \left( 1 + erf\left(\frac{x-\mu}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right) \quad (\text{A1.8})$$

J.Huillery [Huillery, 2008] a montré que le module carré de la transformée de Fourier d'un signal gaussien pouvait être approximé par une loi  $\chi^2$  à deux degrés de libertés. Nous ferons cette approximation sous l'hypothèse  $H_0$ , les coefficients du spectrogramme s'expriment alors selon la relation suivante :

$$pdf_{H_0}(PSD(t_i, f_n)) = \frac{1}{\gamma_p[f_n]} e^{\left(\frac{-PSD(t_i, f_n)}{\gamma_p[f_n]}\right)} \quad (\text{A1.9})$$

Où  $t_i$  et  $f_n$  sont les coordonnées de la densité spectrale de puissance dans le plan temps-fréquence ;  $\gamma_p$  est la densité spectrale de puissance du bruit, c'est donc un paramètre à estimer.

L'utilisation de la fonction de répartition permet d'estimer le paramètre  $\gamma_p$ . Une approximation courante de la fonction de répartition d'une variable du  $\chi^2$  est la suivante [Kay, 1998] :

$$cdf_{H_0}[PSD(t_i, f_n)] = 1 - e^{\left(\frac{-PSD(t_i, f_n)}{\gamma_p(f_n)}\right)} \quad (A1.10)$$

Grâce à cette expression, on peut aisément estimer la DSP du bruit à partir des K coefficients du spectrogramme:

$$\tilde{\gamma}_p(f_n) = \frac{-PSD(t_i, f_n)}{-\ln[1 - cdf_{H_0}[PSD(t_i, f_n)]]} \quad (A1.11)$$

En conséquence, K estimateurs  $\tilde{\gamma}_p(f_n)$  existent pour chaque pas de temps (Figure A1.2). . Cependant, le signal analysé est mélange de signal et de bruit, seule les B premières valeurs de la distribution du spectrogramme peuvent être utilisées. La meilleure estimation de  $\tilde{\gamma}_p(f_n)$  est donnée par le B<sup>ième</sup> élément [Huillery, 2008]. Plus B est grand, plus l'estimation est bonne, cependant on risque de se tromper dans l'estimation des propriétés statistiques du bruit en utilisant des informations contenant du 'signal'. Il est recommandé de travailler avec des valeurs de B correspondant à des  $Q=P(s_i < s_B) > 0.1$ .

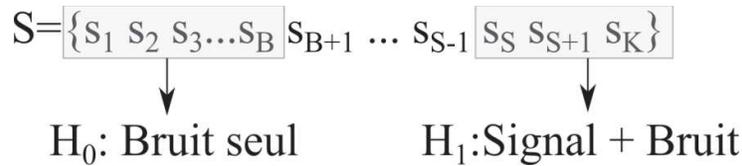


figure 0.2 : S est un vecteur contenant les coefficients classés du spectrogramme à une bande de fréquence fixée. Les B premières valeurs correspondent à du bruit seul, puis les valeurs des indices B à S sont un mélange de bruit seul ou de signal+bruit. Enfin les K-S dernières valeurs correspondent à du signal + bruit.

### 10.7.2 Paramètres du détecteur

Dans cette partie nous avons décrit comment paramétrer un détecteur afin de déterminer les zones d'intérêts d'un signal à partir de son spectrogramme. Ce processus de traitement du signal est synthétisé dans la figure A1.3. Ce processus de détection est intéressant car il nécessite relativement peu de paramètres. Dans la

suite, nous tacherons d'évaluer ses performances afin de détecter des impulsions pour sélectionner ou filtrer une partie du signal.

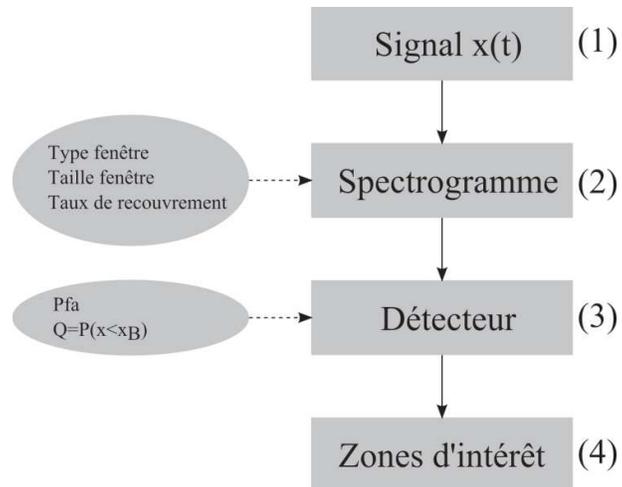


figure A1.3: Schéma de bloc définissant la chaîne de traitement permettant d'extraire des informations du signal dans le plan temps/fréquence. Les paramètres de la chaîne de traitement sont situés dans la colonne de gauche (Type de fenêtre, Taille de fenêtre, Taux de recouvrement,  $P_{fa}$ ,  $Q$ ).

## Annexe B : énergie acoustique du signal

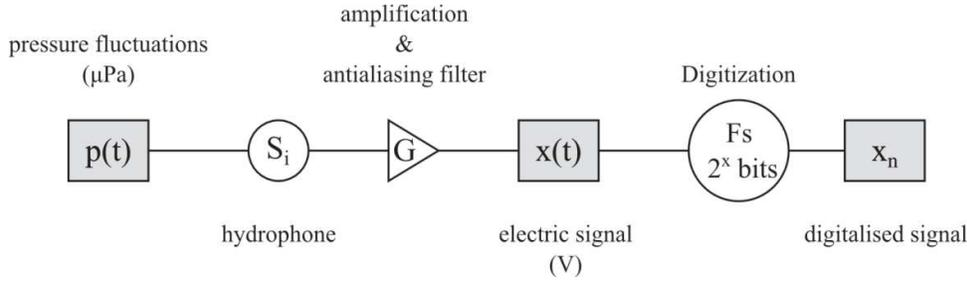


Figure B1: Simplified transformations of an acoustic signal.

The hydrophone is used to transduce pressure fluctuations into an electrical signal. The sensitivity  $S_i$  of the hydrophone is the transfer factor usually expressed in  $\mu\text{V}/\text{Pa}$ . Before digitization, the electrical signal was filtered and amplified by a factor  $G$ . Digital data were characterized by a sampling frequency ( $F_s$ ) and an amplitude resolution of  $2^x$  bits.

The discrete signal  $u_n$  was used to compute the power spectral density  $S_{xx}$ :

$$S_{xx}(\omega) = \frac{1}{F_s N} \left| \sum_{n=1}^N x_n e^{-i\omega t} \right|^2 \quad (\text{B1})$$

where  $N$  is the length of the series  $x_n$  and  $\omega$  the angular frequency.

The root mean square value is also computed starting from  $x_n$ , which could have been previously filtered using digital filters:

$$x_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n^2} \quad (\text{B2})$$

Finally, sound pressure levels can be computed as the follows:

$$SPL = 20 \log_{10} \left( \frac{p_{rms}}{p_{ref}} \right) = 20 \log_{10} \left( \frac{x_{rms} \cdot S_i}{p_{ref} \cdot G} \right) \quad (\text{B3})$$

where SPL is expressed in dB re  $1\mu\text{Pa}$ .

## Annexe C : méthode des corrélations partielles

Our method begins with the determination which geophone  $G_i$  best correlated with the hydrophone signal energy.  $G_i$  was determined by the maximum spearman correlation coefficient between the hydrophone and the geophone signal. A linear regression using least squares fit of hydrophone RMS value (dB re 1V) on  $G_i$  was applied.

$$\tilde{U}_{RMS,dB} = f(G_i) \quad (C1)$$

Linear regressions of geophones energies (dB re 1V<sup>2</sup>) and geophone  $G_i$  energy were also undertaken.

$$\begin{aligned} \tilde{G}_1 &= f_1(G_i) \\ \tilde{G}_2 &= f_2(G_i) \\ &\dots \\ \tilde{G}_{40} &= f_{40}(G_i) \end{aligned} \quad (C2)$$

The residuals of the regressions were defined as the following:

$$r_{U_{RMS,dB};G_i} = U_{RMS,dB} - \tilde{U}_{RMS,dB} \quad (C3)$$

$$\begin{aligned} r_{G_1;G_i} &= G_1 - \tilde{G}_1 \\ r_{G_2;G_i} &= G_2 - \tilde{G}_2 \\ &\dots \\ r_{G_{40};G_i} &= G_{40} - \tilde{G}_{40} \end{aligned} \quad (C4)$$

The partial correlation coefficients of 1<sup>st</sup> order were then computed as the correlation coefficients between the hydrophone RMS value residual and each particular residuals of the geophones energy estimation. The geophone  $G_j$  which had the highest 1<sup>st</sup> order partial correlation coefficient was identified as the second best variable explaining the hydrophone signal variance. Multiple linear regressions were then made using the variables  $G_i$  and  $G_j$ :

$$\tilde{U}_{RMS,dB} = f(G_i, G_j) \quad (C5)$$

As previously, multiple regressions using  $G_i$  and  $G_j$  were also computed for each geophone energy. Residuals of these new regressions were then used to compute 2<sup>nd</sup> order partial correlation coefficient: a 3<sup>rd</sup> geophone  $G_k$  was identified, having the best 2<sup>nd</sup> order partial correlation coefficient.  $G_k$  was then added to the explanatory variables and 3<sup>rd</sup> order partial correlation coefficient were computed. etc.