

MAIRE G., LASSERRE S., 1988.

"Structure et fonctionnement d'un système fluvial déséquilibré par l'intervention anthropique : la Moselle non canalisée à la sortie du massif vosgien".

Mosella, XVIII, pp. 39-81.

(Extraits)

1988. MOSELLA, Tome XVIII, Presses Universitaires
de Metz.

**STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT
D'UN SYSTÈME FLUVIAL DÉSÉQUILIBRÉ
PAR L'INTERVENTION ANTHROPIQUE :
LA MOSELLE NON CANALISÉE
À LA SORTIE DU MASSIF VOSGIEN**

Gérard MAIRE
Sylvie LASSERRE
Centre d'Etudes et de Recherches
Eco-géographique. Strasbourg

RÉSUMÉ

Le lit de la Moselle, entre Epinal et Méréville, est caractérisé par une dynamique très active. La combinaison du facteur hydrologique (37 m³/s en module, 604 m³/s en débit de crue décennale...) et du facteur topographique (pente globale de 1,47 ‰, caractéristique d'un cours de piémont), assigne une valeur élevée au potentiel énergétique du système. Aux agencements du lit et aux modalités de la dynamique, dérivés directement de la structure géologique régionale, se sont ajoutés les effets des aménagements hydrauliques et des nombreuses interventions anthropiques dans les divers espaces fluviaux. Les extractions de gravier notamment, d'abord localisées en lit mineur, puis considérablement développées en lit majeur, ont perturbé profondément le milieu fluvial, au cours de la seconde moitié du ^{xx}e siècle.

L'observation, pour trois secteurs du cours, des évolutions du lit consécutives à la forte crue d'Avril 1983, permet de reconnaître les modalités du fonctionnement hydraulique et morphodynamique de ce système déséquilibré. Cette analyse intervient à un moment où l'abandon des extractions en lit mineur entraîne une réadaptation de l'organe fluvial, une "renaturation", par liquidation des éléments artificiels antérieurs (par exemple, destruction du barrage d'Igney, comblement des fosses d'extraction...) et par reconstitution d'une continuité du transit sédimentaire, sur des bases renouvelées (aval du pont de Bayon : pente basculée, sinuosité accrue, élargissement considérable du lit mineur...). L'extension spatiale des gravières en lit majeur, en bordure immédiate de la rivière (environs de Flavigny), pose en crue d'autres problèmes de stabilité du milieu qui requièrent des traitements appropriés.

De toutes les rivières alsaciennes et lorraines issues du Massif Vosgien, la Moselle est celle dont l'originalité morphodynamique est la plus prononcée ; elle se marque notamment, dans sa partie non canalisée en amont de Neuves-Maisons, par l'existence de phénomènes d'instabilité actuelle du lit dont on ne trouve pas l'équivalent, en ampleur et en intensité, dans le Nord-Est de la France, pour les organes fluviaux d'importance comparable : Ill, Meurthe, Meuse, Marne, Saône... Notre attention s'est portée plus précisément sur la portion de cours comprise entre Epinal et Méréville, qui, en avant du volume montagneux, constitue à l'échelle régionale un ensemble géographique pourvu d'une certaine homogénéité hydrologique et géomorphologique.

Avant de décrire de façon détaillée quelques aspects locaux d'instabilité du lit dans le secteur considéré, nous devons reconnaître le cadre général dans lequel elle s'exerce. A cet égard, nous pouvons considérer cet espace fluvial comme un système fonctionnel dont le caractère premier est d'assurer le transfert vers l'aval de quantités d'énergie et de matières (liquides et solides). Les modifications, dans le temps et dans l'espace, de la structure fluviale, comprenant notamment les aspects divers de l'évolution des lits et des géoformes fluviales, sont dès lors perçues comme des caractéristiques secondes, des réponses au jeu interactif des contraintes naturelles aléatoires et de contraintes supplémentaires (de même sens ou de sens opposé), artificiellement imposées au système.

I.- LES GRANDS TRAITS DU SYSTÈME FLUVIAL ÉPINAL-MÉREVILLE

Il nous faut dissocier dès l'abord deux séries d'éléments constitutifs de ce système. Les uns lui sont extérieurs dans leur composition même, puisqu'ils se rapportent aux conditions de formation et de propagation des écoulements dans le bassin amont : pour notre propos, ils n'ont pas à être répertoriés de manière exhaustive, mais doivent seulement être pris en compte globalement, comme données d'entrée, initialisant à Epinal les modalités de fonctionnement et d'évolution résultantes du système aval. Les autres sont intrinsèques à l'espace considéré et aux zones immédiatement environnantes, c'est-à-dire à la fraction du bassin mosellan comprise entre Epinal et Méréville (Figure 1). Ils constituent l'ensemble des facteurs susceptibles de changer ou tout au moins d'infléchir les caractéristiques initiales de l'écoulement entre les deux bornes de l'étude ; ils doivent, de ce fait, être analysés de façon plus approfondie.

1.1. - Les composantes externes du système, expression synthétique des caractéristiques géographiques du bassin amont

A la station limnigraphique d'Epinal, le bassin versant de la Moselle compte 1215 km². Il s'agit d'une partie de l'espace très montagneux du versant occidental des Vosges du Sud, dans laquelle les altitudes sont comprises entre 1362 m (Hohneck, point culminant du bassin) et 324 m. Eu égard à notre objet d'étude, son rôle essentiel est d'assurer la production des écoulements à l'entrée du système fluvial Epinal-Méréville ; c'est donc à travers le prisme intégrateur de l'Hydrologie qu'il nous faut examiner les diverses composantes de cet ensemble spatial : du général au particulier, plusieurs caractères hydrologiques doivent être successivement reconnus.

1.1.1. Le module hydrologique interannuel.

Les calculs de R. FRECAUT pour une série hydrologique relativement courte (1952-1968) et de l'Agence de bassin Rhin-Meuse pour une série légèrement différente (1954-1973) conduisent à des valeurs de module pratiquement identiques : 36,9 m³/s et 37,1 m³/s respectivement. Ces débits correspondent à une lame écoulée de 960 mm environ que R. FRECAUT relie à une lame précipitée sur l'ensemble du bassin versant amont de 1517 mm (coefficient d'écoulement de 0,63), soit un déficit d'écoulement de 560 mm, imputable principalement à l'évapotranspiration.

L'estimation de l'évapotranspiration par l'intermédiaire du déficit d'écoulement paraît fournir un résultat un peu trop faible : c'est ainsi que divers calculs effectués Par E. GILLE selon des procédures variées (abaque de Wundt, ETR Turc, ETR Thornthwaite, ETR Penmann, modèle couplé dit "Modcou") conduiraient à retenir plutôt une valeur de 600 mm. Par ailleurs, le réseau d'isohyètes moyennes (Figure 2) défini par l'Agence de bassin Rhin-Meuse à partir de séries pluviométriques de 30 ans (1931-1960) tendrait, quant à lui, à une majoration de la lame précipitée, surtout dans les parties supérieures du bassin, proches de la ligne de crêtes d'une part, du môle topographique de Gérardmer d'autre part, jusqu'à une valeur qui avoisinerait les 1600 mm.

Ces modifications proposées de deux termes du bilan hydrologique de R. FRECAUT jouent en fait dans le même sens. Elles ont l'avantage d'aboutir à des données qui nous semblent plus conformes à la réalité physique et à la répartition géographique interne des grandes "masses" orographiques et pluviométriques. Elles n'affectent en rien le paramètre hydrologique final, celui-ci étant obtenu par une mesure spécifique, indépendante. Elles supposent seulement une variation du coefficient d'écoulement de l'ordre de la deuxième décimale (0,60 au lieu de 0,63 précédemment). Encore faut-il tenir compte, en indiquant ce rapport débits/pluies, du fait qu'Epinal n'est pas la seule sortie du bassin amont puisque $1 \text{ m}^3/\text{s}$ est soustrait chaque année à l'écoulement de surface à proximité de Remiremont pour être exporté, hors du bassin montagneux, dans le réservoir de Bouzery qui alimente le Canal de l'Est ; c'est donc, en tout état de cause, au moins 55 mm de lame d'eau afférente aux 580 km^2 du bassin en amont de la prise, ou encore 26 mm de la lame rapportée aux 1215 km^2 du bassin montagneux total, qui échappent au contrôle de la station de jaugeage d'Epinal.

En définitive, compte tenu des incertitudes, ambiguïtés et approximations ayant accompagné dans chaque cas l'élaboration des valeurs énoncées ci-dessus, et compte tenu de ce que l'on parvient malgré tout à une bonne cohérence générale, on retiendra comme très fiable l'indication de ces $37 \text{ m}^3/\text{s}$ introduits annuellement à l'entrée du système Epinal-Méréville, soit en volume quelques 1170 millions de m^3 . L'importance de cette masse d'eau assigne un niveau élevé au potentiel énergétique du système.

FIG.1 CROQUIS DE LOCALISATION

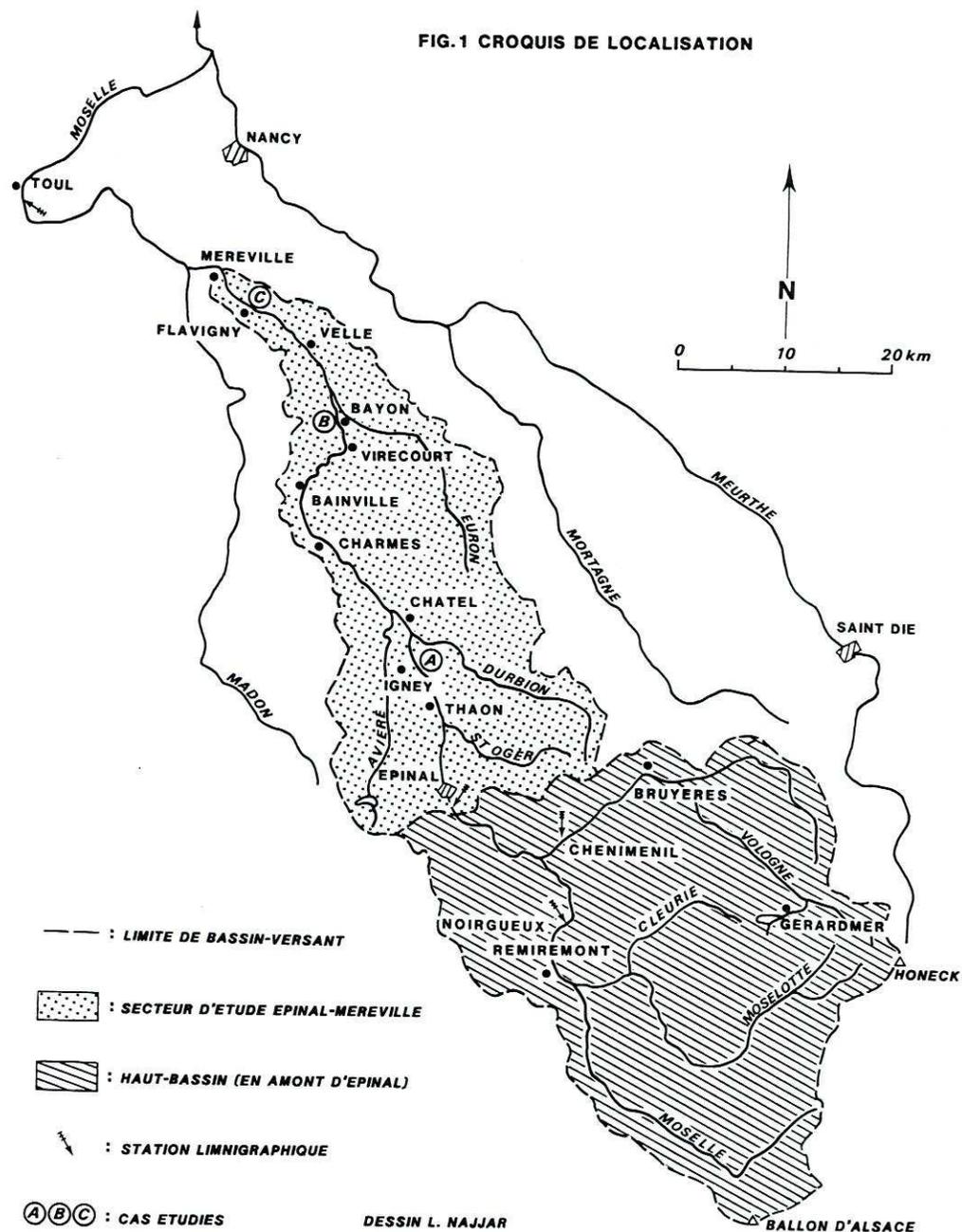
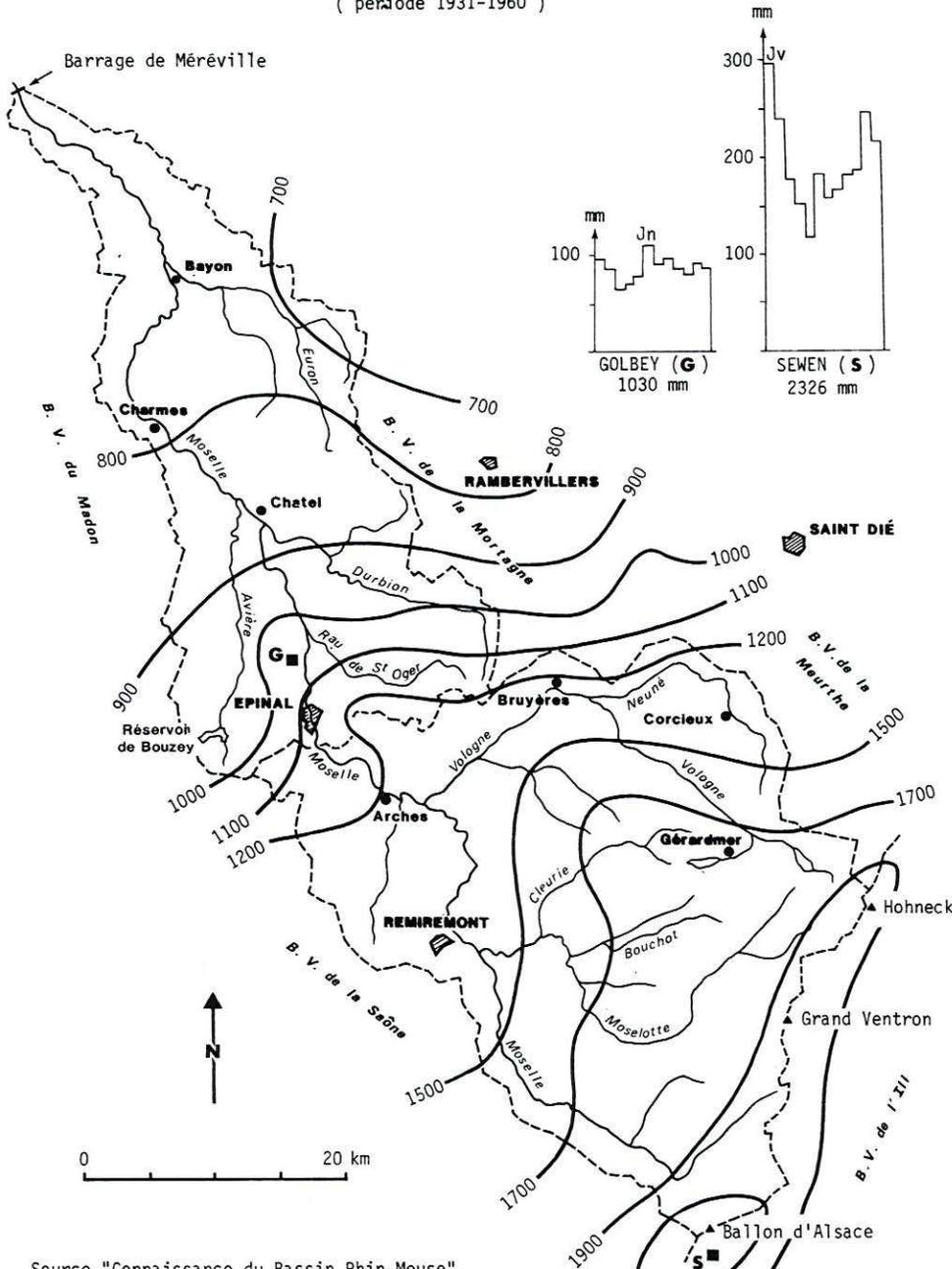


FIG. 2 PRECIPITATIONS MOYENNES DANS LE BASSIN VERSANT DE LA MOSELLE EN MM
(période 1931-1960)



1.1.2. La répartition mensuelle de la masse d'eau introduite à Epinal, dans le système fluvial.

Le total annuel de $37 \text{ m}^3/\text{s}$ délivré à Epinal par le bassin amont est bien évidemment réparti au cours de l'année en périodes de hautes eaux et en périodes de basses eaux. Les premières sont directement corrélées aux périodes de morphogénèse fluviale active et nous intéressent au premier chef ; les secondes correspondent à des états de "détente énergétique" du système : elles ont une incidence indirecte sur l'évolution morphogénétique dans la mesure où la végétation riveraine les met à profit pour s'installer, se développer et renforcer par là même les défenses des bancs et des berges.

A la suite de R. FRECAUT, on constate que le régime hydrologique de la Moselle à Epinal est de type pluvio-évaporal et comporte un unique maximum d'hiver (décembre) et un unique minimum d'été (juillet). Considéré comme tel, il s'agit d'un régime bien tranché, à rythme simple de remplissage et de vidange de réservoir. En fait, la réalité est plus complexe, ainsi que R. FRECAUT l'avait déjà souligné ; si l'on considère les sous-bassins plus restreints de la Moselle à Noiregoux (620 km^2 , incluant Haute-Moselle et Moselotte) et de la Vologne à Cheniménil (355 km^2), on observe en effet un dédoublement du maximum hivernal sur Décembre et Mars, autrement dit un creux relatif en Janvier-Février, imputable au stockage temporaire de la neige sur la partie la plus élevée du haut-bassin : à ces deux stations, le régime peut être qualifié de pluvio-nival de moyenne montagne océanique.

On a donc, entre Noiregoux-Cheniménil d'une part, Epinal d'autre part, une sorte de "lissage hydrologique" dû à l'intégration des apports non négligeables des parties basses du bassin montagneux (240 km^2), qui en vient à changer la nature même du régime initial ; là encore les données hydrologiques de la Moselle à Epinal reflètent bien les conditions topographiques et climatiques de la totalité du bassin amont. Les différences lithologiques (Figure 3) influent également : la contribution des zones drainées à l'aval de Noiregoux-Cheniménil (dont le bassin de la Vologne) qui comprennent une forte proportion de terrains perméables, limite les écarts entre Décembre et Juillet (rapport de 6,8 à Noiregoux, de 3,7 à Epinal), en soutenant les étiages estivaux.

Il est bien évident toutefois que ce rapport est là aussi une donnée moyenne qui masque des écarts interannuels souvent beaucoup plus prononcés : sans entrer dans le décompte des débits mensuels, notons les cas extrêmes au cours des 15 dernières années d'Août 1976 (minimum mensuel : $2,9 \text{ m}^3/\text{s}$) et d'Avril 1983 (maximum mensuel : $127 \text{ m}^3/\text{s}$), soit un rapport de 1 à 44 qui indique bien, en dépit d'un régime somme toute modéré, la grande variabilité de l'écoulement à laquelle la structure fluviale est censée s'adapter.

1.1.3. Les crues

Plus que toute autre phase hydrologique, les crues contribuent à façonner le milieu fluvial, en concentrant sur des temps courts une grande partie des masses écoulées, annuelles ou mensuelles. Ainsi, par exemple (Figure 4), sur les 1570 millions de m³ qui sont passés à Epinal au cours de l'année 1983, année de forte hydraulité, plus de 50 % (786 millions de m³) étaient groupés en 60 jours et près de 10 % (154 millions de m³) en 4 jours, les 8-9-10 Avril et le 26 Mai. Dans le déroulement normal de l'écoulement d'une rivière au fil du temps, les crues constituent bien des épisodes singuliers, des événements "extra-ordinaires", que l'hydrologue étudie comme tels en les assimilant à des phénomènes aléatoires. Cette démarche théorique, justifiée par son efficacité pratique, n'est cependant pas tout à fait correcte dans la mesure où le hasard ne joue pas à plein puisque, sous nos latitudes, leur fréquence d'apparition est systématiquement déséquilibrée au cours de l'année : pour quelques crues du semestre chaud, atypiques et généralement de faible ampleur, des centaines de crues bien caractérisées du semestre froid recensées sur la Moselle depuis le XIX^e siècle par R. FRECAUT, dont la plus forte crue connue, celle du 29 Décembre 1947 (pointe estimée à 900 m³/s).

Les importantes crues d'Avril et de Mai 1983 dans les bassins d'Alsace et de Lorraine ont relancé les études sur les crues, de la part notamment des services gestionnaires : un n° spécial de la revue MOSELLA a accueilli leurs réflexions réactualisées. De l'article de J. F. ZUMSTEIN et al. sur l'analyse fréquentielle des crues de la Moselle et de la Meurthe, nous extrayons les conclusions chiffrées suivantes pour la station d'Epinal, tirées d'un bon ajustement à une loi de Gumbel d'une série reconstituée de 66 ans (1919-1984).

Temps de retour	Débit de pointe
2 ans	434 m ³ /s
5 ans	509 m ³ /s
10 ans	604 m ³ /s
20 ans	695 m ³ /s
50 ans	813 m ³ /s
100 ans	901 m ³ /s

FIG. 3 ESQUISSE LITHOLOGIQUE

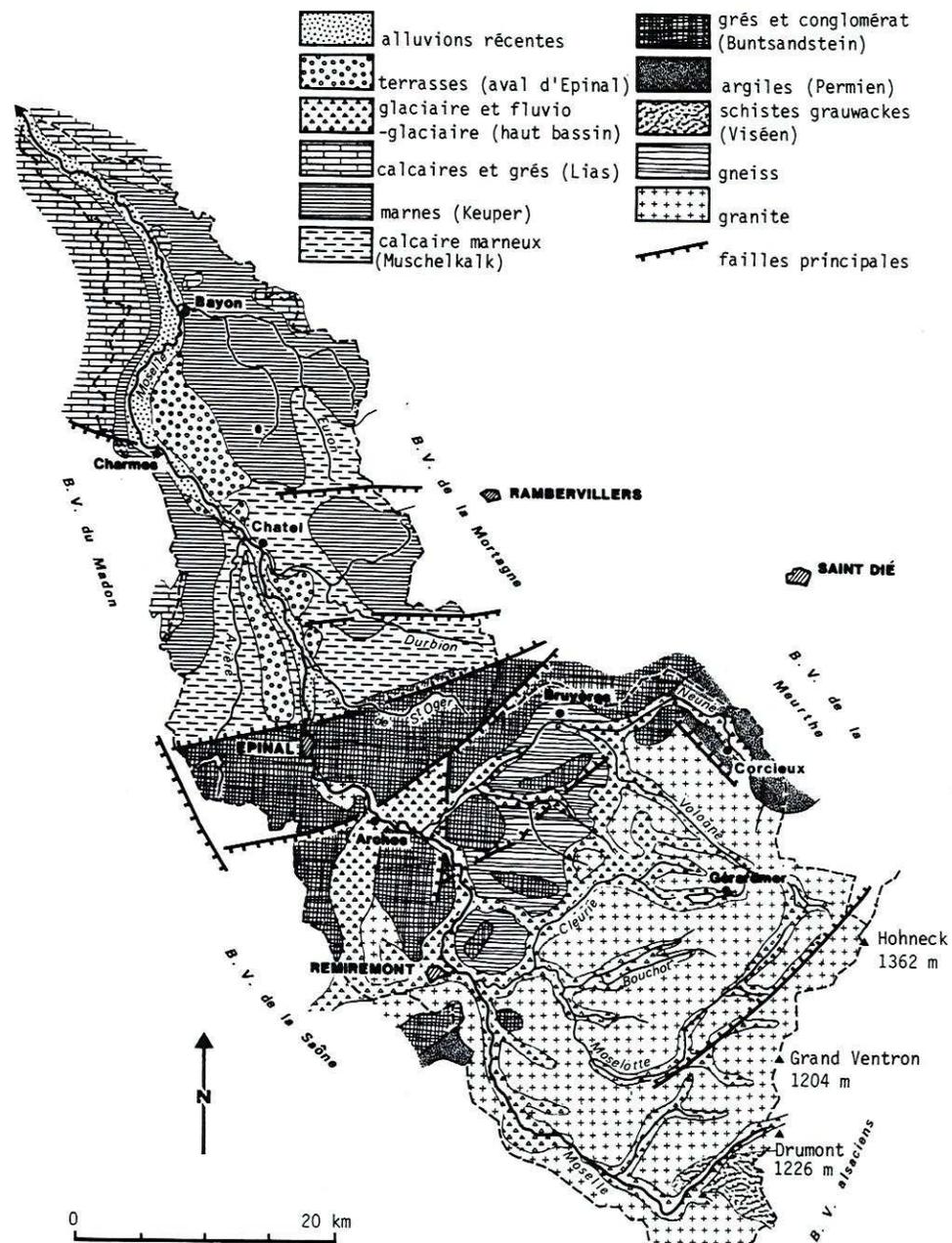
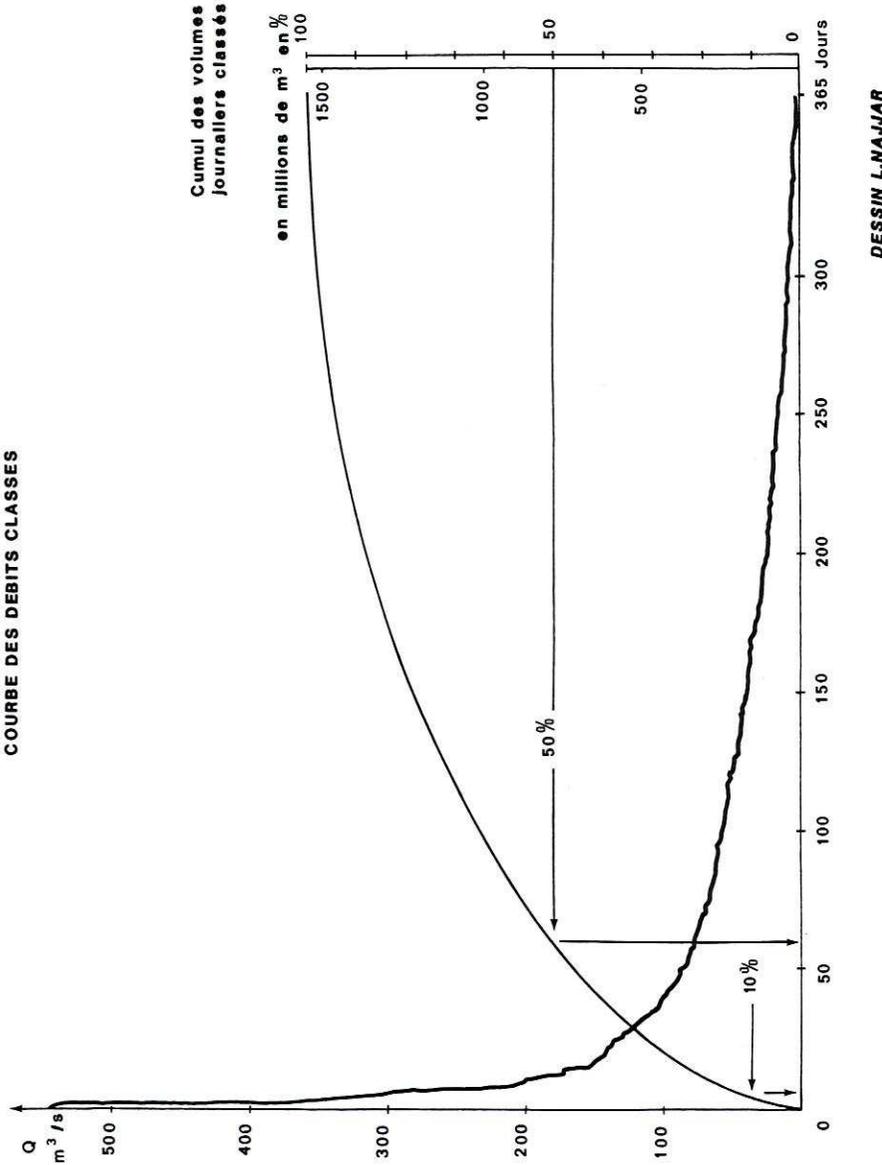


FIG. 4 LA MOSELLE A EPINAL. ANNEE 1983.
COURBE DES DEBITS CLASSES



Pour ce qui nous concerne, ces évaluations appellent un commentaire qui a trait à leur nature même : il s'agit de débits de pointe, instantanés, en fréquence d'occurrence annuelle. Ceci signifie que toutes les crues n'entrent pas dans la constitution de l'échantillon d'analyse : un seul événement par an, le plus saillant, est pris en compte, à l'exclusion de tous les autres, quelle qu'ait pu être leur importance ; ainsi en 1983, seule a été sélectionnée la crue d'Avril qui, avec $740 m^3/s$, s'est avérée de fréquence trentennale, au détriment de celles de Janvier, de Février et de Mai, alors même que cette dernière a été nettement plus forte que bien des crues retenues dans la série considérée. Cet inconvénient inhérent à la méthode statistique utilisée est particulièrement flagrant en cas de crues à répétition au cours d'un même hiver, ce que F. DEGARDIN a déjà souligné. Il pourrait être supprimé par l'emploi d'autres méthodes comme celle du renouvellement que J. F. ZUMSTEIN et alters ont d'ailleurs mise en œuvre concurremment et qui aboutissent à des valeurs un peu différentes : bien que ces procédures soient a priori mieux adaptées, on manque de références quant à l'application réelle de leurs résultats dans notre domaine d'étude, si bien que nous préférons conserver à titre indicatif les valeurs obtenues par la méthode classique, sans les détourner de leur signification propre.

Quant à la façon dont ces débits inhérents à des temps de retour donnés sont générés en amont d'Epinal, nous n'avons que peu d'indications précises pour le moment, en l'absence d'une analyse fréquentielle qui reste à réaliser aux échelons de Noiregueux et de Cheniménil. Nous devons par conséquent nous contenter de quelques notations préliminaires sur la forme très ramassée du bassin amont, lui-même subdivisé en sous-bassins (Moselotte, Vologne...) très compacts, ce qui favorise la concomitance des pointes de crue respectives. Dans le même ordre d'idées, relevons aussi l'énergie du relief et la raideur de certaines pentes, la forte proportion de formations imperméables, la forte densité de drainage... Il paraît en tout cas certain que tout ceci concourt à la propagation rapide jusqu'à Epinal, d'ondes de crue brutales et très puissantes.

1.2. – Les éléments intrinsèques du secteur Epinal – Méréville.

1.2.1. Configuration du bassin versant, de la vallée et du lit

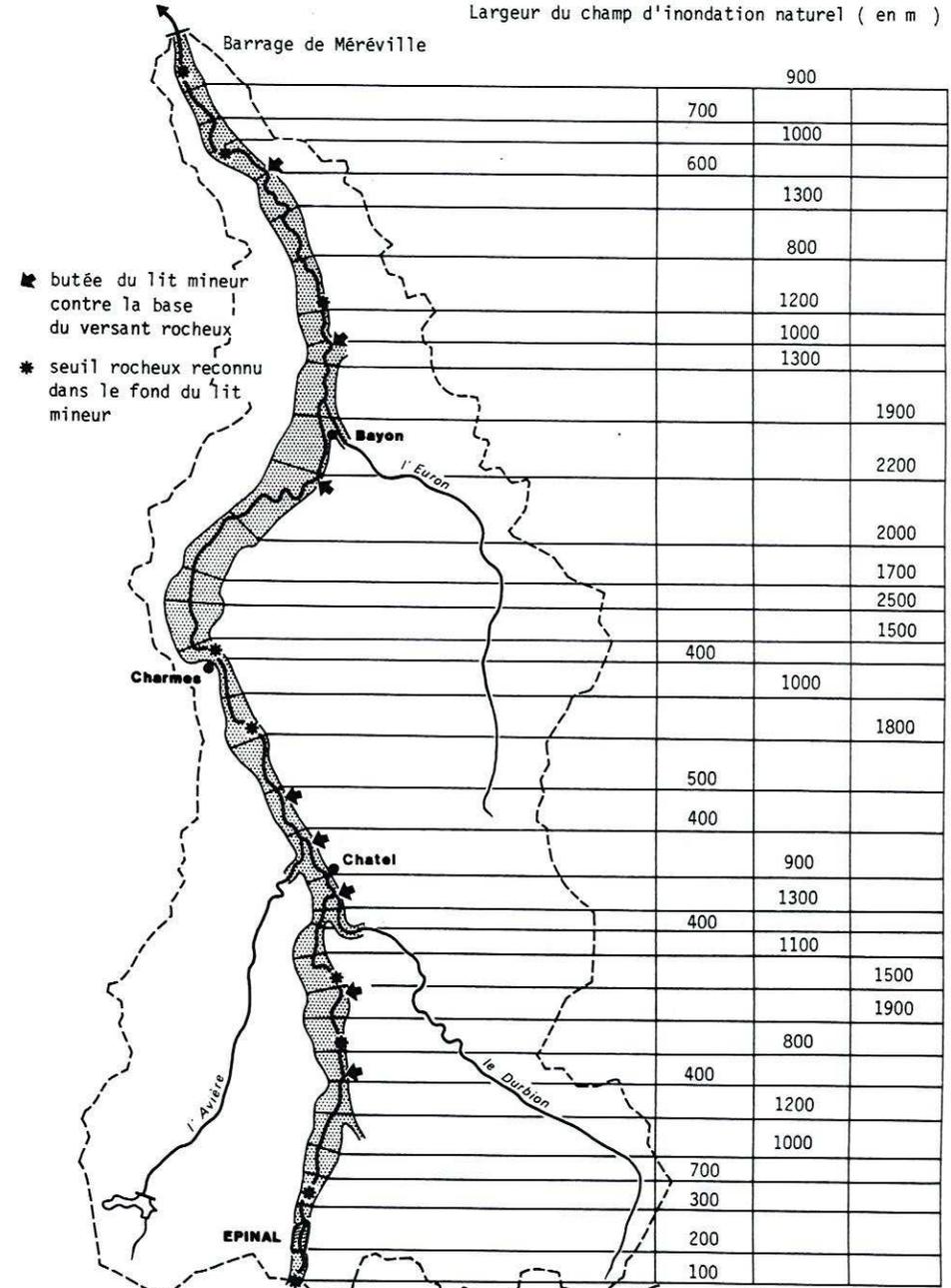
En avant du horst gréseux d'Epinal, le bassin versant partiel prend une forme allongée orientée SSE-NNO. Il est constitué par un plateau situé à des altitudes variant généralement entre 300 et 400 m, incliné légèrement vers le Nord-Est et dans lequel s'encaissent quelques affluents de la Moselle dont les plus importants drainent des superficies de 100 à 150 km^2 : Euron, 147 km^2 – Durbion, 145 km^2 – Avière, 116 km^2 . Le substratum est composé de couches sédimentaires superposées du Muschelkalk au Lias, de pendage généralement faible vers le Nord-Ouest et dont les affleurements s'insèrent dans la série des auréoles concentriques de l'Est du Bassin Parisien. La lithologie correspondante est essentiellement calcaire et

marneuse. L'érosion différentielle a dégagé un relief de côte (cuestas et buttes-témoins) : le plus net de ces éléments est la cuesta infraliasique qui marque la limite Ouest du bassin et que la Moselle traverse vers l'aval par un entonnoir de percée cataclinale.

Encaissée d'une centaine de mètres dans ce plateau et relativement décentrée sur le bord occidental du bassin versant entre Châtel et Bayon, la vallée décrit un grand "S" inversé. Cette disposition résulte vraisemblablement de la combinaison de causes tectoniques, les assises rocheuses du secteur étant accidentées par une série de rides anticlinales et synclinales, et de causes géomorphologiques (recul plus ou moins rapide des fronts de côte en fonction de la nature des différentes couches superposées et de variations locales du pendage). La vallée est formée de terrains alluviaux, fluviaux et fluvio-glaciaires, entaillés en plusieurs niveaux de terrasses. La mise en place de ces alluvions est liée aux glaciations successives qui, pendant tout le Quaternaire, ont affecté le haut bassin en amont d'Epinal, et dont les dépôts ont été étudiés par de nombreux auteurs, dont G. SERET, J. C. FLAGEOLLET, Ph. VASKOU, A. WEISROCK... Les terrasses les plus élevées, à des altitudes relatives de 80-100 m à l'aval immédiat d'Epinal, et de 50-60 m dans les environs de Bayon, sont attribuées au Mindel, tandis que les plus basses (15-20 m près d'Epinal, 5-10 m près de Bayon) sont rapportées au Würm récent.

Le fond de vallée holocène, formant le champ d'inondation naturel (Figure 5), représente en plan un ruban d'alluvions sablo-caillouteuses, continu, mais de largeur très variable : 400-600 m dans les endroits les plus resserrés qui correspondent souvent au franchissement de rides anticlinales (par exemple entre Châtel et Portieux), jusqu'à 2000-2500 m entre Charmes et Bayon dans le secteur de ride synclinale ou de panneau relativement affaissé. Aux deux extrémités de ce ruban, en amont de Charmes d'une part, en aval de Velle d'autre part, l'amplitude des oscillations du tracé du lit mineur, de part et d'autre de l'axe du lit majeur naturel, est à peu près identique à la largeur de celui-ci. Dans la partie médiane, au contraire, le lit mineur tend à se localiser préférentiellement sur l'un des côtés du lit majeur, le côté gauche d'abord, de Charmes à Bainville-aux-Miroirs, le côté droit ensuite, de Virecourt à Velle ; cette disposition accompagne et amplifie le balancement général du tracé de la vallée ; un unique grand "travers", de Bainville à Virecourt, réalise ce passage d'un bord à l'autre, là où la largeur du fond de vallée est la plus grande et où l'épaisseur des alluvions est maximum : celle-ci atteint ici 8 à 10 m, alors qu'elle ne dépasse pas 3 à 5 m partout ailleurs.

FIG. 5 MOSELLE - AVAL D'EPINAL
Largeur du champ d'inondation naturel (en m)



Il est donc clair que l'armature rocheuse de la vallée, dérivée de l'histoire géologique régionale, a joué un rôle primordial dans l'agencement des divers espaces fluviaux (lit mineur et lit majeur). Dans sa dynamique même, le lit mineur de la Moselle n'est véritablement affranchi des incidences structurales qu'aux environs de Tonnoy et surtout entre Bainville et Virecourt, dans la région du grand travers, où le tracé s'ordonne en un beau train de méandres (longueur d'onde : 900-1000 m ; amplitude : 400-600 m), évoluant classiquement par migration progressive vers l'aval et recouplement naturel par débordement : ceci est l'indice significatif d'un jeu morphodynamique sans autre contrainte qu'hydrologique, en terrains meubles disposés de façon homogène. De tels tronçons ne représentent que 10 % du cours tout au plus, si bien que sur les 90 % restants l'influence des structures consolidées se fait sentir nettement. C'est ainsi que la faible épaisseur sédimentaire implique qu'en beaucoup de points le fond du lit est directement entaillé dans la roche sous-jacente (à Thaon-les-Vosges, à Charmes, à Flavigny...) : ces seuils rocheux sont autant de points fixes qui "tiennent" le profil en long et s'opposent à l'érosion verticale. Par ailleurs, comme nous l'avons noté ci-dessus, il existe plusieurs cas où le lit mineur vient latéralement au contact de la base du talus rocheux : au point de contact, il se produit fréquemment un phénomène de butée qui entraîne une interruption du transit alluvial (dépôts semi-forcés) et un relatif flambage du tracé pouvant conduire à des surflexions locales. A l'aval au contraire, les lignes de courant principales s'appliquent contre la berge résistante et glissent le long de celle-ci : le transit alluvial en est facilité et il en résulte des biefs bien calibrés et relativement stables.

Selon la terminologie des hydrauliciens, la dynamique fluviale naturelle de la Moselle est une dynamique de lit à fond mobile. Cette perception est justifiée globalement, mais doit être nuancée par la prise en considération des multiples incidences des structures fixes aux limites transversales de la nappe alluviale ; celles-ci introduisent dans la continuité hydrodynamique et morphodynamique théorique de l'organe fluvial de nombreuses distorsions locales. Toutes proportions gardées, la Moselle présente en définitive de nombreuses affinités avec la Loire, dans sa partie bourbonnaise et nivernaise, pour laquelle Y. BABONAUX avait déjà insisté à bon escient sur le rôle important des affleurements rocheux échelonnés le long du fleuve au regard de sa dynamique. Bien qu'indirect et partiel, un moyen simple d'apprécier la part de ces influences structurales dans la configuration du lit mineur consiste à comparer, entre Epinal et Méréville, l'indice de sinuosité hydraulique HSI et l'indice de sinuosité "topographique" TSI, selon les formulations de J. E. MUELLER :

$$HSI = \frac{100 (CS - VS)}{(CS - 1)} = 73 \quad TSI = \frac{100 (VS - 1)}{(CS - 1)} = 23$$

avec CS = 1,37 : coefficient de sinuosité du chenal
(rapport de la longueur du chenal à la longueur à vol d'oiseau)
VS = 1,10 : coefficient de sinuosité de la vallée
(rapport de la longueur de l'axe de la vallée à la longueur à vol d'oiseau)

Ceci revient à dire que dans la sinuosité totale du lit, exprimée par un coefficient assez élevé de 1,37, intervient pour plus du quart une sinuosité indépendante des seules conditions actuelles de l'écoulement.

1.2.2. Les atteintes anthropiques à l'équilibre initial

Le lit de la Moselle, tel qu'il se présentait au début du siècle passé, réalisait un état d'équilibre naturel entre tous les facteurs de la dynamique fluviale. La mobilité incessante des formes fluviales ne représentait rien d'autre que l'adaptation permanente aux conditions variables de l'écoulement liquide et solide, réglé par la succession des aléas hydroclimatiques ; l'existence locale de substitutions de charge tenant à la présence de butées et de seuils rocheux participait de la même logique. Par-delà la variété des situations locales, la caractéristique principale était une grande unité de l'organe fluvial, au long des quelques 70 km de son tracé.

L'intervention de l'Homme dans ce milieu a rompu cette continuité, et a introduit une excessive segmentation du cours, perturbant profondément les fondements de l'équilibre morphodynamique et modifiant durablement le système lui-même. De nouveaux processus d'ajustement sont apparus qui tendent à rétablir un nouvel état d'équilibre intégrant les contraintes artificiellement imposées au système fluvial ; toutefois, ces processus ne pourront se développer jusqu'à leur terme (le rétablissement d'une nouvelle continuité du transfert sédimentaire, après un laps de temps suffisant) que si cessent les causes qui président à leur déclenchement.

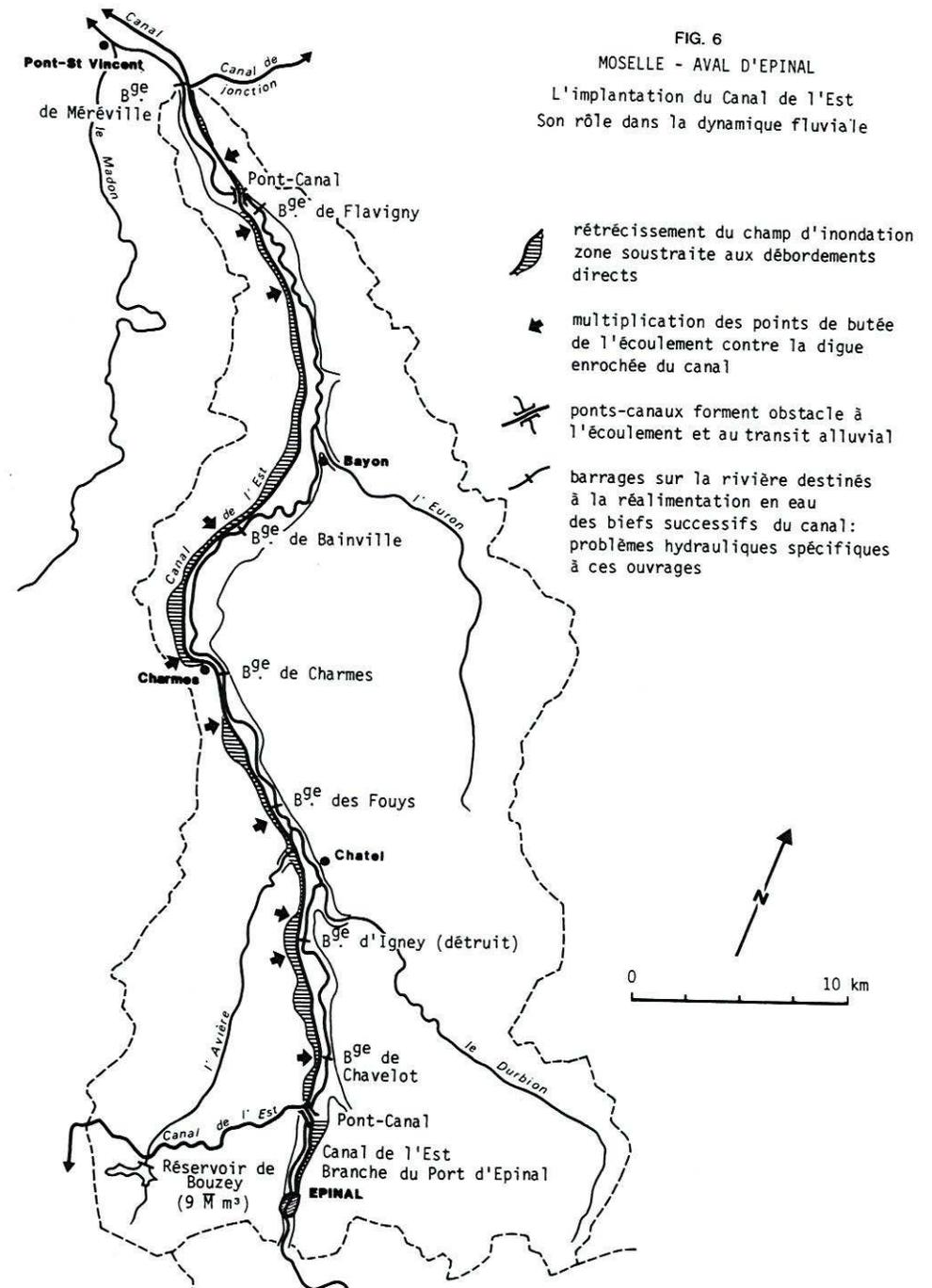
Tant que l'intervention anthropique a consisté à implanter des ouvrages de franchissement routier, les impacts sur la dynamique sont restés très ponctuels : contraction latérale du lit mineur au droit de l'ouvrage, affouillement autour des piles de pont... ; même l'inconvénient du cloisonnement du lit majeur par des chaussées surhaussées formant digues transversales pouvait être limité par la réalisation de buses et ponceaux au droit des principaux chenaux de crue. Plus importantes déjà ont été les conséquences en rivière de la création du Canal de l'Est au XIX^e siècle (Figure 6). Le choix obligé d'un tracé subrectiligne du canal a entraîné en maints endroits une restriction des zones inondables (par exemple entre Charmes et Grippont), telle que, dans les zones demeurées submersibles, pour un

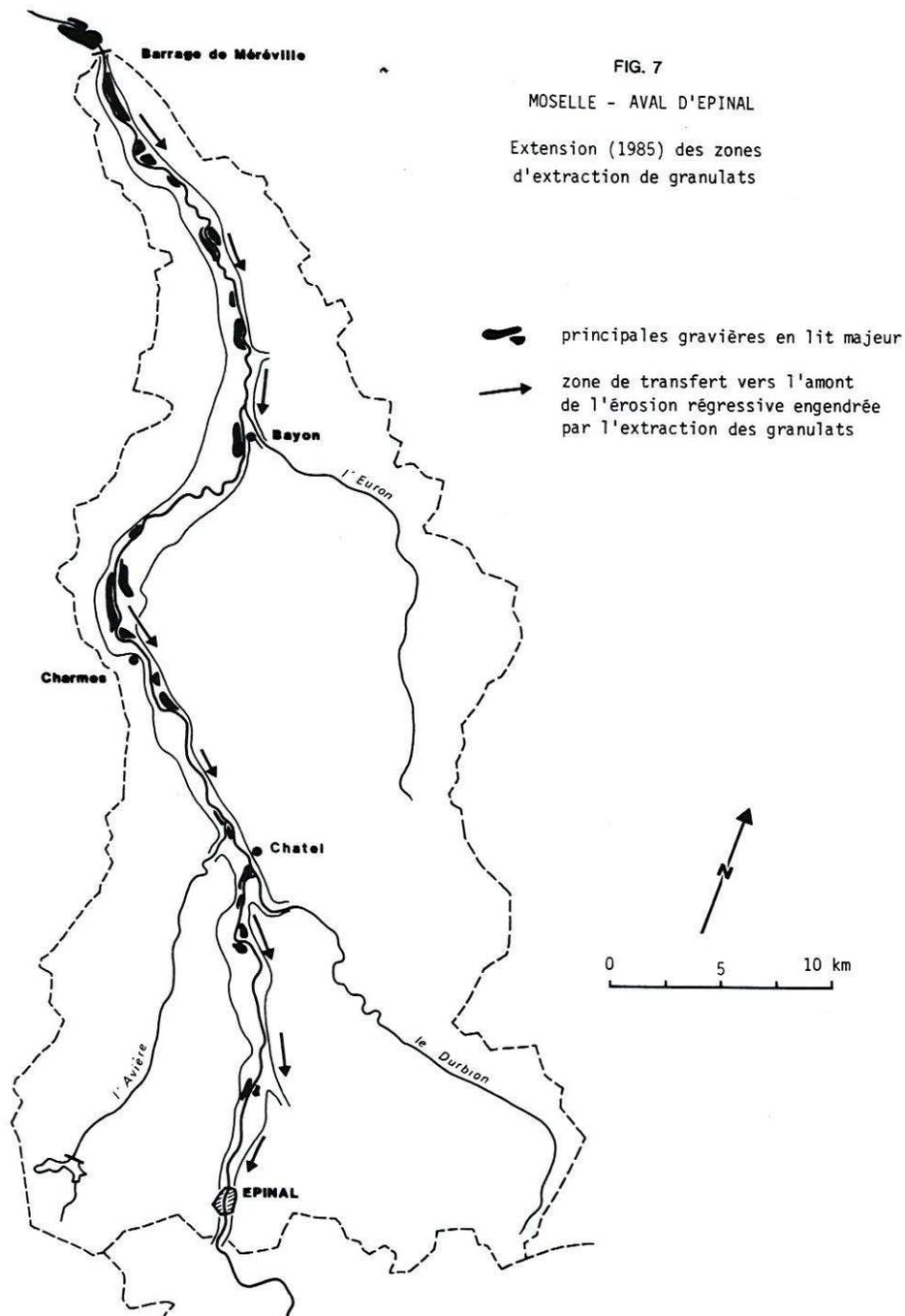
débit donné, l'épaisseur de la lame d'eau et, de ce fait, les potentialités offensives du flot se sont trouvées accrues. D'autre part, le libre développement de la sinuosité hydraulique a été entravé ; ceci a eu pour résultat de multiplier les points de butée du lit mineur contre le pied des digues (maçonnées ou enrochées) de protection du Canal : la dynamique a donc été localement modifiée selon les mêmes modalités de ruptures/reprises de charge grossière que pour les butées naturelles de pied de versant rocheux, décrites précédemment. Enfin, la construction de prises d'eau échelonnées sur le linéaire fluvial, aux fins de réalimentation des biefs de navigation successifs, a été associée à l'édification de barrages sur la rivière, avec les répercussions suivantes : en amont, remous hydraulique provoquant le dépôt de la charge solide et facilitant les débordements, en aval affouillement du fond du lit.

Les principales dégradations sont à mettre au compte des extractions de granulats dans le lit fluvial ou à ses abords. Ces extractions ont longtemps été traditionnelles, artisanales, et n'ont eu que peu d'effet : elles pouvaient alors être assimilées à la récolte d'une production de graviers, annuellement renouvelée. Dans la seconde moitié du ^{xx}e siècle, elles se sont intensifiées, industrialisées ; localisées d'abord aux deux extrémités du secteur, à proximité des centres urbains consommateurs de Nancy et d'Epinal, elles se sont déplacées le long du lit, au fur et à mesure de l'accroissement de la demande, finissant par concerner à des degrés d'intensité variés l'ensemble du secteur Epinal-Méréville, à l'exception du tronçon Bainville-Virecourt (Figure 7). Les transformations des paysages riverains et de la dynamique du lit, induites par cette activité, méritent qu'on en détaille les mécanismes :

Cas n° 1 : Extraction en lit mineur

Le prélèvement direct de matériaux dans un lit fluvial revient à retirer un débit solide à la rivière, c'est-à-dire à modifier l'un des termes de la loi d'équilibre du transport de fond : $G_s \cdot dt = V_s$ (où G_s = débit solide, V_s = Volume charrié). Par rapport à une capacité de charriage maintenue, la rivière est conduite à compenser le déficit de la charge de fond provenant de l'amont en se réalimentant sur son lit lui-même. Cette mobilisation des sédiments du fond du lit se poursuit jusqu'à ce que la charge effective totale (charge venant de l'amont + charge prélevée sur le lit) corresponde à la capacité de charriage de la masse en mouvement. En définitive, il en résulte un creusement vertical du lit, différencié d'amont en aval, qui modifie en conséquence ses caractéristiques géométriques, notamment la pente et le rayon hydraulique des sections successives. L'approfondissement implique en particulier que des débits bien supérieurs aux débits initiaux resteront contenus dans le lit mineur, si bien que la détérioration hydrocinétique liée au débordement jouera beaucoup moins fréquemment : par cet effet, encore, l'efficacité érosive du flot sera renforcée. Dans tous les cas où l'extraction aboutit à la création d'une excavation, se surajoute une érosion régressive dont le front remonte peu à peu à de longues distances de son point de départ (le bord amont de l'excavation) : le creusement du bief amont a les mêmes répercussions hydrauliques que précédemment.





Cas n° 2 : Extraction en lit majeur

Depuis une dizaine d'années, la réglementation a contraint les extracteurs à abandonner progressivement les prélèvements directs dans le lit mineur ; ce retrait a été compensé par un développement accéléré des modes d'exploitation en lit majeur. Cette nouvelle localisation des gravières change les données du problème morphodynamique mais n'en affecte guère les résultats.

En effet, pour assurer la sécurité de l'exploitation, la confection de digues en bordure du lit mineur est quasi-impérative. Il s'ensuit, en plan, une restriction latérale du champ d'inondation et une concentration des eaux dans un chenal souvent redressé, c'est-à-dire un accroissement de la puissance érosive. En section, pour un même débit, il en résulte une élévation des eaux entre des berges insubmersibles et une augmentation corrélative des rayons hydrauliques et des vitesses du courant, donc de la capacité de transport sédimentaire ; l'érosion verticale peut alors se déchaîner, surtout si les berges endiguées sont consolidées par enrochement et s'opposent efficacement à l'érosion latérale. En aval des secteurs endigués, le matériel mobilisé, en surplus par rapport à la capacité de charriage du lieu, tendra à se déposer, occasionnant une surélévation locale du plancher fluvial et une aggravation des risques d'inondation. L'exemple le plus caractéristique, quasi-caricatural, de cette évolution vers la mise en place d'un profil basculé, se rencontre sur la Moselle dans la région de Charmes-Socourt : le lit étroitement canalisé entre des digues élevées, à l'abri et à l'arrière desquelles se poursuit une intense activité d'extraction, s'est enfoncé de plus de 2 m en une quinzaine d'années (cf. G. MAIRE et A. GOBERT), cependant qu'à l'aval, vers Gripport-Bainville, les bancs alluviaux se sont considérablement engraisés.

A cette évolution "ordinaire", peut se superposer l'effet d'une évolution brutale en cas de rupture de digue, mettant en communication gravière et rivière à l'occasion d'une forte crue. Un brutal changement de cours peut alors s'effectuer avec, en amont déversement de la rivière dans la gravière, en aval déversement de la gravière dans la rivière. Le cas s'est produit plusieurs fois, par exemple dans les environs de Charmes, en amont de la localité, s'accompagnant du "vidage" de la gravière dans le lit, ce qui a entraîné une surcharge alluviale locale, et par voie de conséquence la mise en ondulation du tracé avec des entrées en berges très prononcées.

1.2.3. Les facteurs actuels de la dynamique

Suite au développement pendant plusieurs décennies, sur une grande partie du cours de la Moselle, des phénomènes décrits ci-dessus, il est maintenant difficile de dissocier précisément ce qui, dans l'évolution actuelle du lit, est significatif des conditions hydrauliques originelles, de ce qui relève des réponses morphogéniques aux sollicitations anthropiques successives. Mais, pour artificiel qu'il soit devenu, le

système n'en est pas pour autant anarchique et son fonctionnement continue à être régi par le jeu interactif de divers facteurs. De nombreux auteurs, notamment anglo-saxons, ont montré qu'il était possible de décrire qualitativement le fonctionnement d'un lit fluvial en utilisant une expression du type

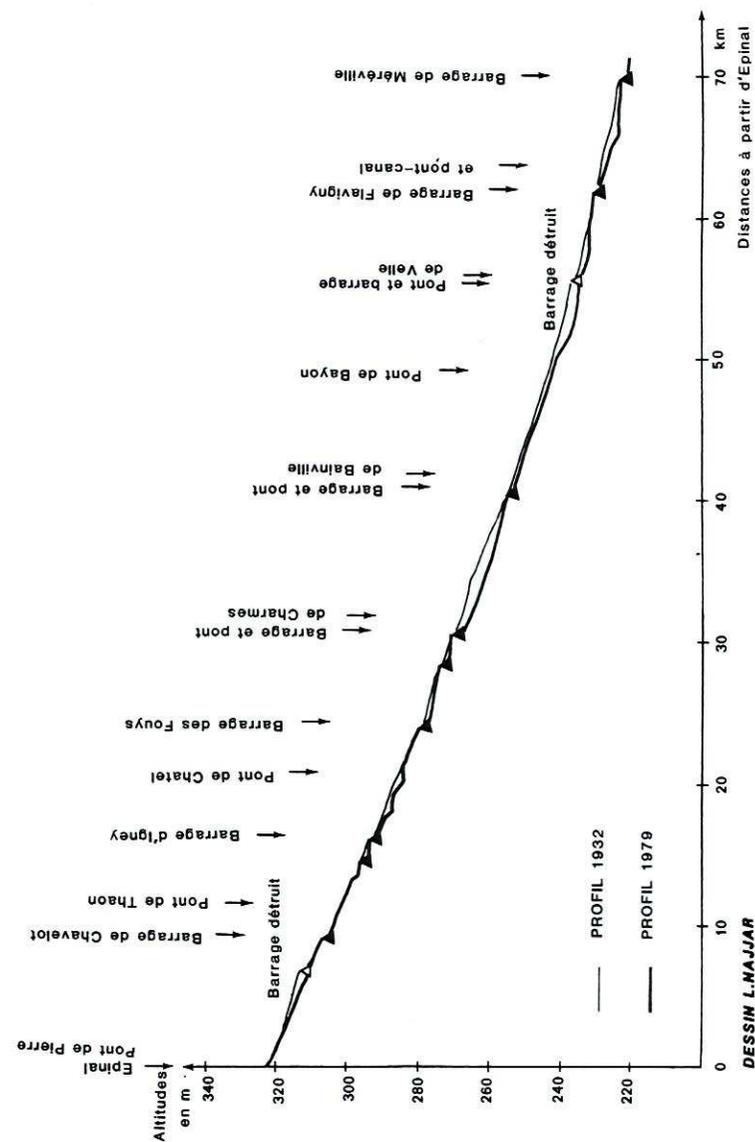
$$Q_s, D \approx Q_w, S$$

dans laquelle Q_s est le débit solide, ou plus exactement la charge de fond,
 D la granulométrie du matériel du lit,
 Q_w le débit liquide,
 S la pente.

Le facteur primordial est bien entendu le débit liquide, qui dans l'expression ci-dessus est la principale variable indépendante. Nous avons relevé précédemment ses valeurs caractéristiques l'entrée du secteur. D'Epinal à Méréville, ses variations sont faibles en module, $37 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'entrée, $45 \text{ m}^3/\text{s}$ à la sortie, soit une augmentation de 20 % environ, à rapprocher d'une augmentation de 66,75 % des surfaces drainées. La moitié de ce supplément de débit est imputable aux quatre principaux affluents du secteur, $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ provenant du Saint-Oger, $1,4$ du Durbion, $1,2$ de l'Avière, $1,1$ de l'Euron. On peut estimer qu'en période de crue de la Moselle, les apports latéraux sont proportionnellement moindres, sauf lors de précipitations généralisées sur le bassin versant comme celles d'Avril 1983 : dans ce cas, les quelques indications de débits spécifiques fournies par F. LETOUZE, permettent d'avancer une contribution à la pointe de crue de la rivière principale du même ordre de grandeur que pour le module. Malgré le manque de données hydrométriques dans le secteur, on peut de toute façon affirmer avec certitude qu'en aucun cas les débits de ces affluents ne sont suffisants pour créer de véritables distorsions dans l'évolution des débits d'Epinal à Méréville.

Le deuxième facteur à prendre en compte est la pente longitudinale qui, combinée avec le débit, définit le potentiel d'énergie du système. Le nivellement de l'I.G.N. en 1932 aboutissait à l'évaluation d'une pente globale de 1,47 ‰ sur l'ensemble du secteur considéré ; le profil, assez tendu jusqu'à Bayon, montrait un net amortissement à l'aval de cette localité. Un profil plus récent a été dressé par les services gestionnaires en 1979. Il est difficile de superposer deux profils élaborés à près de 50 ans d'écart, compte-tenu des changements de tracé du lit : nous avons cependant tenté cette opération en procédant à de délicats ajustements sur les distances (Figure 8). De notables différences se remarquent alors dans les valeurs de pentes sectorisées, notamment en aval de Charmes, dans les zones où la mobilité (latérale ou verticale) a été la plus prononcée.

FIG. 8 PROFIL EN LONG DE LA MOSELLE ENTRE EPINAL ET MEREVILLE



DESSIN L.NAJAR

	1932	1979
Epinal – Thaon/Girmont	2,00 ‰	1,91 ‰
Thaon/Girmont – Châtel	1,82	1,84
Châtel – Charmes	1,64	1,73
Charmes – Bainville	1,50	1,35
Bainville – Bayon	1,55	1,29
Bayon – Velle	1,07	1,33
Velle – Flavigny (pont-canal)	0,93	0,85
Flavigny – Méréville	0,85	0,56

Il n'est toutefois pas possible de bâtir de relations strictes sur les 47 ans écoulés, entre accroissement ou diminution de la pente d'une part, enfoncement du plancher ou divagation du tracé d'autre part, dans la mesure où l'on ne saisit là que des états fugaces, dans des évolutions déclenchées à des moments divers et selon des temps de latence variés, dans la mesure aussi où les évolutions n'ont pas été forcément de même sens, en tout point, tout au long de la période.

Dans l'expression " $Q_s, D \approx Q_w, S$ " le facteur granulo-sédimentologique joue en sens inverse de la pente. Il exprime, par rapport aux forces agissantes de l'écoulement, une résistance, une inertie, proportionnelle à la taille des matériaux grossiers disponibles dans le lit. L'étude du B.C.E.O.M. donne les dimensions du matériel des bancs et des berges habituellement retenues dans les formules de transport sédimentaire. Pour différents points échelonnés le long du cours, on peut retenir les valeurs indicatives suivantes ci-après, qui mettent notamment en évidence la rapide diminution du décile supérieur entre Châtel et Charmes, face à la décroissance régulière du grain médian sur l'ensemble du parcours.

	distance	D 90	D 50
Epinal	0 km	90 cm	30 cm
Châtel	22 km	80 cm	25 cm
Charmes	33 km	60 cm	20 cm
Bayon	49 km	50 cm	15 cm
Méréville	70 km	35 cm	12 cm

Pour le débit solide, le rapport du B.C.E.O.M. conclut à l'impossibilité, en l'état actuel de la rivière, d'aboutir à une valeur représentative ; le fait essentiel, induit par l'anthropisation, est en effet une segmentation du cours telle que les valeurs prises par les paramètres rentrant dans le calcul de Q_s , annulent fréquemment celui-ci. On sait par ailleurs que les formules d'hydraulique théorique, destinées à pallier les difficultés de la mesure directe du phénomène,

conduisent à des résultats qui sont souvent assez loin de la réalité. Dans ces conditions, compte tenu de la complexité du système fluvial mosellan, il est préférable de se contenter pour l'instant, d'approches essentiellement qualitatives.

II.- ASPECTS SPÉCIFIQUES DE MORPHODYNAMIQUE FLUVIALE : TROIS EXEMPLES LOCAUX DE DÉSEQUILIBRE.

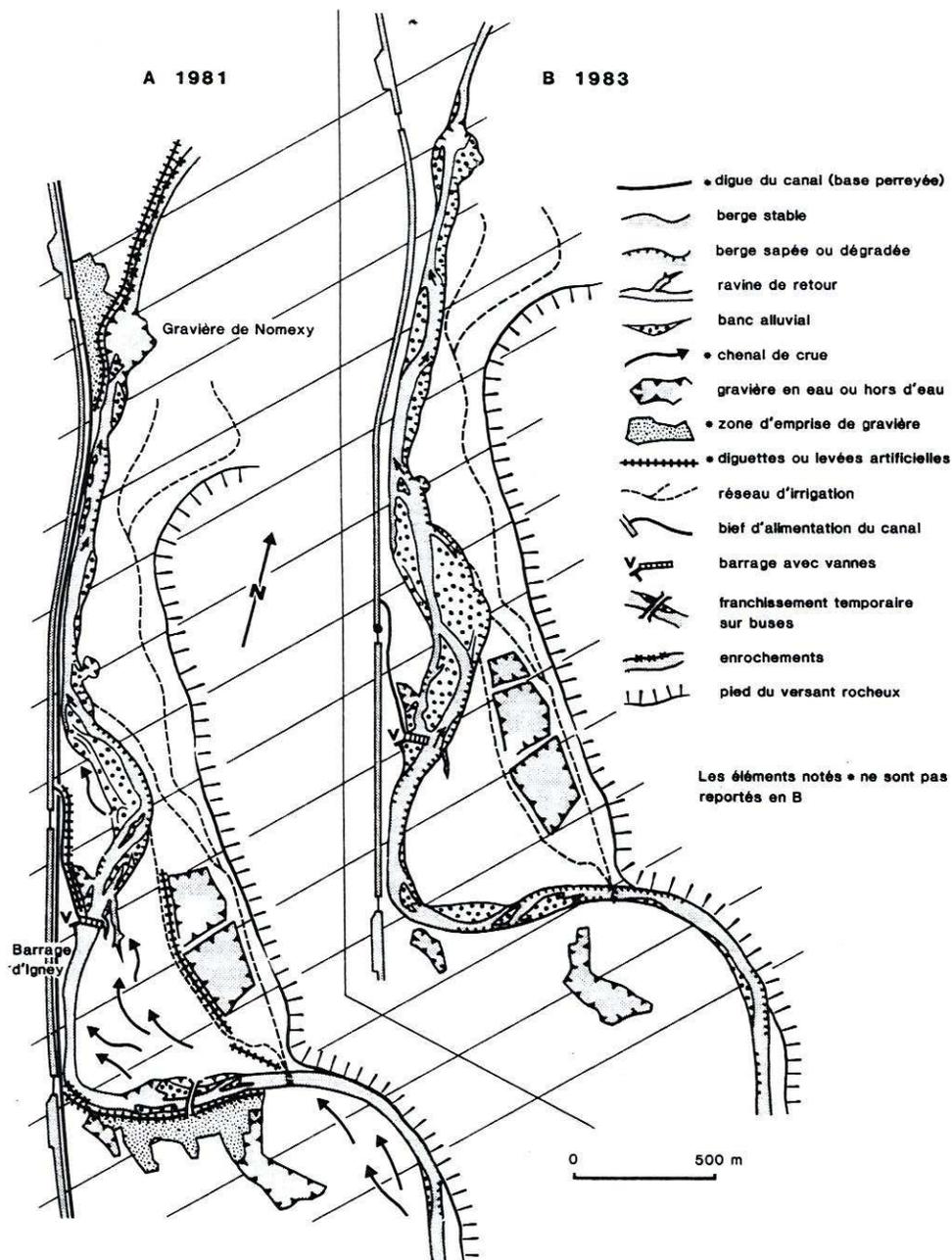
2.1 - La destruction du barrage d'Igney, durant l'hiver 1982-1983.

2.1.1. Situation dans cette zone, avant 1982 (Figure 9.a)

Le secteur compris entre Thaon-les-Vosges et le confluent du Durbion est marqué par un élargissement notable du fond de vallée holocène. Au niveau d'Igney, la rivière décrit une double boucle, concavité alternativement rive droite puis rive gauche ; la régularité de la courbure amont, au pied du talus élevé de la Côte Rouge (20 m. environ), contraste avec le caractère anguleux de la courbure aval, véritable coude à 90°, traduisant un phénomène de butée contre la digue du Canal de l'Est. A l'aval de ce coude, le lit est implanté en bordure de cette digue, ne s'en écartant que très progressivement.

C'est sur ce bief aval, à 500 m environ du coude d'Igney, qu'a été construit le barrage d'Igney, dans les années 1880. Ce barrage destiné à assurer une réalimentation du Canal de l'Est (prise associée en rive gauche) a été édifié selon la technique en usage l'époque : fondations sur pieux de chêne, coursier maçonné d'une dizaine de mètres de long, sans contraction latérale, rattrapant une dénivellation de 1,5 m environ. La tendance naturelle à la création d'une fosse de dissipation d'énergie au pied de l'ouvrage, combinée avec l'arrivée d'une "vague" d'érosion régressive en provenance de la gravière de Nomexy (fosse d'extraction en lit mineur) située 2 km en aval, a entraîné vers 1970 le déchaussement du barrage. En 1977, une brèche est apparue, aussitôt réparée, cependant que des enrochements massifs étaient déposés au pied du coursier. Des levers de terrain effectués en Septembre 1980 décelaient toutefois des risques de contournement par la droite de la structure maçonnée, pouvant entraîner la destruction de celle-ci ; cette menace était matérialisée par la présence de deux chenaux de crue, fortement entaillés en cet endroit, remontant par érosion régressive à partir du bief en aval du barrage (dénivellation de l'ordre de 2,5 - 3 m).

FIG. 9 EVOLUTION DU LIT DE LA MOSELLE DANS LE SECTEUR DU BARRAGE D'IGNEY



2.1.2. Réadaptations du lit depuis 1982 (Figure 9.b)

Aucune mesure particulière de protection n'ayant été prise, cette menace s'est effectivement réalisée : le barrage a été contourné dès la crue de Décembre 1982 (fréquence décennale), de forts débordements s'étant produits dans toute la zone des Bridoles, au droit de la zone de remous du barrage, à partir de berges basses (moins de 1 m par rapport au miroir). Les crues d'Avril et de Mai 1983, survenant au cours de la même saison de hautes-eaux, ont accéléré le processus : le chenal de contournement s'est élargi considérablement aux dépens de la rive droite, ce qui a conduit à la création d'un nouveau lit, décalé d'une largeur par rapport au lit initial ; le profil en long s'est régularisé par approfondissement du lit dans l'ancienne zone de remous hydraulique. Tout ceci a remis en mouvement des quantités considérables de sédiments (70.000 m³ au moins, selon nos estimations). L'affouillement de la rive droite et du fond du lit se poursuit encore intensément, et les matériaux mobilisés tendent à se déposer dans tout le secteur aval, principalement :

— à l'abri des vestiges du barrage. Plus ou moins disloqués, ceux-ci jouent, en eaux moyennes et basses, un rôle d'épi latéral, du fait de l'abaissement des lignes d'eau : le déplacement du courant vers la droite fait apparaître ici une zone d'écoulement beaucoup moins active, une sorte "d'angle mort" de l'écoulement. Par ailleurs, le raccord du nouveau chenal avec l'ancien, à l'aval immédiat du barrage, crée un élargissement local du lit, avec divergence des lignes de courant, donc perte de puissance du flot et par conséquent dépôt du matériel charrié.

— dans la grande courbure aval, de concavité de rive droite. Ici la modification de la courbure au droit du barrage tend logiquement à se répercuter vers l'aval. Une contre-courbe plus serrée conduit au décalage du chenal d'étiage vers la gauche, ce qui recentre le courant dans l'axe du lit : cette évolution peut contribuer à terme à une stabilisation du grand sapement de rive droite, jadis très actif ; malheureusement, cet effet bénéfique risque d'être contrebalancé par une multiplication des points d'instabilité, le long d'un lit plus sinueux qu'initialement.

— dans tout le tronçon compris entre le point de butée (contre la digue du Canal de l'Est) et la gravière de Nomexy. La "surcharge" alluviale apparaît nettement avec l'accroissement du volume des bancs et le quasi-comblement de l'ancienne excavation. Ce développement des bancs a pour conséquence un report du courant aux berges : si la berge gauche est résistante (pied de digue perreyé ou enroché), il n'en est pas de même de la berge droite qui tend à reculer. L'élargissement résultant entraîne un début de mise en sinuosité d'un tronçon jadis très rectiligne.

En définitive, on constate une inversion des secteurs de sédimentation et d'affouillement, par rapport à la situation qui prévalait antérieurement. En amont du site de l'ancien barrage, le creusement remplace le dépôt, en aval c'est l'inverse ; dans le même temps, la pente, jadis segmentée, est rétablie dans sa continuité et se

régularise progressivement. Ces phénomènes d'ablation/accumulation se transfèrent en s'amortissant, tant vers l'aval que vers l'amont.

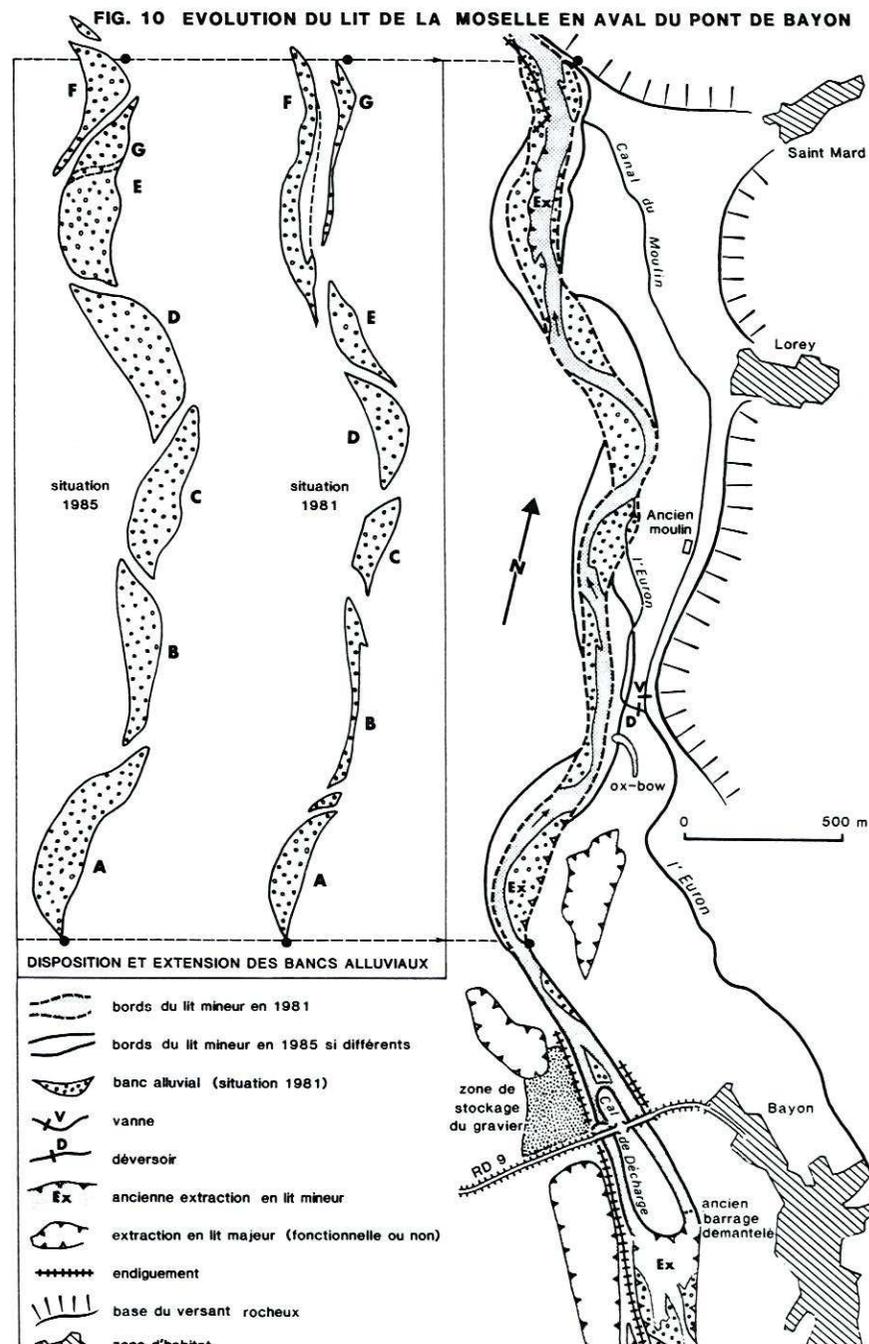
2.2. - Le secteur en aval du Pont de Bayon (Figure 10)

Dans les années 1970, il existait à l'amont immédiat du pont de Bayon, une zone d'extraction de graviers en lit mineur. Une technique de drague flottante était utilisée ; les produits de dragage étaient déversés dans des péniches qui faisaient le va-et-vient entre le lieu de prélèvement (se déplaçant périodiquement) et le lieu de stockage des granulats, situé juste à l'aval du Pont, en rive gauche. Un barrage (à 300 m en amont du pont) relevait localement le plan d'eau et assurait aux péniches un tirant suffisant, le niveau d'eau étant réglé au moyen d'un petit canal de décharge.

2.2.1. Abandon de l'extraction en lit mineur

A la fin des années 1970, ce dispositif fut modifié, l'extraction en lit mineur étant abandonnée sous la pression de la réglementation environnementale. Le réaménagement des lieux comporta notamment la création d'une digue en rive gauche, à l'abri de laquelle l'exploitation se poursuivait (et s'étendit en surface) selon un système identique de drague flottante et de péniches. Dans le même temps le barrage de contrôle du plan d'eau initial était démantelé. En Octobre 1980, lors de nos levés de terrain, la situation se présentait ainsi, de part et d'autre du pont de Bayon :

- en amont, l'ancienne zone d'extraction constituait une vaste excavation de près de 10 hectares, délimitée en rive gauche par la digue protégeant la gravière et en rive droite par un perré d'implantation ancienne. Dans cette fosse, venaient se piéger l'ensemble des sédiments provenant de l'amont (secteur de lit très évolutif entre Bainville-aux-Miroirs et Virecourt), depuis les galets et graviers en tête de retenue, jusqu'aux sables moyens et fins, dans le "corps" de la retenue. Cette accumulation, sous forme de hauts-fonds immergés à l'étiage sous une mince lame d'eau, s'épaississait à chaque crue, comblant peu à peu l'excavation.



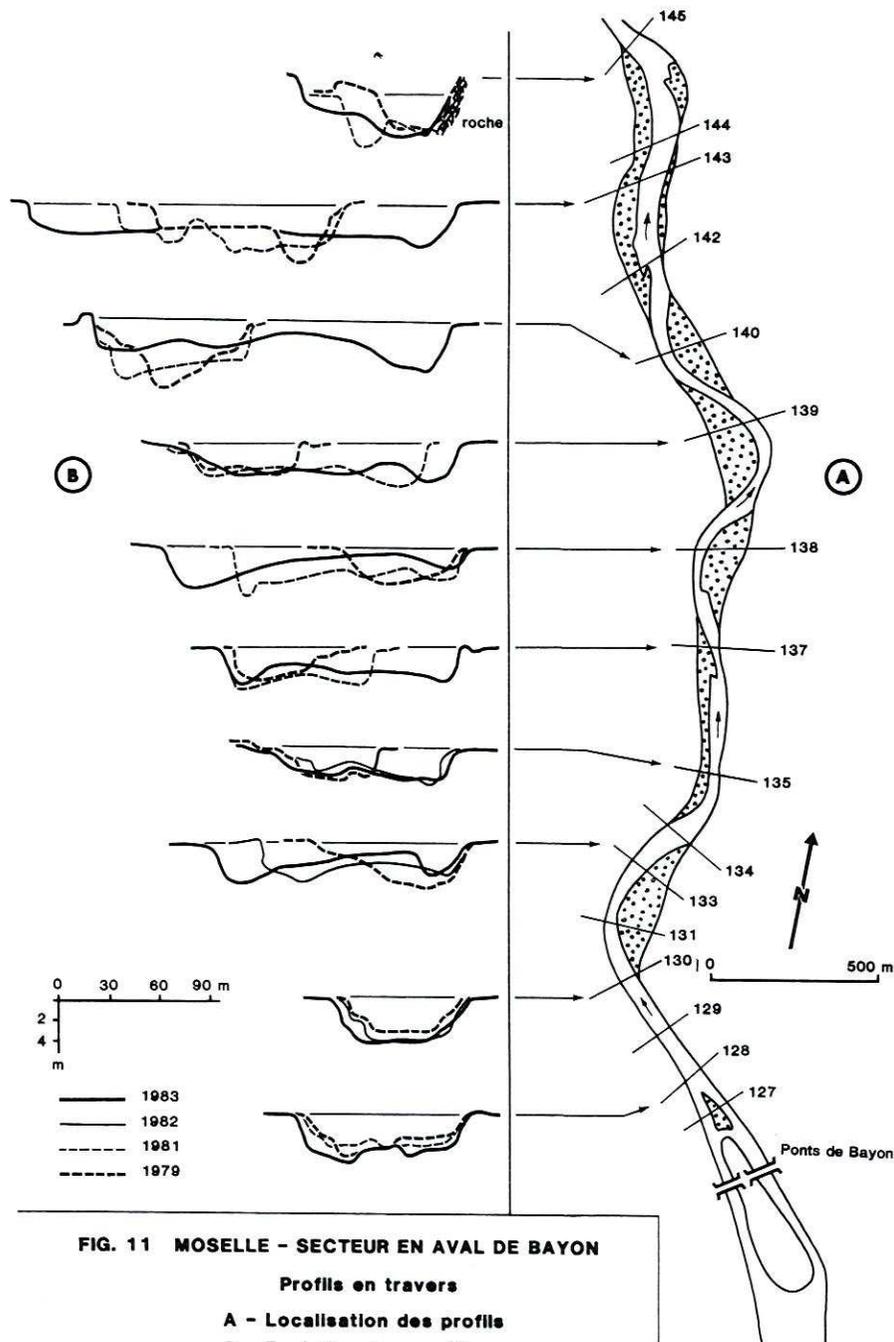


FIG. 11 MOSELLE - SECTEUR EN AVAL DE BAYON

Profils en travers

A - Localisation des profils

– au sortir de cette zone, tant dans le lit de la Moselle proprement-dite que dans l'ancien bief de décharge, les eaux de crue délestées de leur charge solide disposaient d'une importante capacité de transport. Il s'ensuivait, comme précédemment d'ailleurs lors de l'exploitation en lit mineur, une tendance affirmée à satisfaire cette capacité en mobilisant les matériaux du lit lui-même ; le résultat en était un creusement vertical tel que les pieux en chêne des fondations du radier d'un ancien pont étaient apparus au fond du lit et que le déchaussement des piles et culées des deux ponts (sur le lit et sur la dérivation) avait nécessité des travaux de consolidation (semelles bétonnées et rampe d'enrochements respectivement).

– plus en aval, aux abords du confluent de l'Euron, le déficit relatif de charge solide se traduisait également par une prédominance des phénomènes d'enfoncement sur place du tracé : certes, une certaine sinuosité se manifestait (six courbes et contre-courbes, $CS = 1,13$), déclenchant localement quelques processus d'érosion latérale, mais il s'agissait surtout de courbures à très grand rayon, à grande longueur d'onde, à faible amplitude ; corrolairement les bancs d'alluvions de rive convexe étaient assez étirés, peu étendus, peu volumineux. Quant aux berges, elles étaient relativement élevées, rarement inférieures à 2,5-3 mètres au dessus du niveau d'étiage.

2.2.2. Modifications du lit consécutives à l'arrêt de l'extraction

Depuis 1980, nous avons effectué sur cette zone de nombreuses mesures et observations ; nous disposons de nombreux documents, qu'il s'agisse des couvertures de photos aériennes de l'I.G.N., de photos spécifiques (verticales ou obliques) prises par nos soins au cours de survols du lit, de photos au sol, du lever cartographique de 1980, de profils en long et en travers dressés périodiquement par le Service de la Navigation de Nancy. Nous pouvons, par recoupement de tous ces documents, analyser avec précision le comportement du lit fluvial, entre 1979 et 1985, encadrant ainsi les grandes crues de 1983. On peut aisément reconnaître les évolutions suivantes :

– la fosse en amont du pont de Bayon s'est totalement remplie des sédiments provenant du secteur Virecourt-Bayon. L'organisation des dépôts tend à définir un nouveau chenal sinueux, entre des berges basses reconstituées, raccordant sans cassure son profil longitudinal avec celui du lit de la Moselle en amont du pont de Bayon : ceci implique une certaine entaille du fond du nouveau chenal, entaille se transférant progressivement vers l'amont.

– le tracé du lit est resté globalement le même que précédemment et la disposition d'ensemble comporte toujours six courbures alternées ; il est notable toutefois que le lit mineur (chenal d'étiage à bancs alluviaux vifs, dans notre acception) s'est nettement élargi, toutes les rives concaves ayant reculé (de 60 à 120 m selon les

cas) : en tout, entre le pont de Bayon et Saint-Mard, l'accroissement de surface du lit mineur est de 13,5 hectares.

– l'extension corrélatrice des surfaces de bancs alluviaux a porté individuellement sur chacun d'entre eux ; elle s'est accompagnée d'un déplacement des bancs vers l'aval (donc des seuils inter-bancs), peu accentué pour les deux bancs les plus en amont (A et B), beaucoup plus net pour les trois bancs suivants (C, D, E). Tout à l'aval, en rive droite, la berge rocheuse (pied de la butte de Saint-Mard) fournit un élément rigide qui bloque le développement de la sinuosité : elle interfère, par conséquent, dans la migration des bancs en provoquant un "télescopage" des accumulations latérales (E et F) et pseudo-axiales (G), ainsi qu'un resserrement des courbures, ce qui complique quelque peu le schéma général.

– la prise en compte des profils en long et en travers (Figure 11) vient enrichir la reconstitution des évolutions du lit. Des profils en travers notamment, on peut assez facilement extraire quatre paramètres, bons descripteurs de la géométrie du lit ordinaire : largeur plein-bords (Lpb), section plein-bords (Spb), profondeur moyenne plein-bords ($Pmoy = Spb/Lpb$), profondeur maximum plein-bords (Pmax). Nous avons essentiellement pris en compte les deux paramètres statistiquement les plus indépendants, LPb et Pmoy. Les valeurs de ces paramètres apparaissent dans le tableau 1, à la fois sous leur forme brute et sous la forme plus élaborée de leurs différences inter-annuelles $dLpb$ et $dPmoy$ (selon des intervalles de temps de 1 à 4 ans, en fonction des données disponibles). Par delà d'apparentes contradictions locales, tenant à la diversité et à la variabilité des situations géomorphologiques (seuils, mouilles, angles et points d'application du courant contre les berges...), et en dépit d'une synchronisation imparfaite des levers géométriques, il est possible de dégager les grandes lignes de l'évolution ci-après.

I. Période 1979 à 1981-1982.- 4 tronçons d'évolution différenciée :

a. Profils 127 à 130 (= cours subrectiligne).

Grande stabilité d'ensemble, tant de LPb que de Pmoy.

b. Profils 131 à 134 (= banc A et seuil "en écharpe" entre A et B).

Fortes valeurs de $dLpb$, valeurs positives de $dPmoy$. Ceci exprime un élargissement notable du lit d'une dizaine de m/an (recul de la berge gauche), assorti d'un remblaiement modéré de l'ordre de 0,5 m.

c. Profils 135 à 139 (concernant les bancs B, C et D).

Le caractère saillant est l'importance de l'élargissement du lit, $dLpb$, dont le rythme est de l'ordre d'une dizaine à plusieurs dizaines de mètres/an : cet élargissement, aux dépens des rives concaves alternées, est plus prononcé au début de la période d'une part, vers l'aval du tronçon d'autre part. Ainsi pour le profil 139 (banc D), $dLpb$ atteint 42 m/an sur 2 ans (1979-1981) et 36 m/an sur 3 ans (1979-1982), contre 16 m/an et 13 m/an respectivement pour le profil 137 (banc B). Quant aux

variations de Pmoy, elles sont peu typées et contradictoires : ceci reflète probablement la variabilité des situations géomorphologiques locales successives, dans un période de forte activité morphogénique.

d. Profils 140 à 145 (afférents aux bancs E, F et G).

C'est le cas inverse du précédent : le fait essentiel est le creusement (fréquemment 1 à 2 m en 2 ans). Ce creusement est d'autant plus fort que l'élargissement, toujours inférieur à 20 m, est plus faible ; ainsi, à des $dLpb$ de 0 m, 5 m, 18 m, 20 m, correspondent des $dPmoy$ de 2,3 m, 1,7 m, 0,9 m, 0,5 m, respectivement. Ce fait relativise ici le caractère d'indépendance présumée des deux variables Lpb et Pmoy. Cet enfoncement du plancher fluvial peut être imputé à l'impact des réaménagements du lit, dans le secteur à l'aval immédiat ; afin d'implanter une immense gravière en lit majeur, le lit ordinaire a été repoussé en rive droite contre le pied du versant rocheux ; fortement redressé, il a été flanqué d'une digue en rive gauche. Les valeurs de $dPmoy$ traduisent la vigueur de la reprise d'érosion régressive, consécutive à ces manipulations du lit fluvial.

Tableau 1 - Dimensions du lit de la Moselle, en aval de Bayon, selon des mesures diachroniques de profils en travers

(Lpb = Largeur plein-bords, Pmoy = Profondeur moyenne).

Profil N°	Valeurs brutes datées				Différences selon périodes				
	Lpb (m) 1° ligne	Pmoy (m) 2° ligne	1° ligne	2° ligne	dLpb (m) 1° ligne	dPmoy (m) 2° ligne	1° ligne	2° ligne	3° ligne
	1979	1981	1982	1983	81/79	82/79	83/82	83/81	83/79
127	118	122		122	4			0	4
	2,4	2,7		2,7	+0,3			0,0	+0,3
128	92	93		95	1			2	3
	2,4	2,5		3,2	+0,1			+0,7	+0,8
129	67	67		67	0			0	0
	3,9	4,0		4,7	+0,1			+0,7	+0,8
130	72		72	77		0	5		5
	2,7		3,2	3,5	+0,5	+0,3			+0,8
131	120		148	162		28	14		42
	2,7		2,6	2,3	-0,1	-0,3			-0,4
133	91		124	153		33	29		62
	3,1		2,7	2,0	-0,4	-0,7			-1,1
134	75		102	148		27	46		73
	3,4		2,8	2,5	-0,6	-0,3			-0,9
135	60		104	109		44	5		49
	2,3		2,2	2,4	-0,1	+0,2			+0,1
137	58	90	98	140	32	40	42	50	82
	3,0	2,5	3,1	2,5	-0,5	+0,1	-0,6	0,0	-0,5
138	68	138	159	179	70	91	20	41	111
	3,3	3,3	2,3	1,8	0,0	-1,0	-0,5	-1,5	-1,5
139	72	157	180	180	85	108	0	23	108
	2,4	3,2	2,5	2,6	+0,8	+0,1	+0,1	-0,6	+0,2
140	94	97		214	3			117	120
	3,1	3,4		2,2	+0,3			-1,2	-0,9
142	70	70		162	0			92	92
	2,6	4,9		2,2	+2,3			-2,7	-0,4
143	116	136		257	20			121	141
	3,0	3,5		3,1	+0,5			-0,4	+0,1
144	112	117			5				
	2,2	3,9			+1,7				
145	52	70		90	18			20	38
	3,3	4,2		4,2	+0,9			0,0	+0,9

II. Période 1981-1982 à 1983.- Plus que 3 tronçons différenciés.

a. Profils 127-130 :

Mêmes caractéristiques que précédemment, avec toutefois une certaine accentuation de l'enfoncement vertical.

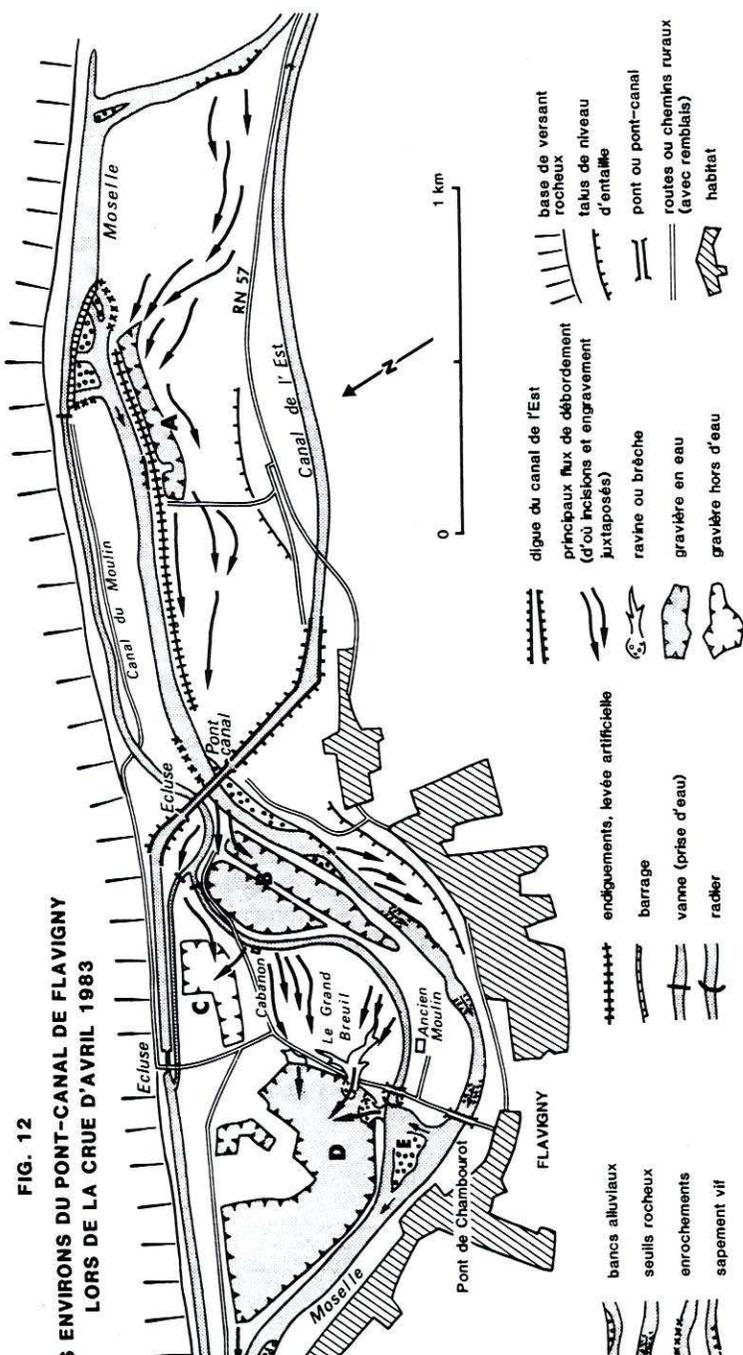
b. Profils 131-139 :

Cette série de profils regroupe les 2 tronçons médians de la période précédente. Le phénomène le plus net est la généralisation du surhaussement du fond du lit (valeurs négatives de dPmoy généralement), entre des berges qui continuent de s'écarter, mais à un rythme ralenti, sauf exceptions locales.

c. Profils 140-143 :

Ce n'est plus par le phénomène de creusement du lit que s'individualise le tronçon aval. Au contraire, encore plus que dans le tronçon amont (profils 131-139), le remblaiement est désormais massif, annulant sur les 4 ans l'entaille des 2 premières années. Mais le fait le plus marquant est l'exagération extrême des largeurs du lit mineur (dLpd ≈ 120 m en 2 ans ! pour le profil 143). Tout se passe donc comme si la vague d'érosion latérale, initialement localisée au droit des bancs B, C, D, renforcée par des apports sédimentaires accrus (accentuant les cas de renvoi du courant contre les berges), s'était déplacée vers l'aval, "submergeant" sous ses produits et annihilant l'ancienne tendance à l'érosion régressive.

En somme, on constate dans ce secteur en aval du pont de Bayon, un changement accéléré de la physiologie du lit. Celui-ci, relativement encaissé, assez étroit et modérément sinueux l'origine, se remblaise, s'élargit considérablement, accentue ses sinuosités (CS = 1,22) en un véritable train de méandres. Le développement de ces méandres a parfois des conséquences inattendues comme l'auto-capture du cours inférieur de l'Euron qui provoque, du fait d'une pente fabuleusement accrue, une spectaculaire et violente reprise d'érosion sur l'affluent : contenue à grand peine par des travaux de renforcement du déversoir de la prise du canal du moulin de Lorey, effectués en urgence, elle se solde notamment par la destruction complète d'un pont de chemin rural. Plus généralement, cette modification de la morphodynamique fluviale traduit une modification hydraulique : l'augmentation dans ce secteur de la charge charriée suite au rétablissement du transfert sédimentaire à travers l'ancienne fosse d'extraction amont, désormais comblée. L'apport de ce supplément de charge solide est le moteur du rééquilibrage du lit, obligeant celui-ci à réadapter son tracé et son gabarit pour retrouver un caractère fonctionnel.



2.3. - Les environs du pont-canal de Flavigny-sur-Moselle.

Ce secteur est typique de l'imbrication des impacts de diverses interventions anthropiques sur le fonctionnement du système fluvial. L'exemple de la crue d'Avril 1983 montre par quelles modalités elle conditionne l'écoulement de surface et le façonnement des lits. Deux types principaux d'aménagements combinent ici leurs effets : des ouvrages hydrauliques (Canal de l'Est et Canal du Moulin) d'une part, des gravières et zones d'extraction d'autre part.

2.3.1. La situation à la veille de la crue d'Avril 1983

En amont de Flavigny, le *Canal de l'Est* passe d'un bord à l'autre du lit majeur de la Moselle, par l'intermédiaire d'un bief transversal endigué qui surplombe de près de 10 m le fond de vallée. Un pont-canal de 10 arches (6 arches sur le lit mineur) assure le franchissement de la rivière elle-même et du Canal du Moulin (1 arche). Comme il est normal pour un pont-canal, ces arches sont sous-tendues par de grosses piles ; on pourrait penser a priori que ces piles forment en crue un obstacle important à l'écoulement des eaux, d'autant que toutes les eaux de débordement de l'amont sont "rabattues" dans le lit mineur par la portion transverse de la digue du Canal de l'Est, en rive gauche. Il n'en est rien : les 3 arches de décharge tempèrent ce caractère d'obstacle de sorte que, ni avant, ni après les crues de 1983, on ne note l'existence de dépôts axiaux en amont du pont-canal. Les accumulations se localisent latéralement, en rive gauche : leur disposition en sommet de la sinuosité) prouve que leur apparition est surtout liée à l'effet de courbure hydraulique plutôt qu'à l'effet d'obstacle.

Le *Canal du Moulin* prend son origine au barrage maçonné, curviligne, situé sur la Moselle à 1,3 km. environ en amont du pont-canal et associé à une prise d'eau pourvue de vannes. Ce barrage était en 1980 en état médiocre (blocs du coursier dessertis, crête ébrécher) et menacé de contournement par la gauche (menace en partie contrée par la pose d'enrochements) : des travaux de reconstruction-recalibrage venaient d'être engagés quand survinrent les crues du Printemps 1983. Malgré de nouveaux dommages, l'ouvrage n'était pas détruit (sa consolidation a été achevée depuis) : on peut rattacher cette résistance à la limitation de la puissance du flot dans le lit mineur du fait de l'importance des débordements dans tout le secteur, notamment en rive gauche. A l'aval du pont-canal, sous l'arche droite duquel il passe, le Canal du Moulin se divise en deux branches, chacune étant pourvue d'un système de vannes qui permet de régler le débit d'admission ; la branche de droite (branche Nord), se jette dans le Canal de l'Est, à l'issue d'un court trajet ; la branche de gauche (branche Sud) qui dessert l'ancien moulin regagne la Moselle après un parcours sinueux de plus de 1 km. Il y a donc eu au cours du temps, une mutation des fonctions du Canal du Moulin :

- à l'origine, son utilité était indiquée par sa dénomination même,
- lors de la construction du canal de navigation, son cours a été réaménagé (barrage et prise d'eau redimensionnés, franchissement du pont-canal, dérivation supplémentaire vers le Canal de l'Est), en vue d'un usage mixte (meunerie et navigation),
- enfin, avec l'arrêt de l'activité du moulin, seul a subsisté un rôle de réalimentation du Canal de l'Est ; dans ce nouveau schéma, la branche Sud ne représente plus rien qu'un bief de trop-plein.

Il existait dans le secteur, en 1983, un grand nombre de sites d'extraction des graviers. Dans la plupart des cas, l'exploitation arrêtée bien avant cette date, avait cédé la place à un plan d'eau, aménagé ou non à des fins piscicoles. Il en était ainsi pour la gravière (notée A), allongée sur 500 m environ, à l'aval immédiat du barrage (rive gauche) et séparée de la Moselle par une étroite bande argilo-sableuse ; de même, pour la gravière double (notée B), à l'aval du pont-canal, laquelle avait "vidé" de ses alluvions presque tout l'espace inclus entre la branche Sud du Canal du Moulin et la rivière. Une opération-pilote de "réhabilitation" (comblement par des matériaux divers surmontés d'une couche de terre végétale) débutait sur une autre gravière (notée C), au Nord-Ouest de l'embranchement du Canal du Moulin. En revanche, l'exploitation se développait à un rythme soutenu en aval du chemin rural conduisant de Flavigny aux écluses du Canal de l'Est, créant à cet endroit une gravière en eau (notée D) de 15 hectares d'un seul tenant.

Dans le lit mineur de la Moselle, d'intenses prélèvements de matériaux étaient faits de longue date dans la zone Flavigny-Méréville ; ils avaient entraîné une érosion verticale qui, au droit de Flavigny, avait atteint et même entamé la roche (calcaire marneux) sous-jacente aux alluvions. De ce fait, le pont du Chambourot, sur le chemin rural reliant Flavigny aux écluses du Canal de l'Est, avait subi de sérieux dommages. La présence d'une extraction en lit mineur (notée E), immédiatement en aval du pont, au confluent de la Moselle et du Canal du Moulin, avait d'ailleurs amplifié la menace de sa destruction. Une fois le pont réparé et ses fondations consolidées, cette extraction avait été arrêtée et un endiguement en tout-venant avait été érigé, séparant cette zone de la gravière D. Un dépôt alluvial se mettait alors en place à cet endroit, sous forme d'un îlot palmé, comblant progressivement la fosse résiduelle, mais conservant en amont un chenal divergeant, de direction perpendiculaire au lit principal.

Même lorsqu'ils sont en connexion hydraulique, le lit d'une rivière et l'aquifère alluvial sous-jacent ne présentent pas une réponse identique face à un événement climatique affectant leur bassin versant. C'est un fait bien établi que, lors d'une crue, le rythme de montée et de descente des eaux est beaucoup moins rapide dans le piézographe que dans le limnigraphe, et que la cote atteinte y est moins élevée : ces distorsions permettent l'inversion du sens des échanges hydrologiques en début de crue (transfert d'eau de la rivière vers la nappe) et en fin de crue (transfert d'eau de la nappe vers la rivière). Cette évolution dans le temps est en

partie transposable aux gravières en eau, avec toutefois cette différence essentielle que le niveau du plan d'eau, égalisé d'amont en aval, ne correspond pas exactement, en tout point, au niveau incliné du toit de la nappe sous-jacente. Dans le cas des gravières, il faut donc nécessairement considérer, le long du cours d'eau, l'évolution des hauteurs d'eau respectives dans le chenal (pente hydraulique), dans la nappe d'amont en aval (pente hydrostatique), dans chacune des gravières contiguës (niveaux horizontaux différenciés).

2.3.2. Reconstitution du fonctionnement du système, lors de la crue, en aval du Pont-canal

Parmi les nombreux dommages relevés après le passage de la crue d'Avril 1983, dans le secteur de Flavigny l'un d'entre eux, en rive droite, est particulièrement révélateur des modalités de fonctionnement du système en phase de crue : il s'agit d'une incision de la surface du sol, (longueur 160 m., largeur moyenné 13 m, profondeur de 2 à 3 m), comportant un diverticule perpendiculaire (dimensions : 70 m x 7 à 8 m x 1 à 2 m), et débouchant sur le bord amont de la gravière D. L'apparition de ce ravin a causé la rupture du chemin rural de Flavigny aux écluses du Canal de l'Est sur une distance de 25 m. On peut reconstituer le déroulement de la crue de la façon suivante :

1° phase : Montée rapide du niveau du flot dans le lit de la rivière

Simultanément, le niveau de l'eau s'élève à l'identique, dans la gravière double B proche du lit fluvial et en communication hydrologique avec celui-ci. En revanche, dans la gravière E, le niveau reste bas, la nappe commençant tout juste à se recharger.

2° phase : Débordement de la Moselle en lit majeur

La submersion concerne d'abord l'espace entre rivière et Canal du Moulin, de part et d'autre du pont-canal. Elle aboutit au remplissage total du Canal du Moulin et au déversement de son trop-plein de débit par dessus sa berge droite (l'autre berge, plus haute, formant bordure de la gravière B, est restée émergée). Ce déversement a lieu en de nombreux points de la branche Sud, les eaux étant ensuite cloisonnées par le réseau des chemins : ainsi, à l'aval immédiat des vannes d'admission, les eaux ont été contenues dans la zone Nord du champ d'inondation (lieu-dit Le Petit Breuil) et attirées par la gravière C ; plus en aval, à proximité d'une petite résidence de loisirs, elles se sont répandues dans toute la zone médiane, cultivée (lieu-dit Le Grand Breuil), du lit majeur juxtaposant engravements et ravinements ; vers l'aval, au droit de l'ancien moulin, elles se sont concentrées dans un ancien chenal, à peine plus creux que le terrain environnant. Durant toute cette phase, le niveau d'eau dans la gravière D, lié au niveau de la nappe (lequel est au

début de son élévation), est resté beaucoup plus bas que le niveau de la Moselle d'une part, que le niveau des eaux d'inondation d'autre part.

3° phase : Déversement des eaux d'inondation dans la gravière D

Accumulées en arrière du remblai du chemin rural (dans sa partie transversale au lit majeur), les eaux de débordement finissent par passer par dessus en deux points, dans l'angle Nord de la gravière d'une part, dans le léger creux de l'ancien chenal d'autre part. Le revêtement de goudron est soulevé, gondolé et déplacé, mais le ballast sous-jacent résiste, formant radier : dévalant le talus du bord amont de la gravière D, l'eau en déblaie le matériel sablo-caillouteux, à telle enseigne qu'une brèche se forme dans l'axe de l'ancien chenal ; il est possible d'ailleurs que ce processus d'excavation directe se soit combiné avec une certaine suffosion. En tout cas, la réalisation de la brèche déclenche une violente érosion régressive dans l'ancien chenal, qui engendre l'incision détaillée ci-avant : cette ravine attire l'eau accumulée contre le remblai du chemin (d'où son diverticule gauche), ce qui préserve l'autre point de déversement d'un percement complet. Le matériel graveleux, mobilisé dans la ravine et dans son diverticule, se dépose à l'endroit précis où le courant perd son énergie, c'est-à-dire à son débouché dans la gravière où se crée un micro-cône de déjection, décalant la ligne de rivage d'une vingtaine de mètres.

4° phase : irruption de la Moselle dans la gravière D

Du fait de la configuration des lieux, au point où le Canal du Moulin regagne la rivière, ou plus exactement l'ancienne fosse d'extraction E, par devant le radier enroché, les filets d'eau de la Moselle en crue, divergeant perpendiculairement de la veine principale, se mêlent à ceux issus du canal dans un énorme tourbillon à axe vertical. Ce tourbillon affouille le pied de la berge droite, celle-ci n'étant en réalité qu'une bande séparative rivière-gravière, constituée de graviers sans cohésion. Il en résulte un amincissement local de ladite bande. Dans le fond de l'encoche d'érosion ainsi formée, la pression hydrostatique (se combinant peut-être aux effets d'une certaine filtration) fait sauter la paroi résiduelle dont le gravier se dépose immédiatement. Par la brèche d'une trentaine de mètres ainsi créée, les eaux courantes envahissent la gravière D : son remplissage est alors rapide et le niveau du plan d'eau tend à s'équilibrer avec le niveau de la Moselle, au confluent du Canal du Moulin. Un dernier avatar se produit avec le déversement des eaux de la gravière dans le coin aval de celle-ci ; un petit chenal se creuse, rejoignant un coude de la rivière, mais la différence de niveau (liée à la pente du lit, adoucie dans le remous du pont de Flavigny) est trop faible pour que ce chenal s'approfondisse exagérément : le déversement demeure donc limité, et n'a pas d'incidences morphogéniques fâcheuses. A la décrue, les niveaux dans la gravière et dans la rivière s'abaissent selon des rythmes comparables.

Il existe beaucoup de cas de ravines de lit majeur le long de la Moselle. Leur genèse est essentiellement liée à un processus double de débordement-déversement. Généralement, la forme se crée au point du déversement d'un chenal de crue dans le lit mineur ("ravine de retour"), en période de décrue, lorsque la descente des eaux de la rivière, plus rapide que celle des eaux de débordement, fait apparaître sur une rive abrupte (concave le plus souvent), un gradient topographique de l'ordre de 1 m/m. Le cas étudié a une double particularité : d'une part, son débouché n'est pas commandé par la rivière elle-même, mais par un plan d'eau artificiel à rythme limnimétrique décalé (induisant une différence de niveau bien plus forte), d'autre part, c'est en pleine phase de montée des eaux que la ravine s'incise ; pour ces deux raisons, la forme résultante a des dimensions très inhabituelles, s'agissant d'une ravine en terrain plat.

En tout cas, la simple étude des modalités de sa formation permet une reconstitution complète du comportement de chacun des compartiments du fond de vallée lors d'une crue importante ; par la force des choses, cette reconstitution intègre des aspects variés, hydrauliques, hydrologiques, morphologiques, mais aussi d'essence socio-économique. C'est bien, en effet, la combinaison des impacts d'une série d'aménagements (canaux, ponts, radiers, digues, remblais de chemins, gravières...) qui introduit dans le système un tel potentiel de rupture. L'exemple de l'évolution de ce secteur peut servir à définir des modalités d'exploitation et de gestion des terres et des eaux (par exemple cloisonnement de gravières, mise en communication avec le lit fluvial par buses, déversoirs, vannes...) ou de restauration du lit et de ses abords qui soient conciliables avec le déroulement des phénomènes naturels.

CONCLUSION

Dans les trois cas décrits ci-dessus, d'instabilité des formes du lit de la Moselle et de ses paysages riverains, de nombreux aspects sont imputables à l'effet direct ou indirect des interventions anthropiques dans le milieu fluvial. Aucune de ces nombreuses interventions, même ancienne, même limitée, même ponctuelle, même située aux marges de ce milieu... n'est totalement neutre à cet égard. Toutefois, la plus grande part des modifications de la dynamique fluviale relève des bouleversements induits par une exploitation de graviers de plus en plus intense, au cours des vingt à trente années d'après-guerre correspondant à la période du développement économique le plus intense que la société française ait jamais connu.

Depuis une dizaine d'années, les extractions en lit mineur ont cessé dans leur quasi totalité (quelques emprunts de faible volume, occasionnels et clandestins) ; les

derniers impacts directs de ces extractions passées sont très atténués et semblent devoir disparaître à court terme. Si les gestionnaires du milieu fluvial parviennent à dissocier les problèmes liés aux extractions actuelles en lit majeur (problèmes d'ampleur et de complexité croissantes), des menaces de rupture tenant à la mobilité même du lit mineur aux abords des gravières, il sera possible dans les années futures de suivre les processus engagés dès à présent, d'auto-restauration du milieu fluvial. Ceux-ci trouvent leurs fondements dans le rétablissement de la continuité fonctionnelle du lit, comme organe de transfert d'eau et de sédiments. Cette réadaptation de la rivière à son rôle naturel, cette "renaturation", revêt des aspects très divers, mais toujours très logiques au plan hydraulique, même s'ils sont parfois dérangeants (recul accéléré des berges par exemple) pour les riverains. Sa traduction en termes d'écologie est la reconstitution des biotopes, condition préalable à la reconstitution des biocénoses.

REMERCIEMENTS

Nous exprimons tous nos remerciements au Service de la Navigation de Nancy qui nous a aimablement communiqué une grande partie des données utilisées dans cet article.

ZUSAMMENFASSUNG

STRUKTUR UND FUNKTIONIEREN EINES DURCH MENSCHLICHE EINGRIFFE AUS DEM GLEICHGEWICHT GERATENEM FLUSSSYSTEM: DIE NICHT KANALISIERTE MOSEL BEIM AUSTRITT AUS DEN VOGESEN.

Das Bett der MOSEL, zwischen EPINAL und MEREVILLE, ist charakterisiert durch eine sehr aktive Dynamik. Die Kombination des hydrologischen Faktors ($37 \text{ M}^3/\text{S} = \text{Mittelabfluss}$; $604 \text{ M}^3/\text{S}$ bei Hochwasser) und des topographischen Faktors (Gefälle $1,47 \text{ ‰}$) geben der energetischen Kraft des Systems einen hohen Wert. Zur natürlichen Anfertigung des Bettes gesellen sich die angebrachten hydraulischen

Einrichtungen und die vielfältigen Einwirkungen des Menschen, an den verschiedenen Flussabschnitten. Die Ausbeutung des Sandes und des Kieses hat das Flussmilieu tief gestört. Die Beobachtungen, an drei Sektoren, der Entwicklung nach dem grossen Hochwasser von April 1983, erlauben die hydrologischen Modalitäten des Funktionierens, dieses gestörten Systems, besser kennen zu lernen. Diese Analyse fällt in eine Zeit wo man eine Wiederanpassung an das alte System durch allerhand Beobachtungen im niederen Flussbett feststellen kann. Hingegen die Ausbeutung der Sand- und Kiesgruben, im oberen Bereich des Hochwasserbettes, stellt andere Probleme. Hier müssen besondere Massnahmen getroffen werden.

ABSTRACT

The Mosel River, between Epinal and Mereville (Lorraine, France), shows a great variability in channel configuration. The combined action of hydrological and topographical factors – mean discharge $37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ten-year return period flood $604 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mean bedslope $0,00147$ – results in a high stream power. Many forms and processes are controlled by the geological structure of the valley floor. Other characteristics of the fluvial system are a result of the impacts of hydraulic works or various human activities. Among these, gravel extraction was first located within the low water channel but it now extends to cover a great part of the flood plain. It deeply disturbed the fluvial environment throughout the 2nd half of the century.

Detailed observations of 3 reaches were related to river channel changes due to the large flood of April 1983. They emphasized significant hydraulic and geomorphological adjustments of a man-altered fluvial system. This study occurs when the gravel extraction from the low water channel ends, thus allowing the river bed to recover more natural features. Through the destruction of artificial elements such as the barrage of Igney, or through the filling up of dredging pits, for example near the brige at Bayon, the river is restoring the continuity of bedload transport. However, the relocation of gravel exploitation into the flood plain, for example in surroundings of Flavigny, increases the number and the size of excavations close to the river bed; this condition revives concerns about banks and valley floor erosion and requires an appropriate mode of management.

BIBLIOGRAPHIE

Agence de Bassin Rhin-Meuse, 1981 – Connaissance du Bassin Rhin-Meuse – 160 p.

BABONAUX Y. (1970). Le lit de la Loire. Etude d'hydrodynamique fluviale. Comité des Travaux Historiques et Scientifiques. Mémoires de la Section de Géographie, Paris, 252 p.

B.C.E.O.M. (1981). Rapport d'étude sur la stabilisation du lit de la Moselle entre Epinal et Messein.

D.D.E. Meurthe et Moselle (1983). Zones d'exploitation et de réaménagement coordonnés. Vallées de la Meurthe et de la Moselle. 21 p.

DEGARDIN F. (1985). Quelques réflexions pratiques sur les crues des 9-11 Avril et 25-26 Mai 1983 dans le bassin français de la Moselle. Mosella, Tome XV, N° spécial "Les crues de 1983 en Alsace et en Lorraine", pp.183-210.

FLAGEOLLET J.C. (1984). La terrasse wurmienne à l'aval de la moraine de Noiregoux entre Remiremont et Epinal (Vosges) : signification dynamique et conditions paléo-climatiques. Bulletin Association Française d'Etude du Quaternaire, pp. 1-23.

FRÉCAUT R. (1972). La Moselle et son bassin ; contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviale en milieu tempéré océanique. Thèse Doctorat d'Etat, Nancy, 840 p.

GILLE E. (1985). Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle : problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale. Thèse Doctorat de 3e Cycle, ENS Mines et Université P. et M. Curie, Paris, 213 p.

GOBERT A. MAIRE G. (1981). Analyse diachronique du lit de la Moselle et des zones d'extraction entre Golbey et Neuves-Maisons (1949-1979). Rapport CGA BCEOM Nancy, 17 p.

KNIGHTON A. D. (1977). Short-term changes in hydraulic geometry in River Channel Changes, edited by K.J. Gregory, J. Wiley & Sons, pp. 101-119.

KORNIS S., LACZAY I. A. (1988). Effects of extensive dredging on the river regime : in International Conference on river regime, edited by W. R. White, Wallingford, pp. 385-394.

LEOPOLD L. B., MADDOCK T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. United State Geological Survey, Professional Paper 252.

LETOUZÉ F. (1985). Les crues d'hiver et de printemps 1982-1983 sur les bassins ruraux de Lorraine. Mosella, Tome XV, N° spécial "Les crues de 1983 en Alsace et en Lorraine", pp. 163-181.

MAIRE G., GOBERT A. (1981). Stabilisation du lit de la Moselle entre Epinal et Neuves-Maisons. Cartographie morphodynamique du lit et du fond de vallée. Secteurs représentatifs au 1/5000. Rapport CGA-BCEOM Nancy, 43 p.

MUELLER J. E. (1968). Introduction to hydraulic and topographic sinuosity indexes. Annals of the Association of American Geographers, 58, pp. 371-385.

PARKER G. (1979). Hydraulic geometry of active gravel rivers. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers 105, pp. 1185-1201.

RICHARDS K. (1982). Rivers. Form and process in alluvial channel. Methuen & Co., London, 358 p.

SCHUMM S. A. (1971). Fluvial geomorphology : channel adjustment and river metamorphosis : in River Mechanics, H. W. Shen Water Resources.

SERET G. (1966). Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. Société Royale Belge de Géographie, Bruxelles, 360 p.

VASKOU Ph. (1981). Apport de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noiregoux et Toul. Thèse Doctorat 3e Cycle, Université Nancy I.

WEISROCK A. (1968). Les terrasses alluviales de la Moselle dans la région de Charmes-sur-Moselle (Vosges). D.E.S Géographie Nancy, 121 p.

ZUMSTEIN J. F., GILLE E., ABELE J., ANGAUD M., MARTIN C. (1985). Analyse fréquentielle des crues à Epinal, Toul et Hauconcourt sur la Moselle et à Malzéville sur la Meurthe. Estimation des durées de récurrence des principales crues observées de 1919 à 1984. Mosella, Tome XV, N° spécial "Les crues de 1983 en Alsace et en Lorraine", pp. 273-301.