

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
INRS-EAU

THÈSE  
PRÉSENTÉE  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE L'EAU

par

RENÉ ROY

- RÉGIONALISATION DES CARACTÉRISTIQUES DE CRUE -  
UTILISATION D'UNE MÉTHODE COMBINANT LES APPROCHES  
DÉTERMINISTES ET STOCHASTIQUES

septembre 1993

Pendant que je m'amusais à chercher,  
il vous arrivait souvent de ne pas me trouver,

*merci    Marie-Claude , Béatrice , Camille* ♥ ♥ ♥

---

"... chacun avait le sentiment de comprendre grâce  
aux explications des autres, et de comprendre  
mieux encore en expliquant aux autres."

Albert Jacquard  
Idées Vécues, 1989

Je tiens à remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à rendre possible la publication de mes travaux de recherche, et plus particulièrement mes parents pour leur support inconditionnel , de même que les professeurs Cavadias, Nguyen, Rousselle, Ashkar et Adamowski ainsi que les docteurs Louis Mathier et Paul Pilon avec qui j'ai eu la chance de discuter davantage.

Je tiens également à témoigner ma gratitude à l'égard du professeur Bobée, qui m'a guidé, soutenu et encouragé, tout au long de mes travaux de recherche.

Je remercie le CRSNG pour son soutien financier et Hydro-Québec pour avoir mis à ma disposition un ordinateur à des fins de recherche et de rédaction.

## SOMMAIRE

L'estimation des événements extrêmes est l'une des préoccupations les plus importantes des sciences hydrologiques. On souhaite connaître les débits de grande magnitude ou de faible probabilité au dépassement afin de dimensionner certaines structures hydrauliques (pont, digue, ponceau, barrage etc.) ou estimer les risques associés au bris de ces ouvrages résultant de crues extraordinaires. L'analyse de fréquence permet d'estimer  $X_T$ , débit de période de retour T, aux sites où l'on dispose de suffisamment d'information hydrométrique. Toutefois, la conception d'ouvrages hydrauliques à des sites non jaugés est très fréquente et on a recours, pour ce faire, à des techniques statistiques qui mettent à profit l'information hydrologique mesurée à des sites pouvant être considérés comme étant hydrologiquement semblables. Dalrymple (1949, 1960) a jeté les bases des techniques d'estimation régionale utilisées pour estimer  $X_T$  à des sites non jaugés.

À partir de ces travaux, on présente une revue des contributions historiques à l'estimation régionale des caractéristiques de crue recensées dans la littérature. Les améliorations les plus significatives apportées à la méthode classique se situent au niveau du choix de l'information complémentaire qui servira à estimer  $X_T$  au site non jaugé ou en d'autres termes, à la définition des régions homogènes où l'information hydrologique est considérée comme étant échangeable. Ces améliorations ont amené les hydrologues à proposer le concept de voisinage, selon lequel chaque station non jaugée possède sa propre région homogène où la distance des sites voisins est fonction de la similarité de variables associées au phénomène de crue entre le site non jaugé et ses voisins.

La méthode HYBRIIDS que l'on propose ici, s'inscrit dans l'axe des contributions récentes à l'analyse régionale d'événements hydrologiques extrêmes. Cette procédure repose sur la combinaison peu commune d'une composante déterministe (simulation des débits maximums annuels à l'aide d'un modèle pluie-débit) et d'une composante stochastique (analyse de fréquence portant sur l'échantillon des débits maximums annuels simulés). On démontre, à travers un exemple d'application que cette méthode conduit à des résultats largement supérieurs à ceux obtenus par l'approche classique d'estimation régionale des caractéristiques de crue.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
SOMMAIRE	iv
TABLES DES MATIÈRES	v
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES FIGURES	ix
 INTRODUCTION	 1
 CHAPITRE 1      REVUE DES CONTRIBUTIONS À L'ESTIMATION RÉGIONALE DES CARACTÉRISTIQUES DE CRUE	6
1.1 estimation de $X_T$ aux sites jaugés	6
1.1.1 la méthode empirique	7
1.1.2 les méthodes stochastiques	8
1.1.3 ajustement d'une distribution statistique	11
1.1.4 contribution des sites voisins à l'estimation de $X_T$ à un site jaugé	19
1.2 premières contributions à l'estimation régionale des caractéristiques de crue	20
1.2.1 indice de crue	21
1.2.2 méthodes régressives	24
1.2.3 contribution des sites voisins à l'estimation de $X_T$ pour les approches classiques	25
1.3 modifications aux étapes de la procédure classique	27
1.3.1 définition des régions homogènes	28
1.3.2 estimation de $X_T$ aux sites jaugés	40
1.3.3 estimation de $X_T$ par des modèles régressifs	40

1.4 méthodes alternatives	42
1.4.1 modèles déterministes	42
1.4.2 hydrogramme géomorphologique unitaire	44
1.4.3 modèles morphométriques	45
 CHAPITRE 2 CONCEPT DE VOISINAGE	 48
2.1 méthode de Cavadias	50
2.2 méthode de Burn	51
2.3 faiblesse des méthodes de voisinage	55
 CHAPITRE 3 DESCRIPTION DE LA MÉTHODE PROPOSÉE (HYBRIIDS)	 58
3.1 réflexion à l'origine de la procédure proposée	58
3.2 description générale de la méthode proposée	61
3.3 description du modèle déterministe HSAMI	64
3.3.1 description générale du modèle	65
3.3.2 description des différentes composantes du modèle	67
3.3.3 description de la procédure de calibration	73
3.3.4 considérations supplémentaires	77
3.4 choix d'une distribution statistique	80
 CHAPITRE 4 APPLICATION DE LA MÉTHODE HYBRIIDS	 82
4.1 aptitude générale du modèle HSAMI pour la simulation des débits journaliers maximums annuels	82
4.2 plan d'expérience et description des sites témoins	87
4.3 calibration du modèle HSAMI aux sites témoins	90
4.4 évaluation de la simulation	92
4.5 ajustement de distributions statistiques aux séries de débits maximums annuels observés et simulés	103

CHAPITRE 5      COMPARAISON DES RÉSULTATS AVEC CEUX OBTENUS PAR LA MÉTHODE DE L'INDICE DE CRUE	107
5.1 application de la méthode de l'indice de crue	107
5.2 comparaison des résultats	111
CONCLUSION	123
BIBLIOGRAPHIE	128
APPENDICES	
A bilans hydriques mensuels	136
B hydrogrammes annuels simulés et observés	147

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Revue des principales contributions à la définition des régions homogènes	38
Tableau 4.1	Caractéristiques générales des 5 stations hydrométriques à l'étude	89
Tableau 4.2	Références de calibration et de simulation pour chaque rivière	90
Tableau 4.3	Valeurs des paramètres pour les bassins versants calibrés	91
Tableau 4.4	Critères d'évaluation de la simulation des débits journaliers	95
Tableau 4.5	Débits de 10 périodes de retour ( $m^3/s$ ) obtenus par l'ajustement de la loi de Gumbel aux débits maximums annuels	106
Tableau 5.1	Valeurs de $X_T$ selon i) analyse de fréquence ii) indice de crue, iii) HYBRIIDS et écarts standardisés par rapport à l'analyse de fréquence	118
Tableau 5.2	Écarts standardisés moyens absolus pour chacune des deux méthodes	121

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Histogramme et fonction de densité de probabilité	12
Figure 1.2	Fonction de distribution cumulée	13
Figure 1.3	Ajustement de la loi de Gumbel aux débits maximums annuels de la rivière Dumoine	18
Figure 1.4	Illustration de la contribution des sites voisins à l'estimation de $X_T$ pour un site jaugé	20
Figure 1.5	Illustration de la contribution des sites voisins pour les approches de Dalrymple et de Benson	25
Figure 1.6	Relation entre la superficie de drainage et $X_T$	26
Figure 1.7	Résumé des contributions à la régionalisation des caractéristiques de crue	27
Figure 1.8	Illustration de la contribution des sites voisins selon le concept d'appartenance fractionnaire	36
Figure 2.1	Illustration de la contribution des sites voisins dans l'approche de région d'influence	50
Figure 3.1	Illustration de la contribution des sites voisins dans l'approche HYBRIIDS	64
Figure 3.2	Composantes de l'équation de bilan hydrique	66
Figure 3.3	Illustration de la provenance des trois types d'écoulement	66
Figure 4.1	Contours schématisés des bassins versants gérés par Hydro-Québec	83
Figure 4.2	a) débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés b) débits spécifiques journaliers maximums annuels observés en fonction des débits spécifiques simulés	84
Figure 4.3	Débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés pour les rivières Noire, Coulonge, Dumoine et Nation du Sud	86

Figure 4.4	Localisation et contours des bassins versants de sites témoins	88
Figure 4.5	Débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés pour les 5 rivières témoin	97
Figure 4.6a	Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière St-Régis	98
Figure 4.6b	Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Raisin	99
Figure 4.6c	Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Grass	99
Figure 4.6d	Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Raquette	100
Figure 4.6e	Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Salmon	100
Figure 4.7	Comparaison d'ajustement de distributions statistiques aux débits maximums annuels observés de la rivière St-Régis	105
Figure 4.8	Ajustement de la loi de Gumbel aux débits maximums annuels de la rivière St-Régis	105
Figure 5.1	Courbe de fréquence régionale adimensionnelle	108
Figure 5.2	Relation entre le débit maximum annuel et la superficie de drainage du bassin versant	110
Figure 5.3a	Comparaison des estimateurs de $X_T$ pour la rivière St-Régis	112
Figure 5.3b	Comparaison des estimateurs de $X_T$ pour la rivière Raisin	113
Figure 5.3c	Comparaison des estimateurs de $X_T$ pour la rivière Grass	114
Figure 5.3d	Comparaison des estimateurs de $X_T$ pour la rivière Raquette	115
Figure 5.3e	Comparaison des estimateurs de $X_T$ pour la rivière Salmon	116

Figure 5.4	Comparaison des estimateurs de $X_T$	117
Figure 5.5	écart standardisés moyens absolus pour chacune des deux méthodes	121

## INTRODUCTION

Depuis aussi longtemps que l'homme exerce un contrôle sur les plans d'eau et les rivières qui l'entourent, il lui a été nécessaire, pour différentes raisons (irrigation, construction de ponts, risques d'inondation etc.), de quantifier cette importante ressource. Ce besoin est devenu manifestement plus important lorsqu'on a découvert le potentiel énergétique de l'eau. L'intérêt pour l'homme d'exploiter un site en rivière dans une perspective de production hydroélectrique est en effet étroitement relié à la quantité d'eau s'écoulant à l'amont de ce site. Les stations de jaugeage de débit s'avèrent donc extrêmement importantes, certes pour évaluer l'intérêt d'un site du point de vue de son potentiel hydroélectrique, mais aussi pour des considérations environnementales et sécuritaires. On souhaite en effet que les structures hydrauliques de contrôle et de production qui seront éventuellement érigées (digue, barrage, centrale) soient conçues de façon à limiter les effets négatifs sur l'environnement ainsi que les risques d'inondations et de bris d'ouvrages, qui entraînent malheureusement non seulement des pertes matérielles importantes, mais aussi des pertes de vies humaines (Commission Internationale des Grands Barrages, 1992). Pour ce faire, on a recours à différentes techniques telles que l'ajustement de distributions statistiques à des échantillons de débits maximums annuels. Cet outil statistique permet d'estimer des débits ayant une probabilité de dépassement élevée quelconque et par conséquent d'évaluer les risques de rencontrer de tels événements hydrologiques extrêmes qui peuvent compromettre la sécurité des ouvrages hydrauliques eux-mêmes, des populations environnantes (débits de crue), ou encore l'alimentation de la centrale hydroélectrique, ce qui peut placer une entreprise dans une situation de défaillance énergétique (débits d'étiage). De telles techniques sont aussi indispensables lorsqu'il s'agit de dimensionner des ouvrages associés aux réseaux de transport (ponceau, pont, barrage etc.).

Il va de soi que dans la conjoncture actuelle, les coûts importants associés au mesurage de débits en rivière ont pour effet de réduire d'autant la densité du réseau de stations de jaugeage. On a donc généralement à dimensionner un ouvrage ou à décider de la viabilité d'un projet hydroélectrique d'un site potentiel sans pour autant y disposer de longues séries de mesures hydrométriques. Il s'avère donc essentiel de disposer d'outils adéquats nous permettant d'estimer les événements extrêmes à ce site particulier. L'adéquation de la dimension d'un ouvrage aux besoins pour lesquels il a été conçu, revêt donc une importance déterminante au niveau économique, social et environnemental. On expose dans ce travail une nouvelle méthode permettant d'estimer les caractéristiques de crue à des sites non jaugés.

On présente au **chapitre 1**, un recensement des méthodes de régionalisation utilisées depuis celle proposée par Dalrymple (1949, 1960) pour estimer les caractéristiques de crue et particulièrement les valeurs de  $X_T$ , débit d'une période de retour  $T$ , à un site non jaugé à partir d'information obtenue à des sites géographiquement voisins. La procédure de Dalrymple appelée l'indice de crue permet d'estimer  $X_T$  à un site non jaugé à l'aide d'une courbe de fréquence régionale adimensionnelle et de la relation établie entre une variable physiographique et le débit journalier annuel moyen pour la région homogène comprenant la station non jaugée.

Benson (1962a) a ensuite proposé une alternative intéressante à la méthode de l'indice de crue en mettant directement à profit les corrélations existant entre  $X_T$  et les caractéristiques physiographiques et climatiques des bassins versants. L'utilisation de ces modèles régressifs devait devenir en Amérique du Nord la méthode de régionalisation la plus largement répandue. On retrouve dans la littérature plusieurs études hydrologiques reposant sur ces procédures classiques de régionalisation (cf. inventaire dressé par McCuen et Rawls, 1979).

Toutefois, depuis quelques années, plusieurs auteurs ont mis en évidence les faiblesses et proposé des approches alternatives intervenant à différents niveaux de ces procédures classiques, notamment en ce qui concerne l'estimation de  $X_T$ , ainsi que la définition de régions homogènes. Ces contributions à l'analyse des caractéristiques de crue sont présentées au premier chapitre. On devra distinguer entre les approches alternatives qui interviennent à une ou plusieurs étapes des procédures classiques de celles qui proposent des avenues tout à fait différentes des travaux de Dalrymple et Benson. En ce qui concerne les contributions qui proposent des améliorations aux procédures classiques, on présente celles qui interviennent au niveau de :

- la définition de régions homogènes
- l'estimation de  $X_T$  aux sites jaugés
- l'estimation de  $X_T$  aux sites non jaugés

Cet exercice exhaustif de revue critique de littérature permettra de faire le point sur l'état des connaissances en régionalisation et mettra en évidence les aspects prometteurs des recherches effectuées dans ce domaine.

L'abondance de travaux récents portant sur la notion d'homogénéité régionale témoigne du caractère important de cette composante des procédures classiques de régionalisation en hydrologie (Dalrymple, 1949, Benson, 1962a), où on définit a priori les sites faisant partie d'une région homogène et ce, généralement selon des critères géographiques uniquement. Cette démarche a d'ailleurs été remise en question :

"This method presupposes that such regions should be homogeneous, but geographical proximity is no guarantee of homogeneity since neighbouring basins can be physically different". (Wiltshire, 1985, p.151)

C'est pourquoi on porte une attention particulière aux nouvelles méthodes permettant de délimiter les régions homogènes à l'intérieur desquelles les sites seraient considérés comme étant hydrologiquement homogènes (section 1.3.1). On y présente de récentes avenues originales où l'on propose de considérer les caractéristiques physiographiques (Wiltshire, 1985) ou hydrologiques (Burn, 1989) des bassins versants afin de délimiter des régions homogènes dans une perspective de régionalisation des caractéristiques de crue. Cette contribution s'avère intéressante puisque, tel qu'indiqué précédemment, la proximité géographique de stations de jaugeage n'est sans doute pas à elle seule garante de la similarité des réponses hydrologiques de bassins voisins, bien que la distribution spatiale de la précipitation ait elle-même un caractère géographique. En effet la taille, la forme et les caractéristiques du sol et de sa couverture semblent plus appropriées comme critères devant conduire au regroupement de bassins homogènes. Devant le caractère flou de l'attribution d'une station non jaugée à une région préalablement définie, on a proposé (Acreman et Wiltshire, 1989) le concept d'appartenance partielle ou fractionnaire, selon lequel une station non jaugée peut appartenir à plusieurs régions.

Plus récemment on remettait en question la notion d'homogénéité régionale pour proposer le concept de "*région d'influence*" ou de "*voisinage*" (Cavadias, 1989, 1990, Burn, 1990a, 1990b), décrit en détail au **chapitre 2**. Selon cette nouvelle approche, plutôt que de définir *a priori* une région homogène à l'intérieur de laquelle il sera possible de transférer l'information souhaitée, on détermine pour chaque site non jaugé, un ensemble de stations pouvant être utilisées pour transférer l'information relative aux caractéristiques de crue ou d'étiage au site d'intérêt. La méthode de *région d'influence*, bien que très intéressante, spécialement pour les sites où l'on dispose d'un minimum d'information hydrométrique comporte toutefois un inconvénient majeur, celui de ne pas pouvoir associer de voisins à une station non jaugée. En effet, la distance des voisins doit être mesurée, entre autres selon une métrique basée en partie sur la connaissance des caractéristiques hydrologiques de la

station que l'on suppose complètement non jaugée.

À partir du concept de voisinage une réflexion a été entreprise dans le but de substituer aux variables hydrologiques de l'information complémentaire pouvant être disponible à des sites non jaugés où l'on souhaite estimer  $X_T$ . Cette réflexion nous a amenés à nous questionner sur les processus physiques qui conditionnent les crues. Le **chapitre 3** reprend dans le détail le cheminement qui a conduit à la nouvelle approche nommée **HYBRIIDS** (acronyme pour **H**ydrology **B**ased on **R**egional **I**nformation **I**nvolving **D**eterministic and **S**tochastic approaches) que l'on propose pour estimer  $X_T$  en des sites non jaugés. Cette approche consiste d'abord à reconstituer à l'aide d'un modèle calibré sur un site voisin (composante déterministe de la méthode) les débits maximums annuels au site non jaugé et à ajuster une distribution statistique appropriée à la série des débits maximums annuels reconstitués afin d'estimer  $X_T$  par analyse de fréquence (partie stochastique de la méthode).

Au **chapitre 4**, on illustre la méthode de régionalisation des caractéristiques de crue proposée à travers un exemple d'application. On y montre, dans un premier temps, les performances du modèle HSAMI (modèle déterministe de type pluie-débit) quant à la simulation des débits maximums annuels. On décrit ensuite en détail les résultats d'une application à un groupe de sites témoins jaugés pour lesquels on omet délibérément de considérer l'information hydrologique mesurée aux stations afin de pouvoir comparer les valeurs de  $X_T$  obtenues selon la méthode proposée aux valeurs de  $X_T$  estimées par une analyse de fréquence aux sites.

Au **chapitre 5**, on compare les résultats de l'approche proposée à ceux obtenus par la méthode de l'indice de crue. Il s'avère que la méthode HYBRIIDS permet de simuler de façon très avantageuse par rapport à la méthode de l'indice de crue, les débits de grande période de retour.

## CHAPITRE 1

### REVUE DES CONTRIBUTIONS HISTORIQUES À L'ESTIMATION RÉGIONALE DES CARACTÉRISTIQUES DE CRUE

On présente au premier chapitre une revue des contributions à l'estimation régionale des caractéristiques de crue. On expose dans un premier temps les méthodes courantes d'estimation de  $X_T$ , débits de période de retour T à des sites jaugés. Compte tenu du fait que l'information hydrométrique est souvent peu abondante ou inexistante à des sites où l'on souhaite connaître  $X_T$ , on présente ensuite les méthodes classiques proposées par Dalrymple (1949) et Benson (1962) et encore largement répandues en hydrologie. En mettant en évidence certaines lacunes de ces procédures classiques, spécialement au niveau de la définition des régions hydrologiquement homogènes, plusieurs auteurs ont proposé des modifications aux procédures classiques, alternatives que nous présentons également au premier chapitre. On indique finalement certaines méthodes tout à fait étrangères aux procédures classiques qui procurent néanmoins des résultats intéressants.

#### 1.1 estimation de $X_T$ aux sites jaugés

Afin de gérer efficacement les ressources hydriques dont on dispose, il est essentiel de bien connaître les caractéristiques des plans d'eau qui nous entourent. Il est alors indispensable pour :

- dimensionner adéquatement une structure hydraulique (pont, digue, barrage , centrale hydroélectrique ...)
- assurer l'alimentation en eau potable des citoyens

- des considérations récréatives ou environnementales

de quantifier l'eau en transit à une section transversale de rivière ou les apports totaux pouvant alimenter un réservoir. Il est souvent nécessaire d'estimer la probabilité au dépassement d'événements hydrologiques extrêmes ou encore de connaître la magnitude d'un événement rare associé à une probabilité au dépassement préalablement définie. Pour ce faire, on procède généralement à l'application de la méthode empirique ou de méthodes stochastiques.

### **1.1.1      la méthode empirique**

En supposant que l'on dispose d'une série de débits journaliers  $Q_j$  pour  $j$  jours à un site donné, on peut déterminer empiriquement la probabilité au dépassement de certains événements hydrologiques mesurés, ou encore la magnitude d'un débit associé à une probabilité au dépassement donnée. En terme de crue annuelle, si pour chacune des années on extrait des séries de débits journaliers la valeur du débit maximum annuel  $Q_x$ , et qu'on ordonne chacune des valeurs maximales annuelles, on peut estimer la probabilité d'un événement maximum annuel  $Q_T$  de période de retour  $T$  nécessairement inférieure au nombre d'années échantillonnées  $N$ . Cette approche empirique ne permet donc pas l'inférence à des valeurs de  $Q_T$  supérieures ou plus rares que la plus grande valeur de  $Q_x$  sur la période d'échantillonnage. De ce fait, cette méthode s'avère très limitée quant à son application pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, où l'on souhaite estimer  $Q_T$  pour des périodes de retour souvent très grandes ( $T >> N$ ).

### 1.1.2 les méthodes stochastiques

On distingue ici deux méthodes stochastiques pour le traitement des valeurs extrêmes de débits; soit la méthode des excédances (modèle de dépassement) et l'analyse de fréquence. Dans le cas du modèle de dépassement, on considère les débits qui dépassent un débit de base préalablement fixé. Le seuil est choisi de façon à ce que les dépassements successifs soient indépendants. On étudie ensuite les fonctions statistiques de répartition des débits excédentaires et du nombre de dépassements du débit de base dans un intervalle de temps donné.

On porte toutefois ici davantage d'attention à l'analyse de fréquence des débits maximums annuels journaliers, qui représente un des outils les plus employés en hydrologie. Cette méthode consiste à ajuster une loi statistique à un échantillon de débits maximums annuels journaliers afin d'évaluer la relation entre l'estimation  $\hat{Q}_T$  du débit de période de retour  $T$  et la probabilité au dépassement correspondante  $p$  définie par le rapport  $p=1/T$  (Bobée et Ashkar, 1991). La procédure consiste à:

- i) choisir et traiter un échantillon de débits maximums annuels journaliers qui respectent certaines hypothèses de base

Après avoir extrait d'une série de débits journaliers mesurés les débits maximums pour chaque année, on doit s'assurer que la série ainsi formée respecte certaines hypothèses de base afin que l'analyse de fréquence soit théoriquement acceptable. On doit alors s'assurer que;

- a) *le débit est naturel*, c'est-à-dire que les fluctuations des observations sont naturelles et non pas induites artificiellement (débit de sortie d'un réservoir contrôlé, rivière regularisée, etc.).

- b) *les observations de l'échantillon (ordonné chronologiquement) sont indépendantes*, c'est-à-dire qu'aucun débit de la série ne soit conditionné par les valeurs précédentes ou n'influence les débits suivants. Généralement les valeurs maximums annuelles de débits ne sont pas autocorrélées, ce qui n'est pas le cas pour un échantillon de valeurs journalières ou hebdomadaires où chaque observation dépend des précédentes et est reliée aux suivantes.
- c) *l'échantillon est homogène*, c'est-à-dire que toutes les observations proviennent de la même population. Pour le Québec, on doit par exemple s'assurer que les débits maximums annuels issus de la fonte printanière des neiges peuvent être considérés simultanément avec des débits associés à des événements pluvieux d'été ou d'automne.
- d) *la série est stationnaire*, c'est-à-dire qu'en dépit des fluctuations aléatoires, la série ne varie pas dans le temps. Dans les séries hydrologiques, ces variations temporelles peuvent être associées à la construction d'un ouvrage hydraulique ou au déplacement de la station hydrométrique, ce qui peut entraîner une discontinuité marquée dans la série. La non stationnarité d'une série peut aussi être associée à un changement dans l'utilisation du sol d'un bassin versant (déforestation, urbanisation etc.), qui se traduit par une augmentation ou une diminution graduelle des valeurs de débits maximums annuels d'une série.
- e) *la série est dépourvue de valeurs singulières*. Il arrive parfois que des erreurs grossières de mesure ou de transcription se produisent. Lorsque l'on détecte une valeur singulière à un niveau de signification donné, on doit s'assurer, avant de la corriger ou de la retrancher de l'échantillon, que cette donnée ne soit pas une valeur extrême engendrée par une combinaison de causes météorologiques réelles enregistrées. Le choix de retrancher une observation extrême ou de la

conserver aura une incidence importante sur la sélection et l'ajustement de la distribution statistique.

- ii) choisir et ajuster une distribution statistique à l'échantillon sélectionné

Après avoir effectué les tests d'usage qui permettent de vérifier les conditions a) à e), et ce, afin de respecter les hypothèses de base de l'analyse de fréquence, on doit procéder au choix de la distribution statistique qui s'ajuste le plus adéquatement à l'échantillon de débits maximums (aptitude descriptive, cf. Cunnane, 1986) annuels journaliers, ce qui permettra éventuellement d'estimer des débits  $X_T$  de grande période de retour (aptitude prédictive). Le choix de la distribution statistique peut être facilité par des diagrammes de rapport de moments (Bobée et al., 1993) ou par des tests statistiques d'adéquation. Ce choix peut aussi reposer sur l'examen d'un graphique où l'on trace les observations en fonction de leur probabilité empirique et sur lequel on superpose les courbes théoriques de lois ajustées en estimant les paramètres à partir de l'échantillon. Alors que les deux premiers outils permettent à l'usager d'éliminer les distributions non appropriées, sans toutefois indiquer parmi les lois applicables celle qui convient davantage, l'examen visuel, qui est plus subjectif, s'avère un outil indispensable lors du choix de la distribution statistique.

- iii) utiliser la distribution statistique telle qu'ajustée pour estimer des débits  $X_T$  de période de retour T

Quelle que soit la distribution statistique retenue et la méthode d'ajustement choisie, certaines caractéristiques statistiques de l'échantillon sont prises en compte de façon à estimer la distribution des débits maximums annuels. Cette relation permet ensuite d'extrapoler  $X_T$  pour des périodes de retour T

beaucoup plus grandes que la taille de l'échantillon. Néanmoins, on doit toujours utiliser avec précaution les résultats de l'analyse de fréquence (Cunnane, 1986, Klemès, 1986), puisque même si cela permet d'extrapoler  $X_T$  pour des valeurs de  $T$  très grandes, ces valeurs reposent sur des caractéristiques statistiques estimées à partir d'un échantillon souvent de taille réduite, ce qui fait en sorte que les intervalles de confiance sont généralement très grands pour des valeurs élevées de  $T$ .

### 1.1.3 ajustement d'une distribution statistique

Comme on l'a vu précédemment, pour plusieurs applications en hydrologie, et c'est notamment le cas pour l'estimation des crues de conception, on se doit de connaître la probabilité qu'un débit dépasse ou égale une valeur préalablement définie ou encore le débit associé à une probabilité au dépassement donnée. Pour résoudre ce problème, on a recours aux notions de fréquence ou de probabilité.

Rappelons que la fréquence d'un événement est définie par le nombre d'occurrences de cet événement divisé par le nombre total d'observations de l'échantillon. Considérons par exemple un échantillon de  $N$  observations  $X$  ( $X_i$  ;  $i = 1, 2, 3, \dots, j$ ). Si  $\Delta x$  représente chacun des  $j$  intervalles équidistants du domaine des  $X$  tel qu'illustré à l'histogramme de la figure 1.1, la fréquence  $f_i$  de chaque événement est définie par :

$$f_i = \frac{n_i}{N} \quad (1.1)$$

où  $n_i$  est le nombre d'événements à l'intérieur de l'intervalle  $i$  et  $j$  le nombre d'intervalles.

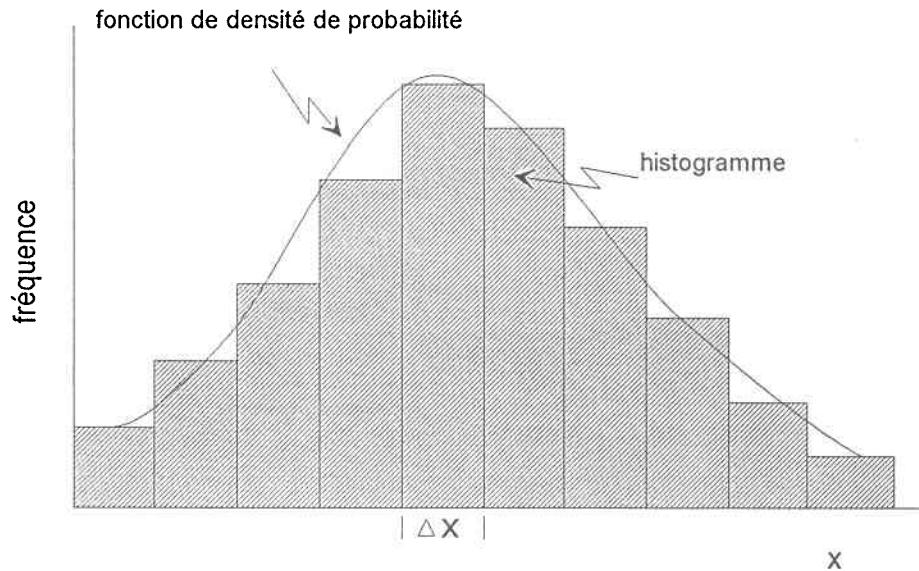


Figure 1.1      Histogramme et fonction de densité de probabilité

Si  $N$  tend vers l'infini,  $\Delta x$  tend vers 0, et l'histogramme prend la forme d'une courbe que l'on appelle la fonction de densité de probabilité (fdp), également illustrée à la figure 1.1 et définie par :

$$f(x) dx = P[x \leq X \leq x + dx] \quad (1.2)$$

L'intégrale de la fdp de  $-\infty$  à  $x$  en fonction de  $x$  nous permet de définir la fonction de distribution cumulée (fdc) illustrée à la figure 1.2 et définie par :

$$F(x) = P[X \leq x] = \int_{-\infty}^x f(x) dx \quad (1.3)$$

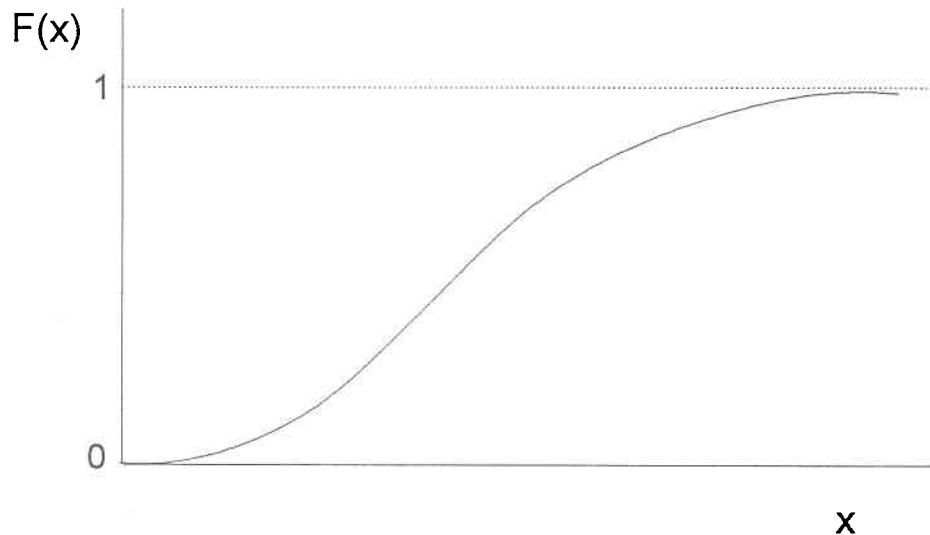


Figure 1.2      Fonction de distribution cumulée

Cette fonction s'appelle également la fonction de non dépassement et son complément, la fonction de dépassement est donnée par :

$$1 - F(x) = P[X > x] = p \quad (1.4)$$

L'analyse de fréquence permet donc d'estimer la valeur de la crue ayant une probabilité p d'être égalée ou dépassée. On associe généralement au débit de conception la valeur de la période de retour T plutôt que la probabilité au dépassement p où T est donnée par:

$$T = \frac{1}{P[X > x]} = \frac{1}{1 - F(x)} \quad (1.5)$$

elle représente la période moyenne (en années) qui sépare l'occurrence des événements X supérieurs au seuil x. La probabilité qu'un événement donné ne se produise pas durant N années  $p_N$  est donnée par :

$$p_N = \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N \quad (1.6)$$

On peut alors définir le risque hydrologique (R) comme la probabilité que durant N années un débit de période de retour T soit dépassé au moins une fois (Viessman et al., 1989) par:

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N \quad (1.7)$$

Afin de décrire un phénomène hydrologique probabiliste, on a souvent recours à l'ajustement d'une fonction de distribution cumulée, appelée plus communément une distribution ou loi statistique. Ces fonctions peuvent être univariées, multivariées, continues ou discrètes. À titre d'exemple, on présente ici une application de la loi des valeurs extrêmes de type I (loi de Gumbel) qui a d'ailleurs été utilisée par Dalrymple pour l'approche classique de régionalisation, après avoir situé cette distribution parmi les lois des valeurs extrêmes.

Fisher et Tippett (1928) distinguent trois types de distributions : le type 1 (EV1), le type 2 (EV2) et le type 3 (EV3) pour représenter des échantillons de valeurs extrêmes, alors que Jenkinson (1955) a proposé la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV) dont la fonction de distribution regroupe les trois types de lois : EV1, EV2 et EV3. Suite à la recommandation du National Environment Research Council (NERC, 1975), la loi GEV a été fréquemment utilisée dans l'analyse statistique des débits de crues de rivières de Grande-

Bretagne. Les fonctions de distribution des lois de type 1,2 et 3 sont les suivantes :

$$\text{type 1 (EV1)} \quad G_1(x) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{(x-m)}{\theta}\right)\right\} \quad -\infty < x < \infty \quad (1.8)$$

$$\text{type 2 (EV2)} \quad G_2(x) = \exp\left(-\frac{(x-m)^c}{\theta}\right) \quad x \geq m \quad (1.9)$$

$$\text{type 3 (EV3)} \quad G_3(x) = \exp\left(-\frac{(m-x)^c}{\theta}\right) \quad x \leq m \quad (1.10)$$

où  $m$ ,  $\theta$  ( $>0$ ) et  $c$  ( $<0$ ) sont les paramètres. Le terme valeurs extrêmes est associé à ces distributions parce qu'elles peuvent être obtenues comme lois limites de la valeur maximale de  $N$  variables aléatoires indépendantes identiquement distribuées. En remplaçant  $X$  par  $-X$ , les lois de probabilité des valeurs minimums peuvent être obtenues. Elles sont donc aussi des distributions des valeurs extrêmes. Même si les lois EV1, EV2, et EV3 sont appelées "lois des valeurs extrêmes", elles ont également été utilisées en pratique de la même manière que toute autre loi de probabilité. En effet, on peut ajuster l'une de ces distributions à des observations qui ne sont pas nécessairement minimums ou maximums.

Jenkinson (1955) a proposé ce qu'il a appelé la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV). Cette distribution a l'avantage de combiner les trois types de lois des valeurs extrêmes développées par Fisher et Tippett. La forme générale de la fonction de distribution de cette loi peut s'écrire :

$$F(x) = \exp\left[-\left(1 - \frac{k}{\alpha}(x-u)\right)^{\frac{1}{k}}\right] \quad , \quad -\infty < x < \infty \quad (1.11)$$

où  $u$ ,  $\alpha$  ( $>0$ ) et  $k$  sont les paramètres. Chacun des types de lois des valeurs extrêmes est caractérisé par le signe du paramètre de forme  $k$  de la loi GEV.

En effet ,

1. pour  $k = 0$ ,  $F(x)$  correspond à la loi EV1 (équation 1.8). L'équation (1.8) est en fait la limite, lorsque  $k$  tend vers 0, de l'équation (1.11). La loi EV1 est mieux connue sous le nom de distribution de Gumbel, et est de loin la plus utilisée des trois. Selon la reparamétrisation de Jenkinson, la fonction de distribution s'écrit :

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{(x-u)}{\alpha}\right)\right] \quad , \quad -\infty < x < \infty \quad (1.12)$$

2. pour  $k < 0$ ,  $F(x)$  correspond, à une reparamétrisation près, à la loi EV2 (équation 1.9). Dans ce cas, la variable  $X$  est bornée inférieurement par la valeur  $u + \frac{\alpha}{k}$  avec  $\alpha > 0$ . Cette loi est reliée à la distribution EV1 par une transformation logarithmique. En effet, si  $X$  suit une loi EV2 alors  $\ln(X)$  suit une loi de Gumbel (EV1). C'est pourquoi la distribution EV2 est parfois appelée la loi log-Gumbel.
3. pour  $k > 0$ ,  $F(x)$  correspond, à une reparamétrisation près, à la loi EV3 (équation 1.10). Dans ce cas, la variable  $X$  est bornée supérieurement par la valeur  $u + \frac{\alpha}{k}$  avec  $\alpha > 0$ . Cette distribution est reliée à la loi de Weibull par un simple changement de signe. En effet, si  $X$  suit une loi EV3 alors  $-X$  suit une loi de Weibull à 3 paramètres.

Fisher et Tippett (1928) ont donc proposé une distribution de valeurs extrêmes s'ajustant à  $N$  observations; soit les valeurs maximales parmi les  $m$  valeurs indépendantes de  $N$  échantillons (où  $m$  tend vers l'infini). On s'intéressera ici davantage à la loi de Gumbel dont la fonction de densité de probabilité est la suivante :

$$f(x) = \frac{1}{c} e^{-(a+x)/c} - e^{-(a+x)/c} \quad (1.13)$$

où  $x$  varie de  $-\infty$  à  $\infty$  et  $a$  et  $c$  sont des paramètres. La fonction de probabilité cumulée est donnée par :

$$F(X \leq x) = e^{-e^{-(a+x)/c}} \quad (1.14)$$

Selon la méthode des moments, les paramètres sont estimés par :

$$a = \gamma c - \mu \quad (1.15)$$

et

$$c = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sigma \quad (1.16)$$

où :

- $\gamma$  0,57721
- $\mu$  moyenne de l'échantillon
- $\sigma$  écart type de l'échantillon

Cette distribution a été fort populaire en hydrologie pour des considérations de parsimonie (2 paramètres) et notamment à cause de sa tendance à surestimer par rapport aux autres distributions les débits de grandes périodes de retour, ce qui assure une certaine marge de confiance aux hydrologues qui ont à dimensionner des ouvrages hydrauliques d'envergure. Du point de vue théorique, son application en hydrologie est toutefois contestée parce que ;

- les valeurs maximums annuelles de débits journaliers ne sont extraites que de 365 observations, alors qu'en théorie elles doivent provenir d'un échantillon de taille infinie.
- les  $m$  observations (365 valeurs journalières) doivent être indépendantes, ce qui n'est pas le cas pour les débits journaliers.

Cette distribution a la particularité d'avoir son coefficient d'asymétrie ( $C_s$ ) fixé à 1,139. La figure 1.3 présente un exemple d'ajustement de la distribution de Gumbel à un échantillon de débits maximums annuels, ainsi que les intervalles de confiance autour de la fonction de probabilité cumulée.

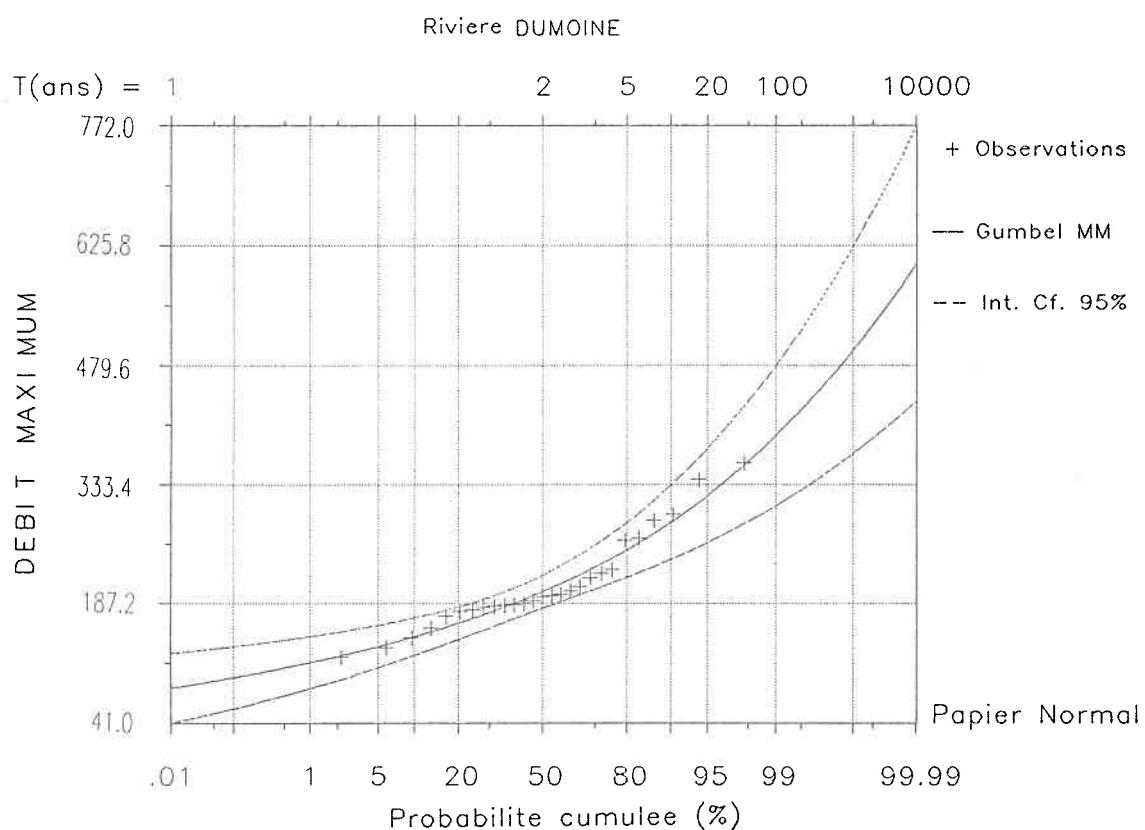


Figure 1.3 Ajustement de la loi de Gumbel aux débits maximums annuels de la rivière DUMOINE

Pour construire ce graphique, on positionne chacune des observations  $x_k$  en fonction de sa probabilité empirique  $P_k$ , dans ce cas-ci on a choisi la probabilité empirique de Cunnane définie par :

$$P_k = P(x_k) = \frac{k - 0.4}{N + 0.2} \quad (1.17)$$

À partir de l'échantillon, on peut estimer les paramètres  $a$  et  $c$  de la fonction de probabilité cumulée tracée à la figure 1.3. Le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques est en partie basé sur l'estimation des débits de grandes périodes de retour que l'on peut lire sur cette figure ou estimer par :

$$X_T = -a - c \left\{ -\ln \left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (1.18)$$

#### 1.1.4 contribution des sites voisins à l'estimation de $X_T$ à un site jaugé

La figure 1.4 est la première d'une série de graphiques qui permettent de visualiser la contribution des sites voisins à l'estimation de  $X_T$  à un site jaugé, ainsi que pour différentes méthodes à des sites non jaugés. On a positionné dans un espace géographique ( $x = \text{longitude}$ ,  $y = \text{latitude}$ ) un groupe de stations pour lesquelles on dispose d'information hydrométrique. Cette première figure illustre le fait que pour estimer  $X_T$  à la station cible, l'information hydrologique contenue aux sites voisins n'est pas mise à profit. En disposant de suffisamment d'information hydrologique à la station cible, celle-ci devient en quelque sorte autosuffisante quant à l'estimation de  $X_T$  à ce site particulier.

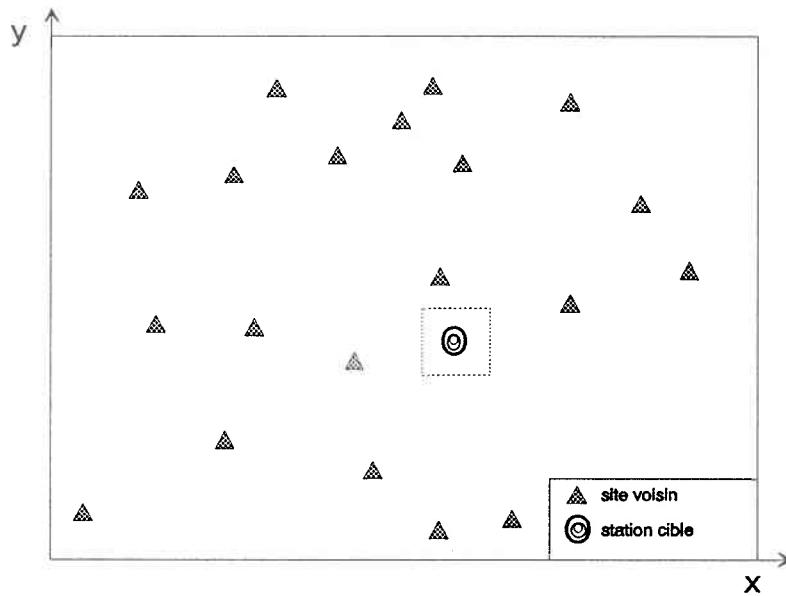


Figure 1.4 Illustration de la contribution des sites voisins à l'estimation de  $X_T$  pour un site jaugé

## 1.2 premières contributions à l'estimation régionale des caractéristiques de crue

Les approches décrites précédemment impliquent que l'on dispose d'information hydrologique au site où l'on souhaite connaître la probabilité de rencontrer des événements hydrologiques extrêmes. Ainsi, quelle que soit la méthode choisie pour estimer un débit extrême à un site donné, il est essentiel de disposer d'un minimum d'information hydrologique; afin ;

- d'estimer la probabilité empirique d'un débit mesuré
- de mesurer et de modéliser des excédances
- d'ajuster une distribution statistique à une série de débits maximums annuels.

Or, il arrive souvent que l'on doive estimer des événements extrêmes à des sites où aucune information hydrométrique n'est disponible. Dans ce cas, il est nécessaire de mettre à profit de l'information hydrométéorologique mesurée à des sites voisins, ou encore des caractéristiques physiques de bassins versants qui sont corrélées avec  $X_T$  et que l'on peut facilement obtenir à un site non jaugé.

Nous présentons ici les méthodes d'estimation de quantiles  $X_T$  à un site où l'on ne dispose d'aucune information hydrologique (méthodes de régionalisation) les plus largement utilisées en hydrologie.

### 1.2.1 indice de crue

Dalrymple a jeté, en 1949, les bases des procédures de régionalisation utilisées pour estimer les caractéristiques de crue et particulièrement les valeurs de  $X_T$ , débit d'une période de retour T, à un site non jaugé à partir d'information obtenue d'un site voisin, approche connue sous le nom d'"*index flood method*". Telle que mentionnée par l'auteur, cette méthode est le fruit de plusieurs études menées par la division des ressources hydriques du United States Geological Survey (U.S.G.S.);

"The method of computing flood frequency that is presented in this paper reflects the latest developments based on a continuing study of the subject by engineers of the Water Resources division of the United States Geological Survey. The method has been revised several times in the last few years and probably will be again in the future". (Dalrymple, 1949, page 2)

Cette procédure peut être divisée en deux grandes étapes (Dalrymple, 1960). On construit d'abord une courbe de fréquence régionale adimensionnelle pour laquelle on reporte en abscisse la période de retour T et en ordonnée le rapport de  $X_T$  au débit annuel moyen pour chaque station

d'une région considérée comme étant homogène;

étape 1- développement d'une courbe de fréquence régionale adimensionnelle

- i) pour un groupe de N stations voisines, on calcule  $X_T$  à chaque station (analyse de fréquence avec la loi de Gumbel)
- ii) on reporte graphiquement pour toutes les stations de la région, le rapport  $\frac{X_T}{\bar{Q}_x}$  où  $\bar{Q}_x$  est le débit maximum annuel moyen en fonction de la période de retour T.

On considère que la région est homogène si les pentes des droites ne sont pas significativement différentes.

- iii) la courbe de fréquence régionale adimensionnelle est obtenue en prenant pour chaque valeur de T, la médiane des estimations obtenues aux stations de la région homogène et l'indice de crue est défini de la façon suivante;

$$I_T = \frac{X_T}{\bar{Q}_x} \quad (1.19)$$

On cherche ensuite à estimer le débit annuel moyen, qu'il n'est pas possible de calculer à ces derniers sites puisque l'on n'y dispose pas de débits mesurés, à partir d'une relation avec une variable ou une combinaison de variables physiographiques ou climatiques mesurables au site où l'on n'a pas de mesures de débits (étape 2)

étape 2- établissement d'une relation entre le débit maximum annuel moyen  $\bar{Q}_x$  et, généralement, la superficie de drainage du bassin versant ( $A$ );

$$\bar{Q}_x = \beta_0 + \beta_1 A \quad (1.20)$$

On peut alors à l'aide de la courbe de fréquence et de la variable substituée au débit annuel moyen estimer  $X_T$  aux sites non jaugés (équation (1.15) dans (1.14));

$$X_T = I_T (\beta_0 + \beta_1 A) \quad (1.21)$$

Cette approche a été appliquée dans une série d'études américaines intitulées "Magnitude and frequency of floods in the United States", où chaque rapport présente les résultats d'études régionales ayant permis d'estimer la magnitude et la fréquence d'événements hydrologiques extrêmes pour les principaux bassins versants des États-Unis. La principale faiblesse de cette procédure réside dans le fait que l'on ne porte un jugement sur l'homogénéité des bassins versants de la région qu'a posteriori en comparant les pentes des courbes de fréquence. Bien qu'il soit raisonnable de penser que les stations géographiquement voisines puissent avoir des réponses hydrologiques semblables, la climatologie ne variant que progressivement dans l'espace, on doit reconnaître que les facteurs contrôlant la forme de l'hydrogramme sont beaucoup plus nombreux (caractéristiques physiographiques, utilisation du sol, géométrie des réseaux de drainage etc.) et que plusieurs d'entre eux peuvent être sensiblement différents pour des bassins versants voisins. Il est donc peu probable qu'à elle seule, la proximité géographique de bassins versants dans l'espace

puisse être garante de la similarité de leurs réponses hydrologiques. On verra à la section 1.4 que les méthodes de définitions de régions homogènes basées sur des caractéristiques climatologiques, physiographiques ou hydrologiques procurent de bien meilleurs résultats quant à l'estimation régionale des caractéristiques de crue.

Un autre problème de l'approche classique dans sa version intégrale réside dans l'utilisation de la loi de Gumbel pour représenter l'échantillon des valeurs maximums annuelles.

### **1.2.2 méthodes régressives**

Benson (1962a) a proposé une alternative intéressante à la méthode de l'indice de crue en mettant directement à profit les corrélations existant entre  $X_T$  et les caractéristiques physiographiques et climatiques des bassins versants;

étape 1- pour un groupe de N stations voisines, on calcule  $X_T$  à chaque station par analyse de fréquence. Les stations géographiquement voisines sont considérées comme faisant partie de la même région homogène.

étape 2- établissement d'une relation entre  $X_T$  et  $m$  caractéristiques physiographiques et climatiques  $C_i$  ( $C_i ; i = 1, 2, 3, \dots, m$ ) du bassin versant (ou de leur logarithme) :

$$X_T = \beta_0 + \beta_1 C_1 + \beta_2 C_2 + \dots + \beta_m C_m \quad (1.22)$$

L'auteur a appliqué cette procédure à plusieurs régions des États-Unis

(Benson, 1962b, 1964, Benson et Matalas, 1967). L'utilisation de ces modèles régressifs devait d'ailleurs devenir en Amérique du Nord la méthode de régionalisation la plus largement répandue. On retrouve dans la littérature de nombreuses études hydrologiques reposant sur ces procédures classiques de régionalisation. McCuen et Rawls (1979) ont d'ailleurs dressé un inventaire des applications de la méthode de Benson où ils dénombrent au-delà d'une centaine d'applications à travers le monde.

### 1.2.3 contribution des sites voisins à l'estimation de $X_T$ pour les approches classiques

Comme le faisait la figure 1.4 pour l'estimation de  $X_T$  à un site jaugé, la figure 1.5 illustre la contribution des sites voisins dans l'analyse classique de régionalisation.

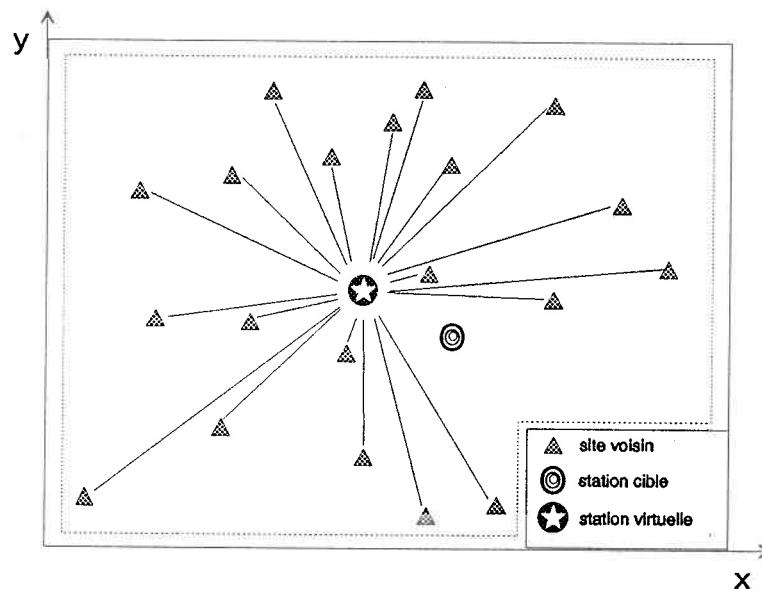


Figure 1.5 Illustration de la contribution des sites voisins pour les approches de Dalrymple et de Benson

Les stations sont positionnées dans un espace géographique, ce qui représente un des aspects les plus controversés de cette approche. La contribution de l'information des sites voisins à l'estimation de  $X_T$  permet d'établir une relation régionale moyenne qui correspond aux caractéristiques d'une station virtuelle qui serait située au centre de gravité de la région homogène.

Par exemple cette relation s'avérerait excellente pour reconstituer  $X_T$  à une station virtuelle située exactement sur la droite de régression décrivant la relation entre la superficie de drainage et  $X_T$ , tel qu'illustré à la figure 1.6. Or puisque toutes les observations ne sont pas alignées sur la droite de régression (le coefficient de corrélation étant inférieur à 1), la relation régionale ne permet pas nécessairement de faire coïncider la station virtuelle ainsi reconstituée avec la station cible pour laquelle on souhaite connaître  $X_T$  sans y disposer d'information hydrométrique.

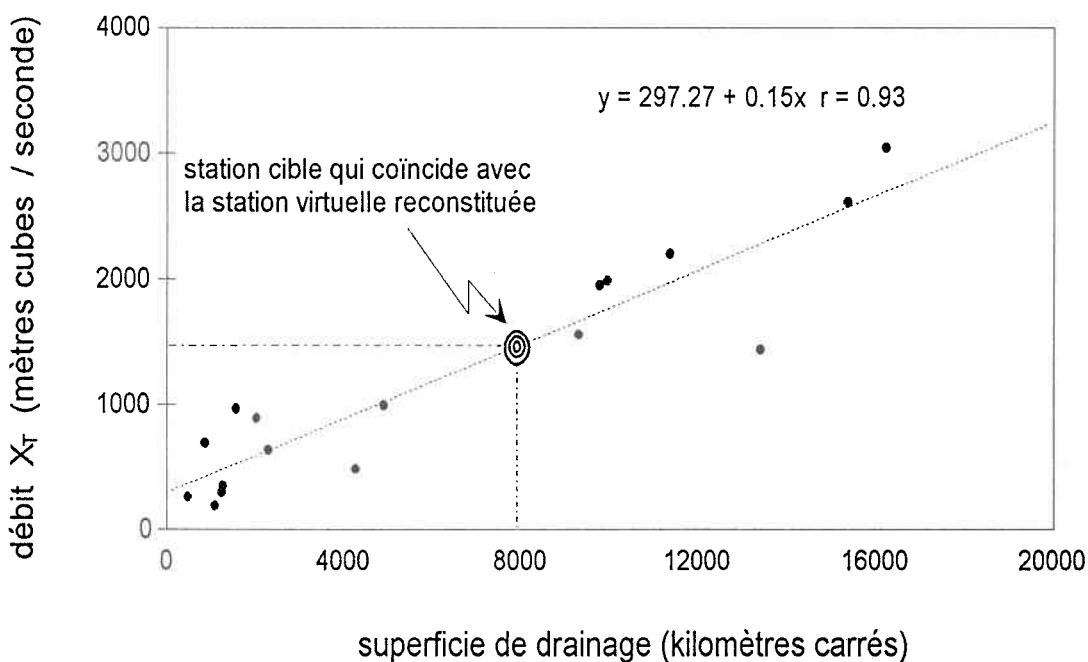


Figure 1.6 Relation entre la superficie de drainage et  $X_T$

### 1.3 modifications aux étapes de la procédure classique

Malgré les résultats probants des approches de Dalrymple et de Benson, depuis quelques années plusieurs auteurs ont mis en évidence les faiblesses de ces approches et ont proposé des alternatives à différents niveaux de ces procédures. Devant l'abondance et la diversité des contributions de la dernière décennie à l'amélioration des méthodes de régionalisation, il est important d'établir un bilan de ces contributions. La figure 1.7 permet de situer par rapport à l'approche classique de Dalrymple, les contributions historiques à l'estimation régionale des caractéristiques de crue qui sont décrites dans les sections suivantes.

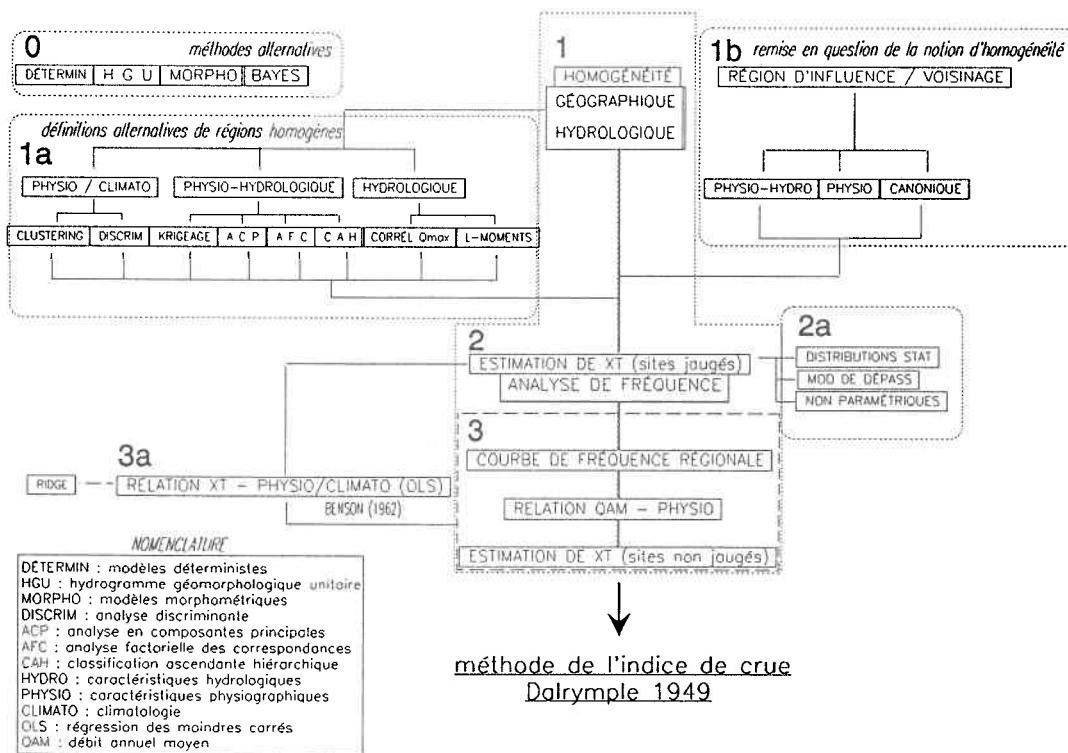


Figure 1.7 Résumé des contributions à la régionalisation des caractéristiques de crue

On propose donc de dresser, à partir des travaux de Dalrymple (parties 1,2 et 3 de la figure 1.7), un inventaire complet et critique des différentes alternatives proposées jusqu'à maintenant. On distingue les alternatives qui interviennent au niveau d'une ou de plusieurs étapes des procédures classiques (parties 1a, 2a et 3a de la figure 1.7 décrites à la section 1.3 et la partie 1b qui fait l'objet du deuxième chapitre) de celles qui proposent des avenues tout à fait dissociées des travaux de Dalrymple et Benson (partie 0 de la figure 1.7) qui sont décrites dans la section 1.4 (méthodes alternatives). En ce qui concerne les contributions qui proposent des améliorations aux procédures classiques, on doit distinguer celles qui interviennent au niveau de;

- la définition de régions homogènes (parties 1a et 1b de la figure 1.7 discutées respectivement à la section 1.3.1 et au chapitre 2)
- l'estimation de  $X_T$  aux sites jaugés (partie 2a discutée à la section 1.3.2)
- l'estimation de  $X_T$  aux sites non jaugés (section 3a discutée à la section 1.3.3).

Cet exercice exhaustif de revue critique de littérature permet de faire le point sur l'état des connaissances en régionalisation.

### **1.3.1      définition de régions homogènes**

L'abondance dans la littérature récente de travaux portant sur la notion d'homogénéité régionale témoigne sans doute du caractère important de cette composante des procédures classiques (Dalrymple, 1949, 1960, Benson, 1962a) de régionalisation en hydrologie . L'application de ces procédures implique en effet que l'on sélectionne les sites faisant partie d'une région homogène et ce, généralement selon des critères géographiques uniquement.

Bien que l'on teste ultérieurement l'homogénéité de ces régions, plusieurs auteurs ont récemment remis en cause les critères alors utilisés pour définir ces régions homogènes (Linsley et al., 1982, Cunnane, 1986), et proposé de considérer les caractéristiques physiographiques, climatologiques ou hydrologiques des bassins versants afin de délimiter des régions homogènes dans une perspective de régionalisation des caractéristiques de crue (DeCoursey, 1973, Mosley, 1981, Tasker, 1982). Ces contributions s'avèrent importantes puisque la proximité géographique de stations de jaugeage n'est sans doute pas à elle seule garante de la similarité des réponses hydrologiques de bassins voisins, bien que la distribution spatiale de la précipitation ait elle-même un caractère géographique (Beable et McKerchar, 1982, Burn, 1990a). En effet, pour un bassin versant, la taille, la forme, le réseau de drainage, les caractéristiques du sol et de sa couverture ainsi que le régime climatologique qui y prévaut s'avèrent plus appropriés comme critères de regroupement de bassins hydrologiquement homogènes.

La définition de régions homogènes à partir de ces caractéristiques est basée sur le positionnement des sites (voir figure 1.5) dans des dimensions physiographiques, climatologiques ou hydrologiques. La région devient ainsi plus homogène du point de vue hydrologique, ce qui permet de rapprocher la station virtuelle reconstituée par cette analyse régionale de la station cible non jaugée. Puisque, en ce qui a trait au transfert d'information des caractéristiques de crue, le concept d'homogénéité a évolué considérablement depuis les travaux de Dalrymple (1949, 1960), on revoit dans cette section les principales distinctions apportées à la définition du concept de région homogène.

Alors qu'on sélectionnait toutes les stations géographiquement voisines dans les approches classiques de Dalrymple et de Benson, la définition adéquate de régions homogènes, en raison de l'importance qu'elle revêt, est devenue une étape déterminante de la procédure de régionalisation (partie

1 de la figure 1.7). DeCoursey (1973) a été parmi les premiers à proposer de former et de vérifier a priori les régions homogènes lors d'une analyse régionale des caractéristiques de crue. L'auteur travaille à partir de 90 stations de jaugeage de l'Oklahoma (60 pour la subdivision des régions et les 30 autres pour vérifier sa méthode). Il divise les 60 premières stations en 3 groupes à partir d'une analyse discriminante portant sur des débits de différentes périodes de retour ( $T= 2, 5, 10$  et  $25$  ans). Afin de pouvoir assigner une des trente autres stations considérées comme étant non jaugées, à un de ces trois groupes, il a caractérisé chacun des 3 groupes à l'aide de fonctions discriminantes estimées à partir des caractéristiques physiographiques et climatologiques des 60 premiers bassins (élévation moyenne du cours d'eau, précipitation moyenne annuelle, intensité de la précipitation et évaporation moyenne annuelle). L'utilisation d'équations de régression propres à chacune des régions permet d'estimer  $X_T$  plus adéquatement que par la méthode classique de régionalisation où la seule proximité géographique des stations est considérée comme critère de regroupement.

Mosley (1981) propose d'utiliser une analyse d'agrégation ("cluster analysis", Cooley et Lohnes, 1971) afin de regrouper en régions homogènes (ayant sensiblement le même régime hydrologique), 174 bassins versants de la Nouvelle-Zélande. Cette méthode objective a permis de délimiter des groupes de stations hydrologiquement semblables en se basant directement sur des variables descriptives du régime hydrologique (débit spécifique et coefficient de variation), plutôt que sur des caractéristiques physiques susceptibles d'influencer cette réponse hydrologique. Cette procédure de définition de région homogène ne permet toutefois pas, à moins que les régions ainsi définies correspondent à une partition géographique, d'assigner une station non jaugée à une région hydrologiquement homogène. Cette technique d'agrégation est également subjective puisqu'on doit fixer a priori le nombre de groupes à l'intérieur desquels on répartira les stations hydrologiques; ce nombre de groupes ne

correspondant pas nécessairement à autant de comportements hydrologiques différents. De plus, on subdivise initialement de façon aléatoire les stations dans chacun des groupes, ce qui a un effet sur l'agrégation finale des bassins dans ce type d'analyse.

Tasker (1982) reprend l'analyse d'agrégation dans le but de comparer 3 méthodes de définition de régions hydrologiquement homogènes pour 221 stations de jaugeage de l'Arizona. La première subdivision n'en est pas une puisqu'elle considère que toutes les stations font partie d'une seule grande région. La deuxième méthode suggère une agrégation qui repose sur certaines caractéristiques hydrologiques des bassins versants (quantiles spécifiques ;  $Q_2/A$ ,  $Q_{10}/A$  et  $Q_{25}/A$  ; A étant la superficie de drainage du bassin versant). La troisième méthode en est une d'agrégation, mais celle-ci basée sur les caractéristiques physiques et climatologiques des bassins versants (superficie de drainage, élévation moyenne du bassin versant, indice de sol et précipitation moyenne annuelle). Des 221 stations de référence, 110 ont été utilisées pour la définition des régions homogènes et la calibration des équations de régression où  $Q_2/A$ ,  $Q_{10}/A$  et  $Q_{25}/A$  sont exprimés en fonction des caractéristiques physiographiques et climatologiques des bassins versants. Les 111 autres stations ont été utilisées pour vérifier les performances des 3 méthodes ayant conduit à la définition des régions homogènes. Les deux méthodes d'agrégation proposent chacune 5 régions hydrologiquement homogènes et distinctes. Pour la première méthode, puisqu'on a une seule région (pour laquelle on a une seule équation de régression), le problème d'affectation d'une station non jaugée à un groupe ne se pose pas, il suffit d'utiliser les équations de régression calibrées pour estimer les 3 quantiles spécifiques. Pour les cas des stations non jaugées qu'on doit assigner à un groupe de stations hydrologiquement homogènes définies à l'aide de caractéristiques hydrologiques, l'auteur a eu recours à une analyse discriminante (Rao, 1965) afin d'établir la probabilité d'appartenance de chacune des 110 stations à l'une des 5 régions homogènes préalablement définies.

Connaissant la probabilité de chacune des 110 stations d'appartenir à une des 5 régions homogènes définies selon les caractéristiques hydrologiques ou physiographiques, on peut utiliser, pour estimer le quantile spécifique d'une station non jaugée, la seule équation de régression de la région pour laquelle la probabilité d'appartenance de la station est la plus grande, ou encore, on peut pondérer chacune des 5 équations selon la probabilité d'appartenance d'une station à chacun de ces groupes. En conclusion, l'auteur indique qu'il est préférable de subdiviser l'Arizona en 5 sous-régions, plutôt que de ne considérer qu'une seule grande région, et que les régions définies selon les caractéristiques physiques des bassins (DeCoursey, 1973) permettent d'estimer plus adéquatement les quantiles spécifiques de sites qui ne seraient pas jaugés. Bien qu'il n'insiste pas sur l'idée de pondérer les différentes équations de régression selon la probabilité d'appartenance d'une station non jaugée à un des 5 groupes préalablement définis, cette idée devait donner naissance au concept d'appartenance fractionnaire décrit plus bas.

Plusieurs auteurs ont continué à travailler et travaillent encore au problème complexe de la définition de régions homogènes, qui constitue la pierre d'achoppement de toute la procédure de régionalisation. On cherche toujours la meilleure méthode d'agrégation ou encore le meilleur ensemble de caractéristiques de bassins versants que ce soit dans des dimensions hydrologiques ou physiques, qui permettraient de délimiter des régions ayant un régime hydrologique semblable, puisque comme l'indique Wiltshire (1986b);

"Both approaches (classification basée sur les caractéristiques hydrologiques ou physiques de bassins) represent welcome alternatives to arbitrarily-defined geographical regions and are likely to produce regions of a more homogeneous nature... (Wiltshire, 1986b, p. 322)"

Ainsi White (1975) a appliqué une analyse factorielle à des caractéristiques géomorphologiques d'un groupe de bassins versants, alors que Acreman et Sinclair (1986) proposent une méthode de classification (NORMIX) des bassins versants de l'Écosse qui repose sur la superficie de drainage, la densité de drainage, le type de sol, le pourcentage de lacs et la précipitation. Comme l'avaient fait DeCoursey et Tasker, les auteurs soulèvent un aspect intéressant de cette méthode:

"Regionalisation on the basis of physical basin characteristics provides a useful method of identifying groups which may be internally homogeneous with respect to their distribution of  $q/\bar{Q}$ . Each site can be allocated to a region on the basis of its physical characteristics without reference to its discharge data." (Acreman et Sinclair, 1986, p.367)

Waylen et Woo (1984) proposent des régions homogènes définies par une analyse discriminante appliquée à cinq paramètres hydrologiques estimés à partir de l'application d'un modèle de dépassement à des bassins versants de la Colombie Britannique. Pour chacune des trois régions délimitées, on établit des équations de régression pour chacun de ces cinq paramètres (traités un à un comme variables dépendantes) et les caractéristiques physiques et climatologiques des bassins versants considérés (variables indépendantes). Cette méthode permet éventuellement d'estimer à un site non jaugé les caractéristiques de crue suivante ; le nombre d'occurrences annuelles, la date moyenne d'occurrence, l'écart-type, la magnitude et la durée moyenne de la crue.

Wiltshire (1985, 1986a) s'attarde davantage à l'examen des variables physiques pouvant adéquatement permettre de définir des régions hydrologiquement homogènes. L'auteur propose une méthode de classification de bassins versants hydrologiquement homogènes du

Royaume-Uni en multipliant les combinaisons de caractéristiques physiques susceptibles d'assurer la plus grande homogénéité des groupes ainsi définis. Wiltshire propose ainsi 5 régions hydrologiquement homogènes définies à partir de la superficie de drainage des bassins versants, de la précipitation moyenne annuelle et de la proportion urbaine des bassins. Dans ses articles ultérieurs (Wiltshire 1986b, 1986c) l'auteur présente des tests statistiques mis au point dans le but d'examiner l'homogénéité de régions délimitées de quelque façon que ce soit. Il suggère d'utiliser ces tests avant d'appliquer une procédure de régionalisation des caractéristiques de crue. L'auteur indique que les régions définies sur une base géographique ne présentent pas le même niveau d'homogénéité que lorsqu'elles le sont dans l'espace des caractéristiques hydrologiques.

Burn (1988) présente une technique pour définir des régions homogènes basée sur la matrice de corrélation des débits maximums annuels de plusieurs stations de jaugeage. Dans un article ultérieur (Burn, 1989) l'auteur a recours à une analyse par agrégation pour regrouper les bassins ayant un régime hydrologique similaire. Cette classification repose sur le coefficient de variation, le débit annuel moyen divisé par la superficie de drainage, ainsi que la longitude et la latitude des bassins versants. Bien que ces travaux soient intéressants, les régions homogènes ainsi définies ne permettent pas l'assignation de stations non jaugées à un de ces groupes, puisqu'ils dépendent de caractéristiques hydrologiques non disponibles aux sites non jaugés.

Nathan et McMahon (1990) ont utilisé plusieurs regroupements de variables physiques et climatologiques obtenues selon différentes techniques statistiques (analyse d'agrégation, régression multiple, analyse en composantes principales et représentation graphique multidimensionnelle) afin de trouver une méthode optimale pour déterminer des régions hydrologiquement homogènes dans le but de procéder à une analyse régionale des caractéristiques d'étiage de rivières australiennes. On indique

que la délimitation des régions homogènes ainsi obtenue est très sensible au choix des caractéristiques physiques sur lesquelles repose l'agrégation des sites ayant le même régime hydrologique.

Les travaux portant sur l'homogénéité régionale démontrent tous clairement qu'il est essentiel d'assurer l'homogénéité d'un groupe de stations lors d'une analyse régionale des caractéristiques de crue, compte tenu des effets néfastes d'une éventuelle hétérogénéité régionale tel que le soulignent Hosking et al. (1985) et Lettenmaier et al. (1987). En ce sens plusieurs auteurs ont proposé des tests devant permettre de vérifier l'homogénéité de groupes de stations formés dans le cadre d'études régionales. Mentionnons notamment celui de Wiltshire (1986a) qui repose sur l'étude du coefficient de variation, ou encore le test d'homogénéité fort intéressant proposé par Hosking et Wallis (1991) basé sur la différence entre les rapports de L-moments à un site et ces rapports régionaux moyens.

Toutefois, la complexité et la diversité des nouvelles méthodes proposées nécessitent de synthétiser et simplifier ces méthodes de façon à les rendre accessibles aux hydrologues praticiens. Ainsi Cavadias (1990) mentionne;

"It is apparent, then, that a reassessment of the definition and purpose of "hydrologically homogeneous regions" is necessary in order to avoid an arbitrary subdivision of large areas into sets of homogeneous regions which depend on the methodology used and to allow the objective linking of the classification of basins in the spaces of flood and basin variables." (Cavadias, 1990, p. 174).

Un nouveau concept d'attribution d'une station non jaugée à une région avait ébauché par Tasker (1982) où l'on proposait de pondérer, pour une station non jaugée, les équations de régression (reliant les quantiles aux caractéristiques physiques des bassins versants) en fonction de la

probabilité d'appartenance de ce site à plusieurs régions. Ce concept d'appartenance fractionnaire a ensuite été énoncé par Wiltshire (1986c) et repris formellement par Acreman et Wiltshire (1989). Ainsi selon Acreman et Wiltshire (1989) ;

"To avoid discontinuities in flood estimates across regional boundaries and to allow for basins which cannot be unambiguously assigned to a single region, it is desirable to allow a basin to have fractional membership to more than one region." (Acreman et Wiltshire, 1989, p.175).

On reconnaît encore une fois l'importance de bien sélectionner l'information complémentaire à utiliser pour estimer un quantile de crue à un site non jaugé. Le concept d'appartenance fractionnaire peut être illustré par la figure 1.8.

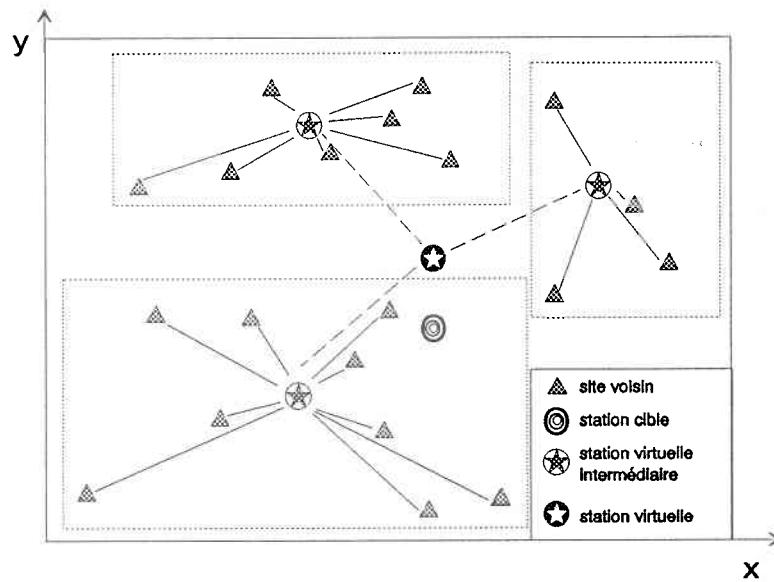


Figure 1.8      Illustration de la contribution des sites voisins selon le concept d'appartenance fractionnaire

En établissant des relations entre  $X_T$  et les caractéristiques physiques de chacune des trois sous-régions (pour le présent exemple) qui permettent de reconstituer des estimateurs intermédiaires de  $X_T$  et en pondérant ces relations en fonction de la similitude de la station cible et de chacun de ces sous-groupes, on rapproche sensiblement la station cible de la station où  $X_T$  sera reconstitué. Nonobstant cet avantage significatif du concept d'appartenance fractionnaire par rapport aux approches où les régions sont définies sur des bases géographiques ou selon des caractéristiques physiographiques ou hydrologiques, une certaine distance subsiste entre la station virtuelle reconstituée à l'aide de l'information régionale et la station cible pour laquelle on souhaite estimer  $X_T$ . Toutefois, Acreman et Wiltshire (1989) ont franchi un pas important en ce qui concerne la notion d'homogénéité régionale en proposant ce concept d'appartenance fractionnaire et ils vont encore plus loin en mentionnant que cette nouvelle avenue peut mener à la définition d'une région homogène propre à chaque station non jaugée, idée qui sera reprise par Cavadias (1989, 1990) et Burn (1990a, 1990b) et qui est décrite dans le chapitre 2.

Le tableau 1.1 dresse une liste des principales contributions à la définition des régions homogènes. On y présente chronologiquement, les auteurs, les méthodes statistiques, les variables sélectionnées ainsi que l'endroit où fut appliquée la procédure de définition de région homogène proposée.

AUTEUR	TECHNIQUE STATISTIQUE SUR LAQUELLE REPOSE LA DÉFINITION DES RÉGIONS HOMOGÈNES	VARIABLES RETENUES POUR LA DÉFINITION DE RÉGIONS HOMOGÈNES	APPLICATIONS
DALRYMPLE (1960)	• RÉGIONS GÉOGRAPHIQUES AVEC TEST D'ÉGALITÉ DES PENTES DE COURBES RÉGIONALES A POSTERIORI	✓ PROXIMITÉ DES BASSINS VERSANTS	ÉTATS-UNIS ET EXTENSION À TRAVERS LE MONDE
DECOURSEY (1973)	• ANALYSE DISCRIMINANTE	✓ ÉLÉVATION MOYENNE DU COURS D'EAU ✓ PRÉCIPITATION MOYENNE ANNUELLE ✓ INTENSITÉ DE LA PRÉCIPITATION ✓ ÉVAPORATION MOYENNE ANNUELLE	OKLAHOMA
WHITE (1975)	• ANALYSE FACTORIELLE	✓ GÉOMORPHOLOGIE	PENSYLVANIE
MOSLEY (1981)	• ANALYSE D'AGRÉGATION (CLUSTER ANALYSIS)	✓ DÉBIT SPÉCIFIQUE ✓ COEFFICIENT DE VARIATION	NOUVELLE- ZÉLANDE
TASKER (1982)	• ANALYSE D'AGRÉGATION (CLUSTER ANALYSIS)	✓ SUPERFICIE ✓ ÉLÉVATION MOYENNE DU BASSIN VERSANT ✓ INDICE DE SOL ✓ PRÉCIPITATION MOYENNE ANNUELLE	ARIZONA
ACREMAN ET SINCLAIR (1984)	• MÉTHODE D'AGRÉGATION NORMIX	✓ SUPERFICIE ✓ DENSITÉ DE DRAINAGE ✓ TYPE DE SOL ✓ POURCENTAGE DE LACS ✓ PRÉCIPITATION	ÉCOSSE

WAYLEN ET WOO (1984)	● ANALYSE DISCRIMINANTE	✓ PARAMÈTRES D'UN MODÈLE DE DÉPASSEMENT	COLOMBIE-BRITANNIQUE
WILTSHIRE (1985,1986A)	● ANALYSE DE VARIANCE	✓ SUPERFICIE ✓ PRÉCIPITATION MOYENNE ✓ INDICE DE SOL	GRANDE-BRETAGNEI
WILTSHIRE (1986B,1986 C)	● TESTS D'HOMOGÉNÉITÉ	✓ CARACTÉRISTIQUES HYDROLOGIQUES	SIMULATION
BURN (1988)	● COMPOSANTES PRINCIPALES ● ANALYSE FACTORIELLE	✓ VARIABLES HYDROLOGIQUES	MANITOBA
BURN (1989)	● ANALYSE D'AGRÉGATION	✓ COEFFICIENT DE VARIATION ✓ DÉBIT SPÉCIFIQUE ✓ LONGITUDE ET LATITUDE	MANITOBA
ACREMAN ET WILTSHIRE (1989)	● CONCEPT D'APPARTENANCE FRACTIONNAIRE	✓ SUPERFICIE ✓ DENSITÉ DE DRAINAGE ✓ TYPE DE SOL ✓ LACS ✓ PENTE DU COURS D'EAU	ÉCOSSE
NATHAN ET McMAHON (1990)	● ANALYSE D'AGRÉGATION ● RÉGRESSION MULTIPLE ● ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES ● REPRÉSENTATION GRAPHIQUE MULTIDIMENSIONNELLE	✓ PLUSIEURS REGROUPEMENTS DE VARIABLES PHYSIQUES ET CLIMATOLOGIQUES	AUSTRALIE

Tableau 1.1 Revue des principales contributions à la définition des régions homogènes

### 1.3.2 estimation de $X_T$ aux sites jaugés

Quant à l'estimation de  $X_T$  à des sites jaugés (parties 2 et 2a de la figure 1.7), plusieurs contributions significatives ont été apportées (Cunnane, 1986) tant au niveau du développement de distributions statistiques (Bobée, 1975), et de leurs méthodes d'ajustement (Rao, 1980, Bobée et Ashkar, 1988, Greis et Wood, 1981), de l'intégration d'information hydrologique historique (Pilon et Adamowski, 1993) qu'au niveau des distributions non paramétriques (Gingras et Adamowski, 1992) ou des modèles de dépassement (Ashkar et Rousselle, 1987). Les résultats de ces travaux permettent d'estimer avec davantage de précision les événements  $X_T$  de grande période de retour T à des sites jaugés. Dans une perspective d'analyse régionale, on peut difficilement quantifier la contribution des travaux permettant d'estimer plus adéquatement  $X_T$  aux sites jaugés à l'amélioration de l'estimation de  $X_T$  à un site non jaugé. Même en améliorant sensiblement l'estimation de  $X_T$ , puisque cette étape est inscrite dans la procédure générale de régionalisation, il est permis de croire que l'aspect déterminant devant nous conduire à des estimations adéquates de  $X_T$  à des sites non jaugés réside davantage dans le concept d'homogénéité régionale ou de voisinage (voir chapitre 2).

### 1.3.3 estimation de $X_T$ par des modèles régressifs

La section 3a de la figure 1.7 représente une variante de l'approche classique de Dalrymple, où plutôt que d'estimer la courbe de fréquence régionale et la relation entre  $X_T$  et une caractéristique physique quelconque, on établit directement une relation entre  $X_T$  et un groupe de caractéristiques physiographiques et climatologiques (Benson, 1962). Depuis les travaux de Benson (1962) plusieurs analyses régionales ont été effectuées à travers le monde, et pour chacune d'entre elles plusieurs caractéristiques physiographiques et climatologiques différentes ont été utilisées comme

variables indépendantes dans des modèles régressifs régionaux où on cherche à estimer  $X_T$  (variable dépendante). McCuen et Rawls (1979) ont recensé au-delà de 85 publications basées sur la méthode classique de Benson. Bien qu'intéressantes, ces études n'ont fait qu'indiquer que plusieurs caractéristiques physiographiques peuvent être corrélées à  $X_T$  et que leur choix et combinaisons peuvent varier d'une région à l'autre du monde (Valdès et al. 1979).

Un problème malheureusement souvent commun à ces études réside dans le fait que les variables indépendantes retenues pour les modèles régressifs sont corrélées entre elles. Ce problème de multicollinéarité peut être évité en utilisant notamment la "ridge régression" (RR) plutôt que la méthode classique des moindres carrés (OLS). Roy et al. (1989a, 1989b) présentent les résultats d'une étude régionale basée sur la RR. On y indique que lorsqu'elle est appliquée à des données non orthogonales, la RR permet d'améliorer la stabilité des coefficients de régression ainsi que l'interprétation de leur signification physique. Cette méthode a également pour effet d'augmenter le biais d'estimation de  $X_T$ . De façon générale, spécialement pour les grandes périodes de retour, la racine de la moyenne des carrés des écarts (indice combinant le biais et la variance d'estimation de  $X_T$ ) indique que l'utilisation de la RR s'avère une alternative intéressante à la régression des moindres carrés lorsque les variables indépendantes sont corrélées entre elles.

Dans le même ordre d'idées Tasker (1989) a démontré que l'utilisation de la régression généralisée des moindres carrés (GLS) est supérieure à la méthode OLS lorsqu'elle est appliquée à la régionalisation des caractéristiques de crue.

## 1.4 méthodes alternatives

Bien que les approches décrites précédemment aient été largement utilisées avec succès à travers le monde ces dernières décennies, certaines contributions à l'estimation régionales des caractéristiques de crue sont tout à fait étrangères aux méthodes proposées par Dalrymple et Benson. C'est notamment le cas pour les méthodes basées sur l'utilisation de modèles déterministes, d'hydrogrammes géomorphologiques unitaires, de caractéristiques morphométriques ou le recours à l'approche bayesienne (Kuczera, 1982, 1983). On retrouve une description succincte des principales contributions alternatives aux méthodes classiques de régionalisation (partie 0 de la figure 1.7) dans les sections suivantes.

### 1.4.1 modèles déterministes

Une des méthodes d'estimation de débits de grande période de retour consiste à utiliser un modèle déterministe de type pluie-débit constitué d'un ensemble d'équations qui traduisent mathématiquement les processus impliqués au niveau du sol soumis à des contraintes météorologiques données (NRC, 1988). Qu'ils soient globaux ou distribués, horaires, journaliers ou hebdomadaires, l'objectif de ce type de modèle est de reproduire les composantes de l'écoulement de l'eau (existant) lorsque soumises à des conditions hydrométéorologiques données. Les modèles journaliers lorsqu'ils sont bien calibrés (adéquation entre le débit simulé par le modèle et le débit mesuré au site), permettent notamment de reproduire efficacement l'hydrogramme annuel d'une rivière. Le processus de calibration est l'opération par laquelle on tente (par optimisation ou par essais et erreurs) de reproduire le plus fidèlement un hydrogramme de débits mesurés en intervenant au niveau des paramètres du modèle que l'on exécute avec les données météorologiques requises pour l'année en question. Thomas (1987) a d'ailleurs tenté de mettre à profit ce type de

modèles déterministes pour la régionalisation des caractéristiques de crue, on y reviendra au chapitre 3.

Donc, si l'on connaît le débit journalier  $Q_j$  mesuré à l'exutoire d'un bassin versant (3 ou 4 années peuvent suffire) ainsi que la séquence de données hydrométéorologiques journalières de ce bassin pour ces mêmes années, on peut ajuster les paramètres de la fonction de transfert du modèle déterministe de façon à ce que la réponse hydrologique modélisée s'apparente à ce qui a été mesuré (Beven, 1989). On sait que généralement les stations météorologiques sont plus densément distribuées, que leur période d'échantillonnage est plus longue et que la nature même des phénomènes météorologiques permet de régionaliser plus adéquatement les variables météorologiques de bassins versants non jaugés que les débits. Il est alors possible d'estimer, pour un bassin versant donné, de longues séquences de variables météorologiques aux sites où l'on ne dispose que de très peu d'information hydrométrique et de simuler à l'aide du modèle déterministe pluie-débit les hydrogrammes annuels correspondant aux années de météorologie disponibles. En générant plusieurs années de débits journaliers simulés  $\hat{Q}_j$ , on peut déterminer empiriquement la fréquence de certains événements hydrologiques mesurés, ou encore la magnitude d'un débit associé à une probabilité au dépassement donnée. En terme de crue annuelle, l'application d'un modèle pluie-débit pour  $N$  années permet d'extraire des séries annuelles la valeur du débit maximum annuel  $\hat{Q}_x$  et d'estimer la probabilité d'un débit  $Q_T$  de période de retour  $T$  (où  $T < N$ ). Cette approche empirique ne permet donc pas l'inférence à des valeurs de  $Q_T$  supérieures ou plus rares que la plus grande valeur de  $\hat{Q}_x$  sur la période de simulation. On est donc ici aussi limité à des périodes de retour ne dépassant pas la taille (en années) de l'échantillon de débits simulés ( $T < N$ ).

L'utilisation de séries météorologiques extrêmes (réelles ou simulées) permet cependant d'estimer, à l'aide de modèles déterministes, l'ampleur d'événements hydrologiques beaucoup plus rares . Il est cependant

impossible d'associer une probabilité au dépassement à de tels événements, ce qui constitue une des principales faiblesses de cette approche. On remet également en question la notion de scénarios météorologiques maximums probables qui reproduisent des combinaisons de conditions de couvert nival, de pluie et de température de probabilité infinitésimale indéfinie. La probabilité d'occurrence de ces scénarios irréalistes de conditions météorologiques imposées au modèle de simulation de débits ne serait guère utile pour estimer la probabilité de la crue simulée, puisque la période de retour d'un événement météorologique donné n'est pas significativement corrélée à celle de l'événement hydrologique généré (Dickinson et al., 1992). L'utilisation des modèles déterministes s'avère particulièrement intéressante pour estimer les conséquences sur le régime hydrologique de changements climatiques anticipés (Morin et Slivitsky, 1992).

#### **1.4.2 hydrogramme géomorphologique unitaire**

On reconnaît généralement que les caractéristiques géomorphologiques, et topologiques (géométrie en plan des réseaux de drainage) conditionnent le régime hydrologique des bassins versants (Sivapalan et al., 1990). Rodriguez-Iturbe et Valdèz (1979), de même que Gupta et al. (1980) ont proposé une méthode d'estimation de l'hydrogramme unitaire basée sur la géométrie des réseaux de drainage afin de caractériser la réponse hydrologique d'un bassin versant. La calibration de cet hydrogramme nécessite toutefois, outre les caractéristiques topologiques des réseaux (facilement mesurables à partir de cartes topographiques), une quantité importante d'information hydrologique.

Sparks et Rousselle (1989) ont développé une méthodologie afin d'estimer l'hydrogramme géomorphologique unitaire de stations non jaugées. L'étude menée sur 38 bassins versants des Bois-Francs au Québec, a permis aux auteurs de générer des hydrogrammes géomorphologiques unitaires qui

caractérisent la réponse hydrologique des bassins versants à partir des variables hydrométéorologiques mesurées, ainsi que des caractéristiques des réseaux de drainage. Selon cette procédure, l'erreur moyenne d'estimation du débit de pointe est de l'ordre de 15 %, alors que le synchronisme de la pointe (en heures) a une erreur de l'ordre de 25 %.

Bien que ces résultats soient intéressants pour reconstituer les valeurs de pointes annuelles, on peut difficilement, comme pour les modèles déterministes, estimer la magnitude d'événements  $X_T$  de grande période de retour. On peut certes, en utilisant des scénarios météorologiques extrêmes générer des pointes de crue extrêmes, mais leur probabilité de dépassement reste indéterminée.

#### 1.4.3 modèles morphométriques

Une alternative intéressante aux procédures plus largement répandues de régionalisation consiste à mettre à contribution les caractéristiques de forme de sections transversales de cours d'eau où l'on souhaite estimer  $X_T$  sans toutefois disposer d'information hydrologique à ce site. Cette méthode de type régressif, comme celle de Benson consiste à établir des relations entre les quantiles de crue et la morphométrie des cours d'eau plutôt qu'avec les caractéristiques physiques du bassin versant. Potter et al. (1968) ont démontré lors d'une étude portant sur 94 cours d'eau du centre-est des États-Unis, dont la superficie de drainage n'excède pas 200 mi<sup>2</sup>, que le débit de plein bord (correspondant à la capacité maximale de la section d'écoulement) obtenu à partir de la forme, de la taille et de la courbe de tarage de la section correspond à un débit de période de retour d'environ 10 ans obtenu à partir d'une courbe de fréquence ajustée aux débits mesurés aux stations de jaugeage. Pitchen et Jolly (1977) ont fait un exercice similaire pour 40 rivières du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest. On peut démontrer qu'il existe de fortes corrélations entre les débits de périodes

de retour de 2, 10 et 50 ans, et la taille, la profondeur moyenne ainsi que la largeur (mesuré sur le terrain, à partir de photos aériennes ou de cartes topographiques) à plein bord des cours d'eau, et ce, que la rivière soit formée de méandres ou rectiligne. Wharton et al. (1989) ont comparé l'intensité des relations existant entre le débit annuel moyen,  $Q_{1,5}$ ,  $Q_5$  et les caractéristiques morphométriques des sections de cours d'eau (taille, profondeur moyenne et largeur du cours d'eau à plein bord), ainsi que la superficie de drainage en amont des sections d'écoulement (variable généralement employée pour estimer  $X_T$ ). Pour chacune des variables dépendantes étudiées (débit annuel moyen,  $Q_{1,5}$  et  $Q_5$ ) le coefficient de détermination ( $R^2$ ) est largement supérieur (de l'ordre de 0,9 pour la taille de la section d'écoulement et de 0,5 pour la superficie de drainage) et l'erreur standard d'estimation est systématiquement inférieure pour chacune des variables morphométriques à celles obtenues pour la superficie de drainage. La contribution des variables morphométriques à l'estimation de  $X_T$  à des sites non jaugés, bien qu'intéressante, s'avère très contraignante, puisqu'elle n'est applicable qu'à de petits bassins versants, dont les cours d'eau, non régularisés, sont encaissés dans des matériaux meubles, et ainsi susceptibles d'être modelés par des événements hydrologiques importants. De plus, on peut difficilement estimer à l'aide des caractéristiques morphométriques des sections transversales de cours d'eau les débits de très grande période de retour. En effet, si pour une section de rivière, l'événement de plein bord correspond à une période de retour de 10 ans, dans ce même cours d'eau, pour un événement de période de retour de 100 ans, l'écoulement de la rivière se ferait en partie hors de son lit et façonnierait aussi la plaine alluviale. De sorte que chacun de ces deux événements affecterait sensiblement de la même manière le lit de la rivière, ce qui ne nous permet pas, à partir de la morphométrie du cours d'eau, d'estimer la magnitude d'événements excédant la capacité hydraulique de la section d'écoulement.

Malgré les aspects intéressants des méthodes alternatives, étrangères aux

procédures classiques de régionalisation, on retient de cette revue de littérature que les approches de Dalrymple et de Benson procurent de bons résultats, mais que néanmoins, on doit s'attarder davantage à la notion d'homogénéité régionale, composante remise en question à plusieurs reprises dans la littérature récente. Plusieurs méthodes statistiques et regroupement de variables ont été proposées afin de déterminer de façon optimale les régions pouvant être considérées comme étant hydrologiquement homogènes. Il semble que la régionalisation des caractéristiques de crue soit plus adéquate en considérant ces nouvelles méthodes de définition de régions homogènes. Malgré ces contributions intéressantes, aucune méthode ne semble faire l'unanimité jusqu'à présent. Au chapitre suivant, on s'attarde davantage à la description du concept de voisinage. C'est en travaillant à l'amélioration du concept de voisinage que l'on a été amené, on le verra en détail au troisième chapitre, à proposer une procédure en deux volets ; l'un déterministe et l'autre stochastique.

## CHAPITRE 2

### CONCEPT DE VOISINAGE

Comme on l'a mentionné au premier chapitre, la notion d'homogénéité régionale a été récemment remise en question (Wiltshire 1986c, Acreman et Wiltshire, 1989) au profit d'une méthode où chaque station de jaugeage pourrait avoir sa propre région homogène. Ainsi Cavadias (1989, 1990) et Burn (1990a, 1990b) ont énoncé les concepts de "voisinage" (CV) ou de "région d'influence" (ROI) qui représentent sans doute les contributions les plus importantes à la régionalisation des caractéristiques de crue depuis les travaux de Dalrymple (1949). En mettant l'emphase sur la station non jaugée pour définir sa propre région homogène ces auteurs ont changé radicalement la conception de l'analyse régionale telle qu'elle était perçue jusque là. Ainsi les deux auteurs en arrivent aux mêmes conclusions. Selon Cavadias :

"In light of the results of the canonical correlation method, it appears that the problem of determining hydrologically homogeneous regions should be turned upside down, i.e. instead of seeking a predetermined region in which to classify a given ungauged basin, one should seek the optimal neighbourhood of a given basin in the space of the flood-related variables for estimating the flood distribution." (Cavadias, 1990, p. 176).

Alors que Burn indique :

"The premise of the technique (ROI) is that each site should be allowed to have a unique set of stations which constitutes the "region" for the site." (Burn, 1990, p. 150).

On privilégiera dans ce chapitre le terme de voisinage plutôt que celui de région d'influence, puisque par définition le terme influence, en français, implique ; "une action qu'exerce une chose, une situation sur quelqu'un ou quelque chose" (Petit Robert), alors que dans le cas qui nous préoccupe, les bassins versants voisins dans quelque espace qu'ils soient (géographique, climatologique, physiographique, hydrologique) ne s'influencent pas entre eux à proprement parler, si ce n'est que des caractéristiques communes font en sorte que la réponse hydrologique y est similaire.

Donc, par cette méthode, plutôt que de définir a priori une région homogène à l'intérieur de laquelle il sera possible de transférer de l'information, on détermine pour chaque site non jaugé les stations utilisables pour transférer l'information relative aux caractéristiques de crue ou d'étiage. La figure 2.1 permet d'illustrer le principal avantage de la méthode de voisinage. Contrairement aux approches classiques de régionalisation et malgré les efforts consentis à l'amélioration de la définition des régions homogènes, la station reconstituée qui fournit une estimation basée sur l'information régionale retenue, était jusqu'à maintenant positionnée (dans quelque espace que ce soit,  $x$  et  $y$  peuvent donc représenter des dimensions hydrologiques, physiographiques, climatologiques ou quelques combinaisons de ces variables) à l'écart de la station cible. Selon la méthode de voisinage, on fait coïncider la station cible avec la station virtuelle reconstituée en maintenant le centre de gravité de la région sur la station cible (par le poids accordé aux stations voisines en fonction de leur distance avec la station cible).

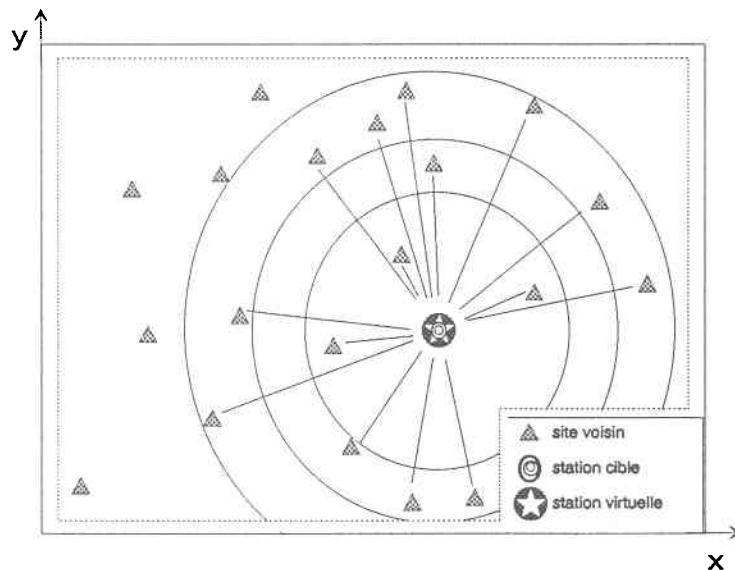


Figure 2.1 Illustration de la contribution des sites voisins dans l'approche de région d'influence

Bien que la philosophie qui sous-tende les travaux de Cavadias et de Burn soit la même, les techniques statistiques employées pour déterminer les voisins à considérer et la façon même d'estimer  $X_T$  à un site non jaugé sont différentes. Les sections 2.1 et 2.2 présentent chacune des deux méthodes.

## 2.1 méthode de Cavadias

Conscient du fait que la définition de régions homogènes représente l'étape la plus importante et sans doute la plus étudiée de toute la procédure de régionalisation des caractéristiques de crue, Cavadias (1989, 1990) propose une méthode de régionalisation basée sur l'analyse de corrélation canonique, où chaque station non jaugée possède sa propre région hydrologiquement homogène.

Considérons  $p$  caractéristiques physiques pour chaque bassin versant ;  $P_1, P_2, \dots, P_p$  et  $q$  quantiles soit ;  $X_2, X_5, \dots, X_{100}$  ou les rapports de quantiles au

débit moyen ;  $X_2 / \bar{X}, X_5 / \bar{X} \dots, X_{100} / \bar{X}$  , l'application de l'analyse canonique à ces deux ensembles de variables permettra de générer deux ensembles de variables canoniques soit ;[  $V_1, V_2, \dots, V_q$  ] associé aux variables physiques de chacun des bassins versants et [  $W_1, W_2, \dots, W_q$  ] associé aux variables hydrologiques de ces mêmes bassins. Si les variables physiques des bassins versants sont étroitement reliées aux quantiles retenus, la représentation graphique de ces points sera similaire dans chacun des espaces ( $V$  et  $W$ ). Étant donné la forte corrélation existant entre chacun des quantiles, l'auteur indique que les deux premières paires de variables canoniques soit [  $V_1, V_2$  ] et [  $W_1, W_2$  ] doivent suffire à représenter adéquatement la relation existant entre les variables physiques et hydrologiques des bassins versants considérés. À travers un exemple d'application à 21 stations de Terre-Neuve, Cavadias montre que les stations tracées dans la dimension des caractéristiques physiques selon  $V_1$  (abscisse) en fonction de  $V_2$  (ordonnée) , ou dans l'espace des caractéristiques hydrologiques ( $W_1$  en abscisse et  $W_2$  en ordonnée) ont des dispositions similaires. La similitude de ces deux graphiques permettra d'estimer  $X_T$  à un site non jaugé. Il suffit de positionner la station non jaugée sur le graphique  $V_1 - V_2$ , cette position étant la même sur le graphique  $W_1 - W_2$  (à condition que les deux nuages de points soient similaires), on peut sélectionner les stations voisines dans l'univers des variables canoniques hydrologiques, qui, en principe, possèdent le même régime hydrologique que la station non jaugée. On estime ensuite  $X_T$  au site non jaugé en utilisant les régressions entre  $X_T$  et les variables canoniques  $V_1, V_2$  etc.

## 2.2 méthode de Burn

Burn (1990a, 1990b) propose une méthode différente qui a cependant en commun avec celle de Cavadias la particularité de considérer pour chaque station non jaugée, sa propre région hydrologiquement homogène. On choisit les voisins selon la proximité (distance euclidienne) dans un espace de  $p$  attributs considérés comme étant pertinents en ce qui a trait à la

signature hydrologique d'un bassin versant. Cette sélection peut reposer sur l'examen d'une matrice de corrélation incluant certaines caractéristiques physiques, climatologiques et hydrologiques des bassins versants considérés. La distance est calculée de la façon suivante :

$$D_{jk} = \left[ \sum_{i=1}^p (C_j^i - C_k^i)^2 \right]^{1/2} \quad (2.1)$$

où ;

$D_{jk}$  distance euclidienne entre les sites j et k

p nombre d'attributs considérés pour la mesure de la distance

$C_j^i$  valeur standardisée de la mesure de l'attribut i au site cible j

$C_k^i$  valeur standardisée de la mesure de l'attribut i au site voisin k

Si on souhaite accorder davantage de poids à un attribut de façon à tenir compte de la prépondérance de certaines variables descriptives de la réponse hydrologique d'un bassin versant, on peut le faire à cette étape de la procédure ;

$$D_{jk} = \left[ \sum_{i=1}^p W_p (C_j^i - C_k^i)^2 \right]^{1/2} \quad (2.2)$$

où ;

$W_p$  poids appliqué à un attribut

La standardisation des attributs permet d'éliminer les problèmes d'échelle afin de pouvoir considérer des caractéristiques ayant des unités différentes. La distance obtenue à l'aide des équations 2.1 ou 2.2 permet de connaître la distance entre chacune des stations dans l'espace des p attributs considérés. L'étape suivante consiste à sélectionner, pour chaque station j où l'on souhaite estimer  $X_T$ , les stations les plus proches dans l'espace des p attributs choisis. On cherche alors un compromis entre la quantité d'information complémentaire à considérer dans notre analyse régionale et

l'homogénéité hydrologique du groupe de stations voisines sélectionnées. Comme les stations voisines ne sont pas toutes aussi près de la station cible, Burn propose une fonction de pondération qui prendra en compte l'importance relative de chacun des voisins dans l'estimation de  $X_T$  au site cible. Cette fonction de pondération est définie de la façon suivante ;

$$WF_{jk} = 1,0 - \left( \frac{D_{jk}}{TLH} \right)^n \quad (2.3)$$

où ;

$WF_{jk}$       poids de la station k dans le voisinage de la station j

TLH      paramètre

n      constante positive

La valeur du paramètre TLH doit être supérieure à la valeur de la distance limite des voisins les plus éloignés définie précédemment de façon à ce que toutes les stations voisines sélectionnées aient un poids positif et non nul. La constante n précise le taux de décroissance du poids avec la distance entre les stations k et j. La méthode de Burn permet donc de sélectionner les stations voisines à inclure dans la région de la station cible et d'affecter des poids relatifs à chacune de ces stations en fonction de leur distance à la station j dans la dimension des p attributs retenus.

Après avoir estimé par la méthode des moments, les paramètres d'une distribution statistique ajustée aux échantillons de débits maximums annuels des stations voisines, on pondère les valeurs de ces paramètres pour la station cible à l'aide des poids  $WF_{jk}$  préalablement calculés. Ces paramètres pondérés régionalement permettront d'utiliser la distribution statistique à la station cible pour estimer  $X_T$ .

Burn (1990b) explore par simulation différentes options pour déterminer la valeur seuil à partir de laquelle on limite le voisinage, allant d'un seuil très élevé (avec une petite valeur de n) qui conduira à la sélection de toutes les

stations disponibles comme voisines de la station cible, à un seuil très restrictif (avec une grande valeur de  $n$ ) qui limite au minimum le nombre de sites voisins retenus et compare ces résultats à l'approche classique de régionalisation (avec régions homogènes déterminées à l'aide d'une analyse d'agrégation). Pour des débits de période de retour  $T= 25, 50, 100$  et  $200$  ans, la racine carrée des erreurs moyennes au carré ainsi que le biais d'estimation de  $X_T$  sont systématiquement moins élevés pour le scénario où on retient un maximum d'information. Le fait de retenir beaucoup d'information complémentaire, même si le poids des stations éloignées est relativement faible ( $WF_{jk} \rightarrow 0$ ), rend la procédure plus robuste.

Burn (1990a) compare les résultats de l'application de cette méthode à ceux obtenus précédemment (Burn, 1988) par l'approche classique de régionalisation (avec régions homogènes déterminées à l'aide d'une analyse en composantes principales) pour un groupe de 91 stations du sud du Manitoba. On a retenu deux attributs statistiques :

- le coefficient de variation ( $C_V$ ) des séries de débits maximums annuels
- le rapport du débit annuel moyen à la superficie de drainage du bassin versant ( $\bar{Q}/A$ )

et deux attributs de localisation;

- la longitude de la station de jaugeage
- la latitude de la station de jaugeage.

Les résultats de cette application montrent que la méthode de voisinage procure de meilleurs résultats que selon la méthode qui avait été proposée précédemment.

### 2.3 faiblesse des méthodes de voisinage

Cette nouvelle approche de voisinage est une contribution importante à la régionalisation des caractéristiques de crue. Il existe toutefois des points sur lesquels la méthode pourrait être améliorée. La première faiblesse de l'approche de voisinage, que l'on peut visualiser à l'aide de la figure 2.1, se situe au niveau de la sélection de la quantité d'information complémentaire à considérer lors de la reconstitution de  $X_T$  (limiter les sites voisins à l'intérieur d'un des cercles concentriques tracés autour de la station cible de la figure 2.1). On souhaite tenir compte d'un maximum d'information régionale complémentaire (c'est-à-dire retenir un maximum de voisins) tout en maximisant l'homogénéité du voisinage (ce qui revient à retenir un minimum de voisins), deux objectifs pour lesquels les solutions sont contradictoires (Burn, 1988). Bien que Burn (1990b) indique qu'il est préférable pour des considérations de robustesse de retenir un grand nombre de stations, il serait intéressant de disposer d'une méthode objective pour déterminer la quantité de stations à inclure dans le voisinage.

Zrinji et Burn (1993) ont alors développé une procédure permettant de déterminer le nombre optimal de stations voisines à inclure dans la région d'influence. Il suffit d'appliquer un test d'homogénéité après avoir inclus une nouvelle station dans la région d'influence de la station cible. La région d'influence se limite au nombre de stations à partir duquel l'hypothèse d'homogénéité n'est pas acceptée. Le problème réside alors dans le choix du niveau de signification du test d'homogénéité. En effet la sélection préalable du niveau de sévérité aura une incidence directe sur la taille de la région d'influence.

L'autre inconvénient propre à l'approche de Burn réside dans le fait qu'elle a été développée pour estimer  $X_T$  à des sites où l'on dispose de peu d'information hydrologique et pas pour des sites non jaugés. Les exemples d'application présentés par l'auteur retiennent des attributs ( $C_V$  et  $\bar{Q}/A$ ) que l'on ne peut calculer qu'à des stations hydrométriques jaugées. Cette limite

que reconnaît l'auteur pourrait être transgressée si on reprenait la méthode en considérant des attributs autres qu'hydrologiques disponibles à des stations non jaugées;

"An obvious and fairly natural extension would be to consider the case of ungauged sites. For the estimation of at-site quantiles in this case, it would be necessary to identify a region of influence consisting of a set of gauged stations with similar attributes to the ungauged sites. Since the site of interest is ungauged, it would be necessary to define the attributes in the similarity measure based solely on physical features of the contributing drainage area and other available information such as precipitation inputs." (Burn, 1990b, p. 2264)

En ce sens Burn (1993) propose une méthode pour estimer certains paramètres de l'hydrogramme unitaire de bassins versants non jaugés. L'assignation d'un site non jaugé à un groupe de stations repose alors sur une analyse canonique basée sur les caractéristiques d'utilisation du sol des bassins versants ainsi que la précipitation annuelle moyenne affectant ces sites.

Résumons en quelques lignes les contributions à l'analyse régionale des caractéristiques de crue. À la première génération de méthodes régionales, la station cible n'était qu'une station parmi une région géographique (cf. figure 1.5). La seconde génération s'est davantage attardée à la définition d'une région dont l'homogénéité était basée sur la similarité des caractéristiques hydrologiques, physiographiques ou hydrologiques qui conditionnent la réponse hydrologique. On a alors introduit le concept d'appartenance fractionnaire selon lequel une station non jaugée est susceptible d'appartenir à plus d'une région homogène (cf. figure 1.8). La troisième génération de procédures régionales consiste à situer la station

cible au centre de gravité de sa propre région "hydro-physiographique" (cf. figure 2.1). En ce sens, le recours à la théorie des ensembles flous (Ruspini, 1969, Kaufmann, 1973) pourrait s'avérer une contribution fort intéressante quant au regroupement de bassins versants non jaugés pouvant avoir des réponses hydrologiques similaires.

La quatrième génération de procédure de régionalisation repose en partie sur les processus physiques reliés à l'écoulement en période de crue. On modélise d'abord les écoulements à l'aide d'un modèle déterministe qui permet ensuite de simuler les pointes de crues annuelles de sites non jaugés à partir de variables météorologiques. Ces pointes de crue sont ensuite soumises à une analyse de fréquence permettant ainsi d'estimer  $X_T$  à des sites non jaugés.

Quoi qu'il en soit, chacune de ces contributions nous rapproche de la station cible et des caractéristiques hydrologiques et physiques susceptibles de nous renseigner sur la signature hydrologique de cette station pour laquelle on souhaite estimer  $X_T$  sans toutefois disposer d'information hydrologique.

La méthode que l'on propose (chapitre 3) est issue d'une réflexion portant sur les variables qui pourraient être substituées à  $C_V$  et  $\bar{Q}/A$  dans les applications de la méthode de Burn.

## CHAPITRE 3

### DESCRIPTION DE LA MÉTHODE PROPOSÉE (HYBRIIDS)

On présente au troisième chapitre une méthode originale d'estimation régionale des caractéristiques de crue (HYBRIIDS) composée d'un volet déterministe et d'un volet stochastique. Dans un premier temps, on expose la réflexion qui devait conduire à l'élaboration de la procédure HYBRIIDS. On décrit ensuite de façon générale la nouvelle procédure, pour s'attarder ensuite à la description détaillée de chacun des deux volets de la procédure.

#### 3.1 réflexion à l'origine de la procédure proposée

Devant le caractère innovateur et les résultats intéressants obtenus par l'approche du voisinage, on s'est intéressés particulièrement à son application possible à des sites non jaugés. On a alors été amenés à s'interroger sur les variables pouvant être substituées à  $C_V$  et  $\bar{Q}/A$  en des sites non jaugés, en s'attardant à l'étude des caractéristiques des bassins versants pouvant caractériser les débits de grande période de retour, particulièrement pour les régions où les crues sont généralement occasionnées par la fonte des neiges. (Nash et Shaw, 1966, Thomas et Benson, 1970, Leavesley, 1989). Cette réflexion nous a amenés à étudier de plus près les processus à l'origine des événements hydrologiques extrêmes. Au Québec, pour des bassins de même taille, au-delà de la forme, de la pente moyenne, de la zone de rétention, de l'utilisation du sol etc., le couvert neigeux et la rapidité de la fonte jumelée aux précipitations pluvieuses printanières sont les principaux facteurs qui conditionnent l'ampleur de la crue annuelle. Les valeurs de ces variables et leur

combinaison étant grandement différentes d'une année à l'autre, les corrélations entre  $X_T$  et une valeur moyenne annuelle de quantité de précipitation (neige ou pluie) ou la température ne sont pas très significatives. On reconnaît leur importance et les effets de différentes combinaisons de ces trois variables si on s'attarde à chacune des crues annuelles.

C'est la raison pour laquelle on propose, pour une station non jaugée, de simuler les pointes de crue annuelle à partir des conditions hydrométéorologiques observées et d'appliquer une analyse de fréquence aux débits maximums annuels obtenus pour estimer  $X_T$ . Ce type d'approche faisait d'ailleurs partie des recommandations du "Committee on Techniques for Estimating Probabilities of Extreme Floods" ;

"... combined statistical-deterministic models have become highly developed in the area of seismic risk analysis. Many valuable lessons might be learned from study of this work. In addition to whatever theoretical insights the derived distribution might furnish about flood tail probabilities, an integrated statistical-deterministic hydrologic model would permit joint use of all available rainfall and flood-flow data in estimation of extreme flood probabilities." (NRC, 1988, p.122).

Ce type d'approche hybride a d'ailleurs déjà été appliqué par Thomas (1982, 1987) sur de petits bassins versants ( $A < 25 \text{ mi}^2$ ) du sud des États-Unis. Les résultats furent peu probants, à cause de l'inaptitude du modèle déterministe choisi pour simuler les débits de pointe sur ces petits bassins versants où la réponse hydrologique est très rapide. Malgré ces mauvais résultats, on reconnaît qu'il est possible de simuler adéquatement les débits de stations non jaugées (Beven , 1989, Tulu, 1991), et plus spécialement pour de grands bassins versants dont les crues sont occasionnées par la fonte des neiges (Manley, 1978).

De la station cible qui n'en était qu'une parmi plusieurs à l'intérieur d'une région géographique, à celle faisant partie d'une région où les phénomènes causaux de crues sont communs et enfin celle que l'on positionne au centre d'une région unique, l'approche de régionalisation s'oriente donc de plus en plus vers la station non jaugée considérée comme centre de gravité d'une région unique ainsi qu'aux phénomènes à l'origine des événements hydrologiques extrêmes. À travers ces travaux, les chercheurs se sont rapprochés davantage de la physique du phénomène de crue en définissant une zone de voisinage à partir de variables caractérisant la réponse hydrologique. Notre réflexion sur les processus à l'origine des crues se situe donc dans l'axe des contributions récentes à l'estimation régionale des caractéristiques de crue. Le pas que l'on a franchi en tentant de comprendre davantage les processus de crue nous a amené à introduire, comme cela est décrit dans la section suivante, une composante déterministe dans l'analyse régionale des caractéristiques de crue. Le fait de combiner les approches déterministes et stochastiques, bien que peu commun en hydrologie, devrait permettre d'améliorer notre compréhension et la prédiction d'événements hydrologiques extrêmes (Yevyevich, 1974);

"There seems to be no real meaning in sharpening controversies between the deterministic and probabilistic approaches to investigation of time-space hydrologic processes, because in most cases the realistic, combined deterministic-stochastic approach gives the most rewarding results, leading to reliable understanding and descriptions of input, state, and output processes of natural, man-made, or combined natural and man-made water resources systems."  
(Yevyevich, 1974, p. 238)

### 3.2 description générale de la méthode proposée

L'approche HYBRIIDS (acronyme pour HYdrology Based on Regional Information Involving Deterministic and Stochastic approach) proposée ici comprend deux volets.

#### VOLET A COMPOSANTE DÉTERMINISTE

- A-1 -

*calibration d'un modèle déterministe (global journalier) à un site où la réponse hydrologique s'apparente le plus à la station cible (non jaugée)*

- A-2 -

*estimation des variables hydrométéorologiques journalières nécessaires à l'application du modèle pour le bassin versant de la station cible.*

- A-3 -

*simulation d'hydrogrammes annuels à la station cible à partir du modèle calibré au site voisin (étape 1) et des variables hydrométéorologiques journalières au bassin versant de la station cible.*

- A-4 -

*extraction des débits maximums annuels à la station cible (également applicable au volume ou à la date de crue) à partir des résultats de l'étape A-3.*

**VOLET B COMPOSANTE STOCHASTIQUE**

- B-1 -

*choix de la distribution statistique (D) et de sa méthode d'ajustement (M) la plus adéquate pour représenter l'échantillon de débits maximums annuels simulés obtenu de l'étape A-4.*

- B-2 -

*estimation de  $X_T$  pour différentes périodes de retour T en utilisant la combinaison D-M la plus appropriée, telle que choisie en B-1*

On peut envisager des alternatives intéressantes aux étapes A1 et A4 de la procédure standard. Si pour l'étape A1, qui consiste à calibrer un modèle déterministe (global journalier) à un site où la réponse hydrologique s'apparente le plus à la station cible, il n'existe pas de stations voisines jaugées ayant le même régime hydrologique, on peut estimer à l'aide de modèles régressifs les paramètres du modèle déterministe au site non jaugé. En effet Manley (1978) a calibré avec succès un modèle déterministe (modèle HYSIM) en estimant sans aucune information hydrométrique les paramètres du modèle à partir de certaines caractéristiques physiques du bassin versant non jaugé.

"What this exercice has demonstrated is that the physical realism of the parameters in HYSIM has enabled it to simulate accurately the flows in a basin using parameter values based on measured basin data, principally experimental data on soils, and without use of the flow record." (Manley, 1978, p. 100)

Cette intéressante possibilité que procure le modèle HYSIM repose sur le fait que le modèle ne compte que très peu de paramètres et que ceux-ci sont

étroitement reliés aux conditions du sol.

Servat et Dezetter (1993) ont repris avec succès cette méthode pour deux modèles et Burn et Boorman(1993) ont montré qu'il était également possible d'estimer pour des sites non jaugés certains paramètres d'un hydrogramme unitaire. Ces procédures ayant été appliquées dans des conditions particulières, pour des modèles spécifiques ne permettraient pas nécessairement de reproduire adéquatement les paramètres du modèle HSAMI, mais néanmoins, il serait intéressant d'en évaluer les possibilités.

Dans la version présentée ici de l'approche HYBRIIDS, l'estimation de  $X_T$  à un site non jaugé n'implique pas que l'on dispose d'un grand nombre de sites voisins, comme le montre la figure 3.1 où la seule station voisine ( $x$  et  $y$  représentent des variables susceptibles d'évaluer la similitude de la réponse hydrologique du site non jaugé et de la station de référence) nécessaire pour l'estimation des paramètres du modèle HSAMI est reliée à la station cible par un segment de droite continu. On doit donc disposer d'une station voisine ayant la même signature hydrologique (appréciation subjective selon une approche euristique) afin de pouvoir calibrer le modèle déterministe de façon appropriée. Si les variables météorologiques ne sont pas disponibles au site cible, on doit pouvoir interpoler cette information à partir d'un ou de plusieurs sites voisins.

Dans l'éventualité où on devrait estimer les paramètres du modèle déterministe HSAMI à l'aide d'équations de régression (variables indépendantes : caractéristiques physiques des bassins versants voisins), on doit mettre à profit cette information complémentaire véhiculée par les sites voisins. Cette contribution des sites voisins est représentée à la figure 3.1 par les segments de droites pointillés. La figure 3.1 permet également d'illustrer que dans la mesure où la calibration de notre modèle est adéquate, la station cible et la station reconstituée coïncideront.

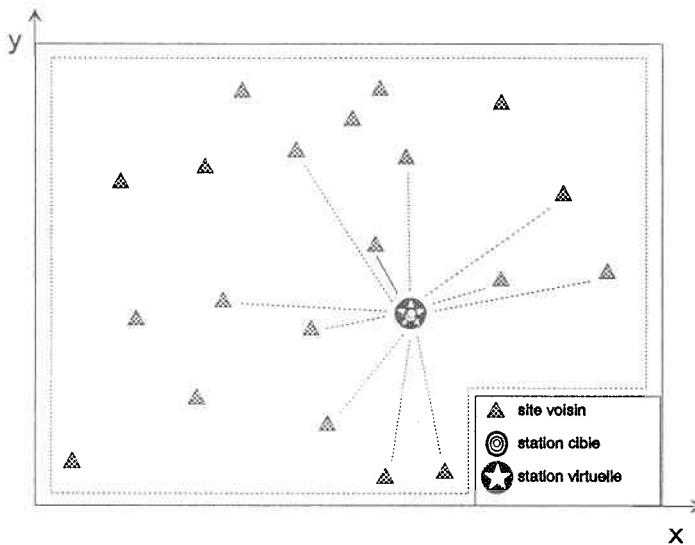


Figure 3.1 Illustration de la contribution des sites voisins dans l'approche HYBRIIDS

L'approche HYBRIIDS permet également de régionaliser d'autres caractéristiques de crue (volume, durée, date). Il suffit, à l'étape A4 d'extraire ces caractéristiques des hydrogrammes annuels simulés en A3 et de procéder à l'analyse de fréquence de cette variable (volet B).

### 3.3 description du modèle déterministe HSAMI

Le modèle déterministe développé par Bisson et Roberge (1983) pour simuler les débits maximums annuels (HSAMI) est utilisé quotidiennement à Hydro-Québec pour prévoir les apports naturels de plus de 90 bassins versants gérés par l'entreprise. Ces prévisions s'avèrent être un outil de gestion essentiel lorsqu'il s'agit d'optimiser les ressources hydrauliques disponibles pour générer l'hydroélectricité qui représente le produit de base d'Hydro-Québec. On porte une attention particulière aux prévisions

d'apports naturels en période de crue, spécialement à proximité de régions densément peuplées. En ce qui concerne la prévision des apports naturels journaliers, le modèle HSAMI procure d'excellents résultats, à condition, bien sûr, qu'un hydrologue expérimenté revoie de façon périodique sa calibration à chacun des bassins versants. Le modèle HSAMI est également utilisé pour simuler des événements hydrologiques extrêmes. Utilisé avec des données météorologiques maximisées, on peut simuler la crue maximale probable d'un bassin versant pour lequel le modèle HSAMI a été préalablement calibré.

Dans cette section, on présente le modèle HSAMI et la procédure de calibration, alors que les résultats de la simulation sont présentés au chapitre 4.

### **3.3.1 description générale du modèle**

Comme c'est le cas pour la plupart des modèles pluie-débit, le bassin versant est considéré par le modèle HSAMI comme une fonction de transfert ayant comme intrant les conditions météorologiques et comme extrant les débits. On tente de représenter mathématiquement les processus qui interviennent à l'échelle du bassin versant. Le modèle repose sur l'équation de bilan hydrique suivante:

$$P = Q + E + \Delta G \quad (3.1)$$

où:

- P      précipitation (mm/jour)
- Q      débit ( $m^3/s$ )
- E      évapotranspiration (mm/jour)
- $\Delta G$       différence d'emmagasinement ( $hm^3/jour$ )

On peut représenter schématiquement le modèle HSAMI de la façon

suivante :

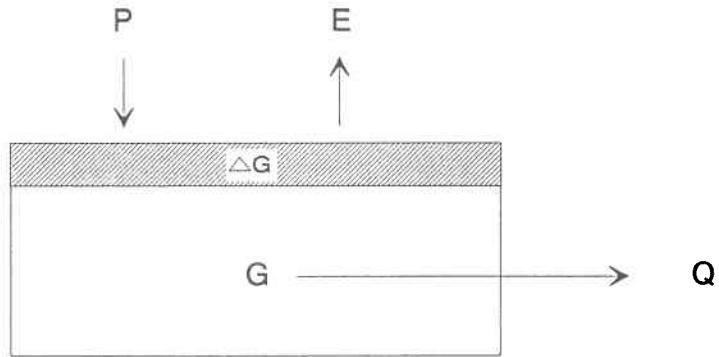


Figure 3.2 Composantes de l'équation de bilan hydrique

Comme l'illustre la figure 3.3, le modèle est conçu de façon à tenir compte de deux réservoirs, soient la partie supérieure du sol (au-dessus de la nappe phréatique), désignée par **R** et la partie inférieure du sol (sous la nappe phréatique), désignée par **S** :

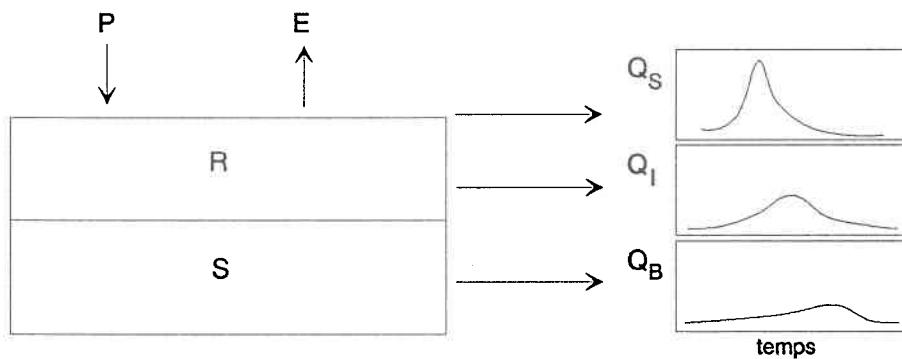


Figure 3.3 Illustration de la provenance des trois types d'écoulement

On indique également à la figure 3.3, la provenance ainsi que la forme générale des hydrogrammes des trois composantes de l'écoulement simulé. Le débit total  $Q_T$  est donné par la somme de ces trois formes d'écoulement ;

$$Q_T = Q_S + Q_I + Q_B \quad (3.2)$$

où:

- $Q_S$  écoulement de surface ( $m^3/s$ )
- $Q_I$  écoulement intermédiaire ( $m^3/s$ )
- $Q_B$  écoulement de base ( $m^3/s$ )

### 3.3.2 description des différentes composantes du modèle

#### i) *emmagasinement :*

L'emmagasinement dans **R** et **S** est respectivement compris entre 0 et RMAX ainsi qu'entre 0 et SMAX, où RMAX et SMAX sont des niveaux de saturation maximum connus.

#### ii) *variation du gel de l'eau emmagasinée dans R :*

$$\Delta GEL = 0.002 ( TB - TMAX ) / ( 1 + Gel + Snel ) \quad (3.3)$$

où:

- Gel eau sous forme solide dans **R**
- TB température de base pour la fonte de l'eau solide
- TMAX température maximum journalière
- Snel équivalent eau de la neige au sol et de l'eau libre qu'elle contient

lorsque ( $T_{MAX} > TB$ ) l'eau dégèle et une partie redevient libre dans  $R$ , et l'autre s'ajoute au débit intermédiaire. La capacité d'infiltration dans  $R$  est conditionnée par la proportion d'eau sous forme solide:

$$IMAX' = IMAX - CGEL ( GEL - DEGEL ) \quad (3.4)$$

où :

- IMAX      capacité d'infiltration maximale
- CGEL      paramètre
- DEGEL      accumulation d'eau de fonte provenant du Gel

iii) *évaporation* :

Concernant l'évaporation, on doit envisager 2 situations :

- 1- présence d'un couvert neigeux où seule la neige peut s'évaporer, alors l'évaporation est donnée par :

$$E = POUR . EVPT \quad (3.5)$$

où :

- POUR      coefficient déterminant l'évaporation effective de la neige
- EVPT      évapotranspiration potentielle (fonction de la température et du vent)

- 2- absence du couvert neigeux, où l'eau emmagasinée en  $R$  peut s'évaporer, alors :

$$R / RMAX * EVPT \leq E \leq EVPT \quad (3.6)$$

iv) *composantes de l'écoulement :*

L'hydrogramme global peut être subdivisé en 3 composantes d'écoulement (cf. équation 3.2).

1- le débit de surface ( $Q_s$ ) :

l'écoulement de surface est une fonction de la capacité d'infiltration du sol:

$$P_s = P - IMAX / 2 \quad \text{pour } P > IMAX \quad (3.7)$$

$$P_s = P * P / 2 * IMAX \quad \text{pour } P < IMAX \quad (3.8)$$

et

$$IMAX = CIMAX ( 1 - R / RMAX ) E \geq CSAP \quad (3.9)$$

où:

$P_s$       précipitation s'écoulant à la surface

$IMAX$       capacité d'infiltration maximale

$CIMAX$       paramètre

$CSAP$       paramètre

l'écoulement de surface est modélisé à l'aide d'un hydrogramme unitaire à 2 paramètres ( $\alpha$  et  $\beta$ ):

$$h(t) = e^{-\alpha t} \left[ \frac{t^\beta}{\sum (e^{-\alpha t} - t^\beta)} \right] \quad (3.10)$$

où:

$h(t)$       hydrogramme unitaire

$t$       unité de temps

2- le débit intermédiaire ( $Q_I$ ):

l'écoulement intermédiaire est modélisé à l'aide d'un hydrogramme unitaire décrit par la fonction suivante :

$$A_I(t) = K \cdot A_I[t - 1] + R_{ej} \quad (3.11)$$

où:

$A_I(t)$  écoulement intermédiaire au jour  $t$

$K$  constante de récession

$R_{ej}$  coefficient de remontée

3- le débit de base ( $Q_B$ ):

l'écoulement de base dépend directement de l'emmagasinement  $S$  :

$$Q_B = Y * S \quad (3.12)$$

où:

$Y$  facteur de proportion pour l'écoulement de base

et la contribution à  $S$  dépend de l'emmagasinement en  $R$  et prend la forme suivante :

$$\Delta S = Z * (R - RMIN) + (1 - X) * EC - Q_B \quad (3.13)$$

où:

$Z$  coefficient

$R - RMIN$  eau provenant de  $R$  et disponible en  $S$

$(1 - X) * EC$  excès d'eau provenant de  $R$  et allant vers  $S$

v) Accumulation neigeuse et fonte :

L'accumulation de neige est égale à la somme des précipitations hivernales de laquelle on retranche une portion évaporée, ou bien fondu et écoulée. Il y a fonte si la température maximum (TMAX) au bassin dépasse la température de base (TB) qui représente le point de congélation. La fonte est alors proportionnelle au nombre de degrés de différence entre TMAX et TB ainsi qu'à la proportion du bassin versant recouvert de neige.

$$F = FAC * (TMAX - TB) * SA \quad (3.14)$$

où:

- |     |                              |
|-----|------------------------------|
| F   | fonte                        |
| FAC | facteur de fonte (empirique) |

De façon à tenir compte de la variation de l'albédo de la neige, la valeur du facteur de fonte croît avec le nombre de jours consécutifs sans précipitation neigeuse et est défini par :

$$FAC = FKM * [1.15 - 0.4 e^{-0.38t}] \quad (3.15)$$

où:

- |     |   |
|-----|---|
| FKM | coefficient de fonte                                    |
| t   | nombre de jours consécutifs sans précipitation de neige |

Afin d'intégrer l'effet de la température minimum journalière ainsi que l'apport calorifique de la pluie sur la neige, on applique les deux corrections suivantes. La première de ces corrections contribue à accélérer ou à freiner la fonte de la neige:

$$F'_1 = F + FKYN * (TMIN - TBN) * SA \quad (3.16)$$

où:

$F'_1$	première correction de la fonte préalablement calculée
FKYN	facteur de fonte
TMIN	température journalière minimum
TBN	température limite où la neige fondue gèle
SA	pourcentage de sol couvert de neige

La seconde correction prend en compte l'apport énergétique de la pluie au couvert neigeux:

$$F'_2 = F'_1 + 0.007 * (2 * TMAX + TMIN) / 3 - TACAL) * SA * P \quad (3.17)$$

où:

$F'_2$	deuxième correction de la fonte préalablement calculée
TACAL	température seuil

En ce qui concerne la proportion de la surface du bassin versant couvert de neige, elle est de 100% pour la fonte de la première partie de la neige accumulée; cette proportion décroît alors progressivement jusqu'à 10% pour le reste de la fonte. Alors:

$$SA = CC - CC * (FT / SNETM) \leq 0.10 \quad (3.18)$$

où:

FT	fonte totale
SNETM	précipitation totale de neige de la saison
CC	coefficient (prend généralement la valeur de 1,33)

On fixe à 10% la proportion d'eau de fonte de neige qui persiste dans la neige sans atteindre le sol. Cette proportion de neige fondue ne s'infiltra

donc pas dans le sol et ne contribue pas à l'écoulement.

Lorsqu'il y a fonte, la condensation est calculée et est considérée comme étant proportionnelle à l'évapotranspiration potentielle (EPT) et au pourcentage de sol couvert de neige (SA), et est ajoutée au couvert de neige (Snei).

Lorsqu'une période froide succède à une période de fonte (TMAX est successivement supérieur et inférieur à TB), il y a regel de la proportion d'eau libre sous forme liquide dans la neige. Le regel est déterminé par l'équation suivante:

$$\text{Regel} = .04 (\text{TB} - \text{TMAX}) / \text{Snei TMAX} < \text{TB} \quad (3.19)$$

où:

Regel      quantité d'eau libre dans la neige qui règle

La valeur calculée de Regel est soustraite de l'eau libre contenue dans la neige.

### 3.3.3      description de la procédure de calibration

Le modèle mathématique utilisé compte une série de paramètres et de variables dont les valeurs numériques sont propres à chaque bassin versant. L'état d'un bassin est décrit par l'ensemble des valeurs des paramètres et variables qui le caractérisent. L'état du bassin compte 20 paramètres à ajuster (calibration de la partie stationnaire de l'état) et plusieurs variables dont certaines sont calculées à partir des paramètres qui servent à indiquer la variation de l'état des réserves, de l'accumulation de neige, etc..

i) *liste des paramètres à calibrer*

- RMAX: quantité maximum d'eau (en pouces) pouvant être emmagasinée dans la couche supérieure du sol (indice d'humidité maximale).
- RMIN: quantité minimum d'eau contenue dans R pour assurer un écoulement souterrain.
- ALP: coefficient de modulation du débit de l'hydrogramme d'écoulement souterrain
- Y: facteur de proportion pour l'écoulement de base.
- D: excédent d'eau (suivant un événement pluvieux ou une période de fonte) contribuant à l'écoulement intermédiaire.
- X: excédent d'eau lorsque  $R > RMAX$  qui s'écoule sous la surface comme débit intermédiaire.
- $\alpha, \beta$ : coefficients de modulation affectés à l'hydrogramme de surface.
- CC: coefficient permettant d'évaluer la proportion du bassin versant recouvert de neige.
- FKYN: taux de fonte (mm / jour / °C) fonction de la température minimum (peut freiner ou accélérer la crue).
- FKM: taux de fonte (mm / jour / °C) fonction de la température maximum.
- POUR: coefficient déterminant l'évaporation réelle de la neige.
- PER: coefficient de transfert de R vers SAP.
- SAPMAX: quantité maximum d'eau (pouces) pouvant être emmagasinée dans la réserve de base SAP.
- CIMAX: coefficient utilisé pour déterminer la capacité maximum d'infiltration.
- CGEL: coefficient utilisé pour tenir compte de l'eau gelée dans le sol lors du calcul de la capacité d'infiltration.
- TB: température de base pour la fonte ( $T^\circ$  maximum de la journée).
- FAETP: coefficient utilisé pour déterminer l'évapotranspiration réelle et / ou la condensation.

- TBN: température minimum journalière de référence utilisée pour accélérer ou freiner la fonte (associée à TB ).
- TACAL: température de référence pour calculer l'apport thermique de la pluie pour la fonte.

ii) *principe de la calibration*

Connaissant la superficie des bassins versants, on utilise les données hydrométriques quotidiennes, de même que les valeurs journalières de précipitation et de température pour calibrer le modèle à chacun des bassins versants. La fonction objectif à minimiser de façon à calibrer adéquatement le modèle prend la forme suivante:

$$\text{Minimiser} \quad \sum_N (APr^i - APc^i)^2 \quad (3.20)$$

où:

- N            nombre de jours considérés  
 $APr^i$       apport naturel journalier réel pour le  $i$ ème jour  
 $APc^i$ :     apport naturel journalier estimé par le modèle pour le  $i$ ème jour.

1- première étape de la calibration

La première étape de la calibration consiste à déterminer les valeurs minimum et maximum que peut prendre chacun des paramètres de la calibration. Ces valeurs sont choisies selon des considérations physiques reliées aux conditions d'écoulement à l'échelle du bassin versant, généralement semblables pour des bassins versants voisins.

## 2- deuxième étape de la calibration

La seconde étape de la calibration permet de raffiner notre estimation des valeurs que prendront les paramètres. Cette calibration automatique repose sur une méthode de gradient, dont une succincte description apparaît ci-dessous:

- a.- On fixe pour chaque paramètre une valeur initiale contenue à l'intérieur des limites fixées en 1.
- b.- On impose un incrément  $\Delta$  pour chaque paramètre.
- c.- On calcule pour une première fois la fonction objectif avec la valeur initiale du paramètre pour une période de temps donnée.
- d.- On détermine, pour chaque paramètre, une direction de variation (pour augmenter ou réduire la valeur initiale du paramètre).
- e.- On calcule la fonction objectif pour toutes les valeurs des paramètres avec un incrément de  $\pm \Delta$ .
- f.- Pour chaque variation de chaque paramètre, le résultat de la fonction objectif est comparé à sa valeur initiale et on calcule le niveau d'amélioration associé au changement de valeur des paramètres.
- g.- Les valeurs des paramètres sont modifiées en fonction des améliorations calculées en "f".
- h.- Le processus " e - f - g " est répété n fois (n variant généralement de 1 à 5), jusqu'à ce que le calcul de la fonction objectif permette de déterminer la valeur optimale de chaque paramètre.
- i.- On précise les critères de comparaison de la fonction objectif en réduisant la valeur de  $\Delta$  et en ne retenant que les améliorations significatives de la fonction objectif.
- j.- Le processus " e - f " est repris m fois (m variant généralement de 1 à 9), à partir de la valeur du paramètre prédéterminé en " g ".

Durant la procédure décrite ci-dessus (" a - j "), plusieurs tests sont appliqués de façon à prévenir les calculs inutiles engendrés par des améliorations non significatives, ce qui a pour effet d'éliminer certaines étapes et de réduire sensiblement le temps de calcul des paramètres. De plus, pour chaque variation de paramètre, on vérifie si on a atteint les limites minimum ou maximum fixées, et le cas échéant, on poursuit les calculs en changeant le signe de  $\Delta$ . Si toutefois deux changements de direction sont rencontrés lors de la calibration d'un paramètre, on réduit la valeur de  $\Delta$  pour chercher la valeur optimale du paramètre située entre les valeurs où furent exercés les deux changements de direction. Bien que cette méthode soit très efficace, il est possible qu'elle mène à des valeurs minimales locales de la fonction objectif. Il importe donc de fixer judicieusement au départ le champ de variation des paramètres ainsi que la direction des variations initiales.

### **3.3.4      considérations supplémentaires**

Afin d'optimiser la procédure de calibration et de limiter les risques d'atteindre des valeurs minimales locales de la fonction objectif, on doit considérer les éléments suivants :

- sensibilité des paramètres
- séquence de calibration des paramètres
- valeurs initiales des paramètres
- valeurs initiales de l'incrément  $\Delta$

i) *sensibilité de certains paramètres du modèle*

Tous les paramètres ne sont pas aussi importants à l'intérieur du modèle. On peut les classer de la manière suivante selon leur influence sur les différentes composantes du modèle ;

- fonte: TB, TBN, TACAL, FKM, FKYN, CC
- volume: FAETP, POUR
- réserves: RMAX, RMIN, SAPMAX, PER, Y
- écoulement: ALP, D, X,  $\alpha$ ,  $\beta$ , CGEL, CIMAX.

Certains paramètres (deux premiers groupes) s'avèrent déterminants quant à l'estimation du volume d'écoulement, au début de la fonte et aux caractéristiques de la crue (pointe et durée), alors que d'autres (troisième et quatrième groupe) servent à moduler certaines impulsions induites par la précipitation ou la fonte et dépendent beaucoup des paramètres du premier groupe.

Parmi les paramètres les plus sensibles, on compte ceux qui sont reliés à la pointe et au volume de la crue printanière (fonte de neige) qui dépendent fortement de l'effet combiné de la neige au sol, de la température et de la précipitation. Viennent ensuite les paramètres associés à l'état de la réserve d'eau dans le sol et aux échanges d'eau dans les couches supérieures du sol. Finalement, les paramètres servant à moduler les différentes composantes des hydrogrammes et du ruissellement en général comptent parmi les moins sensibles.

ii) *séquence de calibration des paramètres*

Puisque les valeurs des paramètres sont souvent dépendantes, il est nécessaire de commencer la calibration par les paramètres les moins dépendants. En pratique, chacun des paramètres ne peut être considéré comme étant indépendant, même si la technique de calibration fait en sorte que l'on évite la dépendance purement mathématique, il n'en demeure pas moins qu'il persiste une certaine forme de dépendance inhérente aux processus physiques à l'origine des écoulements. Bien que l'effet sur l'estimation finale du débit soit peu important, on sait que l'ordre de calibration conduit à des valeurs significativement différentes des paramètres.

iii) *valeurs initiales des paramètres*

Afin d'éviter l'effet généralement non souhaité de la dépendance des paramètres sur leurs valeurs calibrées, on tente de fixer la valeur initiale ainsi que les bornes des paramètres assez près des valeurs anticipées, sans pour autant fixer cette valeur trop près des valeurs limites de façon à ne pas arrêter trop rapidement notre choix , en atteignant prématurément les limites prédéterminées. Pour éviter ces problèmes, on procède à la calibration selon l'approche suivante: on effectue une première calibration sur une période de quelques années, une année à la fois, en prenant comme valeurs initiales des paramètres la médiane entre les valeurs limites maximum et minimum. Les valeurs optimales alors calculées serviront d'indicateur des valeurs limites des paramètres pour la période complète de validation, soient cinq (5) ans.

iv) *valeurs initiales de l'incrément  $\Delta$*

La valeur initiale de  $\Delta$  s'avère également importante dans le processus de calibration est tout de même importante. Une valeur trop grande de  $\Delta$

conduira à une solution imprécise où la valeur choisie du paramètre ne sera pas optimale, alors qu'une valeur trop petite de  $\Delta$  augmentera le temps de résolution ainsi que les risques d'atteindre des valeurs optimales locales des paramètres. Par expérience, on suggère que la valeur initiale de  $\Delta$  représente environ  $1/20$  de l'amplitude de la plage de valeurs des paramètres comprise entre la valeur minimum et la valeur maximum ( $\Delta = [\text{max.} - \text{min.}] / 20$ ).

### 3.4 choix d'une distribution statistique

On a présenté à la section 1.1.2, les différentes étapes conduisant à l'analyse de fréquence des échantillons de débits maximums annuels en portant une attention particulière aux contraintes implicites à l'application de ce type d'analyse. On s'attarde ici davantage aux critères de choix d'une loi de probabilité. En hydrologie, on considère généralement les lois à 2 ou 3 paramètres telles les distributions de Gumbel, Weibull, Gamma, Pearson type 3, log Pearson type 3, log normale et GEV pour représenter les échantillons de débits maximums annuels. On peut estimer les paramètres de ces distributions ajustées à des échantillons de données par les méthodes des moindres carrés, des moments, des moments généralisés, du maximum de vraisemblance, du maximum d'entropie etc. Pour des périodes de retour voisines ou inférieures à la taille de l'échantillon, les résultats de l'estimation de  $X_T$  sont généralement voisines quelle que soit la distribution statistique et sa méthode d'ajustement. C'est pour les grandes périodes de retour que l'estimation de  $X_T$  peut s'avérer très différente d'une méthode d'ajustement ou d'une distribution statistique à l'autre. Il est donc nécessaire de procéder à un choix judicieux de la distribution statistique et de la méthode d'ajustement (CIGB, 1992).

Parmi les tests d'adéquation d'une loi statistique à un échantillon de données, en l'occurrence aux débits maximums annuels, on considère

généralement les tests du chi-carré et de Komogorov-Smirnoff (Lilliefors, 1967). L'application de ces tests permet d'accepter ou de rejeter l'hypothèse d'une distribution statistique donnée, pour représenter un échantillon de débits maximums annuels à un certain niveau de signification préalablement fixé. Ces tests ne sont généralement pas très puissants, de sorte que plusieurs lois sont susceptibles d'être acceptées pour un même échantillon de débits maximums annuels. De plus, pour les tests du chi-carré et de Kolmogorov-Smirnoff, on doit supposer rigoureusement que la distribution théorique est connue a priori (c'est-à-dire que les paramètres ne sont pas estimés à partir de l'échantillon), ce qui n'est jamais le cas en hydrologie. On doit donc, en pratique, modifier le nombre de degrés de liberté pour le test du chi-carré et adapter le test de Kolmogorov-Smirnoff pour certaines lois.

Suite à l'application de ces tests, on doit souvent choisir parmi les lois jugées adéquates grâce à l'examen d'un graphique de la probabilité au dépassement (en abscisse) en fonction des valeurs de débits (en ordonnée) sur lequel on reporte les valeurs de l'échantillon (en fonction de leur probabilité empirique) ainsi que les courbes théoriques des différentes distributions à évaluer. Ce graphique permet d'apprécier les qualités descriptives (courbes théoriques dans la gamme des observations de l'échantillon) et prédictives (extrapolation aux faibles probabilités au dépassement) de chacune des lois statistiques. En pratique, on s'en remet souvent aux connaissances d'un hydrologue expérimenté pour sélectionner la distribution statistique ayant les meilleures aptitudes descriptives ou prédictives, selon l'utilisation que l'on compte faire de l'analyse de fréquence.

On a vu dans le détail chacune des étapes devant conduire à l'estimation régionale des caractéristiques de crue selon la nouvelle méthode proposée (HYBRIIDS). Au chapitre suivant, on applique cette procédure pour estimer les pointes de crue annuelles pour différentes probabilités de dépassement.

## CHAPITRE 4

### APPLICATION DE LA MÉTHODE HYBRIIDS

Au quatrième chapitre, on décrit dans un premier temps l'aptitude générale du modèle déterministe HSAMI à estimer les pointes de crue annuelles. On présente ensuite le groupe de stations témoins retenues pour l'application de la procédure de régionalisation HYBRIIDS, ainsi que le détail de l'application de la méthode aux sites témoins, soit la calibration du modèle HSAMI et l'ajustement d'une distribution statistique aux séries de débits maximums annuels.

#### **4.1 aptitude générale du modèle HSAMI pour la simulation des débits journaliers maximums annuels**

Comme on l'a indiqué au chapitre 3 ,le modèle HSAMI est utilisé quotidiennement pour prévoir les apports naturels des bassins versants gérés par Hydro-Québec. Ces prévisions s'avèrent être un outil de gestion essentiel lorsqu'il s'agit d'optimiser les ressources hydrauliques disponibles pour générer de l'hydroélectricité.

En ce qui concerne l'approche HYBRIIDS, on souhaite que le modèle soit en mesure de simuler de façon adéquate les séries de débits maximums annuels journaliers aux sites non jaugés pour lesquels on cherche à connaître  $X_T$  , alors que les autres composantes de l'hydrogramme s'avèrent moins importantes dans ce contexte.

On a donc évalué de façon générale les performances du modèle HSAMI en ce qui concerne l'estimation des débits maximums annuels journaliers pour tous les sites gérés par Hydro-Québec, dont le contour schématisé apparaît à la figure 4.1.

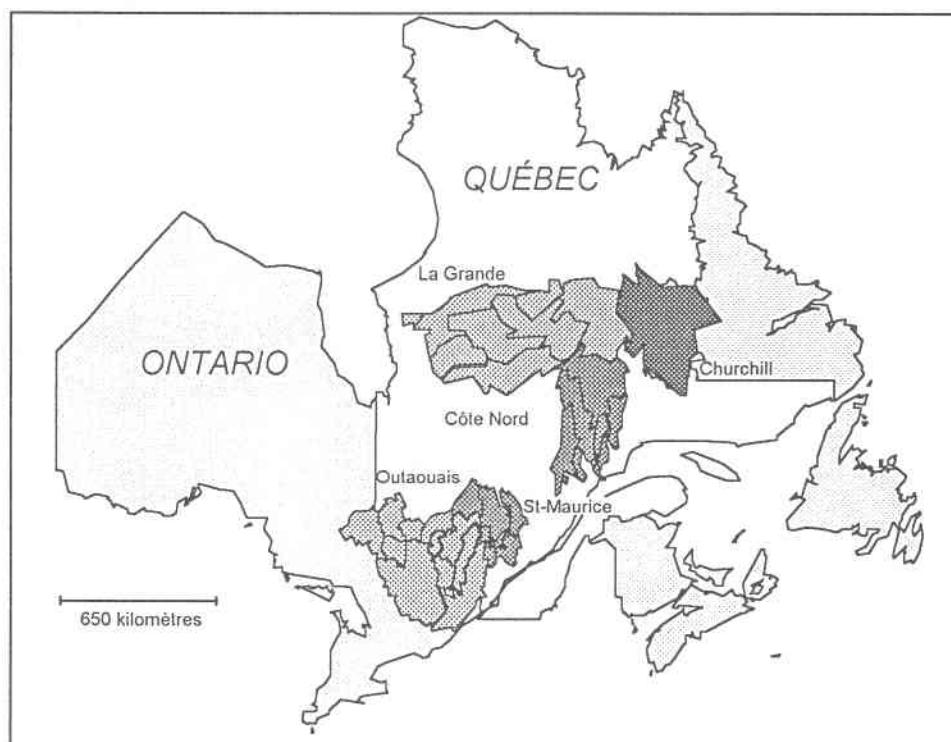


Figure 4.1 Contours schématisés des bassins versants gérés par Hydro-Québec

On a reporté à la figure 4.2 les débits maximums annuels observés de 84 bassins versants, pour la plupart jaugés pendant la période 1950 - 1992 (en ordonnée), en fonction des débits simulés par le modèle HSAMI pour toutes ces années et chacun des 84 bassins (en abscisse).

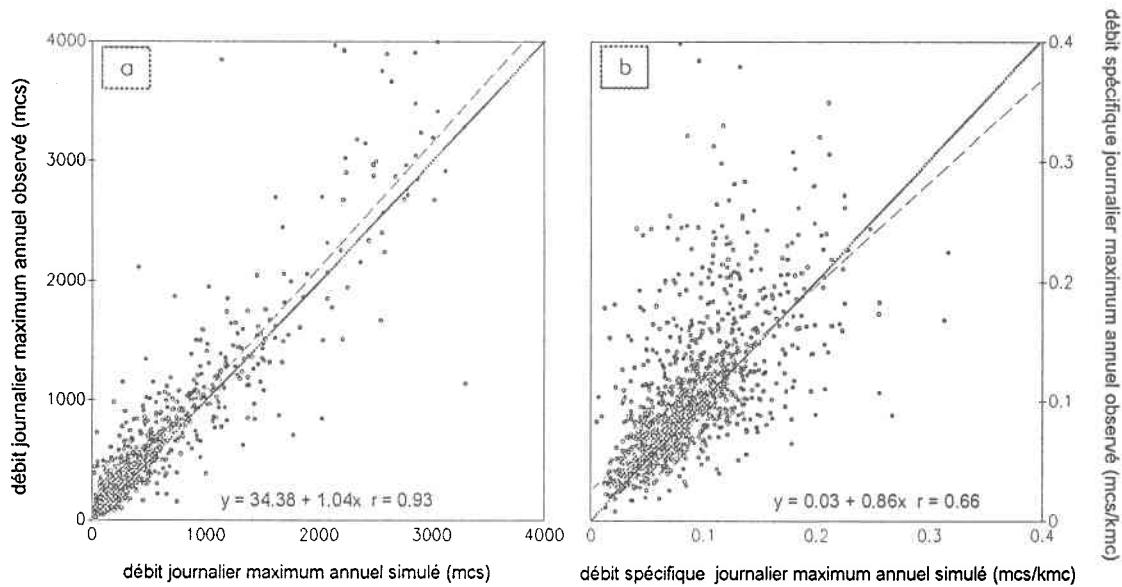


Figure 4.2 a) débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés b) débits spécifiques journaliers maximums annuels observés en fonction des débits spécifiques simulés

Puisqu'en 4.2a, le nuage de points est relativement bien aligné sur la droite oblique transversale, ce qui se traduit par un facteur voisin de 1,0 dans l'équation de régression et un coefficient de corrélation très élevé ( $r=0,93$ ), on retient que le modèle HSAMI reproduit adéquatement dans l'ensemble les valeurs de pointes annuelles. Cependant, puisque l'on considère simultanément plusieurs bassins versants de tailles différentes, il est préférable de présenter un diagramme de dispersion qui soit indépendant du facteur de taille. C'est pourquoi on a reporté à la figure 4.2b, les débits spécifiques journaliers maximums annuels simulés et observés (débit divisé par la superficie de drainage du bassin versant.). Dans ce cas, on remarque une plus grande dispersion autour de la droite de régression (trait pointillé) dont la pente est inférieure à la droite de simulation parfaite (segment plein), la simulation étant considérée comme moins réussie selon ces critères. On doit cependant indiquer que parmi les 84 bassins versants sélectionnés,

certains sont fortement contrôlés, et que dans une perspective d'analyse régionale, il serait sans doute pertinent d'en vérifier les performances sur quelques rivières naturelles. On a donc extrait des données présentées à la figure 4.2 quatre rivières naturelles pour lesquelles les débits ne sont pas régularisés et reporté à la figure 4.3 les débits maximums annuels observés en fonction des débits simulés par le modèle HSAMI. En isolant chacune des rivières, on peut davantage apprécier l'intensité de la relation entre ces deux variables, ce qui confirme l'aptitude du modèle HSAMI à reconstituer adéquatement les débits maximums annuels de rivières naturelles. Cette propriété du modèle déterministe sera mise à profit lors de l'application de l'estimation régionale de  $X_T$  effectuée selon l'approche HYBRIIDS.

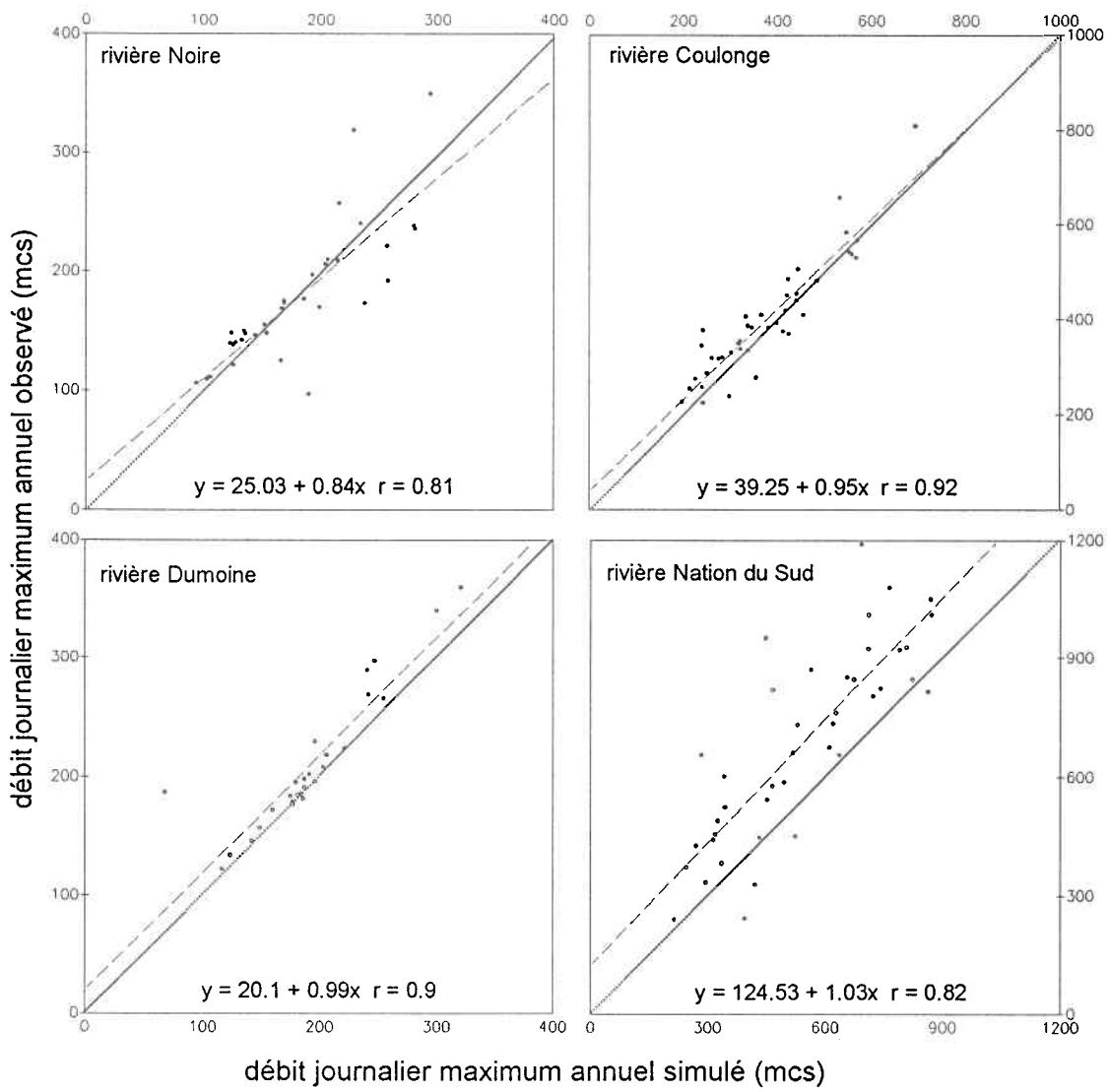


Figure 4.3 Débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés pour les rivières Noire, Coulonge, Dumoine et Nation du Sud

## 4.2 plan d'expérience et description des sites témoins

Sachant que le modèle HSAMI reconstitue adéquatement les pointes journalières de crues maximums annuelles pour certaines rivières naturelles, on doit vérifier si l'approche HYBRIIDS, appliquée intégralement, peut conduire à une bonne estimation de  $X_T$  à des sites non jaugés. Afin de vérifier cette hypothèse, on a sélectionné un groupe de sites témoins où les débits sont mesurés et où on connaît les variables météorologiques nécessaires pour appliquer le modèle déterministe de type pluie-débit HSAMI. À partir de cet ensemble de sites témoins, on considérera alternativement chacun d'eux comme étant le site non jaugé et pour lequel on souhaite estimer  $X_T$ . On simulera, à chacun de ces sites, les hydrogrammes des valeurs journalières de débits, en utilisant les paramètres du modèle calibré à un site voisin, pour extraire ensuite de ces hydrogrammes les valeurs maximales annuelles pour les soumettre à une analyse de fréquence qui permettra d'estimer  $X_T$ . Chacun de ces sites étant en réalité jaugé, il sera alors possible de mesurer les écarts entre ces valeurs simulées de  $X_T$  et celles estimées à partir de l'analyse de fréquence qui a porté sur la série de débits maximums annuels observés à ces sites.

Avant d'appliquer l'approche HYBRIIDS, on a procédé à la sélection d'un groupe de sites témoins. Ce groupe de stations se situe à la frontière du Canada et des États-Unis dans le grand bassin versant du lac St-François. La figure 4.4 présente le contour des bassins versants retenus.

Le bassin versant du lac St-François se situe approximativement entre les longitudes 74°00' et 76°30' et les latitudes 45°30' et 43°40' où 9 rivières majeures alimentent le bassin versant de 17982 km<sup>2</sup>. Alors que quelques-unes de ces rivières s'écoulent dans la vallée du St.-Laurent, où la topographie est relativement régulière, la majorité d'entre elles prennent leur source au sud, au sommet des Adirondack, où le relief est passablement accidenté et le climat rigoureux. Les précipitations moyennes annuelles

varient de 800 mm pour les stations du nord (dans la vallée) à 1400 mm pour les stations du sud (dans les montagnes). La précipitation est généralement uniformément distribuée sur toute l'année et déposée sous forme de neige de novembre à mars, période où les températures sont généralement voisines ou sous le point de congélation de 0° C.

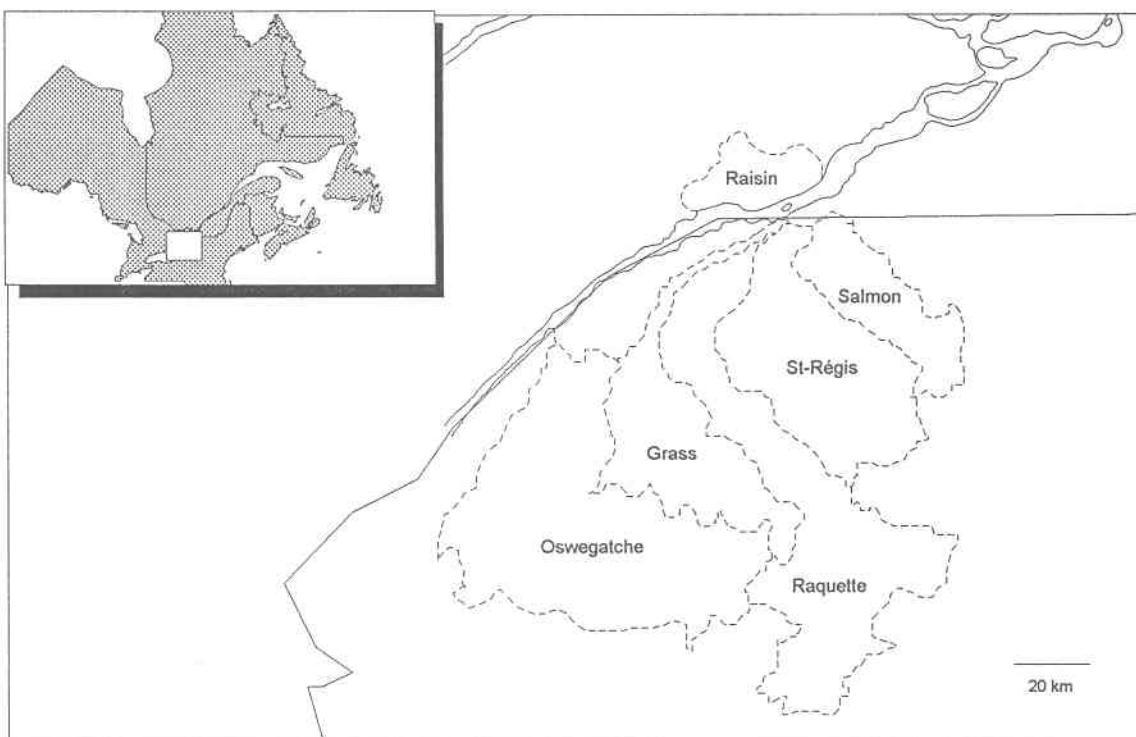


Figure 4.4 Localisation et contours des bassins versants de sites témoins

Le débit maximum annuel survient généralement à la fin de mars ou au début d'avril et cette pointe est associée à l'effet combiné de la fonte de la neige, du réchauffement de la température de l'air et d'événements pluvieux souvent importants. Le bassin versant de la rivière Raquette, contrairement aux 4 autres rivières, est fortement régularisé par une série de lacs tout le long du cours d'eau principal.

Le tableau 4.1 présente les caractéristiques générales des 5 stations hydrométriques considérées.

	St-Régis	Raisin	Grass	Raquette	Salmon
<b>Identification de la station</b>					
numéro	04269000	02CM001	04265000	04268000	04270000
nom de référence	Brasher center	Black river	Pyrites	Raymondville	Chasm Falls
<b>localisation de la station</b>					
latitude	44°51'49"	45°09'19"	44°31'28"	44°50'20"	44°45'22"
longitude	74°46'45"	74°38'18"	75°11'48"	74°58'45"	74°13'09"
<b>superficie de drainage (km<sup>2</sup>)</b>					
bassin versant total	2422	555	1723	3232	1056
en amont de la station hydrométrique	1600	528	868	2930	342
<b>observations hydrométriques</b>					
période	1950-1980	1961-1983	1925-1968	1944-1980	1926-1980
nombre d'années	31	23	44	37	55
débit journalier annuel moyen (m <sup>3</sup> /s)	29	6	16	58	6
écoulement total annuel moyen (mm)	572	359	582	625	554
précipitation totale annuelle moyenne (mm)	1061	941	1117	1107	1157
pointe de crue annuelle moyenne (m <sup>3</sup> /s)	175	80	117	181	39
date moyenne de la pointe de crue	06/04	28/03	04/04	04/10	04/12
<b>débits X<sub>T</sub> (m<sup>3</sup>/s)</b>					
1/10	255	116	156	262	53
1/50	324	152	202	336	68
1/100	353	166	222	367	75
1/1000	449	216	286	469	96

Tableau 4.1 Caractéristiques générales des 5 stations hydrométriques à l'étude

### 4.3 calibration du modèle HSAMI aux sites témoins

La première étape de la procédure HYBRIIDS proprement dite consiste à calibrer le modèle HSAMI à un site jaugé voisin du site cible, où l'on suppose que l'on ne dispose pas d'information hydrologique et pour lequel on souhaite pourtant estimer  $X_T$ . On a donc calibré le modèle HSAMI selon la procédure décrite au chapitre 3 pour les rivières St-Régis et Raisin de 1970 à 1974 inclusivement (5 ans), et simulé les débits journaliers à ces sites pour les autres années d'enregistrement. Les cinq années sur lesquelles reposent la calibration du modèle sont représentatives de l'ensemble des années de disponibilité d'information hydrométrique. Par expérience on a démontré que cinq années suffisent à estimer de façon adéquate les paramètres du modèle HSAMI, néanmoins, on reconnaît le fait que le choix de ces années de référence a une incidence sur les valeurs estimées des paramètres du modèle déterministe. Il n'a pas été possible de simuler les débits journaliers avant 1951 en raison de l'inexistence des données météorologiques nécessaires à l'application du modèle pluie-débit pour cette période. Quant aux rivières Grass, Raquette et Salmon, les paramètres issus de la calibration du modèle sur la rivière St-Régis ont été utilisés pour simuler les hydrogrammes annuels, ces derniers sites étant dans un environnement hydrométéorologique qui s'apparente davantage à celui de la rivière St-Régis. Le tableau 4.2 indique les références de calibration et de simulation de chaque rivière.

	St-Régis	Raisin	Grass	Raquette	Salmon
<i>période de calibration</i>	1970-1974	1970-1974	1970-1974	1970-1974	1970-1974
<i>rivière de référence</i>	St-Régis	Raisin	St-Régis	St-Régis	St-Régis
<i>période de simulation</i>	1951-1969 1975-1980	1961-1969 1975-1980	1951-1968	1951-1980	1951-1980

Tableau 4.2 Références de calibration et de simulation de chaque rivière

Le tableau 4.3 indique les valeurs des paramètres extraits de la calibration aux rivières St-Régis et Raisin.

paramètre	St-Régis	Raisin
TB	35	34,8
FKM	0,035	0,0425
TBN	31,0	30,5
FKYN	0,021	0,028
CC	1,9	2,035
TACAL	30	32
FAETP	2,13	2,2
RMAX	8	3,2
RMIN	0,5	1,8
SAPMAX	6	6,75
PER	0,025	0,0208
Y	0,005	0,007
CGEL	0,885	0,5
CIMAX	5,6	8
ALP	0,092	0,884
D	0,472	0,3
X	0,55	0,8
$\alpha$	2,3	1,88
$\beta$	0,6	0,4
POUR	0,15	0,525

Tableau 4.3 Valeurs des paramètres du modèle HSAMI pour les bassins versants calibrés

Comme on le verra dans la section suivante, les paramètres obtenus de la calibration aux rivières St-Régis et Raisin s'avèrent adéquats en ce qui a trait, non seulement à la simulation des débits journaliers à ces sites, mais également pour les rivières voisines considérées.

#### 4.4 évaluation de la simulation

On a ensuite procédé à l'évaluation des performances du modèle HSAMI. En plus des statistiques de base (moyenne et écart-type des débits observés et simulés), cette évaluation de la simulation repose sur les cinq critères suivants :

- le coefficient de Nash,
- la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes,
- le coefficient du modèle naïf,
- le coefficient de pointe,
- le coefficient de volume.

Une description détaillée de l'interprétation de ces coefficients a été faite par Fortin et al. (1971).

Nash (1969) a proposé, pour mesurer l'adéquation d'un modèle de simulation, un indice adimensionnel  $C_N$  défini par :

$$C_N = 1 - \frac{\sum_{j=1}^N (Q_{Oj} - Q_{Sj})^2}{\sum_{j=1}^N (Q_{Oj} - \bar{Q}_O)^2} \quad (4.1)$$

où:

- $N$  nombre de jours
- $Q_{Oj}$  débit observé au jour  $j$
- $Q_{Sj}$  débit simulé au jour  $j$
- $\bar{Q}_O$  débit journalier annuel moyen observé

Le coefficient de Nash varie entre 1 et  $-\infty$  et, suivant ce critère, on considère que la simulation est bonne lorsque  $C_N$  tend vers 1. Il appert que le coefficient de Nash est très sensible au synchronisme des pointes de crues observées et simulées. La simulation annuelle peut être très bonne ainsi que la valeur de la pointe de l'hydrogramme, mais si celle-ci est légèrement décalée, le coefficient de Nash sera fortement réduit.

La racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) est également un bon indicateur des performances d'un modèle de simulation (WMO, 1992). On définit cet indice de la façon suivante :

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (Q_{sj+1} - Q_{oj+1})^2 \right]^{1/2} \quad (4.2)$$

On a également ajouté au tableau 4.4 sous la valeur du coefficient RMSE le rapport standardisé de cet indice avec la valeur de la pointe annuelle moyenne de façon à le rendre adimensionnel, ce qui facilite la comparaison des valeurs entre rivières.

Quant à lui, le coefficient du modèle naïf, compare la valeur simulée à la valeur observée la journée précédente. Il est défini comme suit :

$$C_F = \frac{\sum_{j=1}^N (Q_{sj+1} - Q_{oj+1})}{\sum_{j=1}^N (Q_{oj} - Q_{oj+1})} \quad (4.3)$$

Alors que les coefficients de  $C_N$  et RMSE et  $C_F$  indiquent la proximité des valeurs journalières simulées et observées pour toute l'année, le coefficient de pointe  $C_P$  permet d'évaluer la capacité du modèle pour estimer les pointes de crue:

$$C_p = \frac{\left[ \sum_{j=1}^N (Q_{oj} - Q_{sj})^2 Q_{oj}^{-2} \right]^{1/4}}{\left[ \sum_{j=1}^N (Q_{oj})^2 \right]^{1/2}} \quad (4.4)$$

Selon le coefficient de pointe  $C_p$ , un modèle adéquatement calibré en terme de pointe de crue, donnera des valeurs de  $C_p$  voisines de 0, de la même façon que le coefficient de volume  $C_u$  (WMO, 1986) qui compare les volumes annuels simulés et observés;

$$C_u = \frac{\sum_j^N Q_{oj} - Q_{sj}}{Q \cdot N} \quad (4.5)$$

où  $Q_{max}$  est le débit journalier maximum annuel. Les valeurs calculées de ces coefficients apparaissent au tableau 4.4 pour la période de calibration et la période complète de simulation.

DÉBIT JOURNALIER ANNUEL MOYEN (m <sup>3</sup> /s)	ÉCART-TYPE DES DÉBITS JOURNALIERS	DATE DE LA POINTE	COEFFICIENTS					
			RMSE	C <sub>N</sub>	C <sub>F</sub>	C <sub>P</sub>	C <sub>II</sub>	
<b>PÉRIODE DE CALIBRATION</b>								
<i>RIVIÈRE ST-RÉGIS</i>								
OBSERVÉ	34,2	32,9	06/04	19,9 (11%)	0,69	-8,27	0,15	0,01
SIMULÉ	31,3	32,6	06/04					
<i>RIVIÈRE RAISIN</i>								
OBSERVÉ	6,6	11,7	06/04	6,4 (8%)	0,72	-4,61	0,18	0,01
SIMULÉ	6,5	12,8	02/04					
<b>PÉRIODE DE SIMULATION</b>								
<i>RIVIÈRE ST-RÉGIS</i>								
OBSERVÉ	29,1	29,1	05/04	17,2 (10%)	0,57	-10,98	0,10	0,01
SIMULÉ	27,1	24,9	03/04					
<i>RIVIÈRE RAISIN</i>								
OBSERVÉ	5,5	11,3	07/04	6,1 (8%)	0,64	-4,83	0,15	0,01
SIMULÉ	5,6	10,0	01/04					
<i>RIVIÈRE GRASS</i>								
OBSERVÉ	16,1	16,8	04/04	11,5 (10%)	0,42	-11,20	0,14	0,01
SIMULÉ	17,3	15,1	05/04					
<i>RIVIÈRE RAQUETTE</i>								
OBSERVÉ	57,7	52,8	10/04	39,1 (28%)	0,44	-11,49	0,24	0,01
SIMULÉ	55,7	52,8	08/04					
<i>RIVIÈRE SALMON</i>								
OBSERVÉ	6,4	5,4	12/04	3,6 (9%)	0,69	-5,76	0,10	0,01
SIMULÉ	6,9	6,2	17/04					

Tableau 4.4 Critères d'évaluation de la simulation des débits journaliers

En ce qui concerne les statistiques de base (débit journalier annuel moyen et écart type des débits journaliers), les valeurs observées et simulées peuvent être considérées comme très similaires. Quant à eux, les coefficients  $C_N$ , RMSE et  $C_F$  suggèrent une simulation adéquate, tandis que le coefficient de pointe indique une bonne réplique des valeurs maximums annuelles, alors que le coefficient de volume démontre une performance quasi parfaite du modèle.

En plus de l'examen de ces coefficients, on s'est attardés à l'examen graphique des valeurs maximales des débits observés et simulés. On a d'abord reporté graphiquement les valeurs de débits maximums annuels observés en fonction des valeurs simulées à la figure 4.5. Malgré la corrélation élevée qui existe entre les valeurs observées et simulées, il semble que le modèle HSAMI, ait tendance à sous-estimer les valeurs de pointes annuelles pour la majorité des années (sauf pour la rivière Raquette), tandis que les pointes des années hydrologiquement fortes sont souvent surestimées.

On a de plus vérifié la similitude entre les distributions des débits maximums annuels et débits maximums locaux (pointes saisonnières) de même que l'adéquation entre la précipitation et l'écoulement (en considérant toutes les composantes du bilan hydrique) sur une base mensuelle. Une valeur de débit journalière  $Q_j$  est considérée comme une pointe locale si elle est supérieure d'un pourcentage donné  $t$  à la moyenne des débits journaliers des  $n$  jours précédents et suivants cette valeur, soit :

$$t \cdot \left[ \sum_{j=-1}^{-n} Q_j \right] \leq Q_j \geq t \cdot \left[ \sum_{j=1}^n Q_j \right] \quad (4.6)$$

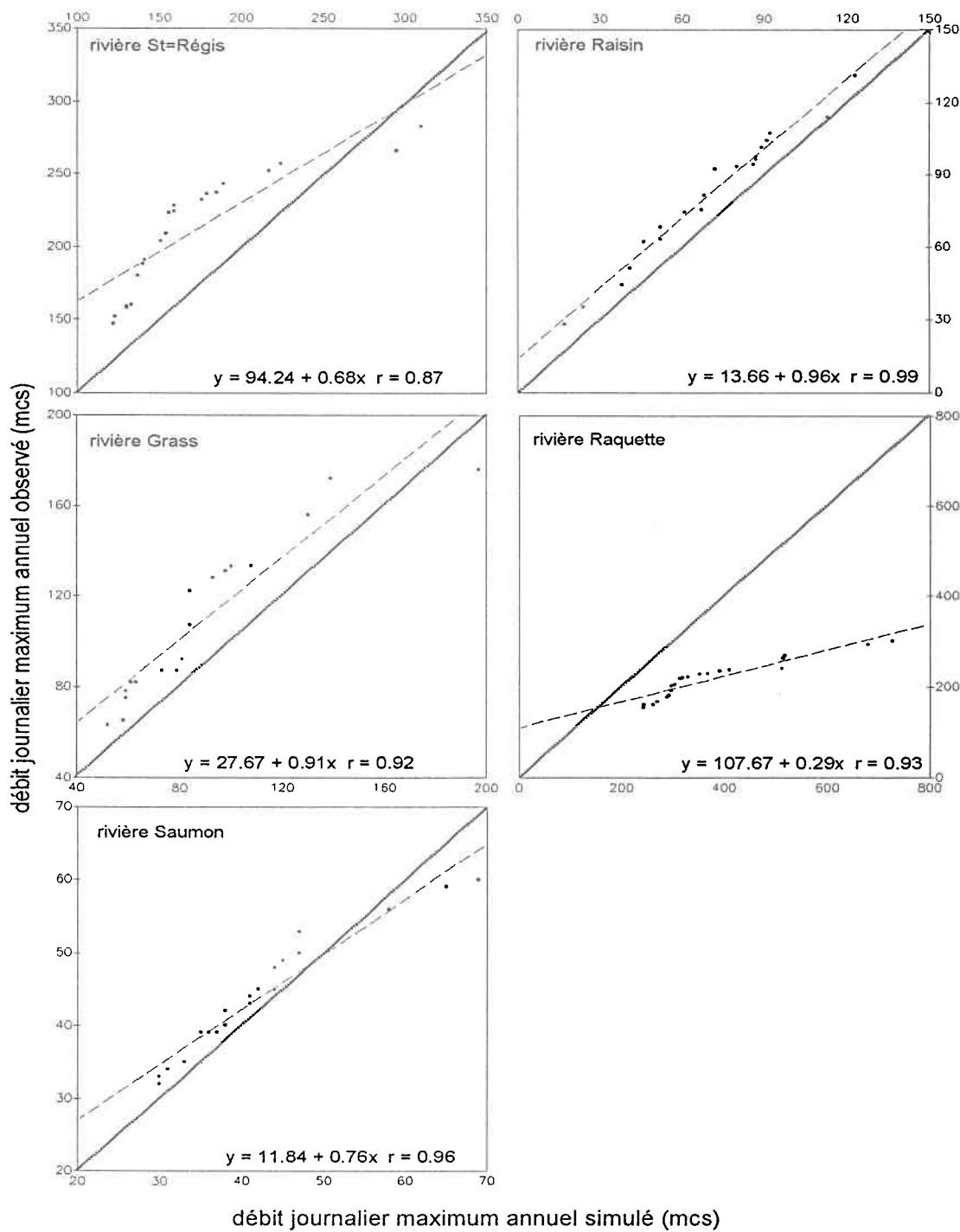


Figure 4.5 Débits journaliers maximums annuels observés en fonction des débits simulés pour les 5 rivières témoin

On peut apprécier la comparaison des distributions des débits maximums et maximums locaux de façon visuelle à partir des graphiques des figures 4.6a à 4.6e pour chacune des 5 rivières .

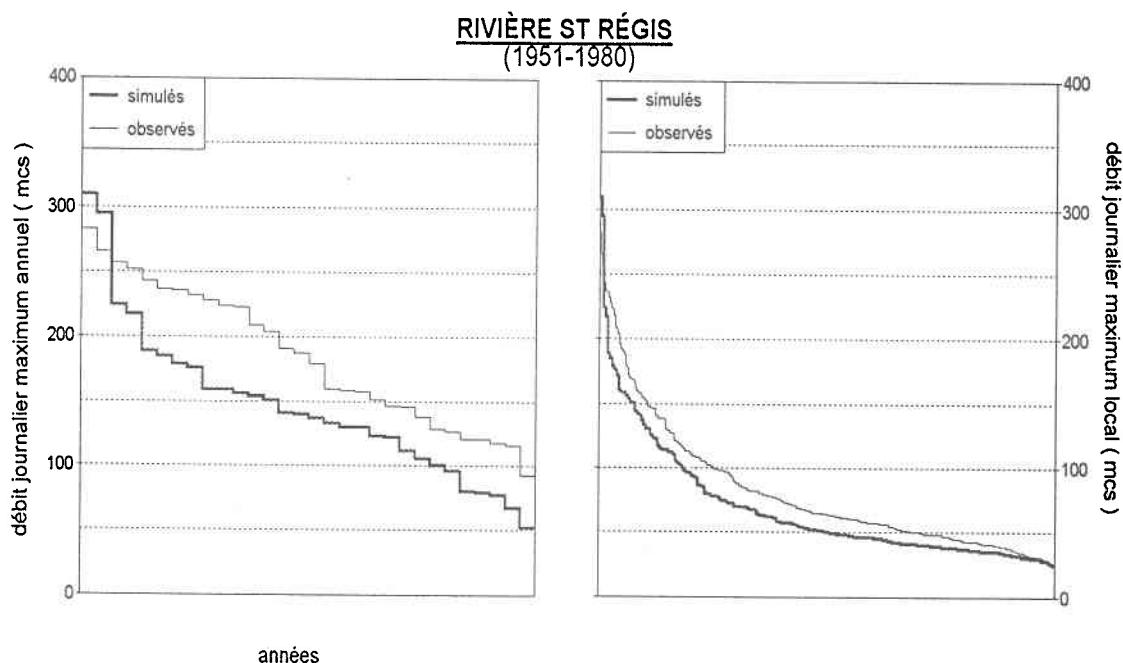


Figure 4.6a      Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière St-Régis

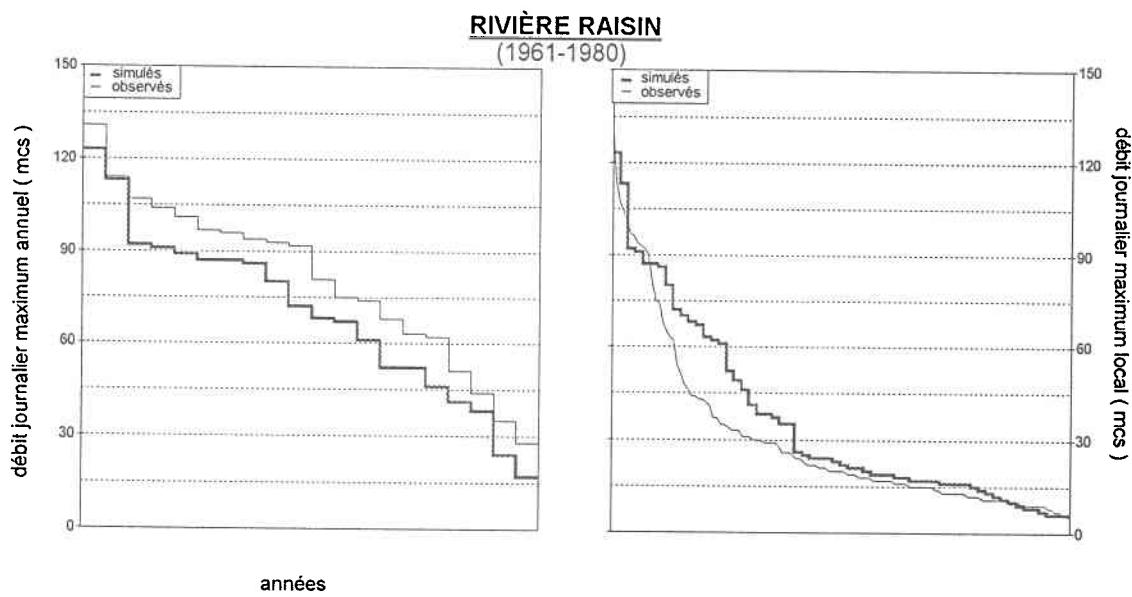


Figure 4.6b Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Raisin

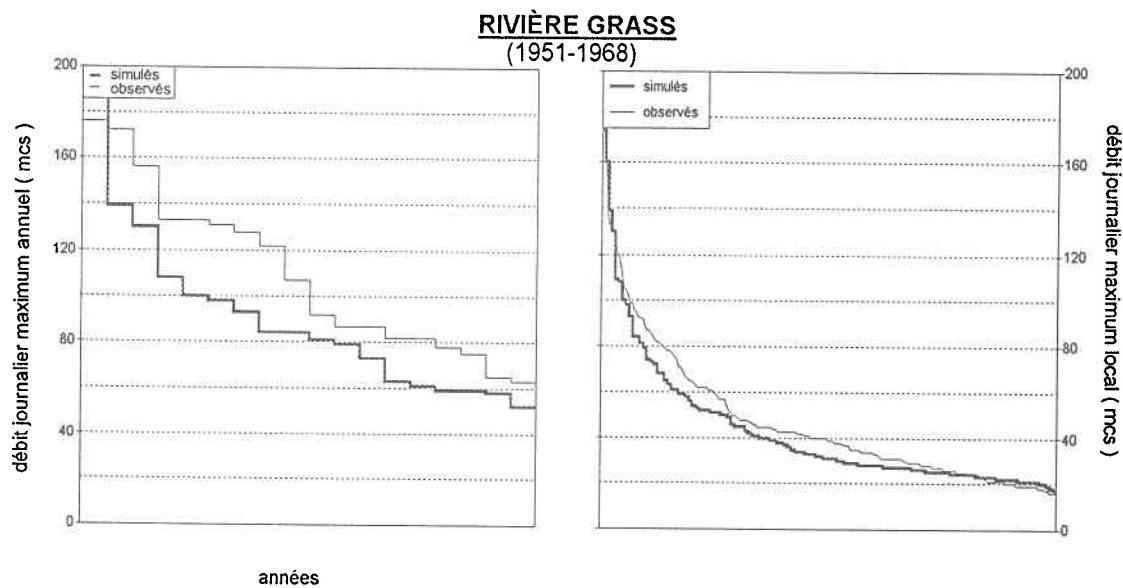


Figure 4.6c Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Grass

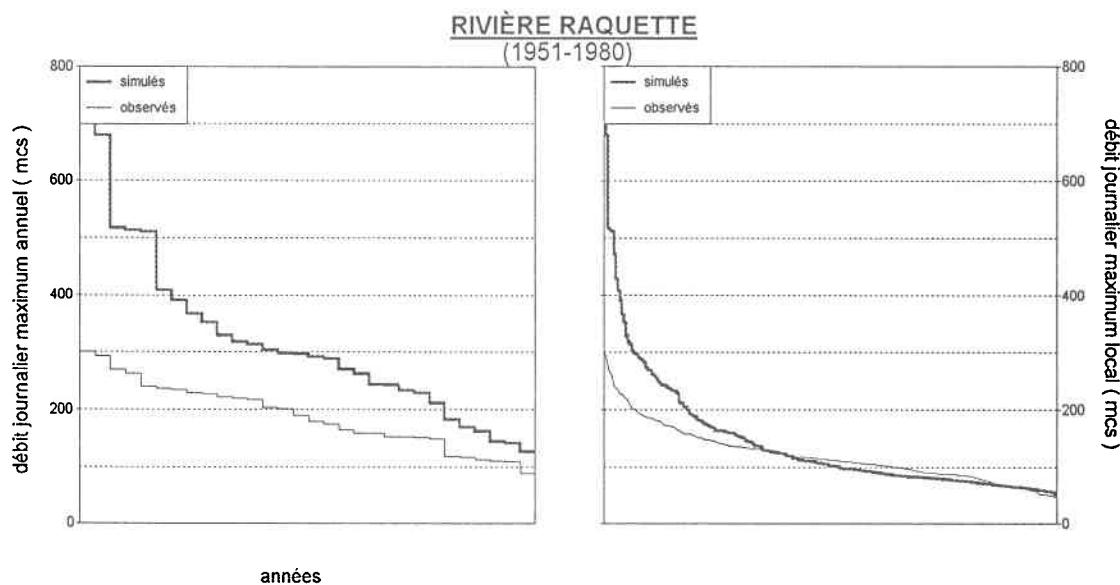


Figure 4.6d Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Raquette

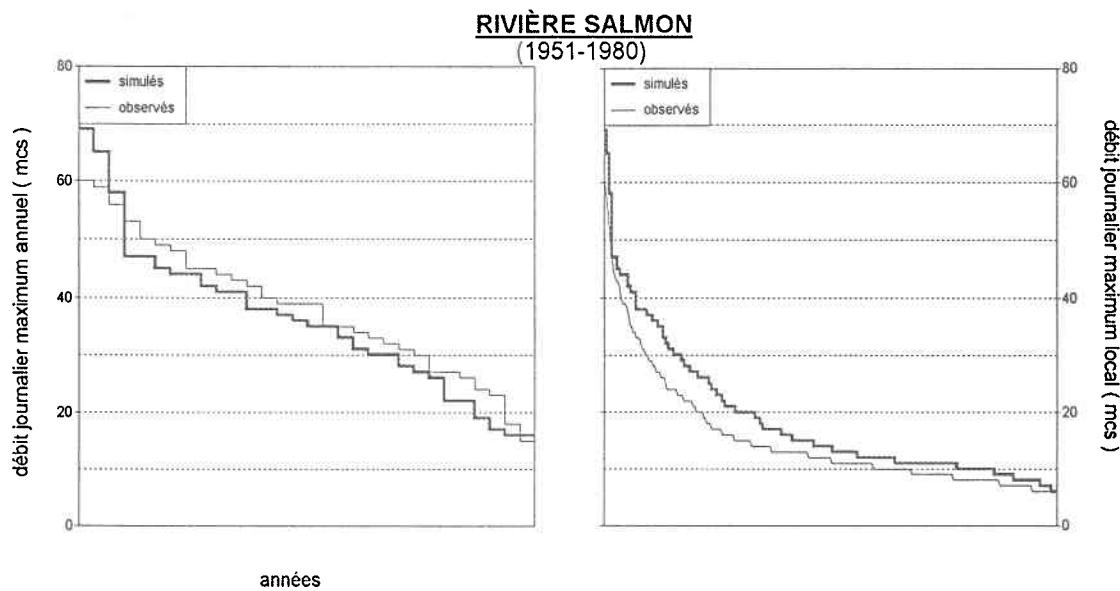


Figure 4.6e Distribution des débits maximums annuels et locaux simulés et observés pour la rivière Salmon

À l'exception de la rivière Raquette où les valeurs maximales annuelles simulées sont systématiquement plus élevées que les valeurs observées en raison de l'effet tampon qu'exercent des lacs situés le long du cours d'eau principal, les débits maximums annuels simulés par le modèle adoptent la même distribution que ceux observés, bien qu'ils soient généralement inférieurs à ceux-ci.

Enfin, on a reconstitué par bilan hydrique les apports mensuels simulés, de façon à s'assurer que la précipitation tombée sur un bassin versant s'y retrouve effectivement, que ce soit au niveau des écoulements, de l'évapotranspiration ou des différences d'emmagasinement dans l'une ou l'autre des deux réserves du sol. Ces résultats, présentés à l'annexe A, démontrent la cohérence du modèle HSAMI, à savoir que la précipitation donnée comme intrant au modèle se retrouve presque intégralement, que ce soit au niveau de l'emmagasinement, de l'évaporation ou de l'écoulement. Les hydrogrammes simulés pour la période de calibration et de simulation sont présentés à l'annexe B. Tel qu'indiqué auparavant par les coefficients du tableau 4.4, le volume annuel d'écoulement est conservé, tandis que l'adéquation journalière des débits simulés et observés est correcte, alors que les valeurs maximums annuelles reconstituées sont généralement inférieures.

Donc en résumé, les performances du modèle à la fois pour la période de calibration et pour toute la période de simulation peuvent être évaluées de façon qualitative et quantitative.

a) appréciation qualitative de la simulation selon :

- les hydrogrammes annuels (annexe B)
- les débits maximums annuels observés et simulés de la figure 4.5
- les distributions des maximums annuels et locaux (valeurs observées et simulées) présentées à la figures 4.6

b) appréciation quantitative de la simulation selon :

- reconstitution du bilan hydrique (annexe A)
- statistiques de base (tableau 4.4)
- coefficient de Nash (tableau 4.4)
- racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (tableau 4.4)
- coefficient du modèle naïf (tableau 4.4)
- coefficient de pointe (tableau 4.4)
- coefficient de volume (tableau 4.4)

L'appréciation qualitative et quantitative des résultats de la calibration permettent de dégager les considérations suivantes :

- 1- Pour la période de calibration (1970-1974), le modèle HSAMI reproduit relativement bien les débits observés (coefficient de Nash  $\approx 0.70$ ) pour les rivières St-Régis et Raisin.
- 2 - Les caractéristiques de crue des rivières St-Régis et Raisin (pointe et volume de crue) sont bien reconstituées pour la période de calibration (1970-1974).
- 3 - Pour la période de simulation, les débits des rivières St-Régis et Raisin sont adéquatement simulés (coefficient de Nash  $\approx 0.60$ ).
- 4- Le modèle calibré sur la rivière St-Régis semble bien voyager. En effet, les paramètres calibrés utilisés pour la simulation des débits des rivières Grass, Raquette et Salmon permettent de bien reconstituer les débits observés (le coefficient de Nash varie entre 0.42 et 0.69)

- 5- Les crues le la rivière Raquette sont surestimées et non synchrones par rapport aux valeurs observées. Ceci est sans doute attribuable à la capacité de rétention du bassin versant (plusieurs lacs le long de la rivière) que le modèle ne prend pas en compte en simulant des apports pour des conditions hydrologiques naturelles.
- 6- Les distributions des maximums journaliers et locaux simulés et observés sont similaires pour les rivières Raisin, St Régis, Grass et Salmon, les valeurs simulées étant toutefois légèrement inférieures aux valeurs observées (pour les maximums annuels).
- 7- Des différences importantes existent entre les distributions des débits maximums simulés et observés pour la rivière Raquette, celles-ci étant associées aux conditions hydrographiques particulières décrites en 5.
- 8- En ce qui concerne le bilan hydrique mensuel, sur une période de 15 ans (1961-1975), les écarts entre les intrants (précipitation) et les débits simulés au bassin versant de la rivière St-Régis et Raisin, sont toujours inférieurs à 2% pour chacun des mois, ce qui est très bien.

#### **4.5 ajustement de distributions statistiques aux séries de débits maximums annuels observés et simulés**

Considérant que de façon générale les débits sont adéquatement simulés par le modèle HSAMI, on a extrait les débits maximums annuels des séries observées et simulées afin de procéder à une analyse de fréquence. Cette analyse de fréquence a été réalisée à l'aide du logiciel AJUSTE (Bobée et Ashkar, 1991), qui permet l'ajustement de plusieurs distributions statistiques et méthodes d'ajustement et d'apprécier graphiquement la qualité des ajustements. Le choix de la distribution statistique la plus adéquate a reposé

sur l'ajustement de lois aux débits maximums annuels de la rivière St-Régis, puisqu'on suppose pour les fins de cette étude que les autres stations ne sont pas jaugées. La figure 4.7 présente une comparaison des ajustements de distributions statistiques aux débits maximums annuels observés de la rivière St-Régis. On retient que les 4 distributions représentées (Gumbel : méthode des moments, GEV : méthode des moments, Log Pearson type 3 : méthode des moments mixtes et Log Pearson type 3 : méthode des moments - WRC), s'ajustent relativement bien aux observations.

La figure 4.8 isole la distribution Gumbel (méthode des moments) qui a été retenue pour cette étude. Compte tenu du fait que l'on aura à comparer au cinquième chapitre les résultats de la procédure HYBRIIDS à ceux obtenus par la méthode de l'indice de crue dont les valeurs estimées de  $X_T$  reposent sur l'ajustement de la distribution Gumbel, on a également choisi la loi de Gumbel pour l'approche HYBRIIDS. Le choix de distributions différentes pour chacune des deux méthodes ne nous aurait pas permis d'imputer à l'approche HYBRIIDS l'amélioration de l'estimation de  $X_T$ , celle-ci aurait pu être associée à un choix plus judicieux de la loi de probabilité sélectionnée. L'utilisation de la distribution Gumbel pour les deux approches permet alors de répliquer intégralement la méthode de l'indice de crue et assure une juste comparaison de ces deux méthodes.

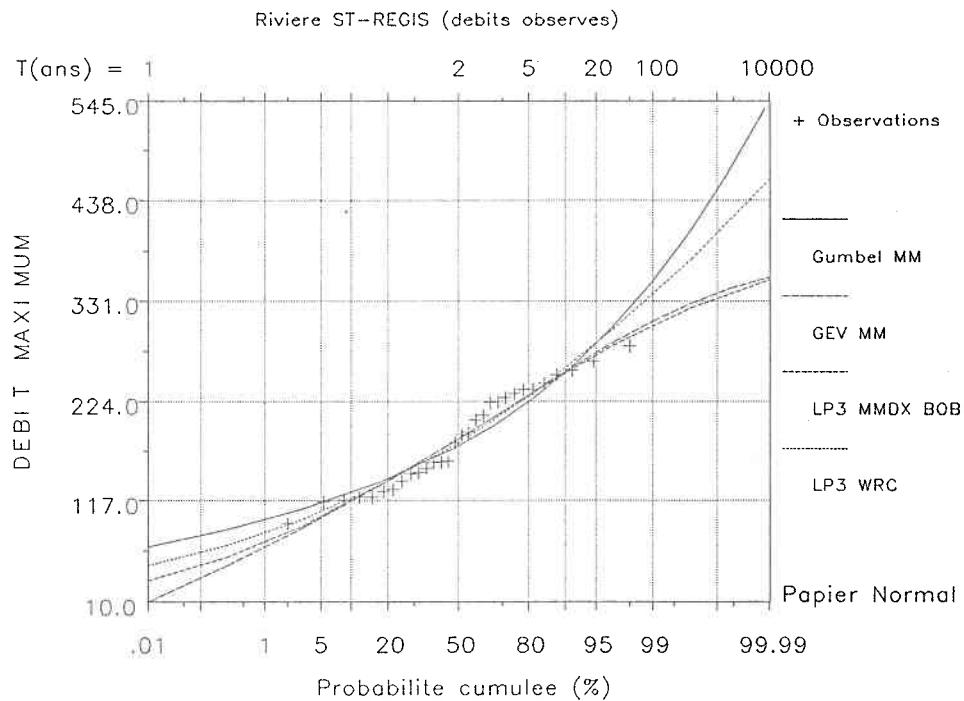


Figure 4.7 Comparaison d'ajustement de distributions statistiques aux débits maximums annuels observés de la rivière St-Régis

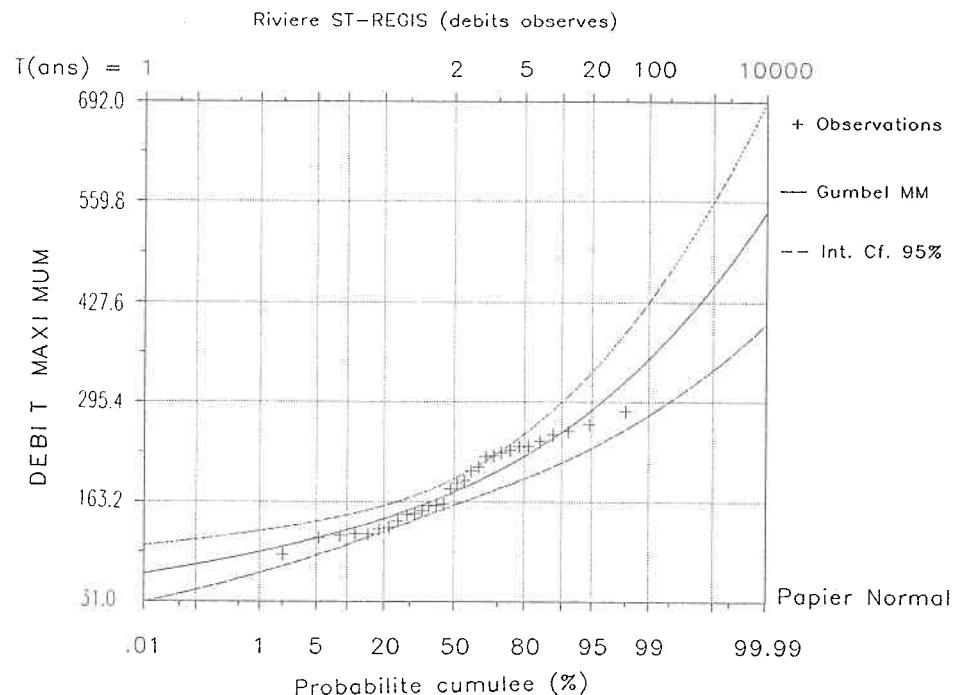


Figure 4.8 Ajustement de la loi Gumbel aux débits maximums annuels observés de la rivière St-Régis

Le tableau 4.5 présente les résultats des ajustements de cette distribution aux débits maximums annuels observés des cinq sites.

période de retour (années)	St-Régis	Raisin	Grass	Raquette	Salmon
2	175,8	76,0	103,5	178,7	36,1
5	223,1	100,2	135,1	229,0	46,5
10	254,5	116,2	156,0	262,3	53,3
20	284,6	131,6	176,1	294,3	59,9
50	323,5	151,5	202,0	335,7	68,3
100	352,6	166,4	221,5	366,7	74,7
200	381,7	181,2	240,9	397,6	81,0
1000	449,0	215,6	285,8	469,1	95,7
2000	478,0	230,4	305,1	499,9	102,1
10000	545,2	264,8	350,0	571,4	116,7

Tableau 4.5 Débits de 10 périodes de retour ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) obtenus par l'ajustement de la loi Gumbel aux débits maximums annuels

En dépit du fait que la calibration du modèle HSAMI n'arrive pas à simuler parfaitement les hydrogrammes annuels des 5 rivières à l'étude, le chapitre suivant démontre que la méthode HYBRIIDS procure de meilleurs résultats que la méthode de l'indice de crue lorsqu'il s'agit d'estimer  $X_T$  à des sites non jaugés.

## CHAPITRE 5

### COMPARAISON DES RÉSULTATS AVEC CEUX OBTENUS PAR LA MÉTHODE DE L'INDICE DE CRUE

On a vu au chapitre 4 les résultats de l'application de l'approche HYBRIIDS à un groupe de stations témoins. Ce chapitre présente les résultats de la comparaison de la méthode de l'indice de crue et de l'approche HYBRIIDS. Puisque pour chacune des stations, on dispose en réalité d'une certaine quantité d'information hydrométrique, il a été possible d'estimer  $X_T$  pour ces sites par une analyse de fréquence. Si on suppose que ces valeurs de  $X_T$  sont les meilleurs estimateurs disponibles, ceux-ci serviront de référence pour la comparaison des valeurs estimées par l'indice de crue et la méthode HYBRIIDS.

#### 5.1 application de la méthode de l'indice de crue

Telle que présentée au premier chapitre, la méthode de l'indice de crue compte deux grandes étapes :

- 1- développement d'une courbe de fréquence régionale adimensionnelle
  - i) on a calculé, pour les 5 stations de référence, les débits  $X_T$  de différentes périodes de retour T (17 au total) par analyse de fréquence.

- ii) on a reporté graphiquement à la figure 5.1 le rapport  $\frac{X_T}{Q_x}$  en fonction de la période de retour T

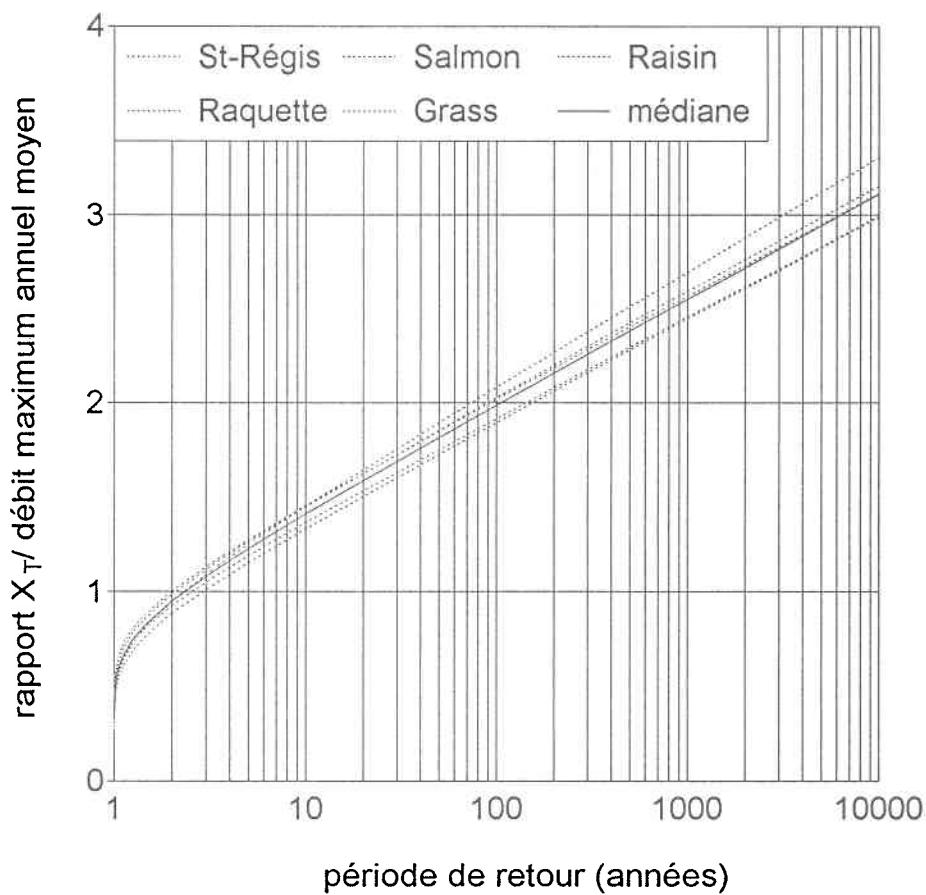


Figure 5.1 Courbe de fréquence régionale adimensionnelle

- iii) la courbe de fréquence régionale adimensionnelle (ligne pleine de la figure 5.1) est donnée par la médiane pour chaque valeur de T des estimations du rapport de  $X_T / \bar{Q}_x$  obtenues aux 5 stations retenues. L'indice de crue est calculé à partir de l'équation de cette courbe de fréquence régionale adimensionnelle pour chaque période de retour T :

$$I_T = \frac{X_T}{\bar{Q}_x} \quad (5.1)$$

- 2- établissement d'une relation entre le débit maximum annuel moyen  $\bar{Q}_x$  et la superficie de drainage du bassin versant

On a sélectionné un groupe de stations voisines hydrologiquement très homogènes (espace géographique) pour lesquelles on a défini la relation existante entre la valeur moyenne du débit maximum annuel et la superficie de drainage des bassins versants. Cette relation, représentée à la figure 5.2 est définie par l'équation suivante ;

$$Y = 28,41 + 0,08 X \quad \text{où } r = 0,9 \quad (5.2)$$

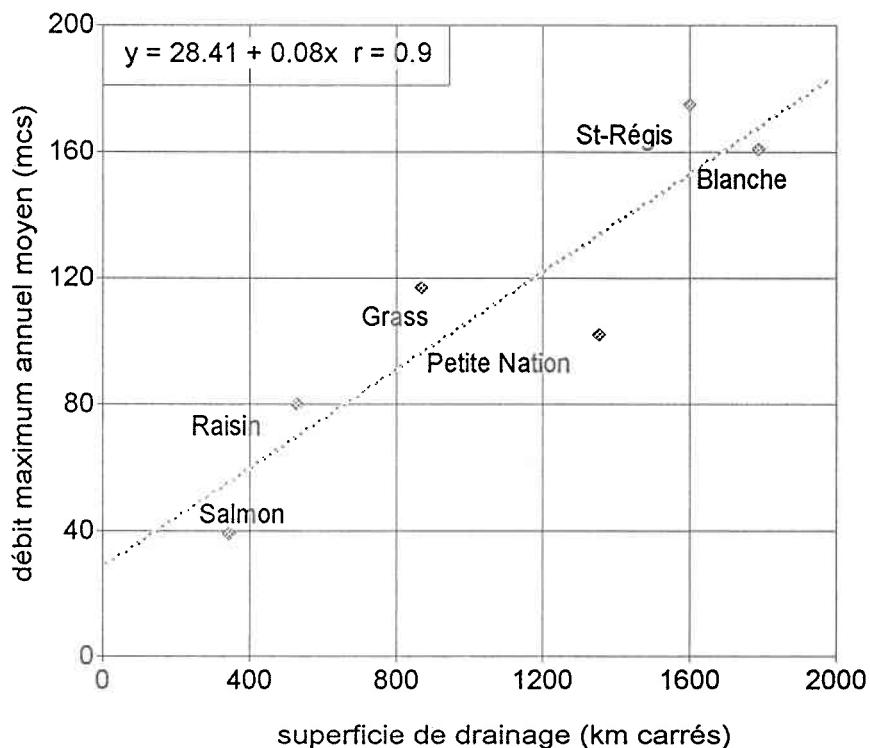


Figure 5.2 Relation entre le débit maximum annuel moyen et la superficie de drainage du bassin versant

Connaissant la superficie de drainage des stations non jaugées, et l'équation qui relie cette taille au débit maximum annuel moyen (équation 5.2), on peut estimer  $Q_X$  pour chacune des stations non jaugées. La courbe de fréquence adimensionnelle ayant permis d'estimer l'indice de crue ( $I_T$ ) pour différentes périodes de retour, les termes  $I_T$  et  $Q_X$  de l'équation 5.1 sont connus, ce qui permet d'estimer  $X_T$  aux sites non jaugés.

## 5.2 comparaison des résultats

On a donc estimé  $X_T$  pour 10 périodes de retour et 5 rivières

- 1) par une analyse de fréquence portant sur les débits maximums annuels mesurés
- 2) par la méthode de l'indice de crue
- 3) par la méthode HYBRIIDS

Notons que pour la méthode HYBRIIDS, seules les rivières Grass, Raquette et Salmon peuvent être considérées comme des stations non jaugées, puisque les paramètres du modèle HSAMI ont été obtenus par calibration à un site voisin (rivière St-Régis). Puisque les débits maximums annuels simulés des rivières St-Régis et Raisin l'ont été par le modèle HSAMI calibré au site même, les valeurs de  $X_T$  obtenues par la procédure HYBRIIDS doivent être considérées comme étant celles d'une station ayant un minimum d'information hydrométrique (4 ou 5 années de mesures permettant de calibrer le modèle HSAMI).

On peut comparer graphiquement les résultats des trois méthodes aux 5 rivières en étudiant les figures 5.3a à 5.3e pour chacune des rivières et la figure 5.4 pour toutes les rivières, alors que le tableau 5.1 permet de lire les valeurs de  $X_T$  selon les trois méthodes d'estimation ainsi que l'écart (%) entre chacune des méthodes évaluées (indice de crue et HYBRIIDS) et les résultats obtenus par l'analyse de fréquence (résultats desquels on souhaite s'approcher).

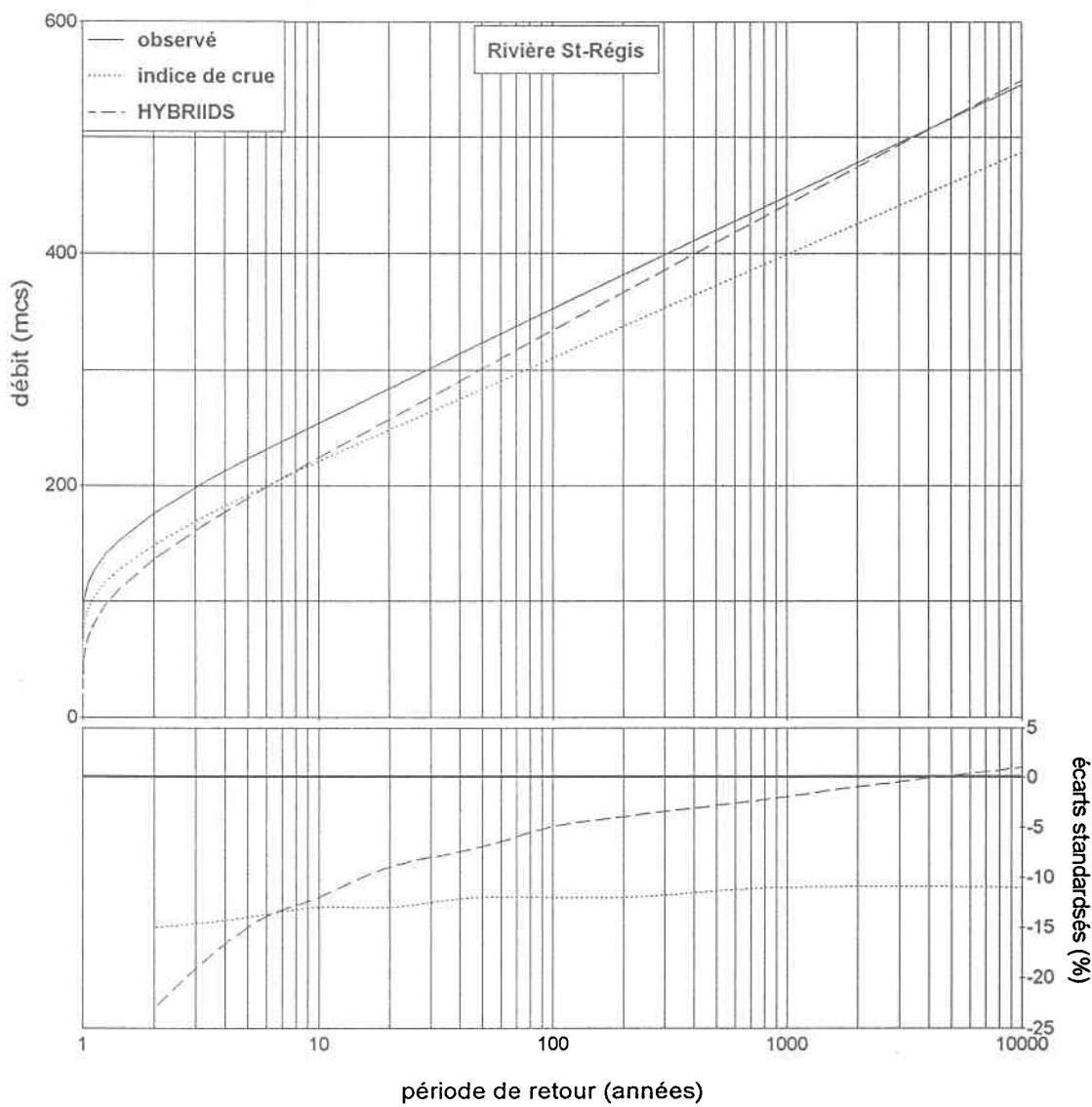


Figure 5.3a Comparaison des estimateurs de  $X_T$  pour la rivière St-Régis

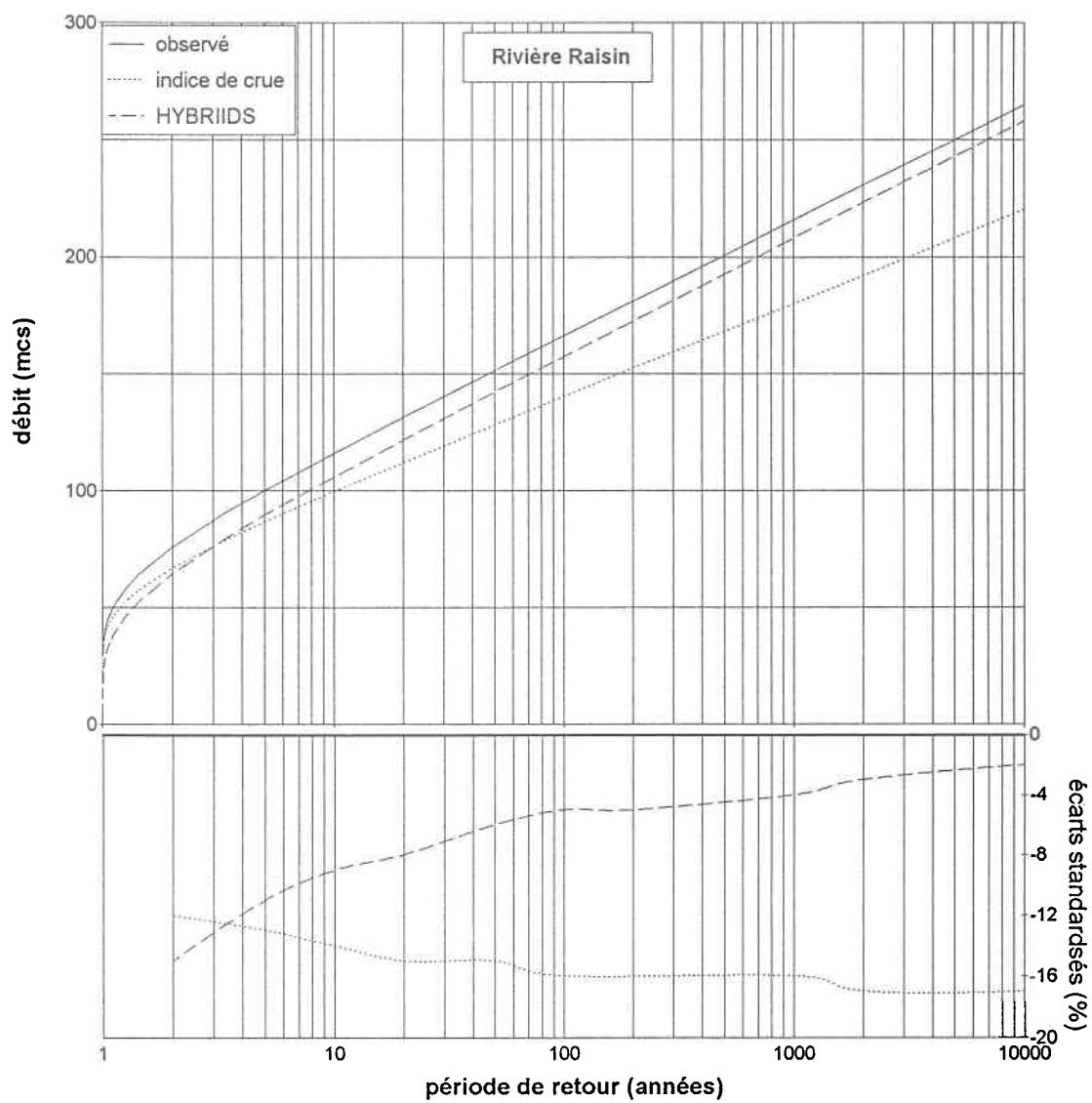


Figure 5.3b Comparaison des estimateurs de  $X_T$  pour la rivière Raisin

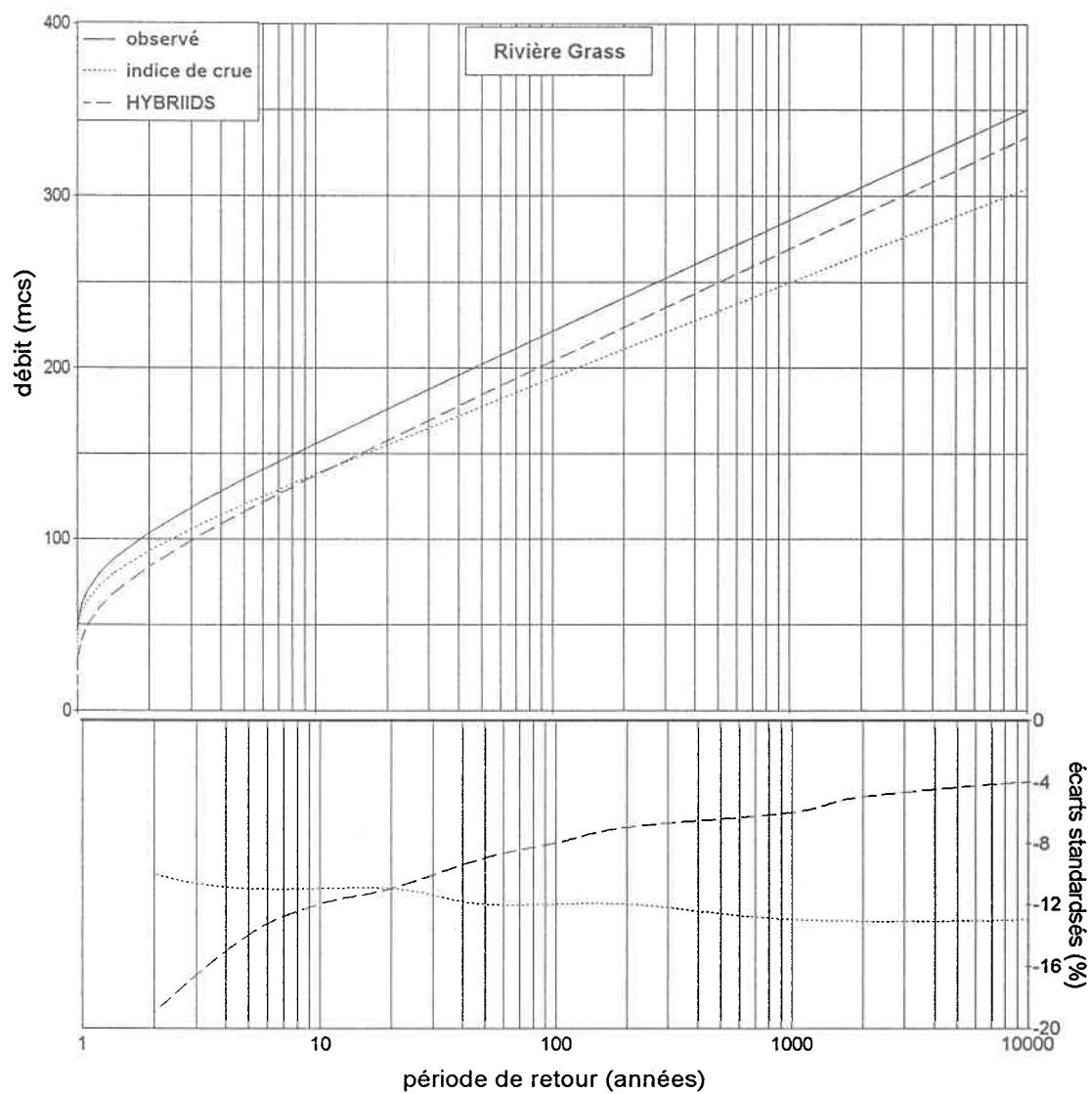


Figure 5.3c Comparaison des estimateurs de  $X_T$  pour la rivière Grass

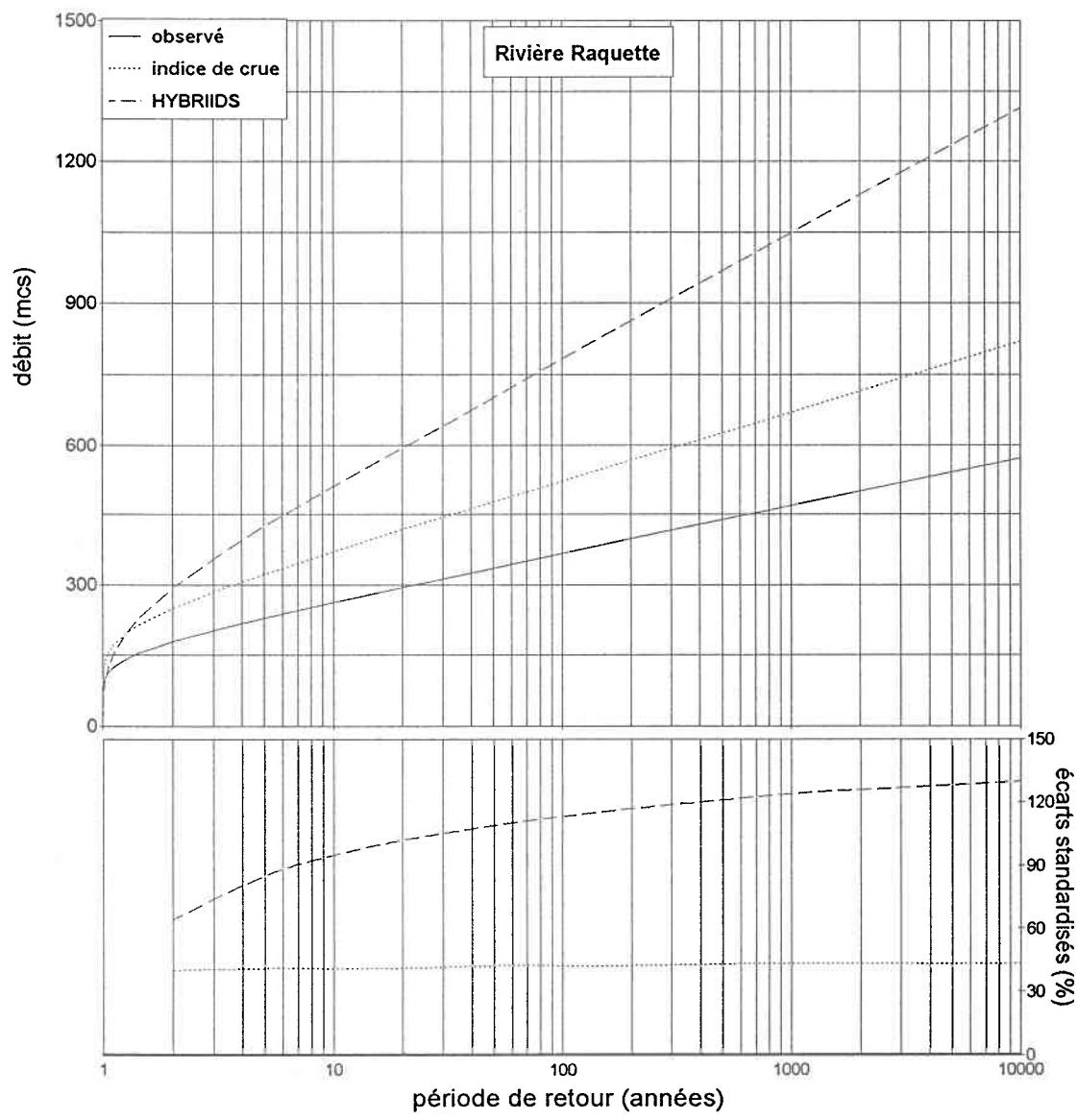


Figure 5.3d Comparaison des estimateurs de  $X_T$  pour la rivière Raquette

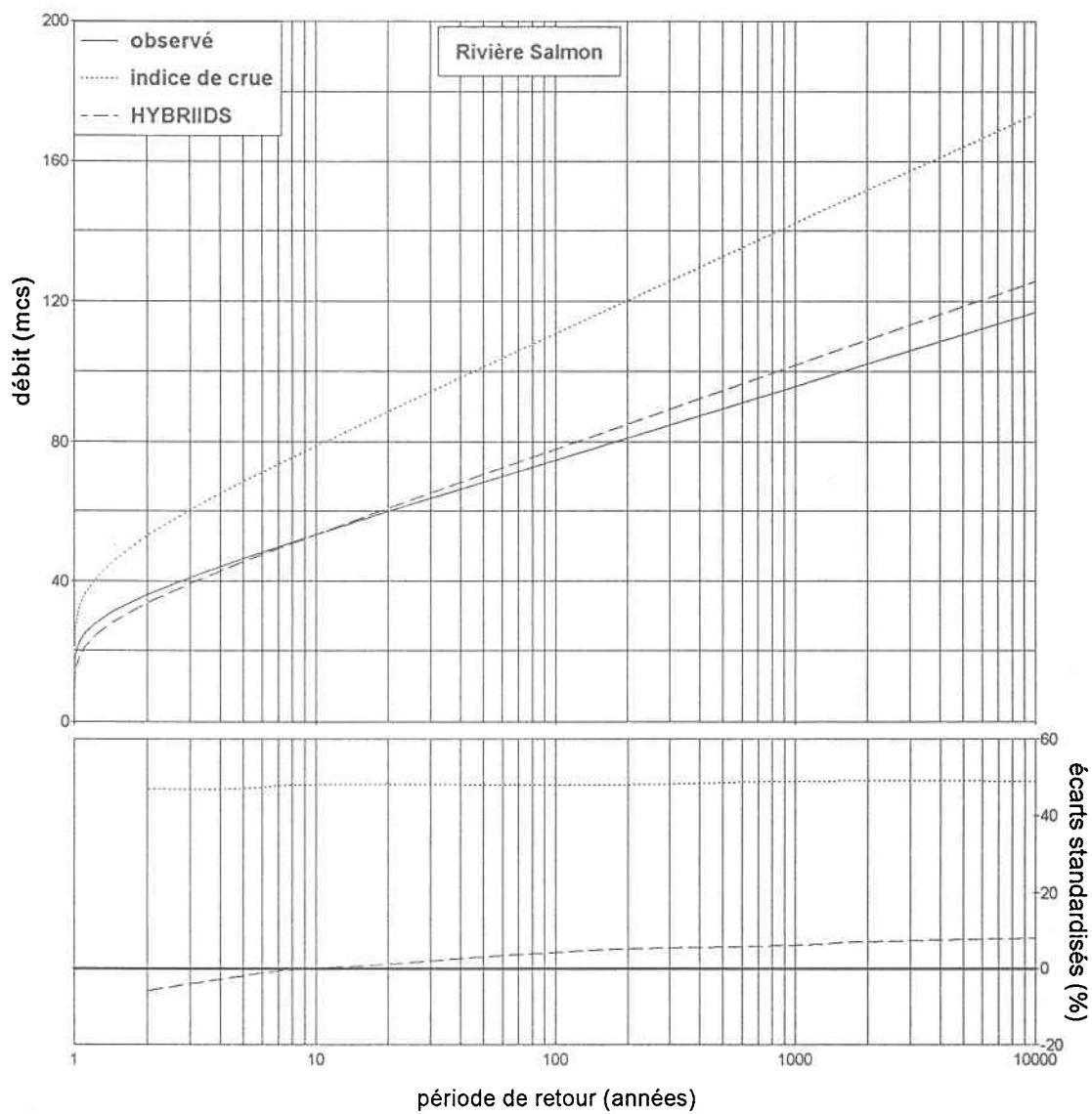


Figure 5.3e Comparaison des estimateurs de  $X_T$  pour la rivière Salmon

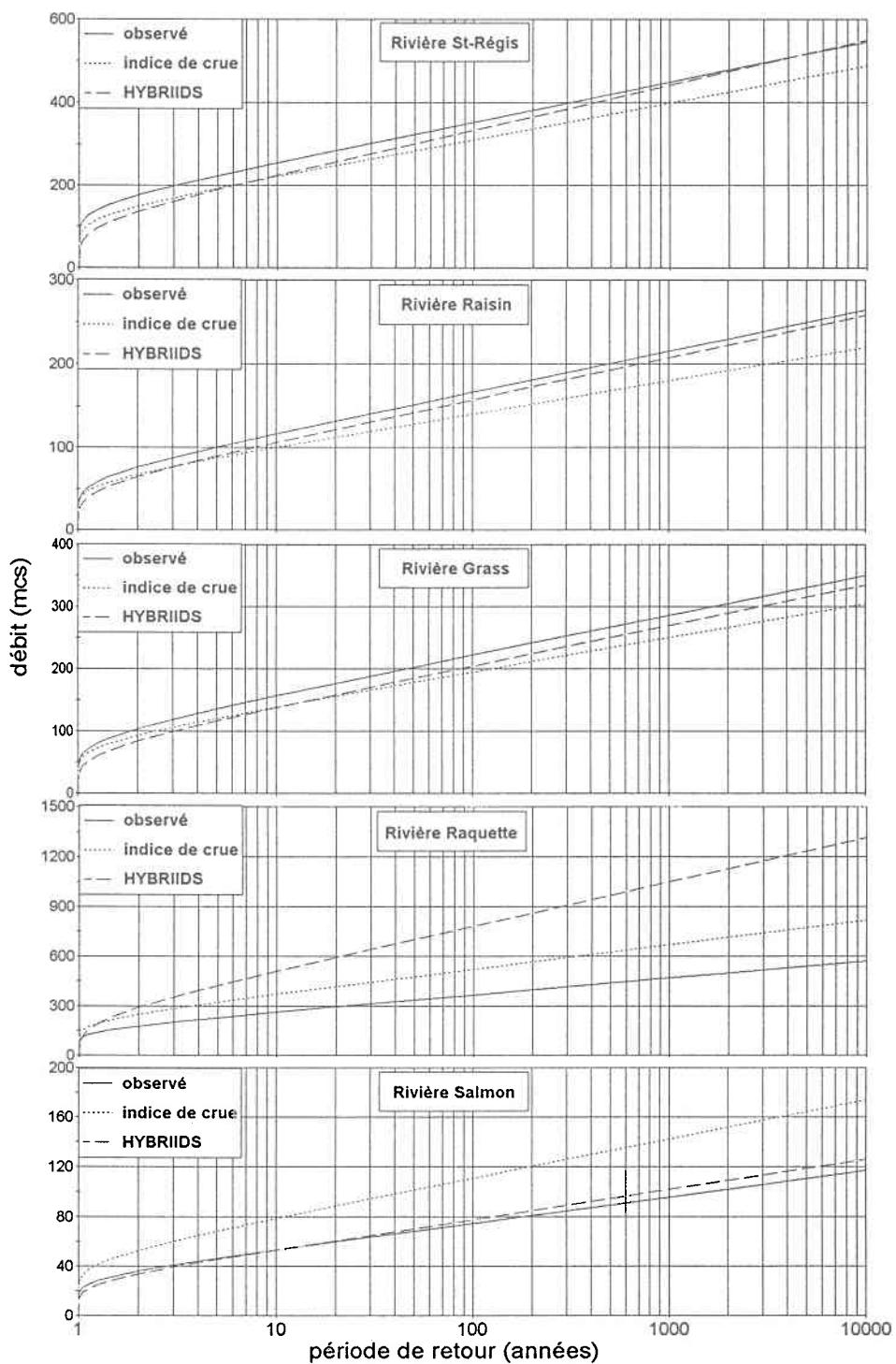


Figure 5.4 Comparaison des estimateurs de  $X_T$

station	valeur estimée de $X_T$ ( $m^3/s$ )			écart standardisés (%)	
	A	B	C	D	E
période de retour	à partir des $Q_X$ observés	selon l'INDICE DE CRUE	selon HYBRIIDS	$\frac{(B-A)}{A} \cdot 100$	$\frac{(C-A)}{A} \cdot 100$
<b><i>St-Régis</i></b>					
2	175,8	148,7	136,1	-15	- 23
5	223,1	192,0	189,1	-14	- 15
10	254,5	220,7	224,1	-13	- 12
20	284,6	248,3	257,8	-13	- 9
50	323,5	283,9	301,3	-12	- 7
100	352,6	310,6	333,9	-12	- 5
200	381,7	337,2	366,4	-12	- 4
1000	449,0	398,9	441,7	-11	- 2
2000	478,0	425,4	474,1	-11	- 1
10000	545,2	486,9	549,4	-11	+ 1
<b><i>Raisin</i></b>					
2	76,0	67,2	64,7	-12	- 15
5	100,2	86,7	89,5	-13	- 11
10	116,2	99,7	105,9	-14	- 9
20	131,6	112,1	121,7	-15	- 8
50	151,5	128,2	142,1	-15	- 6
100	166,4	140,3	157,4	-16	- 5
200	181,2	152,3	172,6	-16	- 5
1000	215,6	180,2	207,9	-16	- 4
2000	230,4	192,1	223,1	-17	- 3
10000	264,8	219,9	258,3	-17	- 2

Tableau 5.1 (suite)

<b>Grass</b>					
<b>2</b>	103,5	93,0	83,9	-10	- 19
<b>5</b>	135,1	120,1	116,0	-11	- 14
<b>10</b>	156,0	138,1	137,3	-11	- 12
<b>20</b>	176,1	155,3	157,7	-11	- 11
<b>50</b>	202,0	177,6	184,1	-12	- 9
<b>100</b>	221,5	194,3	203,9	-12	- 8
<b>200</b>	240,9	211,0	223,6	-13	- 5
<b>1000</b>	285,8	249,5	269,3	-13	- 6
<b>2000</b>	305,1	266,1	289,0	-13	- 5
<b>10000</b>	350,0	304,6	334,6	-13	- 4
<b>Raquette</b>					
<b>2</b>	178,7	249,8	292,8	+40	+ 64
<b>5</b>	229,0	322,6	423,8	+41	+ 85
<b>10</b>	262,3	370,9	510,5	+41	+ 95
<b>20</b>	294,3	417,1	593,7	+41	+102
<b>50</b>	335,7	477,0	701,4	+42	+ 109
<b>100</b>	366,7	521,9	782,1	+42	+ 113
<b>200</b>	397,6	566,6	862,5	+42	+117
<b>1000</b>	469,1	670,2	1048,7	+43	+ 124
<b>2000</b>	499,9	714,7	1128,8	+43	+126
<b>10000</b>	571,4	818,2	1314,8	+43	+ 130

Tableau 5.1 (suite)

<i>Salmon</i>					
2	36,1	53,0	33,8	+47	- 6
5	46,5	68,5	45,6	+47	- 2
10	53,3	78,7	53,4	+48	0
20	59,9	88,5	60,8	+48	+1
50	68,3	101,2	70,5	+48	+3
100	74,7	110,8	77,8	+48	+4
200	81,0	120,2	85,0	+48	+5
1000	95,7	142,2	101,8	+49	+6
2000	102,1	151,7	109,0	+48	+7
10000	116,7	173,6	125,7	+49	+8

Tableau 5.1 Valeurs de  $X_T$  selon i) analyse de fréquence, ii) indice de crue, iii) HYBRIIDS et écarts standardisés par rapport à l'analyse de fréquence

Nonobstant les très mauvais résultats de chacune des deux méthodes pour l'estimation de  $X_T$  pour la rivière Raquette (bassin versant fortement contrôlé), les valeurs de  $X_T$  sont assez bien reconstituées par chacune de ces méthodes. Dans 80 % des cas, l'écart standardisé d'estimation de  $X_T$  selon la méthode HYBRIIDS est inférieur à celui obtenu par l'indice de crue. De plus, pour les périodes de retour supérieures à 10 ans, la méthode HYBRIIDS procure systématiquement des résultats plus proches des valeurs cibles obtenues par l'analyse de fréquence. Le tableau 5.2 ainsi que la figure 5.5 présentent les écarts standardisés moyens absolus de chacune des deux méthodes pour toutes les périodes de retour (excluant la rivière Raquette). Puisque les résultats de l'indice de crue sont vraiment mauvais pour la rivière Salmon, nous avons exclu ces différences pour le calcul de l'écart standardisé moyen absolu.

période de retour	écart standardisé moyens absolu (%)	
	indice de crue (excluant Salmon)	HYBRIIDS
2	12,3	15,8
5	12,3	10,5
10	12,7	8,3
50	13,0	6,3
100	13,3	5,5
1000	13,3	4,5
10000	13,7	3,8

Tableau 5.2 Écarts standardisés moyens absolu pour chacune des deux méthodes

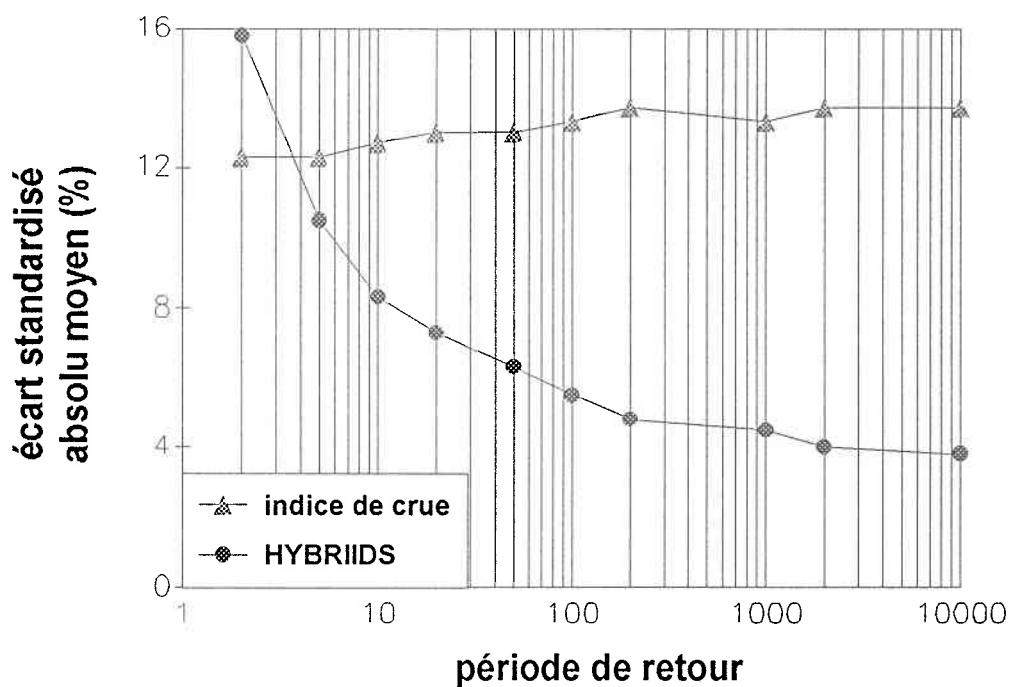


Figure 5.5 Écarts standardisés moyens absolu pour chacune des deux méthodes

Sauf pour la période de retour de 2 ans, la méthode HYBRIIDS est meilleure pour toutes les périodes de retour, et ce même si on a exclu du calcul des écarts moyens pour l'indice de crue, les valeurs de  $X_T$  estimées pour la rivière Salmon dont les performances se sont avérées plutôt mauvaises. Mais l'aspect le plus intéressant dans la mesure où l'analyse régionale des caractéristiques de crue est appliquée au dimensionnement de grands ouvrages hydrauliques où on s'intéresse particulièrement au grandes périodes de retour, est que l'écart moyen standardisé absolu pour la méthode HYBRIIDS décroît avec la période de retour pour atteindre des valeurs inférieures à 5 % pour des périodes de retour plus grandes que 100 ans.

## CONCLUSION

L'analyse régionale des caractéristiques de crue s'avère être un outil essentiel pour l'estimation des débits, volumes ou durées d'événements hydrologiques extrêmes à des sites où l'on dispose de peu ou d'aucune information hydrométrique. Notre revue critique de littérature a permis d'inscrire chacune des contributions à l'analyse régionale des caractéristiques de crue là où elles interviennent au niveau de l'approche classique. On a ainsi démontré que plusieurs méthodes depuis l'approche classique proposée par Dalrymple (1949), tentent de combler ce manque d'information hydrométrique en lui substituant selon différentes méthodes de l'information physiographique, climatologique, morphométrique ou géomorphologique. La plupart des contributions à l'analyse régionale des caractéristiques de crue ont porté sur la définition des régions homogènes, une des composantes de l'approche classique les plus controversées. Ainsi, de la station non jaugée comprise parmi plusieurs à l'intérieur d'une région définie géographiquement, on a repensé la notion d'homogénéité régionale de façon à délimiter les régions selon des caractéristiques de bassins versants reliées à leurs réponses hydrologiques. On a ensuite proposé de considérer l'appartenance d'un site non jaugé à plus d'une région homogène, ce qui devait nous conduire au concept de voisinage.

À travers ces contributions, on a démontré que l'analyse régionale des caractéristiques de crue a évolué dans une direction qui devait accorder davantage d'attention à la station non jaugée et aux processus associés aux événements hydrologiques pouvant survenir à ce site.

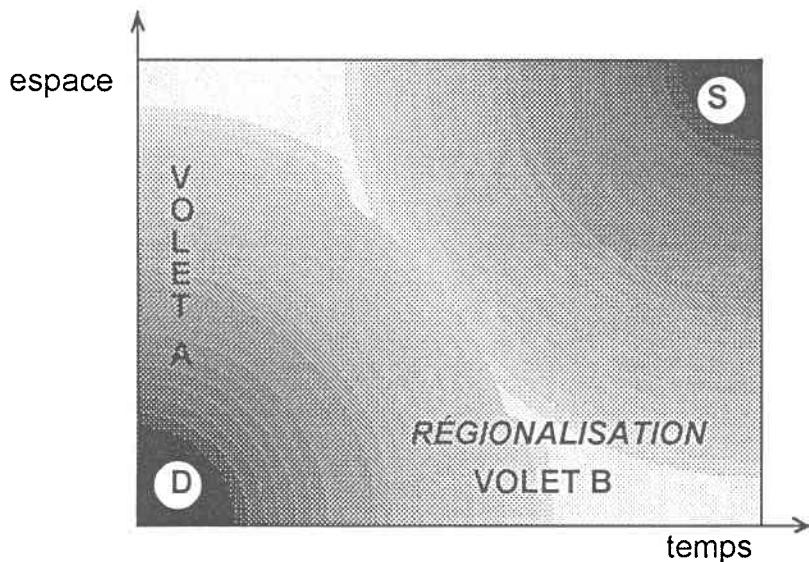
Mais la contribution la plus importante de ce travail réside dans l'intégration d'un volet déterministe dans les méthodes régionales. Cet apport s'inscrit à un niveau supérieur dans l'axe des contributions historiques à l'analyse régionale des caractéristiques de crue, puisqu'il repose sur la

compréhension et la simulation des processus à l'origine même du phénomène de crue, aspect jusque là négligé lors d'études régionales. De plus, la combinaison des approches déterministes et stochastiques bien que relativement peu employée en hydrologie fut recommandée par plusieurs auteurs et agences. Ainsi, le National Research Council (NRC, 1988) recommandait dans son rapport portant sur l'estimation des probabilités de crues, de s'attarder à la combinaison des approches déterministes et stochastiques afin d'améliorer l'estimation des probabilités d'événements hydrologiques extrêmes. De la même façon, Yevyevich en 1974, dans un article portant sur le déterminisme et la stochasticité en hydrologie écrivait ;

"Only an integration of both deterministic and stochastic approaches promises the best mathematical-physical understanding and description of hydrologic processes and environments." (Yevyevich, 1974, p.225)

Les concepts de déterminisme et de stochasticité sont historiquement sujets de controverses en hydrologie comme dans plusieurs autres domaines spécialement pour les sciences de la terre. Ils opposent deux approches différentes, et rares sont les chercheurs qui n'adhèrent pas à un des deux groupes tout à fait distincts. Les "déterministes" croient en un monde où les événements sont prédéterminés, donc prévisibles, alors que les "stochastiques" croient davantage en un monde chaotique où l'occurrence des phénomènes naturels est davantage dictée par les lois du hasard. Le problème de régionalisation est une occasion propice pour concilier les deux approches de par les différences d'échelle spatiale et temporelle considérées. Alors que les valeurs de  $X_T$  (surtout pour de grandes valeurs de T), réfèrent à des dimensions temporelles très grandes où l'approche stochastique (lois du hasard) se trouve tout indiquée, les valeurs de débits maximums annuels nous ramènent à une dimension spatiale réduite, de sorte qu'il est possible de traduire mathématiquement les processus

responsables des crues (approche déterministe). Le schéma suivant illustre les domaines d'application privilégiés de ces deux approches et situe dans ce contexte l'analyse régionale des caractéristiques de crue.



Considérons en ordonnée l'échelle spatiale qui s'étend de la petite parcelle de terrain (au bas) jusqu'au niveau continental (au haut), alors qu'en abscisse l'échelle temporelle se situe de l'heure ou de la journée (à gauche) à plusieurs milliers d'années (à droite). La modélisation déterministe des écoulements (volet A) s'avère adéquate pour des dimensions spatiales et temporelles réduites, tandis que l'approche stochastique (volet B) se prête davantage aux études associées à des dimensions spatiales d'envergure ou à des horizons temporels lointains. L'intensité du ton de gris est proportionnelle (pour chacun des pôles : déterministe et stochastique) à l'avantage que procure une approche par rapport à sa rivale quant à la modélisation des écoulements.

Dans l'espace et le temps, on peut considérer que la régionalisation des caractéristiques de crue occupe la partie inférieure droite de notre

illustration. En effet, la régionalisation implique une échelle spatiale réduite (bassin versant) et une grande échelle temporelle (débits  $X_T$  pour des grandes périodes de retour T), pour laquelle aucune des deux composantes n'est nettement supérieure à l'autre. C'est dans cette perspective que le recours aux approches déterministes et stochastiques, comme la fait l'approche HYBRIIDS s'avère souhaitable.

On a d'ailleurs déjà indiqué qu'il y aurait intérêt, en hydrologie, à exploiter les avantages de chacune de ces deux approches :

"The future of investigations in hydrology and water resources phenomena on professional, basic, and applied scientific levels may well depend on how the two approaches and their developed methods of analyzing the processes are combined." (Yevyevich, 1974, p. 227)

Ce travail a permis de démontrer l'intérêt de considérer conjointement ces deux approches. En dépit du fait que la simulation des débits journaliers ne soit pas excellente, en déterminant à l'aide du modèle déterministe les débits maximums annuels pour les analyser ensuite à l'aide d'une méthode stochastique, cette procédure a permis d'estimer  $X_T$  pour de grandes périodes de retour de meilleure façon qu'à l'aide de la méthode classique de régionalisation. En effet, bien que chacune des valeurs annuelles de même que la pointe annuelle ne soit parfaitement simulée, le fait que la moyenne et l'écart-type des séries de débits maximums annuels soient bien reconstitués, permet d'ajuster adéquatement une distribution statistique à deux paramètres à ces observations et ainsi de reproduire de façon satisfaisante les débits  $X_T$  de grande période de retour.

Il serait maintenant intéressant, puisque cette étape de la méthode HYBRIIDS représente la partie la plus complexe de la technique, de simplifier le modèle déterministe pluie-débit (ou d'envisager le recours à un autre modèle) de manière à axer ses performances sur la reconstitution des

valeurs de pointe afin de réduire le nombre de paramètres à calibrer. Il serait également intéressant d'évaluer les aptitudes de l'approche HYBRIIDS pour l'estimation de d'autres paramètres hydrologiques associés aux crues ou aux étiages et de répéter l'expérience à plusieurs sites pour s'assurer que la méthode est applicable selon différentes conditions hydrologiques. L'utilisation d'une méthode objective devant conduire aux choix du (des) site(s) voisin(s) permettant la calibration du modèle déterministe au site non jaugé devrait également être évaluée. À cette fin, l'utilisation de l'approche de voisinage pour s'avérer être très intéressante.

Quoi qu'il en soit, la méthode HYBRIIDS a procuré de bons résultats dans certaines conditions, ce qui mérite que l'on envisage son application à la résolution de problèmes hydrologiques associés aux événements hydrologiques extrêmes. Il serait aussi intéressant, puisque le modèle déterministe nous permet d'estimer, en plus de  $X_T$ , le volume et la durée de la crue, de vérifier si la procédure HYBRIIDS permet de générer adéquatement ces importantes caractéristiques de crue.

## BIBLIOGRAPHIE

- ACREMAN, M., WILTSHERE, S.E., "The regions are dead; long live the regions. Methods of identifying and dispensing with regions for flood frequency analysis", IAHS Publication, no 187, 1989, pp. 175-188.
- ACREMAN, M.C., SINCLAIR, C.D., "Classification of drainage basins according to their physical characteristics: an application for flood frequency analysis in Scotland", Journal of Hydrology, vol. 84, 1986, pp. 365-380.
- ASHKAR, F., ROUSSELLE, J., "Partial duration series modeling under the assumption of a Poissonian flood count", Journal of Hydrology, vol. 90, 1987, pp. 135-144.
- BEABLE, M.E., McKERCHAR, A.I., "Regional flood estimation in New Zealand", Water and Soil Technical Publication, no 20, 1982, 133 pages.
- BENSON, M.A., "Evolution of methods for evaluating the occurrence of floods", Geological Survey Water-Supply, Paper 1580-A, 1962a.
- BENSON, M.A., "Factors influencing the occurrence of floods in humid region of diverse terrain", Geological Survey Water-Supply, Paper 1580-B, 1962b.
- BENSON, M.A., "Factors affecting the occurrence of floods in the Southwest", Geological Survey Water-Supply, Paper 1580-D, 1964, 30 pages.
- BENSON, M.A., MATALAS, N.C., "Synthetic hydrology based on regional statistical parameters", Water Resources Research, vol. 3, no 4, 1967, pp. 931-935.
- BEVEN, K., "Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models", Journal of Hydrology, vol. 105, 1989, pp. 157-172.
- BISSON, J.L.B., ROBERGE, F., "Prévision des apports naturels : expérience d'Hydro-Québec", Compte-rendu de l'atelier sur la prévision du débit, Downsview, Ontario, Environnement Canada, Direction générale des eaux intérieures, Étude no.5, Série des Ateliers Techniques, 1985, pp. 148-161.

- BOBÉE, B., "The log-Pearson type 3 distribution and its application in hydrology", Water Resources Research, vol. 111, no 5, 1975, pp. 681-689.
- BOBÉE, B., "Estimation régionale des caractéristiques de crue : détermination de régions homogènes", Rapport interne no 120, INRS-Eau, 1991, 8 pages.
- BOBÉE, B., ASHKAR, F., "The generalized method of moments applied to the log-Pearson type 3 distribution", Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, vol. 114, no 8, 1988, pp. 899-909.
- BOBÉE, B., ASHKAR, F., "The Gamma family and derived distributions applied in hydrology", Water Resources Publication, 1991, 203 pages.
- BOBÉE, B., PERREAULT, L., ASHKAR, F., "Two kinds of moment ratio diagrams and their applications in hydrology", Stochastic Hydrology and Hydraulics, vol. 7, 1993, 41-65.
- BURN, D.H., "Delineation of groups for regional flood frequency analysis", Journal of Hydrology, vol. 104, 1988, pp. 345-361.
- BURN, D.H., "Cluster analysis as applied to regional flood frequency", Journal of Water Resources Planning and Management, vol. 115, no 5, 1989, pp. 567-582.
- BURN, D.H., "Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach", Water Resources Research, vol. 26, no 10, 1990a, pp. 2257-2265.
- BURN, D.H., "An appraisal of the 'region of influence' approach to flood frequency analysis", Hydrological Sciences Journal, vol. 35, no 2, 1990b, pp. 149-165.
- BURN, D.H., BOORMAN, D.B., "Estimation of hydrological parameters at ungauged catchments", Journal of Hydrology, vol. 143, 1993, pp. 429-454.
- CAVADIAS, G. S., "Regional flood estimation by canonical correlation", Paper presented to the 1989 Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering, St-John's, Terre-Neuve, 1989.

- CAVADIAS, G.S., "The canonical correlation approach to regional flood estimation", IAHS Publication, no 191, 1990, pp. 171-178.
- CHOW, V.T., "Handbook of applied hydrology", Montréal, McGraw-Hill, 1964.
- COMMISSION INTERNATIONALE DES GRANDS BARRAGES (CIGB), "Choix de la crue de projet : méthodes actuelles", Bulletin no 82, 1992, 233 pages.
- COOLEY W. W., LOHNES R.H., "Multivariate data analysis", Toronto, Wiley, 1971, 364 pages.
- CUNNANE, C., "Statistical distributions for flood frequency analysis", WMO report no 33, 1986.
- CUNNANE, C., "Review of statistical models for flood frequency estimation", Hydrologic Frequency Modelling, Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analysis, Baton Rouge, D. Reidel Publishing Co., 1987.
- DALRYMPLE, T., "Regional flood frequency", Presentation at the 29<sup>th</sup> annual meeting of the Highway Research Board, 1949, 22 pages.
- DALRYMPLE, T., "Flood frequency analysis", Geological Survey Water-Supply, Paper 1543-A, 1960, 80 pages.
- DeCOURSEY, D.G., "Objective regionalization of peak flow rates", Droughts Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Symposium in Hydrology, 1973, pp. 395-405.
- DICKINSON, W.T., KELLY, P.N., WHITELEY, H.R., "Extremes for rainfall and streamflow, how strong are the links?", Canadian Water Resources Journal, vol. 17, no 3, 1992, pp. 224-236.
- EL-JABI, N., ROUSSELLE, J., "Hydrologie fondamentale", École Polytechnique de Montréal, Montréal, 1990.
- FISHER, R.A., TIPETT, L.H.C., "Limiting forms of the frequency distribution of the smallest and largest member of a sample", Proceedings of the Cambridge Philosophia Society, vol. 24, 1928, pp. 180-190.

- FORTIN, J.P., CHARBONNEAU, R., LEFEVRE, J. GIRARD, G. "Proposition et analyse de quelques critères adimensionnels d'optimisation, Proceedings de l'AIHS, Symposium international sur les modèles mathématiques en hydrologie, 1971.
- GINGRAS, D., ADAMOWSKI, K., "Coupling of nonparametric frequency and L-moment analyses for mixed distribution identification", Water Resources Bulletin, vol. 28, no 2, 1992, pp. 263-272.
- GREIS, N.P., WOOD, E.F., "Regional flood frequency estimation and network design", Water Resources Research, vol. 17, no 4, 1981, pp 1167-1177.
- GUPTA, K.V., WAYMIRE, E., WANG, C.T., "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", Water Resources Research, vol. 16, no 5, 1980, pp. 855-862.
- HOSKING, J.R.M., WALLIS, J.R., WOOD, E.F., "An appraisal of regional flood frequency procedure in the UK flood studies report", Hydrological Sciences Journal, vol. 30, no 1, 1985, pp. 85-109.
- HOSKING, J.R.M., WALLIS, J.R., "Some statistics useful in regional flood frequency analysis, IBM Research Division, RC17096, 1991, 23 pages.
- KAUFMANN, A., "Introduction à la théorie des sous ensembles flous", Paris, Masson et cie, 1973, 410 pages.
- KLEMES, V., "Dilettantism in hydrology : transition or destiny ?", Water Resources Research, vol. 22, no 9, 1986, pp.177-188.
- KUCZERA, G., "Combining site-specific and regional information : an empirical bayes approach", Water Resources Research, vol. 18, no 2, 1982, pp. 306-314.
- KUCZERA, G., "Effect of sampling uncertainty and spatial correlation on an empirical bayes procedure for combining site and regional information", Journal of Hydrology, vol. 65, 1983, pp. 373-397.
- LALL, U., OLDS, J., "A parameter estimation model for ungauged streamflows", Journal of Hydrology, vol. 92, 1987, pp. 245-262.

- LEAVESLEY, G.H., "Problems of snowmelt runoff modelling for a variety of physiographic and climatic conditions", Hydrological Sciences Journal, vol. 34, no 6, 1989, pp. 617-634.
- LETTENMAIER, D.P., WALLIS, J.R., WOOD, E.F., "Effect of regional heterogeneity on flood frequency estimation", Water Resources Research, vol. 23, no 2, 1987, pp. 313-323.
- LILLIEFORS, H.W., "On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown", The American Statistical Association Journal, 1967.
- LINSLEY, R.K., "Flood estimates : how good are they?", Water Resources Research, vol. 22, no 9, 1982, pp. 159s-164s.
- LINSLEY, R.K. jr, KOHLER, M.A., PAULUS, J.L.H., "Hydrology for engineers", Toronto, McGraw-Hill, 1986, 508 pages.
- MANLEY, R.E., "Simulation of flows in ungaged basins", Hydrological Sciences Bulletin, vol. 23, no 1, 1978, pp. 85-101.
- MC CUEN, R.H., RAWLS, W.J., "Flood frequency estimation at ungaged locations : state of the art", Water Supply and Management, vol. 3, 1979, pp. 341-438.
- MORIN, G., SLIVITSKY, M., "Impacts de changements climatiques sur le régime hydrologique : le cas de la rivière Moisie", Revue des Sciences de l'Eau, no 5, 1992, pp. 179-195.
- MOSLEY, M.P., "Delimitation of New Zealand hydrologic regions", Journal of Hydrology, vol. 49, 1981, pp. 173-192.
- NASH, J.E., "A course of lectures on parametric or analytical hydrology, Great Lakes Institute, University of Toronto, 1969, Pr 38, Lecture no 12.
- NASH J.E., SHAW B.L., "Flood frequency as a function of catchment characteristics", River Flood Hydrology, Inst.Civ.Eng., London, 1966.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC) "Estimating probabilities of extreme floods : methods and recommended research", National Academy Press, 1988, 141 pages.

- NATHAN, R.J., McMAHON, T.A., "Identification of homogeneous regions for the purposes of regionalization", Journal of Hydrology, vol. 121, 1990, pp. 217-238.
- PILON, P.J., ADOMOWSKI, K., "Asymptotic variance of flood quantile in log Pearson type III distribution with historical information", Journal of Hydrology, vol. 143, 1993, pp. 481-503
- PITCHEN, M.J.R.G., JOLLY, J.P., "Flood magnitudes in the Canadian north from channel geometry measurements", report no 5686-00-1-77, 1977.
- POTTER, W.D., STOVICEK, F.K., WOO, D.C., "Flood frequency and channel cross-section of a small natural stream", International Association of Hydrological Sciences Bulletin, vol. 13, no 3, 1968, pp. 66-77.
- RAO, C.R., "Linear statistical inference and its applications", New York, Wiley, 1965.
- RAO, D.V., "Log-Pearson type 3 distribution : method of mixed moments", Journal of Hydraulics Division, ASCE, vol. 106, no 6, 1980, pp. 999-1019.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., VALDÈS, J.B., "The geomorphic structure of hydrologic response", Water Resources Research, vol. 15, no 6, 1979, pp. 1409-1420.
- ROY, R., BOBÉE, B., ASHKAR, F., ROBERGE, F., "The application of ridge regression models to the flood frequency analysis of Canadian rivers", Proceedings of the 9th Canadian Hydrotechnical Conference, vol. IIA, 1989a, pp. 184-196.
- ROY, R., BOBÉE, B., ASHKAR, F., ROBERGE, F., "Regional flood frequency analysis using ridge regression", IAHS Publication, no 181, 1989b, pp. 293-300.
- RUSPINI, E.H., "A new approach to clustering", Information and control, vol. 15, 1969, pp. 22-32.

- SERVAT, E., DEZETTER, A., "Rainfall-runoff modelling and water resources assesment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments", Journal of Hydrology, no. 148, 1993, pp. 231-248.
- SIVAPALAN, M., WOOD, E.F., BEVEN, K.J., "On hydrologic similarity, 3, A dimensionless flood frequency analysis using a generalized geomorphologic unit hydrograph and partial area runoff generation", Water Resources Research, vol. 26, no 1, 1990, pp. 43-58.
- SPARKS D., ROUSSELLE J., "Utilisation de l'hydrogramme unitaire géomorphologique pour l'estimation régionale des crues", Proceedings of the 9th Canadian Hydrotechnical Conference, 1989.
- TASKER, G.D. "Regionalization of low flow characteristics using logistic and GLS regression", IAHS Publication no 181, 1989, pp.323-332.
- TASKER, G.D., "Comparing methods of hydrologic regionalization", Water Resources Bulletin, vol. 18, no 6, 1982, 965-970.
- THOMAS, D.M., BENSON, M.A., "Generalization of streamflow characteristics from drainage basin characteristics", Geological Survey Water-Supply, Paper 1975, 1970, 55 pages.
- THOMAS, W.O. Jr., "An evaluation of flood frequency estimates based on rainfall/runoff modeling", Water Resources Bulletin, vol. 18, no 2, 1982, pp. 221-230.
- THOMAS, W.O. Jr., "Comparison of flood frequency estimates vased on observed and model-generated peak flows", Hydrologic frequency modeling, D.Reidel Publishing Co., 1987, pp. 149-162.
- TULU, T., "Simulation of streamflows for ungauged catchments", Journal of Hydrology, vol. 129, 1991, pp. 3-17.
- VALDÈS, J.B., VICENS, G.J., RODRIGUEZ-ITURBE, I., "Choosing among alternative hydrologic regression models", Water Resources Research, vol. 15, no 2, 1979, pp. 347-358.
- VIESSMAN, W, Jr., LEWIS, G.L., KNAPP, J.W., "Introduction to Hydrology", 3rd edition, Harper & Row Publishers, New York, 1989, p. 678-680.

- WAYLEN, P.R., WOO, M., "Regionalization and prediction of floods in the Fraser river catchment", Water Resources Bulletin, vol. 20, no 6, 1984, pp. 941-949.
- WHARTON, G., ARNELL, N.W., GREGORY, K.J., GURNELL, A.M., "River discharge estimated from channel dimensions", Journal of Hydrology, vol. 106, 1989, pp. 365-376.
- WHITE, E.L., "Factor analysis of drainage basin properties : classification of flood behaviour in terms of basin geomorphology", Water Resources Bulletin, vol. 11, no 4, 1975, pp. 676-686.
- WILTSHERE, S.E., "Grouping basins for regional flood frequency analysis", Hydrological Sciences Journal, vol. 30, no 1, 1985, pp. 151-159.
- WILTSHERE, S.E., "Identification of homogeneous regions for flood frequency analysis", Journal of Hydrology, no 84, 1986a, pp. 287-302.
- WILTSHERE, S.E., "Regional flood frequency analysis I: Homogeneity statistics", Hydrological Sciences Journal, vol. 31, no 3, 1986b, pp. 321-333.
- WILTSHERE, S.E., "Regional flood frequency analysis II: Multivariate classification of drainage basins in Britain", Hydrological Sciences Journal, vol. 31, no 3, 1986c, pp. 335-346.
- WMO, "Intercomparaison of models of snowmelt runoff", Operational Hydrology, report no 23, WMO 646, Genève, 1986
- WMO, "Simulated real-time intercomparaison of hydrological models", Operational Hydrology, report no 38, WMO 779, Genève, 1992
- YEVYEVICH, V., "Determinism and stochasticity in Hydrology", Journal of Hydrology, vol. 22, 1974, pp. 225-238.
- ZRINJI, Z., BURN, D.H., "Hydrologic regionalization using a homogeneity test", Proceedings of the Engineering Hydrology Symposium, ASCE, 1993, pp. 641-646.

## APPENDICE A

## BILANS HYDRIQUES MENSUELS

notation (en pouces d'eau par mois) :

Rain	pluie
Snow	neige
SWE	équivalent eau de la neige au sol
DIFF	différence mensuelle par rapport au mois précédent
SMO	humidité dans le sol
EVAP	évaporation
QBAS	débit de base
QSUF	débit de surface
QINT	débit intermédiaire
QTOT	débit total
INPUT	Rain + Snow + DIFF(SWE)
OUTPUT	QTOT + EVAP + DIFF(SMO)

Bassin=ST-REGIS

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
60- 10	4.28	0.09	0.00	0.00	4.26	0.57	1.85	0.45	0.31	0.67	1.42	4.37	3.84
60- 11	2.05	0.02	0.00	0.00	4.07	-0.19	1.41	0.42	0.03	0.92	1.38	2.07	2.61
60- 12	0.51	1.87	1.89	1.89	3.47	-0.60	0.49	0.43	0.01	0.28	0.72	0.49	0.61
61- 1	0.11	1.78	3.68	1.79	2.89	-0.58	0.31	0.38	0.00	0.03	0.41	0.10	0.14
61- 2	1.93	0.80	3.69	0.02	3.99	1.10	0.30	0.29	0.15	0.23	0.66	2.71	2.06
61- 3	0.59	1.89	1.94	-1.76	5.73	1.74	-0.05	0.37	0.40	1.52	2.29	4.24	3.98
61- 4	3.23	0.99	0.00	-1.94	7.30	1.58	0.77	0.52	0.42	2.90	3.85	6.16	6.19
61- 5	2.89	0.00	0.00	0.00	5.83	-1.47	3.24	0.68	0.10	0.98	1.76	2.89	3.52
61- 6	4.53	0.00	0.00	0.00	5.18	-0.65	3.48	0.63	0.28	0.60	1.51	4.53	4.34
61- 7	4.37	0.00	0.00	0.00	4.33	-0.85	4.09	0.60	0.16	0.72	1.48	4.37	4.72
61- 8	3.73	0.00	0.00	0.00	3.98	-0.35	3.07	0.53	0.13	0.26	0.91	3.73	3.63
61- 9	1.54	0.00	0.00	0.00	3.13	-0.84	1.77	0.44	0.07	0.26	0.78	1.54	1.70
	29.76	7.44	0.00	0.00	0.00	-0.55	20.71	5.73	2.07	9.38	17.18	37.20	37.34
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
61- 10	3.10	0.00	0.00	0.00	3.24	0.11	1.88	0.40	0.12	0.48	0.99	3.10	2.98
61- 11	1.62	1.76	1.57	1.57	3.33	0.09	0.62	0.34	0.06	0.56	0.97	1.81	1.68
61- 12	1.03	1.84	2.80	1.23	3.57	0.24	0.20	0.36	0.15	0.84	1.35	1.64	1.78
62- 1	2.12	1.90	6.19	3.39	3.47	-0.09	0.04	0.37	0.03	0.30	0.70	0.63	0.65
62- 2	0.40	2.85	9.34	3.15	3.11	-0.36	0.15	0.33	0.00	0.09	0.42	0.10	0.20
62- 3	0.44	0.71	4.92	-4.42	5.52	2.41	1.12	0.34	0.41	0.30	1.05	5.57	4.58
62- 4	2.76	1.31	0.00	-4.92	7.78	2.26	0.64	0.48	1.33	4.12	5.94	8.99	8.83
62- 5	1.56	0.00	0.00	0.00	5.51	-2.26	2.96	0.70	0.06	1.16	1.92	1.56	2.61
62- 6	2.36	0.00	0.00	0.00	4.60	-0.91	2.28	0.63	0.08	0.27	0.98	2.36	2.35
62- 7	6.06	0.00	0.00	0.00	4.72	0.12	4.19	0.56	0.36	0.40	1.33	6.06	5.64
62- 8	4.15	0.00	0.00	0.00	4.04	-0.68	3.24	0.52	0.33	1.05	1.91	4.15	4.47
62- 9	3.98	0.00	0.00	0.00	4.02	-0.02	2.70	0.46	0.18	0.61	1.25	3.98	3.93
	29.58	10.37	0.00	0.00	0.00	0.88	20.02	5.49	3.13	10.19	18.81	39.95	39.71
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
62- 10	4.27	0.29	0.35	0.35	4.55	0.53	1.97	0.46	0.16	0.99	1.60	4.21	4.11
62- 11	1.46	0.62	0.00	-0.35	5.05	0.50	0.19	0.47	0.11	1.19	1.77	2.43	2.46
62- 12	0.80	2.20	2.16	2.16	4.42	-0.63	0.59	0.52	0.02	0.60	1.14	0.84	1.10
63- 1	0.29	2.48	4.80	2.64	3.95	-0.47	0.11	0.49	0.00	0.07	0.56	0.13	0.20
63- 2	0.37	2.31	7.28	2.48	3.45	-0.50	0.30	0.40	0.00	0.01	0.41	0.20	0.21
63- 3	1.01	2.11	5.53	-1.75	5.51	2.06	0.74	0.40	0.43	0.26	1.08	4.87	3.89
63- 4	3.07	0.36	0.00	-5.53	7.85	2.34	1.23	0.52	1.03	3.74	5.28	8.96	8.85
63- 5	2.97	0.22	0.00	0.00	6.49	-1.36	3.01	0.74	0.17	1.49	2.39	3.19	4.04
63- 6	3.12	0.00	0.00	0.00	5.19	-1.30	3.36	0.70	0.08	0.38	1.17	3.12	3.23
63- 7	2.57	0.00	0.00	0.00	4.29	-0.90	2.64	0.64	0.11	0.16	0.91	2.57	2.64
63- 8	5.87	0.00	0.00	0.00	4.34	0.05	4.06	0.56	0.30	0.70	1.56	5.87	5.67
63- 9	2.64	0.00	0.00	0.00	3.78	-0.56	2.25	0.48	0.12	0.48	1.09	2.64	2.78
	28.44	10.59	0.00	0.00	0.00	-0.23	20.44	6.36	2.54	10.08	18.97	39.03	39.17

Bassin=ST-REGIS

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
63- 10	0.92	0.00	0.00	0.00	3.08	-0.71	0.93	0.44	0.04	0.30	0.78	0.92	1.01
63- 11	4.10	0.23	0.15	0.15	3.98	0.91	1.83	0.39	0.11	0.71	1.20	4.18	3.94
63- 12	0.23	2.01	1.79	1.63	3.39	-0.60	0.20	0.40	0.07	0.72	1.18	0.61	0.78
64- 1	1.83	1.64	2.76	0.98	4.33	0.95	-0.16	0.37	0.26	0.50	1.14	2.49	1.92
64- 2	0.23	1.34	4.14	1.38	3.88	-0.46	0.24	0.38	0.00	0.63	1.01	0.19	0.80
64- 3	1.50	1.23	1.70	-2.45	5.96	2.08	-0.17	0.46	0.54	1.57	2.57	5.18	4.48
64- 4	1.51	0.84	0.00	-1.70	6.18	0.22	1.26	0.57	0.37	1.82	2.76	4.05	4.25
64- 5	4.62	0.00	0.00	0.00	5.27	-0.91	3.95	0.64	0.29	0.93	1.86	4.62	4.89
64- 6	1.77	0.00	0.00	0.00	4.18	-1.09	2.14	0.58	0.04	0.35	0.96	1.77	2.01
64- 7	2.53	0.00	0.00	0.00	3.51	-0.67	2.46	0.52	0.05	0.17	0.75	2.53	2.54
64- 8	4.20	0.00	0.00	0.00	3.53	0.01	2.80	0.45	0.27	0.32	1.05	4.20	3.86
64- 9	2.17	0.00	0.00	0.00	2.95	-0.57	2.16	0.38	0.06	0.41	0.84	2.17	2.43
	25.61	7.29	0.00	-0.00	0.00	-0.83	17.64	5.59	2.10	8.42	16.10	32.90	32.91
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
64- 10	1.77	0.00	0.00	0.00	2.66	-0.30	1.48	0.35	0.03	0.23	0.61	1.77	1.80
64- 11	2.75	0.32	0.00	0.00	3.33	0.67	0.99	0.30	0.12	0.61	1.03	3.07	2.69
64- 12	1.12	1.96	0.75	0.75	3.73	0.40	0.52	0.32	0.12	0.91	1.35	2.33	2.27
65- 1	0.71	1.73	2.10	1.35	3.55	-0.17	0.39	0.36	0.09	0.81	1.25	1.08	1.47
65- 2	1.25	1.14	3.32	1.21	3.80	0.25	-0.03	0.34	0.06	0.52	0.91	1.18	1.13
65- 3	0.09	0.92	2.12	-1.20	4.41	0.61	0.05	0.42	0.14	0.99	1.55	2.21	2.21
65- 4	2.59	0.20	0.00	-2.12	5.70	1.28	0.95	0.47	0.30	1.50	2.27	4.90	4.50
65- 5	1.64	0.00	0.00	0.00	4.13	-1.57	2.65	0.55	0.04	0.51	1.09	1.64	2.18
65- 6	1.56	0.00	0.00	0.00	3.36	-0.77	1.77	0.47	0.03	0.07	0.58	1.56	1.58
65- 7	3.18	0.00	0.00	0.00	2.92	-0.44	2.97	0.42	0.08	0.11	0.61	3.18	3.14
65- 8	7.00	0.00	0.00	0.00	3.32	0.39	4.76	0.37	0.40	0.78	1.55	7.00	6.70
65- 9	3.41	0.00	0.00	0.00	2.98	-0.33	2.70	0.35	0.13	0.75	1.22	3.41	3.59
	27.07	6.27	0.00	0.00	0.00	0.03	19.20	4.71	1.53	7.79	14.03	33.34	33.26
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
65- 10	3.65	0.33	0.00	0.00	3.40	0.41	2.35	0.34	0.14	0.59	1.07	3.98	3.83
65- 11	3.08	2.27	2.32	2.32	4.36	0.96	0.27	0.34	0.16	1.12	1.61	3.03	2.84
65- 12	0.93	1.28	3.06	0.75	4.60	0.24	0.15	0.41	0.03	0.87	1.31	1.46	1.70
66- 1	0.33	3.54	5.95	2.89	4.37	-0.23	0.15	0.46	0.09	0.72	1.27	0.98	1.19
66- 2	0.86	1.83	7.08	1.13	4.72	0.35	-0.03	0.43	0.09	0.54	1.06	1.56	1.38
66- 3	1.76	1.11	2.69	-4.39	7.68	2.95	-0.26	0.53	0.86	1.92	3.31	7.26	6.01
66- 4	0.46	0.13	0.00	-2.69	7.51	-0.17	1.17	0.70	0.20	2.38	3.27	3.28	4.27
66- 5	2.20	0.02	0.00	0.00	6.21	-1.30	2.21	0.80	0.06	0.77	1.63	2.22	2.54
66- 6	3.08	0.00	0.00	0.00	5.09	-1.12	3.20	0.71	0.09	0.32	1.13	3.08	3.20
66- 7	3.04	0.00	0.00	0.00	4.44	-0.65	2.62	0.64	0.15	0.23	1.02	3.04	2.98
66- 8	4.60	0.00	0.00	0.00	4.04	-0.39	3.74	0.56	0.18	0.42	1.15	4.60	4.50
66- 9	3.51	0.00	0.00	0.00	3.96	-0.08	2.27	0.47	0.15	0.64	1.26	3.51	3.45
	27.50	10.51	0.00	0.00	0.00	0.98	17.84	6.40	2.19	10.51	19.09	38.01	37.90

Bassin=ST-REGIS

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
66- 10	1.82	0.01	0.04	0.04	3.50	-0.46	1.41	0.44	0.05	0.48	0.97	1.79	1.92
66- 11	2.05	0.38	0.00	-0.04	3.74	0.24	1.00	0.39	0.06	0.68	1.15	2.47	2.39
66- 12	1.82	3.04	2.79	2.79	3.83	0.08	0.78	0.40	0.10	0.76	1.27	2.07	2.13
67- 1	0.68	1.74	2.68	-0.11	4.68	0.85	0.05	0.40	0.17	0.47	1.06	2.53	1.96
67- 2	0.49	1.81	4.87	2.19	4.16	-0.52	0.15	0.39	0.00	0.74	1.14	0.11	0.77
67- 3	0.41	0.62	1.73	-3.14	5.76	1.60	0.97	0.43	0.20	0.40	1.04	4.17	3.62
67- 4	4.28	0.10	0.00	-1.73	6.64	0.88	1.05	0.53	0.84	2.68	4.06	6.11	5.98
67- 5	2.92	0.35	0.00	0.00	5.85	-0.79	2.52	0.66	0.14	1.22	2.01	3.27	3.75
67- 6	4.03	0.00	0.00	0.00	4.75	-1.10	3.96	0.62	0.17	0.47	1.26	4.03	4.12
67- 7	4.70	0.00	0.00	0.00	4.11	-0.64	4.10	0.57	0.21	0.55	1.32	4.70	4.78
67- 8	3.73	0.00	0.00	0.00	3.80	-0.32	2.94	0.50	0.14	0.42	1.06	3.73	3.68
67- 9	2.95	0.00	0.00	0.00	3.39	-0.41	2.33	0.42	0.13	0.38	0.93	2.95	2.85
	29.88	8.05	0.00	0.00	0.00	-0.58	21.26	5.77	2.22	9.24	17.27	37.93	37.95
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
68- 10	3.40	0.11	0.00	0.00	3.67	0.29	1.80	0.38	0.14	0.69	1.22	3.51	3.31
68- 11	2.81	2.78	2.13	2.13	4.76	1.09	0.40	0.39	0.21	1.34	1.94	3.46	3.43
68- 12	1.54	1.20	1.70	-0.43	5.70	0.93	0.08	0.48	0.20	1.32	2.00	3.17	3.02
69- 1	0.71	2.25	4.44	2.74	5.14	-0.56	0.25	0.55	0.00	0.54	1.10	0.22	0.79
69- 2	0.34	2.42	6.16	1.72	4.99	-0.14	0.15	0.52	0.06	0.43	1.03	1.04	1.04
69- 3	1.74	1.44	0.00	-6.16	8.62	3.62	0.41	0.58	1.02	1.66	3.26	9.34	7.29
69- 4	2.55	0.06	0.00	0.00	6.91	-1.70	2.59	0.71	0.25	2.33	3.29	2.61	4.18
69- 5	3.97	0.06	0.00	0.00	6.31	-0.60	3.01	0.76	0.13	0.97	1.85	4.03	4.26
69- 6	2.83	0.00	0.00	0.00	5.26	-1.05	2.76	0.68	0.12	0.51	1.30	2.83	3.01
69- 7	2.96	0.00	0.00	0.00	4.21	-1.05	3.04	0.62	0.12	0.32	1.05	2.96	3.04
69- 8	2.73	0.00	0.00	0.00	3.60	-0.61	2.58	0.53	0.09	0.16	0.79	2.73	2.75
69- 9	3.27	0.00	0.00	0.00	3.38	-0.22	2.26	0.45	0.20	0.45	1.09	3.27	3.13
	28.85	10.32	0.00	0.00	0.00	-0.00	19.33	6.65	2.54	10.72	19.92	39.17	39.25
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
69- 10	3.44	0.00	0.00	0.00	3.49	0.10	2.13	0.41	0.13	0.51	1.05	3.44	3.28
69- 11	3.83	2.35	2.19	2.19	4.89	1.41	0.57	0.37	0.19	1.10	1.66	3.99	3.64
69- 12	0.87	4.62	6.98	4.78	4.62	-0.27	-0.09	0.45	0.06	1.08	1.60	0.70	1.24
70- 1	1.51	1.61	9.11	2.13	4.65	0.03	0.32	0.47	0.02	0.17	0.66	0.99	1.01
70- 2	0.14	1.60	10.72	1.61	4.19	-0.47	-0.16	0.42	0.04	0.36	0.84	0.13	0.21
70- 3	1.15	1.23	10.74	0.02	4.93	0.74	0.02	0.46	0.13	0.36	0.95	2.36	1.71
70- 4	3.39	0.51	0.00	-10.74	9.88	4.95	0.92	0.57	2.58	4.50	7.65	14.64	13.52
70- 5	4.11	0.00	0.00	0.00	7.66	-2.21	4.25	0.85	0.61	2.02	3.48	4.11	5.51
70- 6	4.70	0.00	0.00	0.00	6.73	-0.94	3.65	0.82	0.33	0.75	1.89	4.70	4.61
70- 7	2.46	0.00	0.00	0.00	5.34	-1.39	2.92	0.77	0.07	0.50	1.34	2.46	2.87
70- 8	3.50	0.00	0.00	0.00	4.63	-0.71	3.05	0.67	0.18	0.28	1.12	3.50	3.46
70- 9	2.77	0.00	0.00	0.00	4.25	-0.38	2.00	0.56	0.11	0.45	1.12	2.77	2.74
	31.87	11.92	0.00	0.00	0.00	0.86	19.58	6.83	4.44	12.08	23.36	43.79	43.80

Bassin=ST-REGIS

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
69- 10	2.70	0.22	0.00	0.00	4.42	0.17	1.24	0.51	0.14	0.54	1.19	2.92	2.60
69- 11	2.34	1.00	0.69	0.69	4.77	0.36	0.81	0.48	0.12	1.02	1.62	2.65	2.78
69- 12	0.88	4.11	4.53	3.84	4.57	-0.20	0.35	0.50	0.05	0.64	1.20	1.15	1.35
70- 1	0.17	1.56	6.08	1.55	3.99	-0.58	0.26	0.49	0.00	0.12	0.62	0.18	0.30
70- 2	0.65	2.44	9.10	3.01	3.65	-0.34	-0.06	0.41	0.00	0.08	0.49	0.08	0.09
70- 3	1.06	1.21	10.81	1.72	3.54	-0.11	0.01	0.41	0.02	0.07	0.50	0.55	0.40
70- 4	1.75	0.59	0.00	-10.81	8.20	4.66	1.23	0.43	1.69	3.02	5.15	13.15	11.03
70- 5	3.01	0.19	0.00	0.00	6.18	-2.02	3.91	0.67	0.15	2.42	3.23	3.20	5.13
70- 6	3.83	0.00	0.00	0.00	5.38	-0.81	3.40	0.65	0.26	0.37	1.28	3.83	3.87
70- 7	3.76	0.00	0.00	0.00	4.38	-1.00	3.24	0.61	0.21	0.84	1.66	3.76	3.91
70- 8	4.79	0.00	0.00	0.00	4.03	-0.35	4.12	0.53	0.16	0.28	0.97	4.79	4.75
70- 9	4.71	0.00	0.00	0.00	3.84	-0.18	3.61	0.46	0.19	0.65	1.29	4.71	4.72
	29.65	11.32	0.00	0.00	0.00	-0.41	22.12	6.16	2.99	10.05	19.20	40.97	40.92
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
70- 10	3.66	0.03	0.00	0.00	3.85	0.01	2.21	0.43	0.14	0.73	1.31	3.69	3.53
70- 11	3.12	0.27	0.00	0.00	4.64	0.79	1.09	0.41	0.09	0.83	1.33	3.39	3.21
70- 12	0.73	5.32	5.68	5.68	4.03	-0.61	0.27	0.45	0.02	0.72	1.18	0.38	0.85
71- 1	0.78	2.17	8.45	2.78	3.62	-0.42	0.14	0.43	0.00	0.08	0.51	0.17	0.24
71- 2	2.20	3.28	12.85	4.39	3.88	0.26	0.18	0.36	0.02	0.08	0.45	1.09	0.90
71- 3	0.70	5.01	16.77	3.93	4.30	0.43	-0.22	0.41	0.17	0.88	1.45	1.78	1.66
71- 4	1.75	0.75	7.76	-9.01	9.39	5.08	0.41	0.47	1.16	2.63	4.26	11.51	9.76
71- 5	4.08	0.00	0.00	-7.76	8.80	-0.59	5.09	0.80	3.33	4.45	8.59	11.84	13.09
71- 6	2.93	0.00	0.00	0.00	6.48	-2.33	3.78	0.83	0.38	0.85	2.06	2.93	3.52
71- 7	4.62	0.00	0.00	0.00	5.55	-0.92	4.17	0.77	0.22	0.43	1.41	4.62	4.65
71- 8	5.05	0.00	0.00	0.00	5.62	0.07	3.01	0.67	0.39	0.48	1.54	5.05	4.62
71- 9	2.66	0.00	0.00	0.00	4.62	-1.00	2.46	0.59	0.10	0.93	1.62	2.66	3.08
	32.28	16.83	0.00	0.00	0.00	0.78	22.61	6.62	6.03	13.08	25.72	49.11	49.11
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
71- 10	1.37	0.00	0.00	0.00	3.86	-0.76	1.41	0.54	0.03	0.30	0.87	1.37	1.53
71- 11	0.99	1.81	1.13	1.13	3.98	0.12	0.42	0.46	0.04	0.45	0.95	1.67	1.49
71- 12	2.31	1.91	2.04	0.92	4.89	0.91	0.35	0.46	0.22	1.16	1.84	3.30	3.10
72- 1	0.65	2.32	4.91	2.87	4.31	-0.58	0.16	0.50	0.00	0.42	0.91	0.10	0.49
72- 2	0.26	4.73	9.77	4.85	3.84	-0.48	0.17	0.44	0.00	0.04	0.48	0.14	0.17
72- 3	1.46	2.32	13.44	3.68	3.43	-0.41	0.04	0.43	0.00	0.01	0.45	0.10	0.08
72- 4	1.75	0.22	5.13	-8.31	8.10	4.67	0.65	0.41	0.75	1.87	3.03	10.28	8.35
72- 5	4.02	0.00	0.00	-5.13	7.33	-0.77	3.49	0.71	2.61	4.48	7.80	9.15	10.51
72- 6	6.30	0.00	0.00	0.00	6.86	-0.47	4.17	0.78	0.48	1.43	2.69	6.30	6.40
72- 7	6.60	0.00	0.00	0.00	6.10	-0.76	5.45	0.78	0.33	0.88	2.00	6.60	6.69
72- 8	4.19	0.00	0.00	0.00	5.21	-0.89	3.84	0.72	0.14	0.65	1.51	4.19	4.46
72- 9	2.04	0.00	0.00	0.00	4.50	-0.71	1.97	0.61	0.03	0.23	0.87	2.04	2.13
	31.94	13.31	0.00	0.00	0.00	-0.12	22.12	6.83	4.63	11.93	23.40	45.25	45.40

Bassin=S1-REGIS

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
72- 10	3.44	0.02	0.00	0.00	4.57	0.07	1.92	0.55	0.13	0.47	1.15	3.46	3.14
72- 11	3.00	1.06	0.74	0.74	5.42	0.86	0.59	0.51	0.17	1.06	1.74	3.32	3.18
72- 12	2.47	4.02	5.92	5.18	5.39	-0.03	-0.03	0.56	0.06	1.08	1.71	1.31	1.65
73- 1	1.56	1.92	6.55	0.63	6.12	0.73	0.03	0.59	0.24	0.81	1.64	2.85	2.41
73- 2	1.11	1.63	8.46	1.92	5.84	-0.28	0.19	0.58	0.05	0.80	1.43	0.82	1.33
73- 3	2.34	0.47	0.00	-8.46	9.81	3.98	0.18	0.73	1.66	3.28	5.67	11.27	9.83
73- 4	3.81	1.10	0.00	0.00	8.19	-1.62	2.56	0.84	1.84	2.37	5.04	4.91	5.98
73- 5	5.70	0.00	0.00	0.00	7.76	-0.44	3.56	0.87	0.47	1.13	2.46	5.70	5.59
73- 6	5.75	0.00	0.00	0.00	6.59	-1.17	5.05	0.82	0.31	1.03	2.17	5.75	6.05
73- 7	2.99	0.00	0.00	0.00	5.40	-1.19	3.02	0.77	0.15	0.39	1.31	2.99	3.15
73- 8	3.41	0.00	0.00	0.00	4.52	-0.88	3.09	0.67	0.17	0.42	1.26	3.41	3.47
73- 9	5.15	0.00	0.00	0.00	4.60	0.08	3.43	0.56	0.25	0.49	1.31	5.15	4.81
	40.73	10.22	0.00	0.00	0.00	0.10	23.61	8.04	5.51	13.34	26.89	50.95	50.60
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
73- 10	2.65	0.00	0.00	0.00	4.12	-0.48	2.04	0.54	0.10	0.76	1.40	2.65	2.95
73- 11	2.79	0.49	0.10	0.10	4.74	0.62	0.99	0.48	0.09	0.68	1.26	3.17	2.86
73- 12	3.32	2.69	3.19	3.09	5.36	0.62	0.54	0.50	0.12	1.00	1.62	2.92	2.79
74- 1	1.33	2.36	4.88	1.69	5.76	0.40	0.29	0.53	0.10	0.76	1.40	2.00	2.09
74- 2	1.16	1.07	6.72	1.85	5.39	-0.37	-0.29	0.51	0.03	0.78	1.33	0.38	0.66
74- 3	2.08	2.85	6.76	0.03	6.96	1.57	-0.04	0.65	0.67	1.91	3.22	4.89	4.75
74- 4	3.20	0.81	0.00	-6.76	9.22	2.26	1.75	0.77	2.16	2.98	5.91	10.77	9.92
74- 5	3.93	0.06	0.00	0.00	7.34	-1.88	3.39	0.87	0.90	1.64	3.41	3.99	4.93
74- 6	3.34	0.00	0.00	0.00	6.07	-1.27	3.28	0.80	0.16	0.42	1.38	3.34	3.38
74- 7	6.59	0.00	0.00	0.00	5.72	-0.35	4.86	0.73	0.51	0.67	1.91	6.59	6.41
74- 8	2.62	0.00	0.00	0.00	4.63	-1.09	2.51	0.66	0.14	0.64	1.45	2.62	2.87
74- 9	3.84	0.00	0.00	0.00	4.37	-0.26	2.91	0.56	0.11	0.40	1.07	3.84	3.72
	36.85	10.33	0.00	0.00	0.00	-0.23	22.22	7.59	5.10	12.65	25.34	47.18	47.32
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
74- 10	1.27	0.17	0.00	0.00	3.91	-0.46	1.10	0.51	0.03	0.45	0.99	1.44	1.63
74- 11	3.08	1.13	0.59	0.59	4.80	0.89	0.66	0.45	0.24	0.77	1.46	3.62	3.00
74- 12	1.38	2.21	2.27	1.68	5.07	0.27	0.18	0.50	0.17	1.25	1.91	1.91	2.37
75- 1	1.25	2.23	4.09	1.81	5.21	0.14	0.28	0.54	0.08	0.64	1.26	1.67	1.67
75- 2	1.28	1.80	5.68	1.59	5.45	0.24	0.19	0.50	0.06	0.31	0.87	1.49	1.30
75- 3	1.67	2.19	7.76	2.08	5.77	0.33	-0.31	0.56	0.14	0.93	1.64	1.78	1.66
75- 4	1.15	3.30	1.00	-6.75	10.14	4.36	0.68	0.60	1.63	2.12	4.35	11.20	9.39
75- 5	1.41	0.00	0.00	-1.00	6.74	-3.39	3.79	0.83	0.37	2.86	4.06	2.41	4.46
75- 6	2.61	0.00	0.00	0.00	5.60	-1.14	2.34	0.78	0.12	0.68	1.58	2.61	2.78
75- 7	3.30	0.00	0.00	0.00	4.80	-0.81	3.09	0.71	0.13	0.18	1.02	3.30	3.30
75- 8	2.48	0.00	0.00	0.00	4.14	-0.65	2.43	0.61	0.06	0.10	0.78	2.48	2.56
75- 9	6.69	0.00	0.00	0.00	5.20	1.06	2.93	0.52	0.60	0.85	1.96	6.69	5.95
	27.57	13.03	0.00	0.00	0.00	0.84	17.36	7.12	3.62	11.14	21.88	40.60	40.08

Bassin=RAISIN

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
60- 10	3.53	0.00	0.00	0.00	1.65	0.81	1.69	0.12	0.22	0.45	0.79	3.53	3.29
60- 11	1.59	0.01	0.00	0.00	1.35	-0.29	1.57	0.09	0.04	0.44	0.58	1.60	1.85
60- 12	0.38	1.80	1.47	1.47	1.37	0.02	0.52	0.08	0.01	0.11	0.20	0.71	0.74
61- 1	0.05	1.00	2.41	0.94	1.31	-0.06	0.12	0.06	0.00	0.01	0.07	0.11	0.13
61- 2	2.49	0.77	2.83	0.42	2.97	1.66	0.21	0.06	0.30	0.23	0.59	2.84	2.47
61- 3	0.52	1.17	0.41	-2.42	4.20	1.22	0.10	0.14	1.63	0.95	2.71	4.11	4.04
61- 4	2.46	3.93	0.00	-0.41	4.99	0.79	0.38	0.33	2.07	2.96	5.36	6.80	6.53
61- 5	1.89	0.02	0.00	0.00	2.60	-2.39	3.23	0.41	0.20	1.01	1.62	1.91	2.46
61- 6	3.71	0.00	0.00	0.00	1.85	-0.75	3.54	0.32	0.19	0.38	0.89	3.71	3.69
61- 7	5.12	0.00	0.00	0.00	1.40	-0.46	4.71	0.27	0.19	0.49	0.95	5.12	5.20
61- 8	3.74	0.00	0.00	0.00	1.66	0.26	2.69	0.21	0.16	0.27	0.64	3.74	3.60
61- 9	1.12	0.00	0.00	0.00	0.76	-0.90	1.71	0.17	0.05	0.34	0.56	1.12	1.37
	26.60	8.70	0.00	0.00	0.00	-0.08	20.48	2.25	5.07	7.64	14.96	35.30	35.36
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
61- 10	2.97	0.00	0.00	0.00	1.31	0.55	1.70	0.14	0.10	0.35	0.60	2.97	2.84
61- 11	1.40	0.48	0.44	0.44	1.38	0.07	0.94	0.11	0.03	0.33	0.48	1.44	1.49
61- 12	1.39	1.45	1.25	0.82	2.13	0.76	0.58	0.09	0.18	0.48	0.75	2.02	2.09
62- 1	1.26	1.40	2.59	1.34	2.67	0.54	0.13	0.09	0.24	0.29	0.61	1.32	1.27
62- 2	1.07	3.05	5.66	3.07	3.08	0.41	0.30	0.11	0.06	0.21	0.38	1.05	1.09
62- 3	1.06	0.82	0.04	-5.61	4.55	1.47	1.25	0.18	2.51	0.85	3.54	7.49	6.25
62- 4	3.78	0.80	0.00	-0.04	3.51	-1.03	0.91	0.35	2.57	2.91	5.82	4.62	5.70
62- 5	1.24	0.00	0.00	0.00	1.46	-2.05	2.74	0.33	0.06	0.37	0.75	1.24	1.45
62- 6	2.14	0.00	0.00	0.00	1.20	-0.26	1.81	0.25	0.06	0.22	0.53	2.14	2.08
62- 7	5.13	0.00	0.00	0.00	1.61	0.41	3.82	0.21	0.24	0.28	0.74	5.13	4.96
62- 8	4.82	0.00	0.00	0.00	1.05	-0.56	3.84	0.17	0.63	0.73	1.53	4.82	4.82
62- 9	3.00	0.00	0.00	0.00	1.39	0.34	2.05	0.13	0.13	0.44	0.71	3.00	3.10
	29.26	8.00	0.00	0.00	0.00	0.63	20.08	2.16	6.81	7.46	16.43	37.26	37.15
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
62- 10	3.09	0.58	0.00	0.00	2.19	0.80	1.90	0.11	0.15	0.66	0.91	3.67	3.61
62- 11	1.24	1.20	0.00	0.00	2.79	0.60	0.49	0.11	0.49	0.84	1.44	2.44	2.52
62- 12	0.75	1.88	1.72	1.72	2.52	-0.26	0.76	0.15	0.05	0.33	0.52	0.91	1.02
63- 1	0.03	1.34	2.75	1.02	2.35	-0.17	0.39	0.13	0.00	0.02	0.15	0.35	0.36
63- 2	0.00	4.16	6.55	3.80	2.25	-0.10	0.35	0.10	0.00	0.00	0.10	0.36	0.35
63- 3	0.70	1.27	4.20	-2.35	3.79	1.54	1.17	0.09	0.84	0.19	1.12	4.32	3.83
63- 4	2.68	0.15	0.00	-4.20	3.28	-0.51	1.19	0.22	3.61	2.72	6.56	7.03	7.23
63- 5	3.30	0.38	0.00	0.00	1.64	-1.64	3.84	0.23	0.41	1.01	1.65	3.68	3.85
63- 6	0.83	0.00	0.00	0.00	0.82	-0.82	1.38	0.19	0.01	0.17	0.36	0.83	0.93
63- 7	1.92	0.00	0.00	0.00	0.66	-0.16	1.71	0.15	0.04	0.15	0.35	1.92	1.91
63- 8	3.90	0.00	0.00	0.00	0.73	0.07	3.17	0.12	0.16	0.35	0.63	3.90	3.87
63- 9	3.33	0.00	0.00	0.00	0.95	0.22	2.08	0.09	0.30	0.59	0.99	3.33	3.28
	21.77	10.96	0.00	0.00	0.00	-0.44	18.42	1.72	6.05	7.01	14.79	32.73	32.76

Bassin=RAISIN

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
63- 10	0.96	0.00	0.00	0.00	0.51	-0.44	1.12	0.08	0.02	0.26	0.36	0.96	1.05
63- 11	5.82	0.15	0.13	0.13	2.70	2.19	2.15	0.06	0.38	0.80	1.24	5.84	5.58
63- 12	0.25	1.55	1.08	0.96	2.36	-0.34	0.56	0.09	0.18	0.58	0.86	0.84	1.09
64- 1	1.56	1.97	1.98	0.90	3.79	1.43	-0.44	0.13	0.70	0.48	1.31	2.63	2.30
64- 2	0.26	1.01	2.80	0.82	3.51	-0.28	0.49	0.21	0.02	0.36	0.59	0.45	0.80
64- 3	0.79	0.99	0.37	-2.43	4.26	0.75	0.22	0.31	1.70	1.09	3.10	4.21	4.07
64- 4	2.25	0.65	0.00	-0.37	2.82	-1.44	2.71	0.34	1.02	0.61	1.97	3.27	3.24
64- 5	2.50	0.00	0.00	0.00	1.46	-1.36	3.46	0.31	0.04	0.21	0.56	2.50	2.66
64- 6	1.33	0.00	0.00	0.00	1.03	-0.43	1.45	0.24	0.01	0.06	0.31	1.33	1.34
64- 7	2.44	0.00	0.00	0.00	0.99	-0.04	2.10	0.20	0.04	0.09	0.33	2.44	2.39
64- 8	1.55	0.00	0.00	0.00	0.88	-0.11	1.20	0.16	0.04	0.19	0.39	1.55	1.48
64- 9	1.23	0.00	0.00	0.00	0.57	-0.31	1.38	0.13	0.02	0.13	0.28	1.23	1.34
	20.94	6.32	0.00	-0.00	0.00	-0.37	16.42	2.25	4.18	4.85	11.31	27.26	27.35
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
64- 10	1.07	0.00	0.00	0.00	0.52	-0.06	0.95	0.10	0.01	0.06	0.17	1.07	1.06
64- 11	2.63	0.25	0.00	0.00	2.05	1.53	0.47	0.09	0.11	0.38	0.57	2.88	2.58
64- 12	1.79	1.82	0.53	0.53	3.33	1.28	0.37	0.08	0.58	0.84	1.51	3.08	3.16
65- 1	0.54	2.08	1.85	1.32	3.28	-0.05	0.66	0.17	0.30	0.43	0.90	1.30	1.51
65- 2	1.63	1.44	2.44	0.59	3.99	0.72	0.12	0.22	0.77	0.57	1.57	2.48	2.40
65- 3	0.03	0.77	0.56	-1.88	3.94	-0.05	0.51	0.35	0.79	1.11	2.25	2.68	2.71
65- 4	3.64	0.00	0.00	-0.56	3.64	-0.31	2.66	0.36	0.67	0.67	1.70	4.20	4.05
65- 5	0.87	0.00	0.00	0.00	1.53	-2.11	2.56	0.34	0.04	0.27	0.65	0.87	1.10
65- 6	0.29	0.00	0.00	0.00	1.14	-0.39	0.41	0.27	0.00	0.00	0.27	0.29	0.30
65- 7	2.14	0.00	0.00	0.00	0.93	-0.22	2.02	0.22	0.05	0.06	0.33	2.14	2.14
65- 8	8.25	0.00	0.00	0.00	2.12	1.19	5.11	0.18	0.64	0.81	1.63	8.25	7.93
65- 9	4.50	0.00	0.00	0.00	1.48	-0.64	3.77	0.14	0.41	1.01	1.56	4.50	4.69
	27.38	6.36	0.00	-0.00	0.00	0.91	19.60	2.53	4.38	6.21	13.13	33.74	33.64
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
65- 10	4.04	0.03	0.00	0.00	1.84	0.36	2.59	0.12	0.26	0.73	1.12	4.07	4.07
65- 11	2.73	0.93	0.35	0.35	3.19	1.34	0.81	0.09	0.32	0.59	1.00	3.31	3.15
65- 12	1.07	0.60	0.00	-0.35	3.74	0.55	0.48	0.16	0.28	0.66	1.11	2.02	2.15
66- 1	0.50	5.16	5.13	5.13	3.02	-0.72	0.79	0.23	0.10	0.28	0.61	0.53	0.68
66- 2	1.31	1.41	6.20	1.06	3.93	0.91	-0.07	0.21	0.18	0.35	0.74	1.66	1.58
66- 3	1.49	0.55	0.80	-5.39	5.05	1.12	-0.44	0.36	3.51	2.11	5.98	7.43	6.66
66- 4	0.47	0.04	0.00	-0.80	3.04	-2.01	2.22	0.44	0.27	1.20	1.92	1.31	2.13
66- 5	1.48	0.00	0.00	0.00	1.79	-1.25	2.18	0.39	0.03	0.15	0.57	1.48	1.51
66- 6	3.50	0.00	0.00	0.00	1.38	-0.41	3.01	0.30	0.13	0.43	0.86	3.50	3.47
66- 7	2.75	0.00	0.00	0.00	1.38	-0.00	2.08	0.25	0.12	0.23	0.60	2.75	2.68
66- 8	3.33	0.00	0.00	0.00	1.07	-0.31	2.75	0.20	0.16	0.55	0.92	3.33	3.36
66- 9	3.21	0.00	0.00	0.00	1.29	0.22	1.97	0.16	0.23	0.58	0.96	3.21	3.15
	25.88	8.72	0.00	0.00	0.00	-0.19	18.37	2.92	5.60	7.84	16.39	34.60	34.57

Bassin=RAISIN

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
66- 10	1.23	0.01	0.00	0.00	0.96	-0.33	1.31	0.13	0.02	0.23	0.38	1.24	1.36
66- 11	3.96	0.45	0.00	0.00	2.29	1.33	1.83	0.10	0.24	0.74	1.08	4.41	4.25
66- 12	2.45	3.59	2.73	2.73	3.39	1.10	0.74	0.14	0.65	0.79	1.58	3.31	3.42
67- 1	0.38	2.30	3.47	0.74	4.14	0.74	-0.07	0.22	0.65	0.25	1.12	1.94	1.79
67- 2	0.00	2.53	5.91	2.45	3.78	-0.36	0.15	0.26	0.03	0.23	0.52	0.09	0.30
67- 3	0.53	0.31	3.46	-2.45	4.76	0.98	1.06	0.31	0.52	0.19	1.02	3.29	3.06
67- 4	3.82	0.03	0.00	-3.46	3.84	-0.92	1.16	0.38	4.95	1.76	7.10	7.31	7.33
67- 5	2.42	0.10	0.00	0.00	2.36	-1.47	3.07	0.37	0.13	0.57	1.07	2.52	2.67
67- 6	3.46	0.00	0.00	0.00	1.53	-0.84	3.51	0.29	0.13	0.31	0.73	3.46	3.39
67- 7	3.01	0.00	0.00	0.00	1.06	-0.46	2.71	0.24	0.16	0.46	0.87	3.01	3.11
67- 8	1.70	0.00	0.00	0.00	1.10	0.04	1.29	0.20	0.02	0.11	0.33	1.70	1.66
67- 9	3.42	0.00	0.00	0.00	1.55	0.45	2.29	0.15	0.10	0.29	0.55	3.42	3.28
	26.38	9.32	0.00	0.00	0.00	0.26	19.04	2.80	7.61	5.91	16.33	35.70	35.63
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
67- 10	2.48	0.00	0.00	0.00	1.34	-0.21	2.09	0.13	0.09	0.48	0.69	2.48	2.57
67- 11	2.67	0.90	0.00	0.00	2.92	1.58	0.69	0.10	0.35	0.69	1.14	3.57	3.41
67- 12	1.88	0.88	0.49	0.49	3.32	0.40	0.79	0.15	0.42	0.71	1.27	2.27	2.45
68- 1	0.44	2.06	2.90	2.42	2.98	-0.34	0.17	0.19	0.00	0.13	0.33	0.08	0.15
68- 2	0.46	1.96	4.40	1.50	2.95	-0.02	0.56	0.20	0.05	0.17	0.41	0.92	0.94
68- 3	2.91	1.46	0.00	-4.40	4.66	1.71	0.58	0.25	3.25	1.64	5.14	8.77	7.43
68- 4	2.73	0.00	0.00	0.00	2.57	-2.10	3.23	0.35	0.77	1.63	2.74	2.73	3.87
68- 5	3.23	0.00	0.00	0.00	2.14	-0.42	2.81	0.29	0.10	0.48	0.87	3.23	3.26
68- 6	3.36	0.00	0.00	0.00	1.75	-0.40	3.05	0.23	0.09	0.40	0.71	3.36	3.37
68- 7	2.86	0.00	0.00	0.00	1.14	-0.61	3.06	0.19	0.08	0.27	0.53	2.86	2.98
68- 8	3.87	0.00	0.00	0.00	1.07	-0.07	3.04	0.15	0.25	0.40	0.81	3.87	3.77
68- 9	3.16	0.00	0.00	0.00	0.80	-0.27	2.74	0.12	0.15	0.48	0.76	3.16	3.23
	30.05	7.26	0.00	0.00	0.00	-0.75	22.79	2.33	5.61	7.47	15.40	37.31	37.44
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
68- 10	2.83	0.00	0.00	0.00	1.27	0.48	1.67	0.09	0.10	0.37	0.56	2.83	2.71
68- 11	3.12	1.30	0.24	0.24	3.45	2.18	0.51	0.08	0.47	0.72	1.27	4.18	3.96
68- 12	0.97	4.09	3.46	3.23	3.68	0.23	0.06	0.18	0.76	0.96	1.90	1.83	2.19
69- 1	1.93	1.31	5.68	2.22	3.92	0.24	0.34	0.25	0.04	0.12	0.41	1.02	1.00
69- 2	0.00	1.33	6.57	0.89	3.59	-0.32	0.39	0.25	0.03	0.18	0.47	0.44	0.53
69- 3	1.42	0.51	4.78	-1.79	4.68	1.08	0.13	0.29	1.26	0.39	1.95	3.72	3.16
69- 4	3.32	0.00	0.00	-4.78	4.25	-0.43	1.59	0.42	3.44	3.17	7.03	8.10	8.19
69- 5	3.48	0.00	0.00	0.00	2.61	-1.64	4.06	0.40	0.17	0.85	1.43	3.48	3.85
69- 6	5.37	0.00	0.00	0.00	2.47	-0.15	3.78	0.32	0.52	0.60	1.44	5.37	5.08
69- 7	3.38	0.00	0.00	0.00	1.68	-0.79	3.27	0.26	0.22	0.58	1.06	3.38	3.54
69- 8	4.94	0.00	0.00	0.00	1.35	-0.33	3.65	0.21	0.59	0.82	1.63	4.94	4.95
69- 9	1.95	0.00	0.00	0.00	1.27	-0.08	1.45	0.17	0.08	0.42	0.67	1.95	2.04
	32.71	8.54	0.00	0.00	0.00	0.47	20.90	2.93	7.68	9.20	19.82	41.25	41.19

Bassin=RAISIN

	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
69- 10	2.83	0.10	0.00	0.00	1.83	0.56	1.49	0.14	0.14	0.50	0.78	2.93	2.83
69- 11	2.61	0.63	0.46	0.46	2.74	0.91	0.90	0.12	0.19	0.76	1.08	2.78	2.89
69- 12	1.33	3.56	3.66	3.19	3.20	0.46	0.53	0.15	0.15	0.46	0.77	1.70	1.77
70- 1	0.00	1.26	4.72	1.06	3.07	-0.13	0.10	0.19	0.00	0.05	0.24	0.20	0.22
70- 2	0.56	3.00	7.33	2.61	3.35	0.29	-0.03	0.19	0.21	0.30	0.71	0.95	0.97
70- 3	1.90	0.59	7.65	0.33	4.35	1.00	-0.02	0.25	0.38	0.25	0.87	2.16	1.86
70- 4	2.74	0.16	0.00	-7.65	3.53	-0.82	1.61	0.39	5.57	3.43	9.38	10.55	10.18
70- 5	3.80	0.00	0.00	0.00	2.45	-1.08	3.83	0.40	0.19	0.95	1.54	3.80	4.29
70- 6	2.60	0.00	0.00	0.00	2.04	-0.41	2.42	0.31	0.10	0.23	0.64	2.60	2.65
70- 7	3.04	0.00	0.00	0.00	1.24	-0.80	2.90	0.26	0.15	0.58	1.00	3.04	3.10
70- 8	3.69	0.00	0.00	0.00	1.76	0.52	2.61	0.21	0.11	0.17	0.50	3.69	3.62
70- 9	3.58	0.00	0.00	0.00	1.40	-0.36	3.02	0.16	0.19	0.62	0.97	3.58	3.63
	28.68	9.30	0.00	0.00	0.00	0.13	19.36	2.78	7.40	8.32	18.50	37.98	38.00
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
70- 10	2.28	0.00	0.00	0.00	1.27	-0.13	1.82	0.14	0.08	0.35	0.57	2.28	2.26
70- 11	3.59	0.30	0.00	0.00	2.81	1.54	1.25	0.12	0.19	0.70	0.99	3.89	3.78
70- 12	0.11	5.53	4.92	4.92	2.44	-0.37	0.74	0.12	0.04	0.41	0.57	0.72	0.95
71- 1	0.00	2.44	7.09	2.17	2.42	-0.02	0.15	0.12	0.00	0.04	0.15	0.27	0.28
71- 2	0.45	5.04	12.55	5.45	2.42	-0.00	-0.09	0.11	0.00	0.03	0.13	0.04	0.04
71- 3	0.00	3.51	15.54	3.00	2.62	0.20	0.05	0.10	0.02	0.11	0.24	0.51	0.49
71- 4	1.91	0.40	2.11	-13.43	5.18	2.56	0.50	0.24	6.81	3.35	10.40	15.74	13.46
71- 5	2.72	0.00	0.00	-2.11	2.72	-2.46	2.90	0.47	1.73	4.24	6.44	4.83	6.88
71- 6	2.29	0.00	0.00	0.00	1.90	-0.82	2.34	0.37	0.08	0.42	0.88	2.29	2.40
71- 7	3.18	0.00	0.00	0.00	1.56	-0.33	2.91	0.31	0.08	0.29	0.69	3.18	3.27
71- 8	3.27	0.00	0.00	0.00	1.94	0.38	1.95	0.25	0.18	0.30	0.73	3.27	3.06
71- 9	3.05	0.00	0.00	0.00	1.45	-0.49	2.56	0.19	0.18	0.76	1.14	3.05	3.20
	22.85	17.22	0.00	-0.00	0.00	0.04	17.09	2.55	9.40	11.00	22.94	40.07	40.06
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
71- 10	1.39	0.00	0.00	0.00	0.88	-0.57	1.67	0.16	0.02	0.22	0.41	1.39	1.51
71- 11	0.88	1.35	0.62	0.62	1.47	0.59	0.50	0.13	0.04	0.26	0.43	1.61	1.52
71- 12	0.90	2.17	1.44	0.82	2.38	0.91	0.43	0.12	0.20	0.61	0.92	2.25	2.26
72- 1	0.20	2.29	2.19	0.75	3.46	1.08	-0.30	0.14	0.27	0.53	0.92	1.74	1.70
72- 2	0.55	4.12	6.28	4.08	3.47	0.01	0.26	0.19	0.04	0.19	0.42	0.59	0.68
72- 3	0.00	2.26	8.46	2.18	3.20	-0.27	0.11	0.24	0.00	0.03	0.27	0.08	0.11
72- 4	1.11	0.05	0.00	-8.46	4.08	0.88	0.32	0.32	3.72	3.01	7.06	9.62	8.26
72- 5	2.92	0.00	0.00	0.00	2.18	-1.90	3.95	0.41	0.16	1.57	2.14	2.92	4.19
72- 6	4.64	0.00	0.00	0.00	2.25	0.07	3.07	0.33	0.30	0.69	1.31	4.64	4.45
72- 7	6.13	0.00	0.00	0.00	1.87	-0.38	5.03	0.27	0.36	0.83	1.46	6.13	6.11
72- 8	4.26	0.00	0.00	0.00	1.38	-0.49	3.68	0.22	0.24	0.77	1.22	4.26	4.41
72- 9	3.53	0.00	0.00	0.00	1.90	0.52	2.44	0.17	0.08	0.35	0.60	3.53	3.56
	26.51	12.24	0.00	-0.00	0.00	0.46	21.15	2.70	5.43	9.05	17.14	38.75	38.75

Bassin=RAISIN

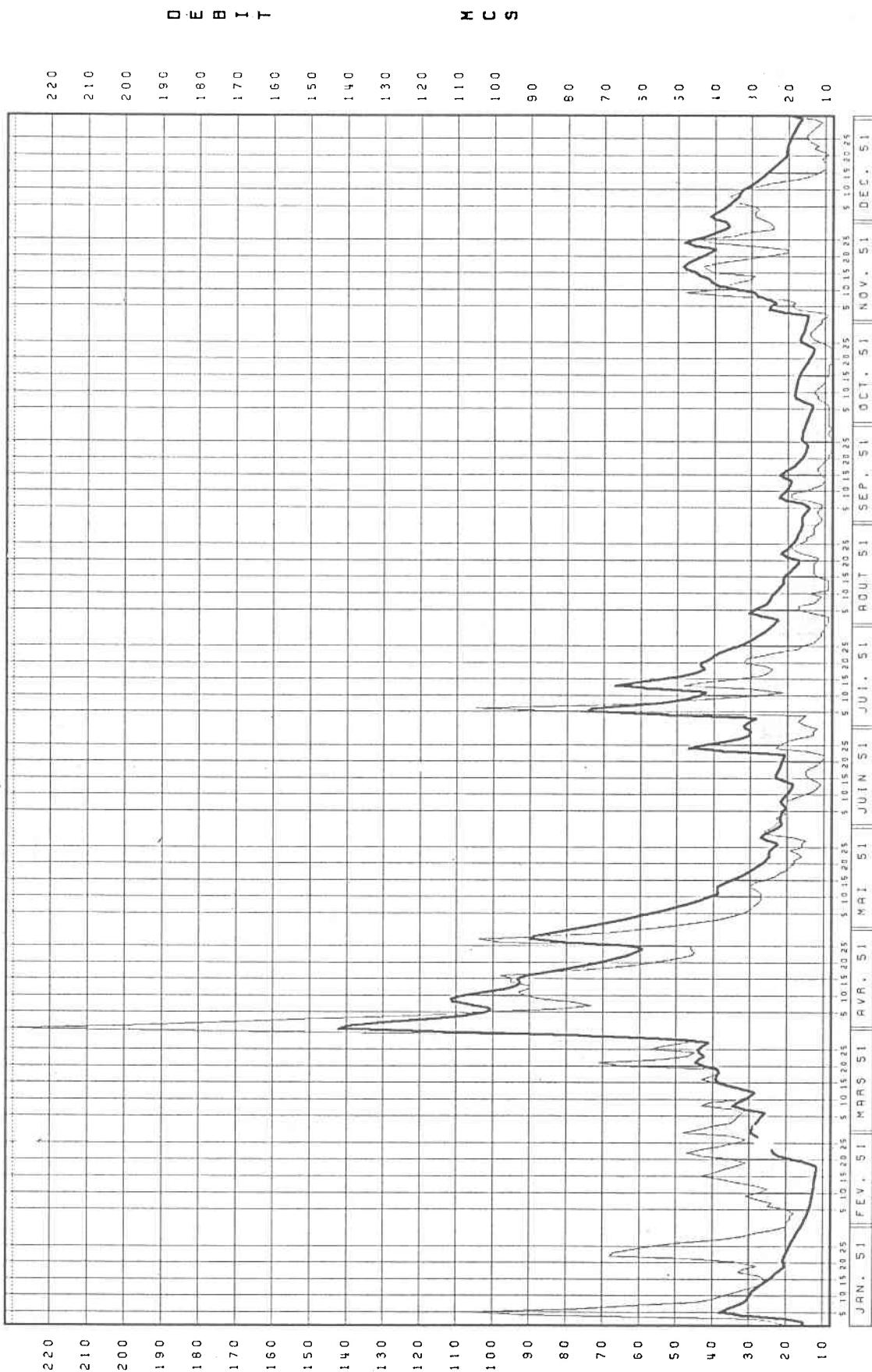
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
72- 10	4.16	0.00	0.00	0.00	2.72	0.82	1.53	0.14	0.46	0.97	1.57	4.16	3.92
72- 11	3.90	0.78	0.29	0.29	4.20	1.48	0.71	0.17	1.11	1.01	2.29	4.39	4.48
72- 12	0.84	4.63	4.93	4.64	3.99	-0.21	0.13	0.29	0.37	0.50	1.16	0.83	1.08
73- 1	0.87	1.66	5.05	0.12	4.73	0.74	0.06	0.34	0.73	0.35	1.42	2.41	2.22
73- 2	0.82	1.38	7.02	1.97	4.27	-0.46	0.34	0.36	0.00	0.19	0.55	0.23	0.43
73- 3	2.69	0.66	0.00	-7.02	4.89	0.62	-0.09	0.48	5.94	2.59	9.02	10.37	9.55
73- 4	2.90	0.84	0.00	0.00	4.03	-0.85	2.65	0.54	0.69	1.38	2.62	3.74	4.42
73- 5	6.05	0.00	0.00	0.00	3.95	-0.08	4.28	0.48	0.45	0.80	1.73	6.05	5.93
73- 6	4.62	0.00	0.00	0.00	2.39	-1.57	4.95	0.39	0.25	0.69	1.33	4.62	4.72
73- 7	1.47	0.00	0.00	0.00	1.35	-1.03	1.99	0.32	0.06	0.29	0.67	1.47	1.63
73- 8	3.37	0.00	0.00	0.00	1.11	-0.24	2.58	0.26	0.29	0.46	1.01	3.37	3.35
73- 9	7.10	0.00	0.00	0.00	1.97	0.86	3.94	0.20	0.91	0.95	2.07	7.10	6.88
	38.79	9.95	0.00	0.00	0.00	0.07	23.09	3.97	11.25	10.19	25.44	48.74	48.60
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
73- 10	2.46	0.00	0.00	0.00	1.39	-0.59	2.40	0.17	0.10	0.59	0.87	2.46	2.68
73- 11	2.83	0.25	0.00	0.00	2.53	1.15	1.04	0.13	0.12	0.46	0.71	3.08	2.90
73- 12	2.57	4.22	4.17	4.17	3.64	1.10	0.60	0.14	0.21	0.59	0.94	2.62	2.65
74- 1	0.40	1.84	3.87	-0.30	4.39	0.75	0.78	0.21	0.31	0.39	0.91	2.54	2.45
74- 2	0.23	0.68	4.48	0.61	4.05	-0.34	-0.71	0.27	0.51	0.81	1.59	0.30	0.54
74- 3	2.07	2.37	2.44	-2.04	4.86	0.80	0.06	0.40	3.55	1.54	5.49	6.48	6.36
74- 4	4.25	0.45	0.00	-2.44	4.51	-0.34	2.57	0.49	2.59	1.76	4.84	7.14	7.07
74- 5	4.97	0.00	0.00	0.00	3.54	-0.97	4.07	0.47	0.49	0.96	1.91	4.97	5.00
74- 6	2.69	0.00	0.00	0.00	2.01	-1.53	3.40	0.38	0.12	0.43	0.92	2.69	2.79
74- 7	3.93	0.00	0.00	0.00	1.77	-0.24	3.22	0.31	0.21	0.36	0.88	3.93	3.87
74- 8	1.13	0.00	0.00	0.00	1.08	-0.69	1.48	0.25	0.04	0.22	0.50	1.13	1.28
74- 9	2.26	0.00	0.00	0.00	1.09	0.01	1.82	0.20	0.03	0.16	0.39	2.26	2.22
	29.79	9.81	0.00	0.00	0.00	-0.89	20.74	3.41	8.28	8.27	19.95	39.60	39.80
	RAIN	SNOW	SWE	DIFF	SMO	DIFF	EVAP	QBAS	QSUF	QINT	QTOT	INPUT	OUTPUT
74- 10	1.57	0.20	0.00	0.00	0.97	-0.11	1.38	0.16	0.06	0.31	0.54	1.77	1.81
74- 11	3.02	0.72	0.08	0.08	2.63	1.66	0.74	0.13	0.25	0.59	0.97	3.66	3.37
74- 12	0.97	2.54	1.93	1.85	3.09	0.45	0.48	0.15	0.22	0.63	0.99	1.66	1.93
75- 1	0.21	1.34	1.20	-0.73	3.66	0.57	0.39	0.21	0.68	0.41	1.29	2.28	2.26
75- 2	0.96	1.17	0.95	-0.25	4.48	0.82	0.31	0.23	0.43	0.23	0.89	2.38	2.02
75- 3	1.82	0.83	0.48	-0.46	4.99	0.51	-0.29	0.35	1.47	1.14	2.96	3.11	3.19
75- 4	0.57	2.13	0.00	-0.48	4.02	-0.97	1.05	0.44	1.47	1.20	3.11	3.18	3.20
75- 5	2.13	0.00	0.00	0.00	2.15	-1.87	3.43	0.43	0.05	0.37	0.85	2.13	2.41
75- 6	2.55	0.00	0.00	0.00	1.49	-0.66	2.28	0.34	0.12	0.48	0.94	2.55	2.56
75- 7	2.14	0.00	0.00	0.00	1.23	-0.26	1.99	0.28	0.05	0.06	0.40	2.14	2.13
75- 8	1.00	0.00	0.00	0.00	0.94	-0.29	1.05	0.23	0.01	0.05	0.29	1.00	1.04
75- 9	5.98	0.00	0.00	0.00	2.47	1.53	2.85	0.17	0.51	0.42	1.11	5.98	5.49
	22.92	8.93	0.00	0.00	0.00	1.38	15.67	3.12	5.33	5.91	14.36	31.85	31.41

APPENDICE B

HYDROGRAMMES ANNUELS SIMULÉS ET OBSERVÉS

ST - REGIS

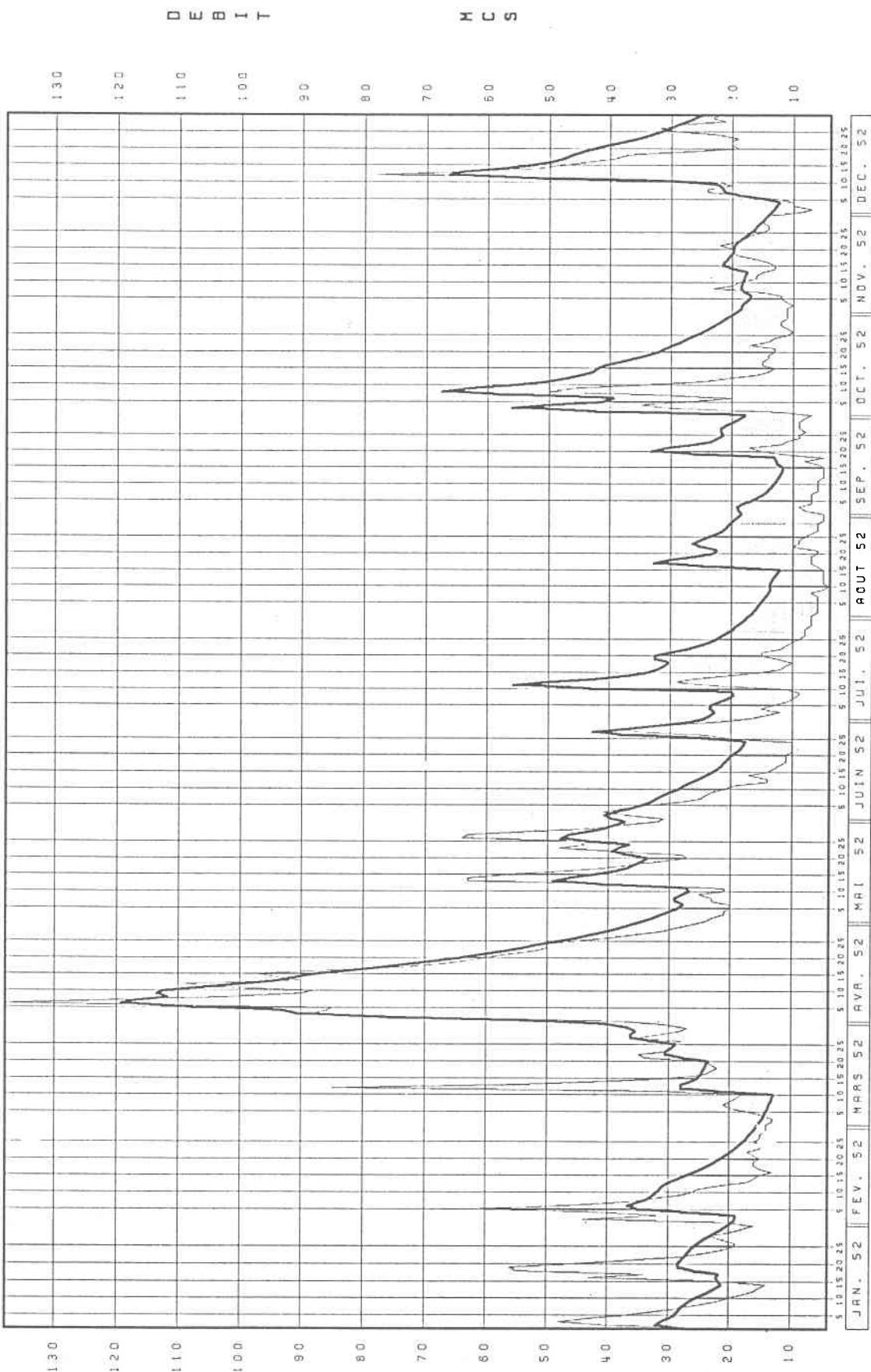
148



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

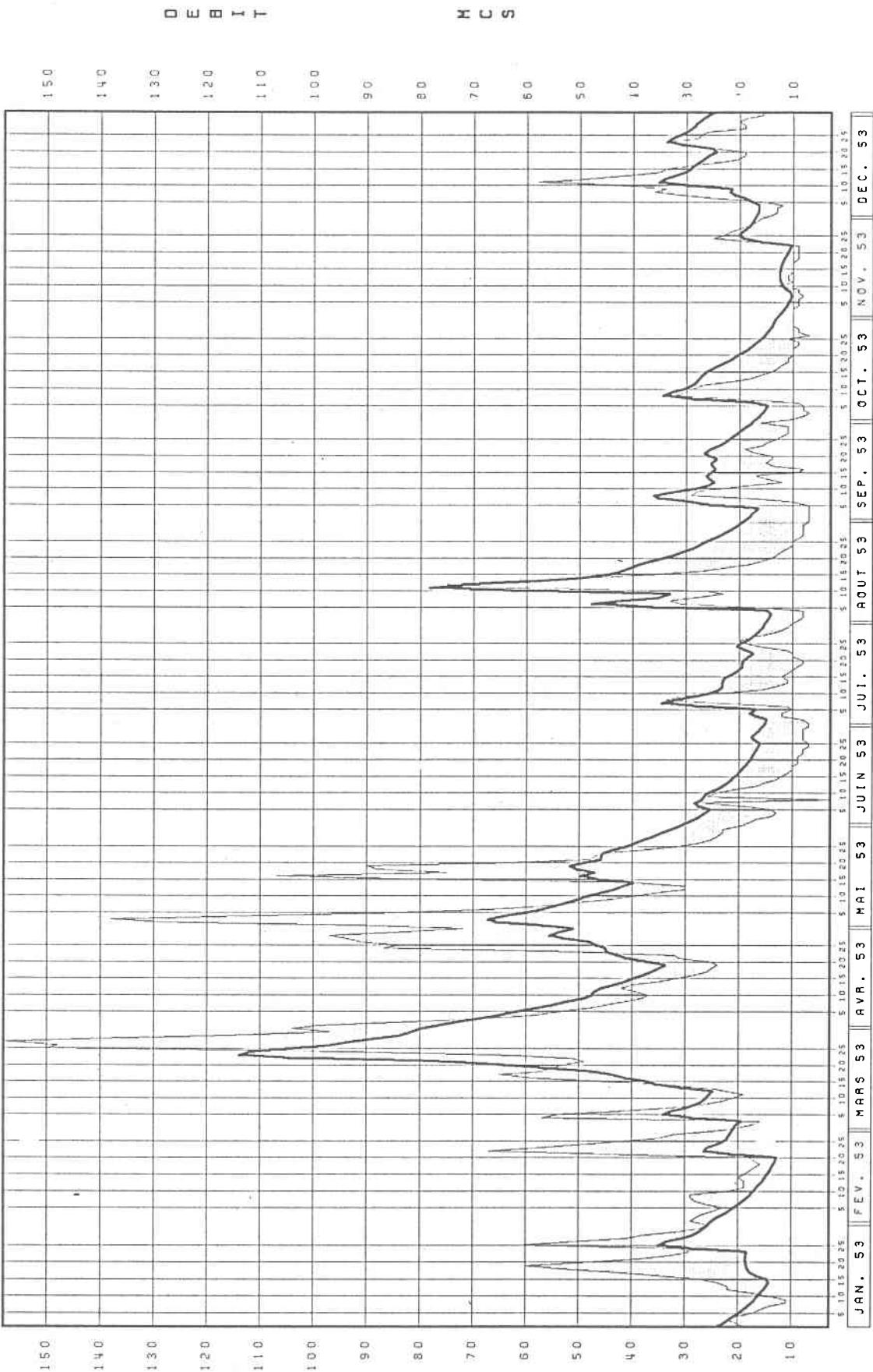
149



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

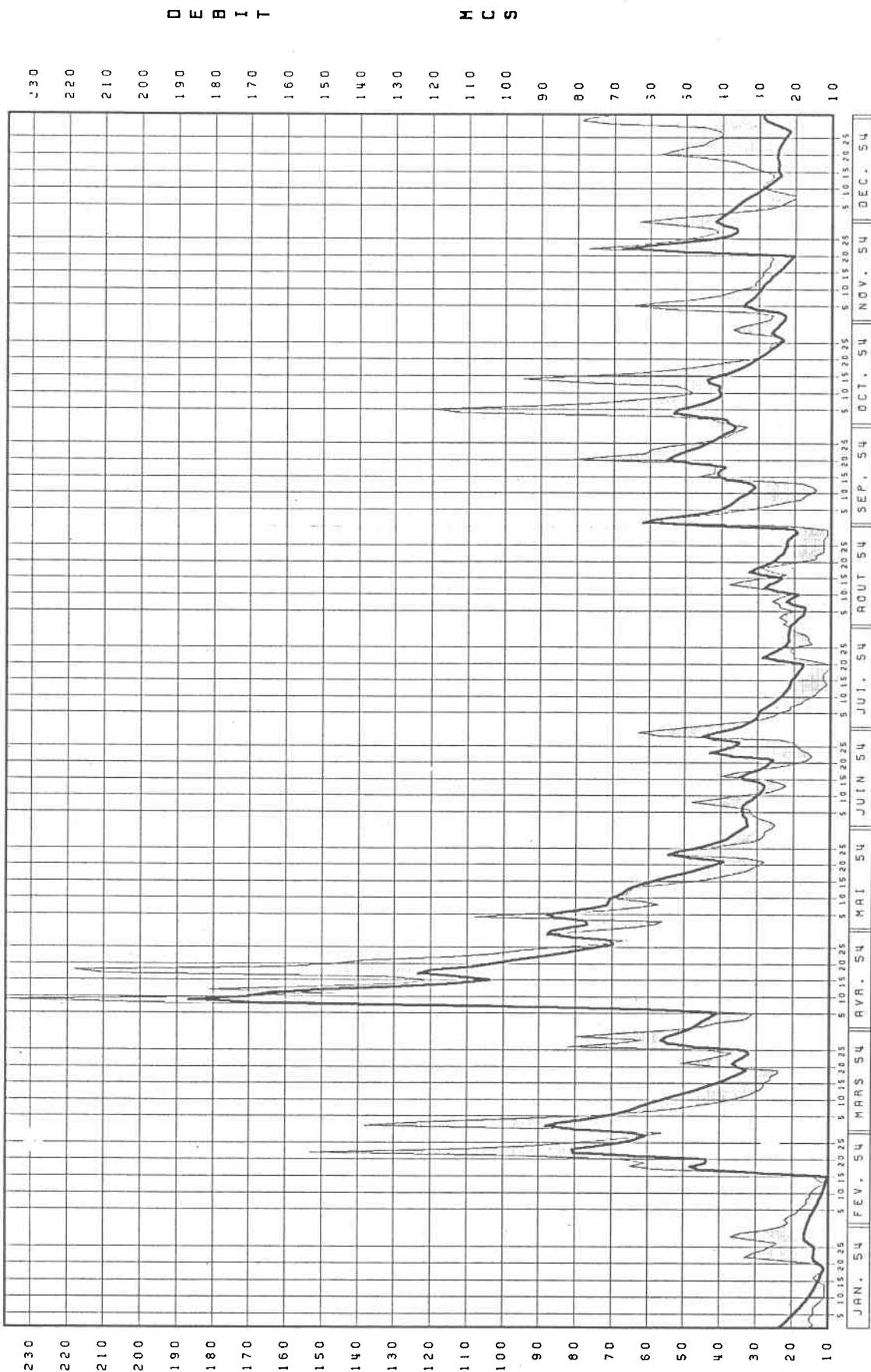
150



SIMULE  
REEL

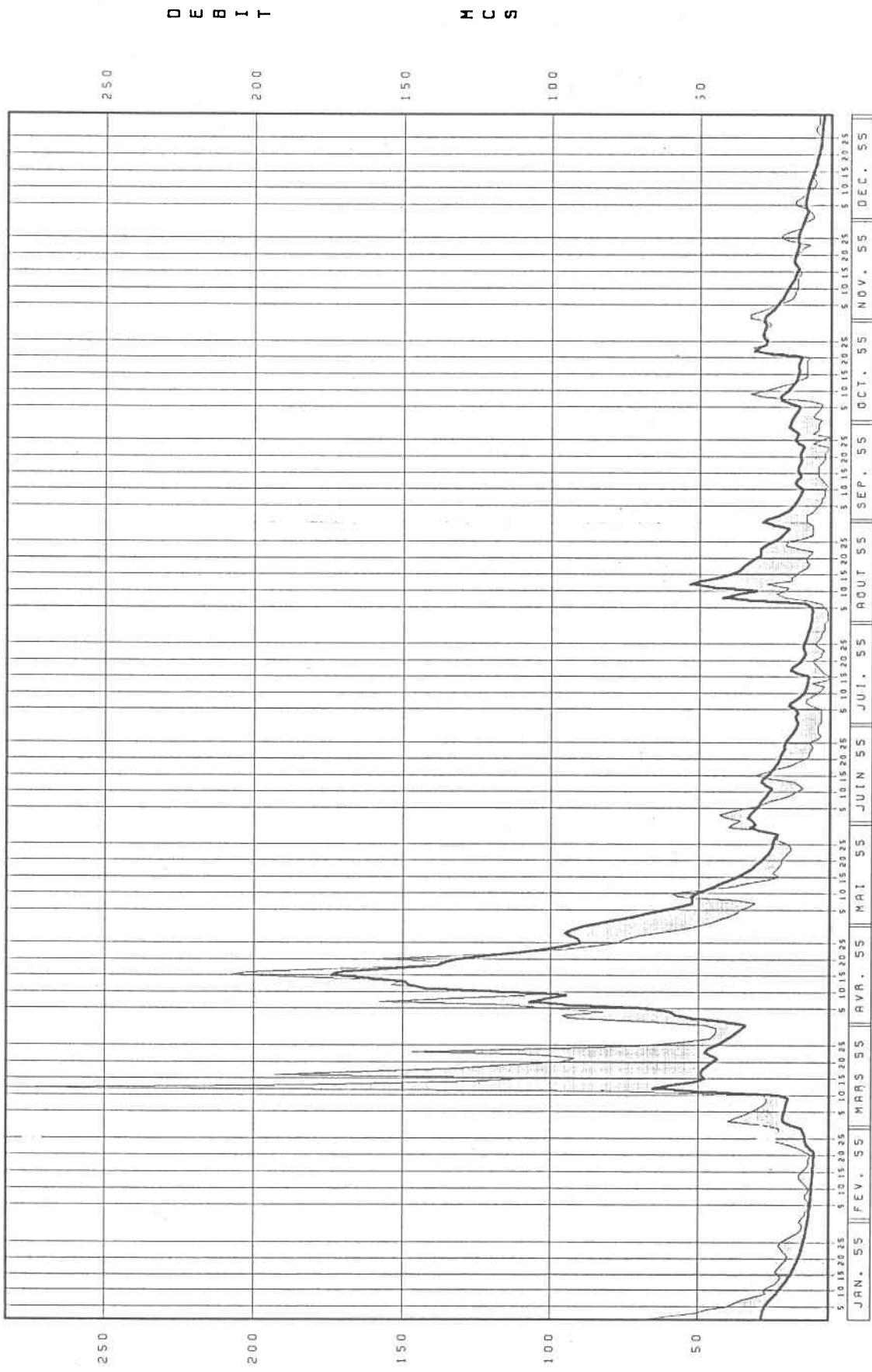
ST - REGIS

151



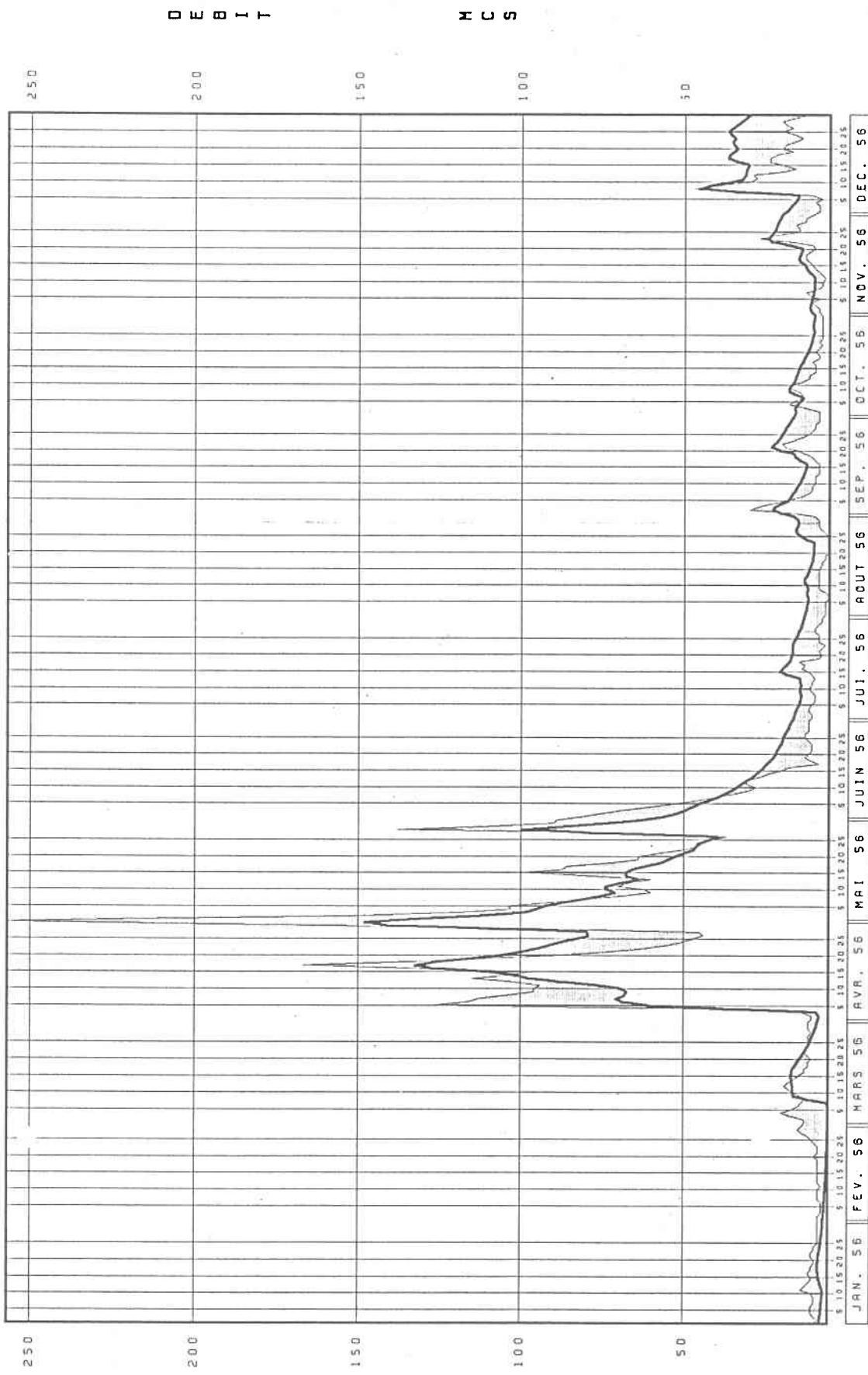
SIMULE  
REEL

ST - REGIS

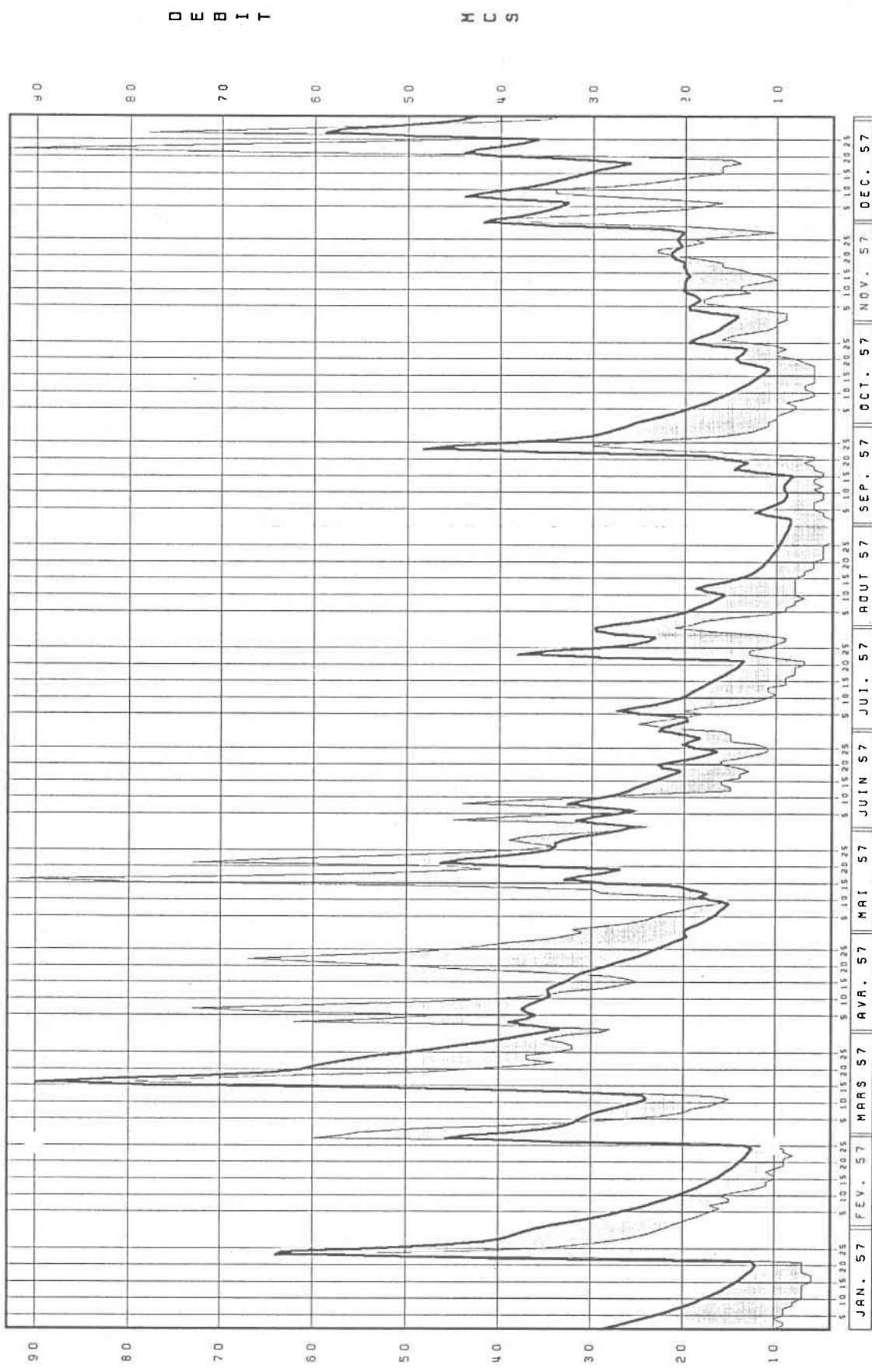


SINULE  
REEL

ST - REGIS

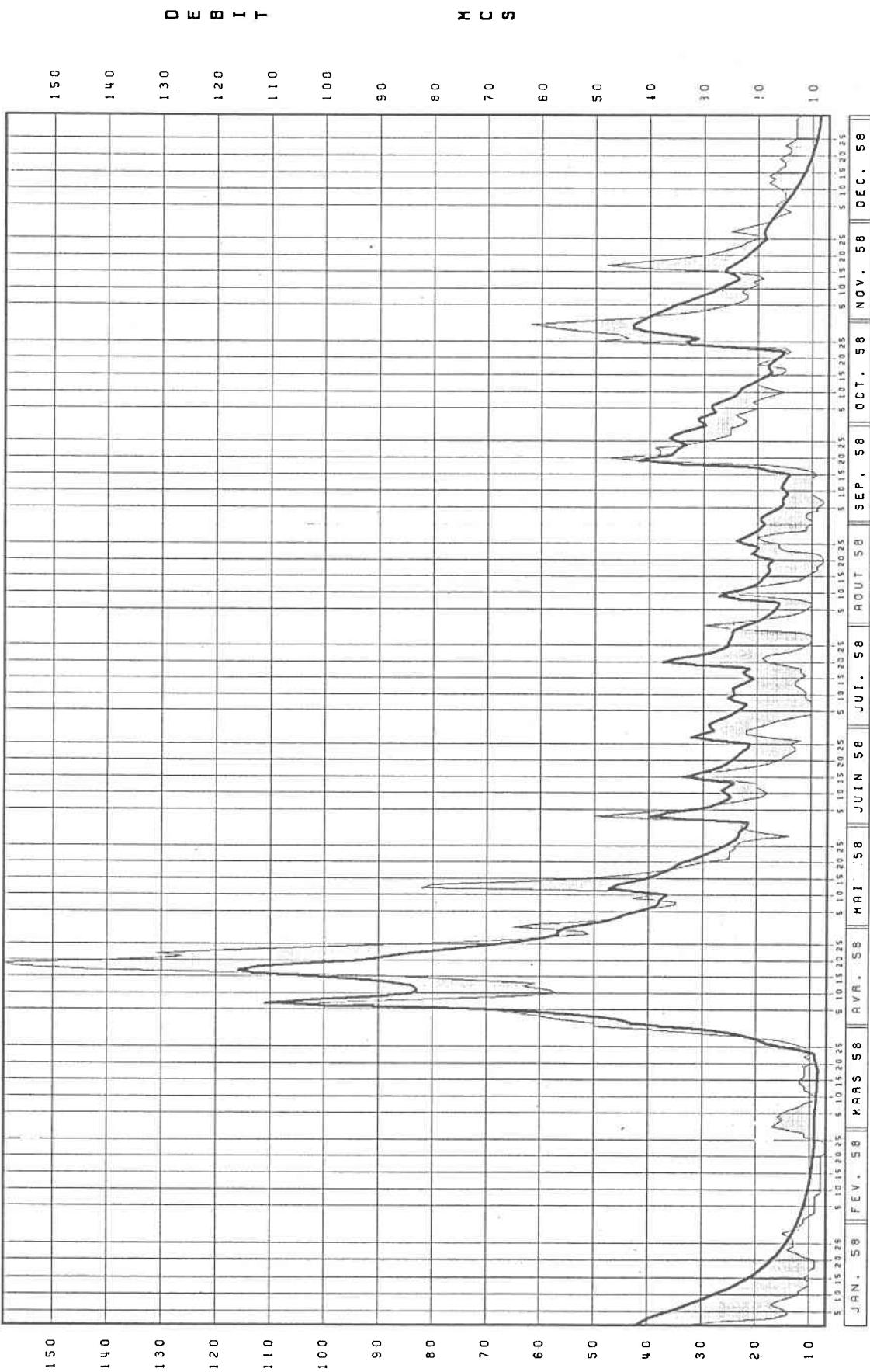
SINULE  
REEL

ST - REGIS

SIMULE  
REEL

ST - REGIS

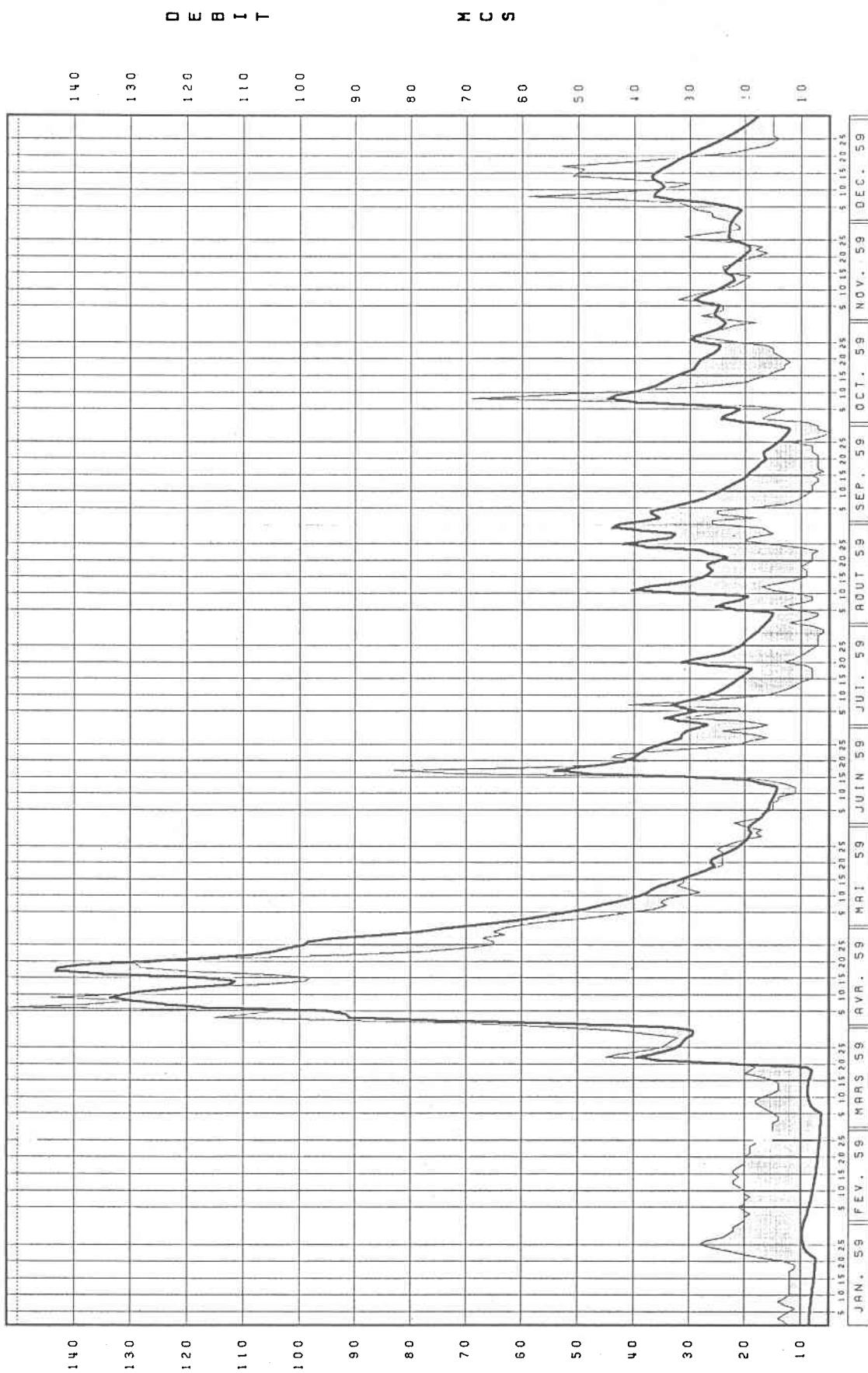
155



SINULE  
REEL

ST - REGIS

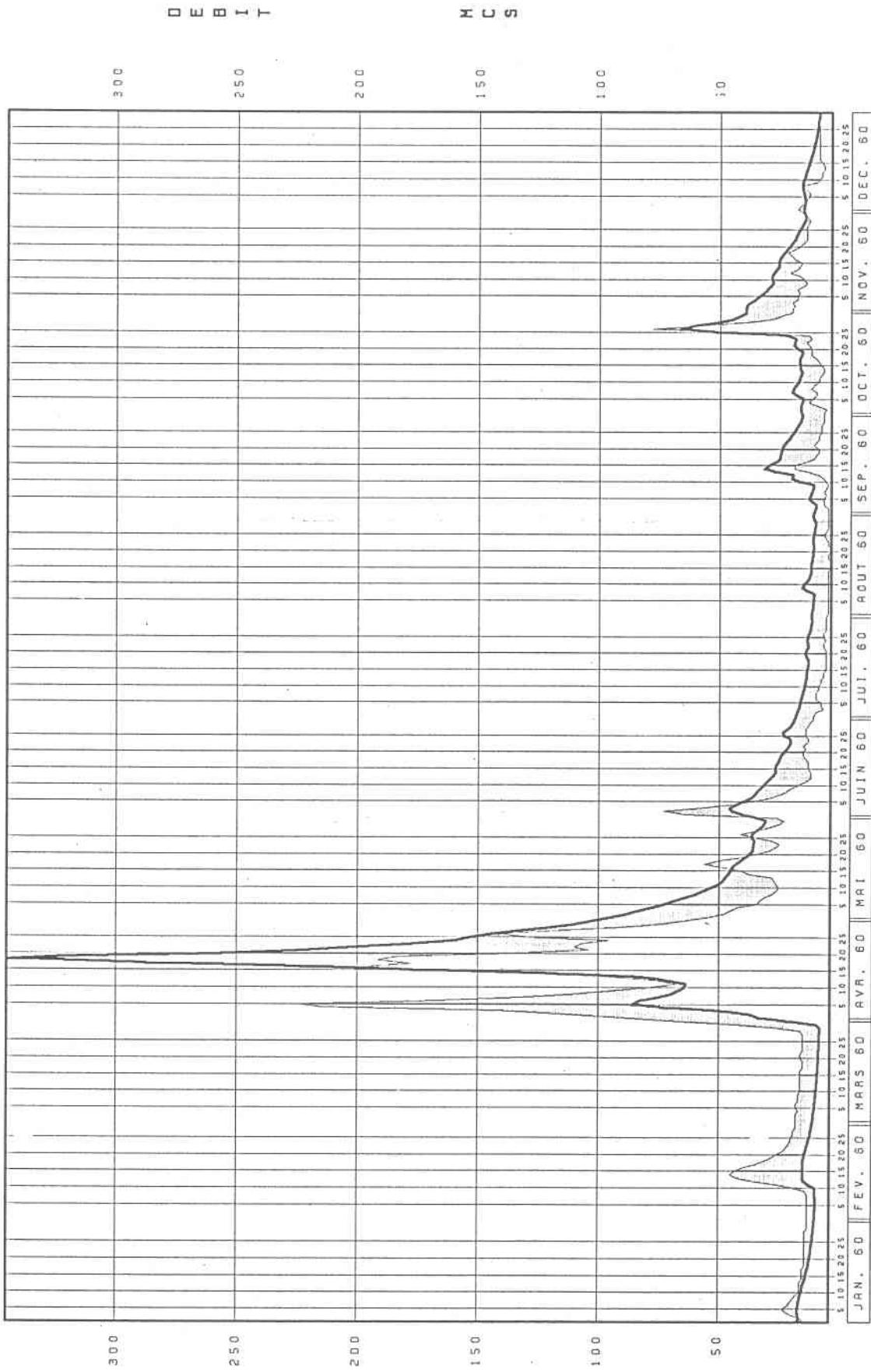
156



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

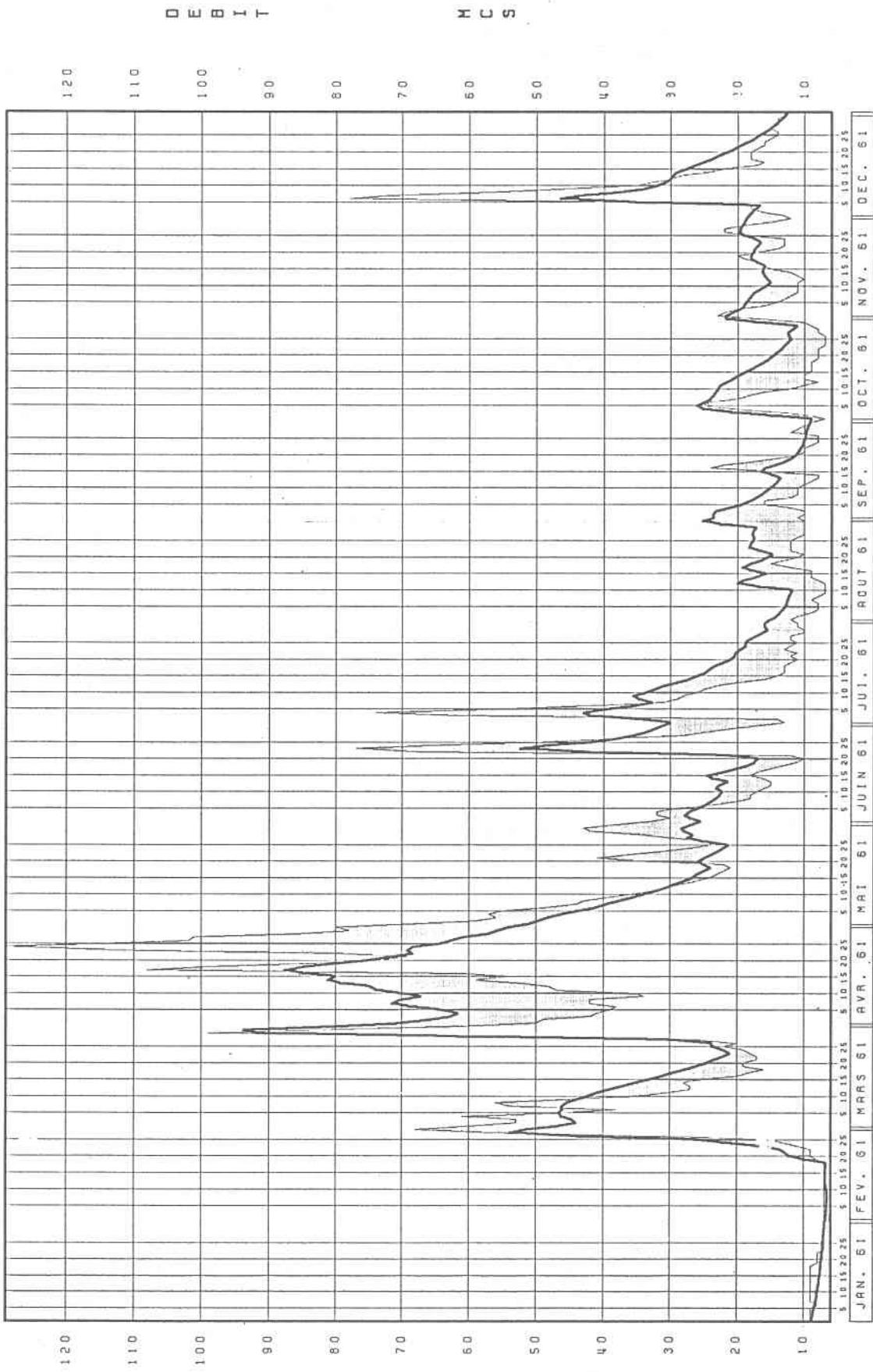
157



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

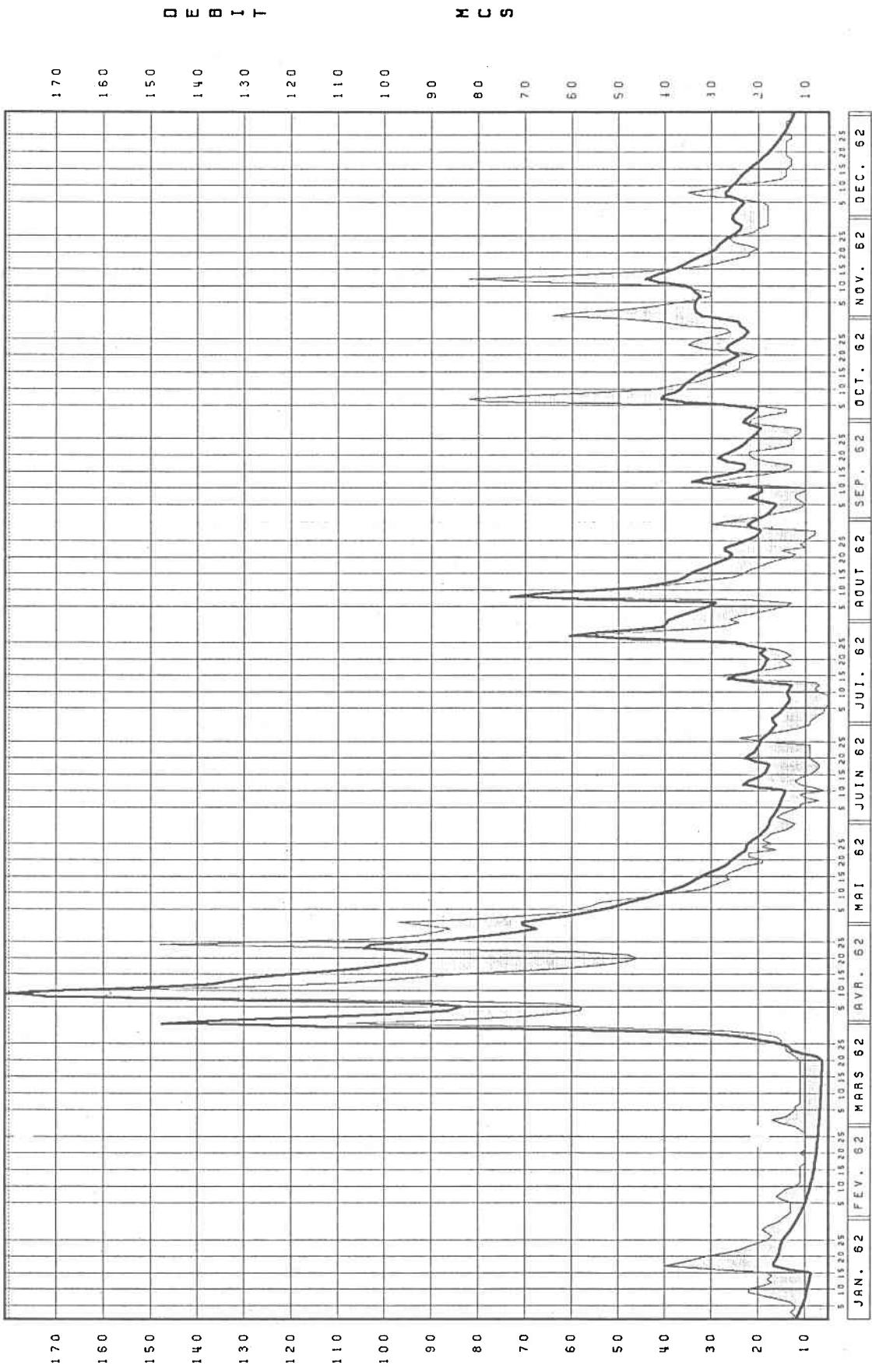
158



SINULE  
REEL

ST - REGIS

159

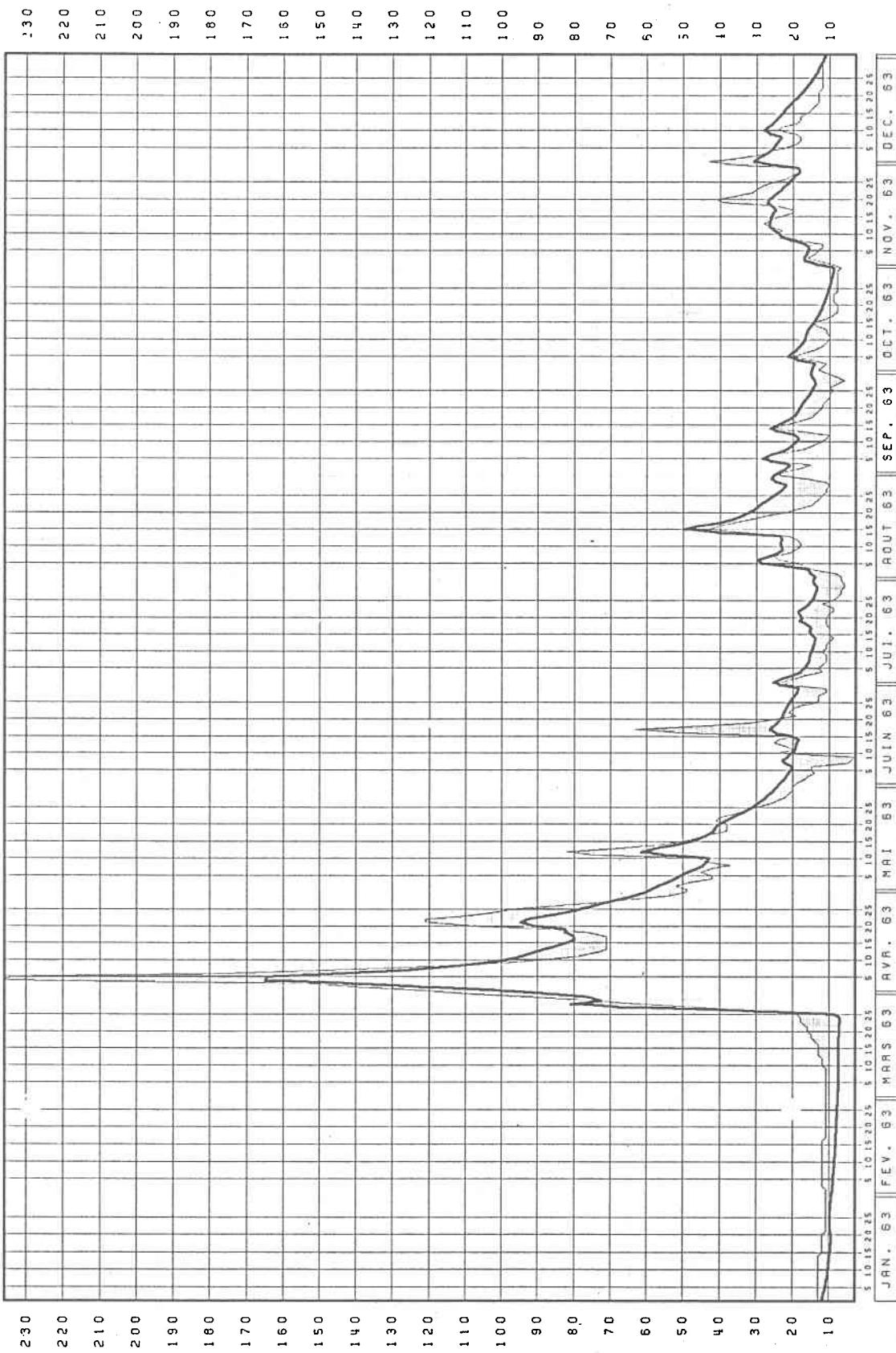


SIMULE  
REEL

ST - REGIS

160

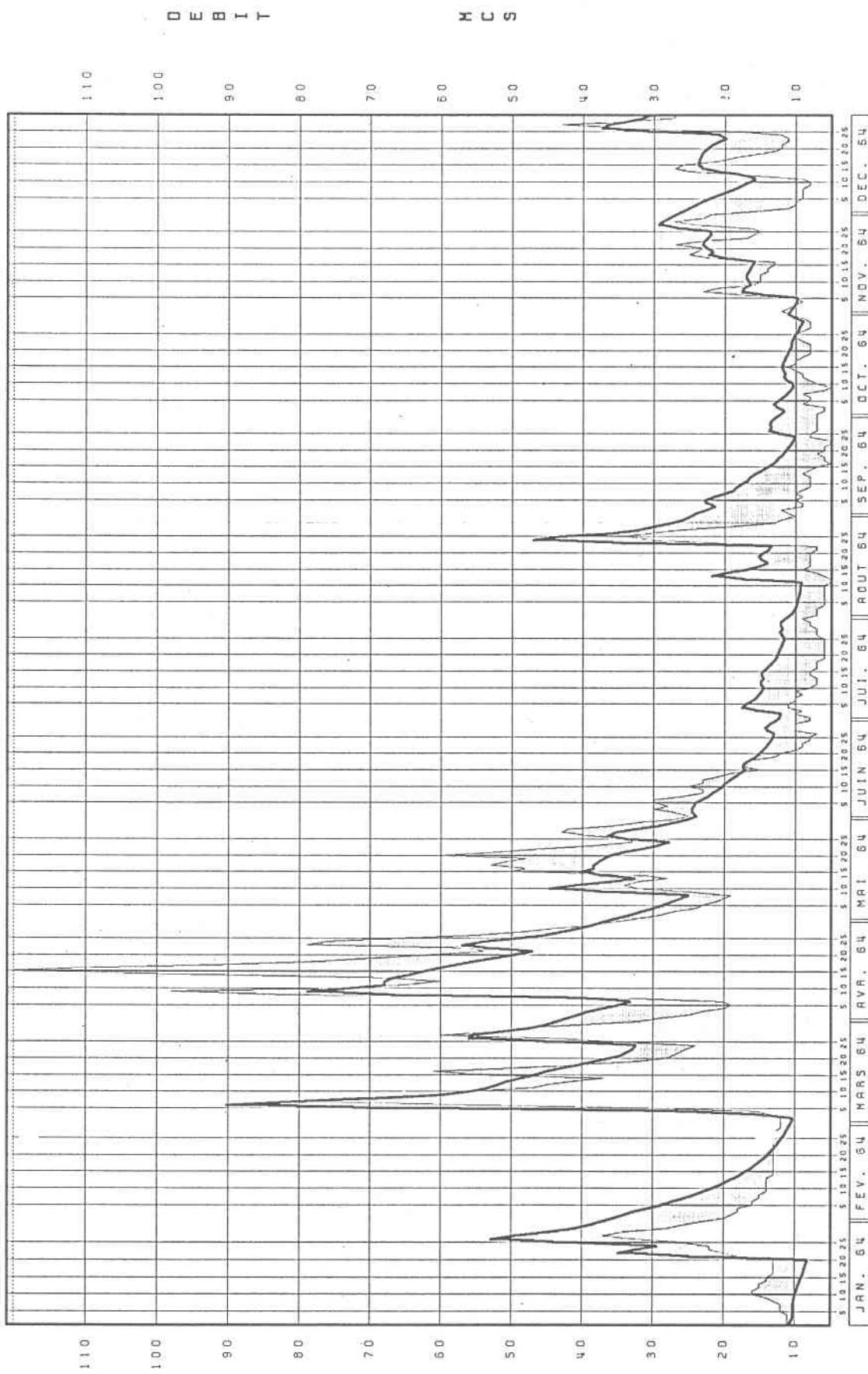
DEBUT  
HUGS



SINULE  
REEL

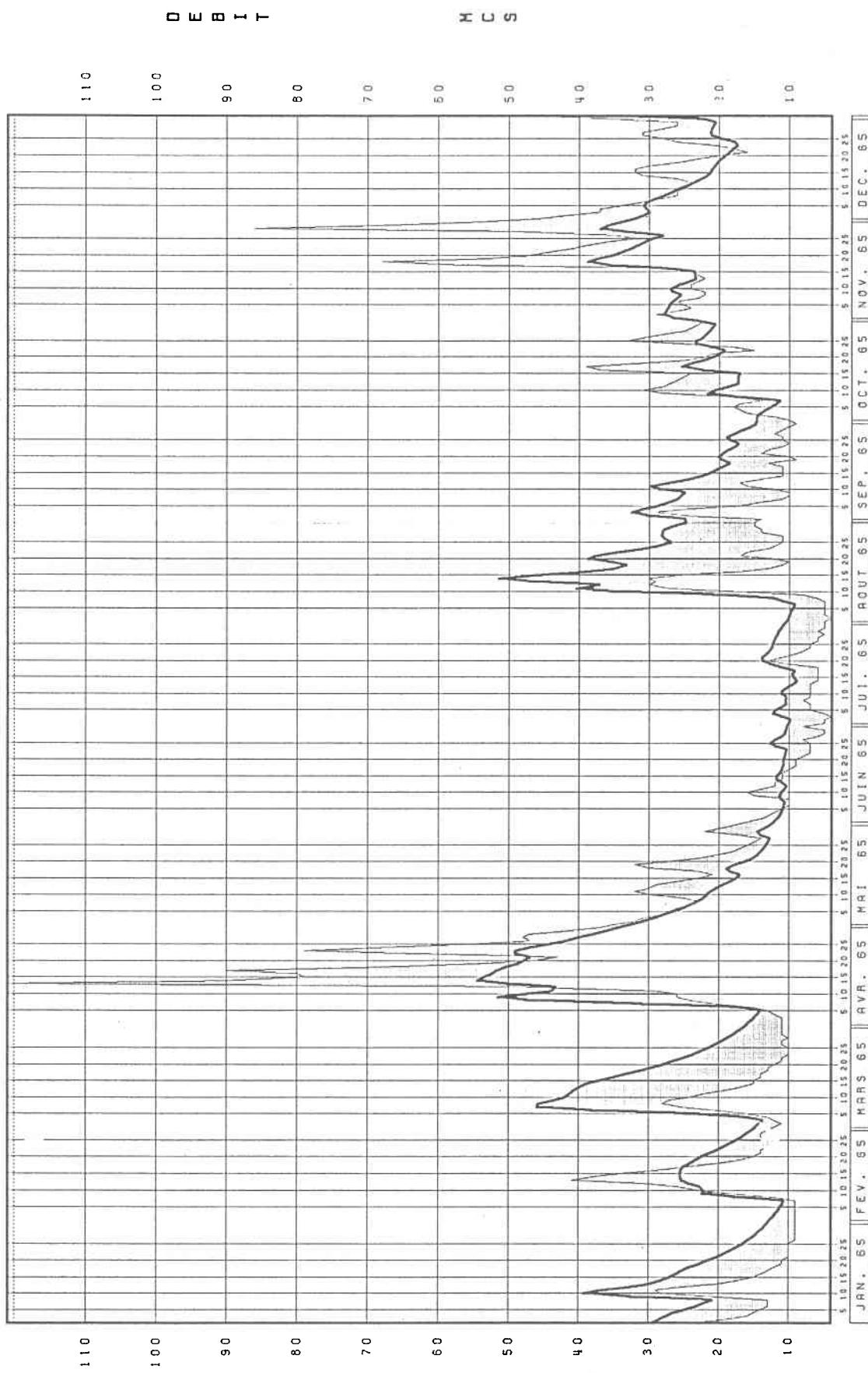
ST - REGIS

161



SIMULE  
REEL

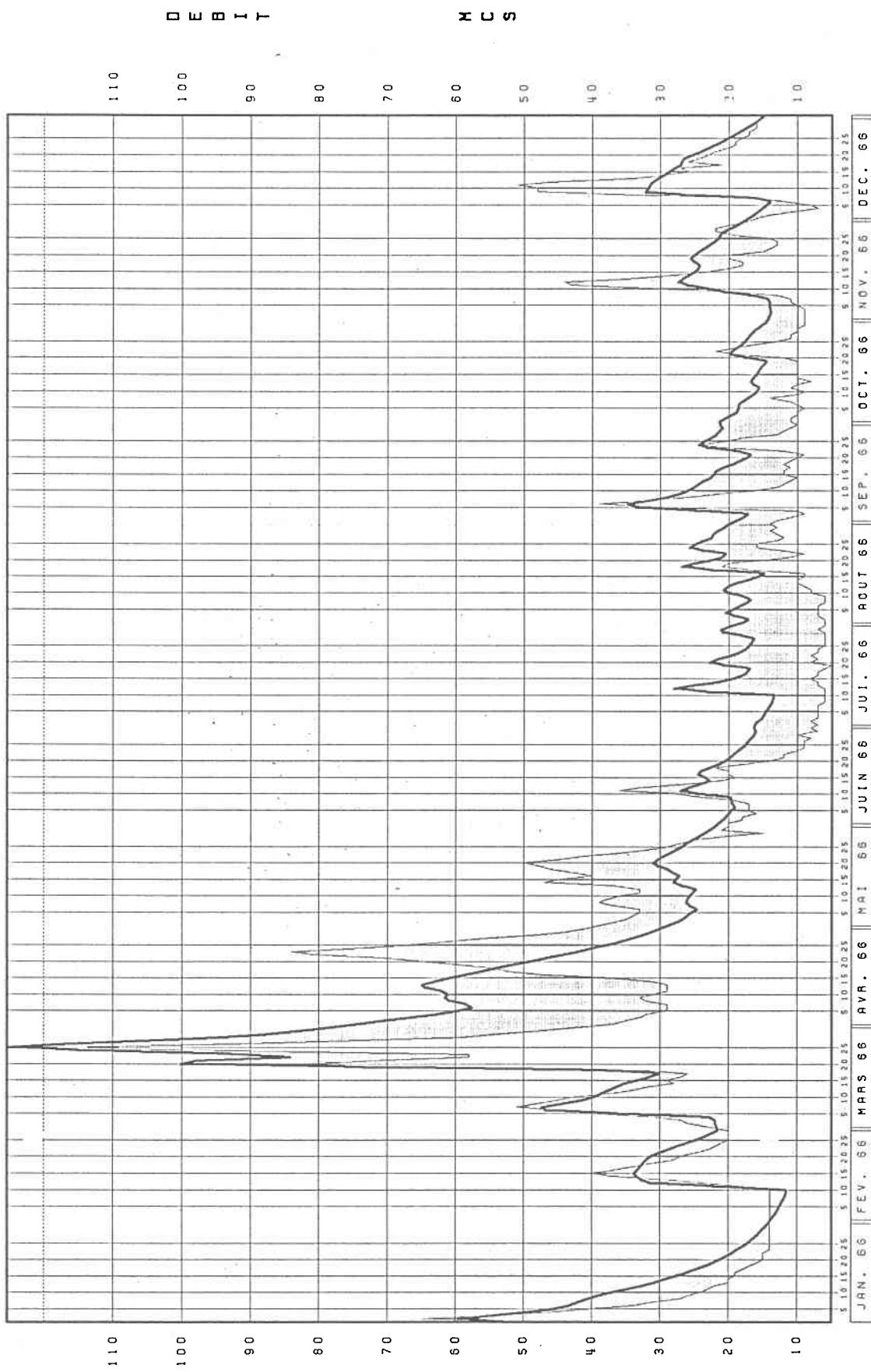
## ST - REGIS



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

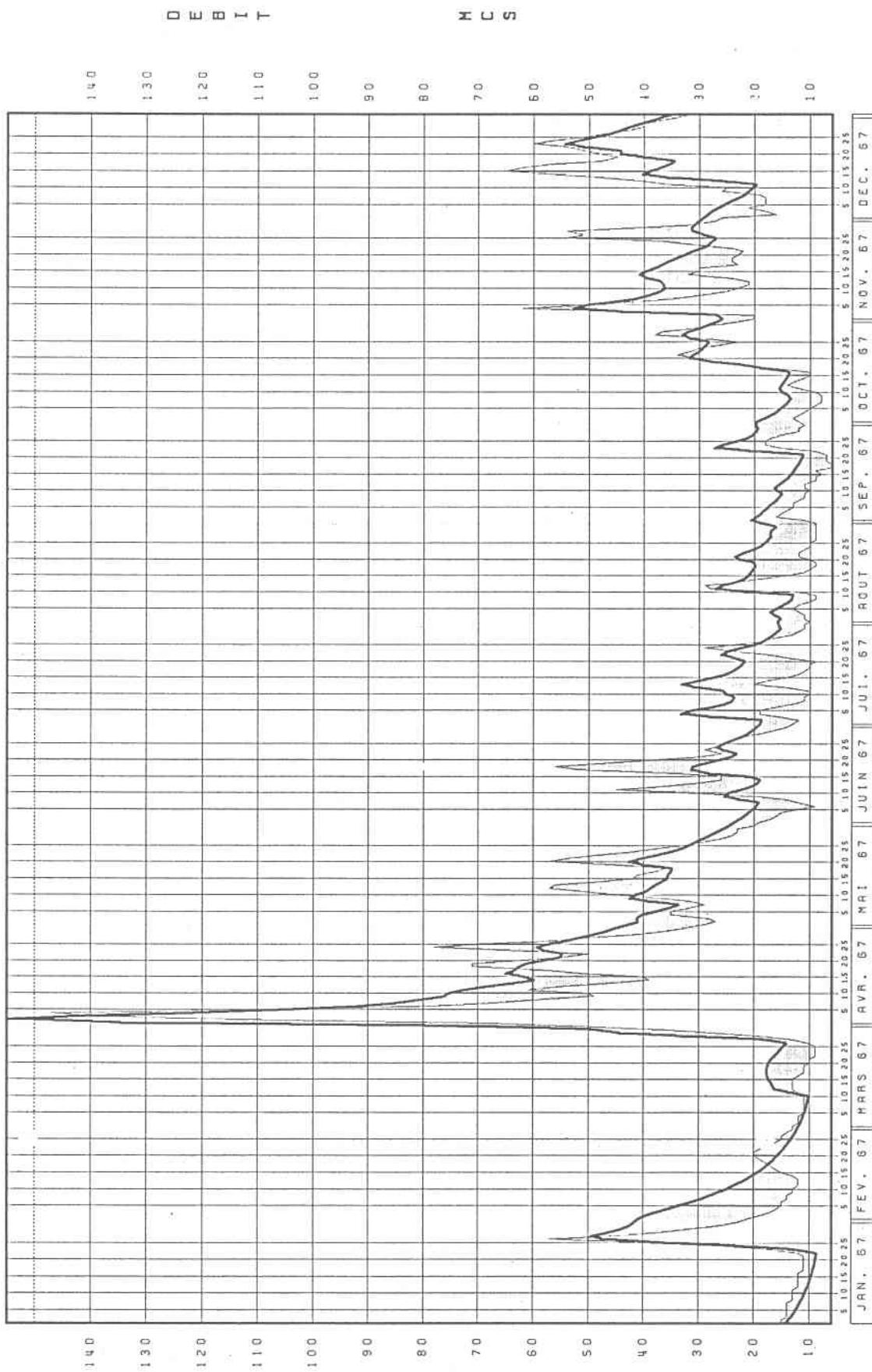
163



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

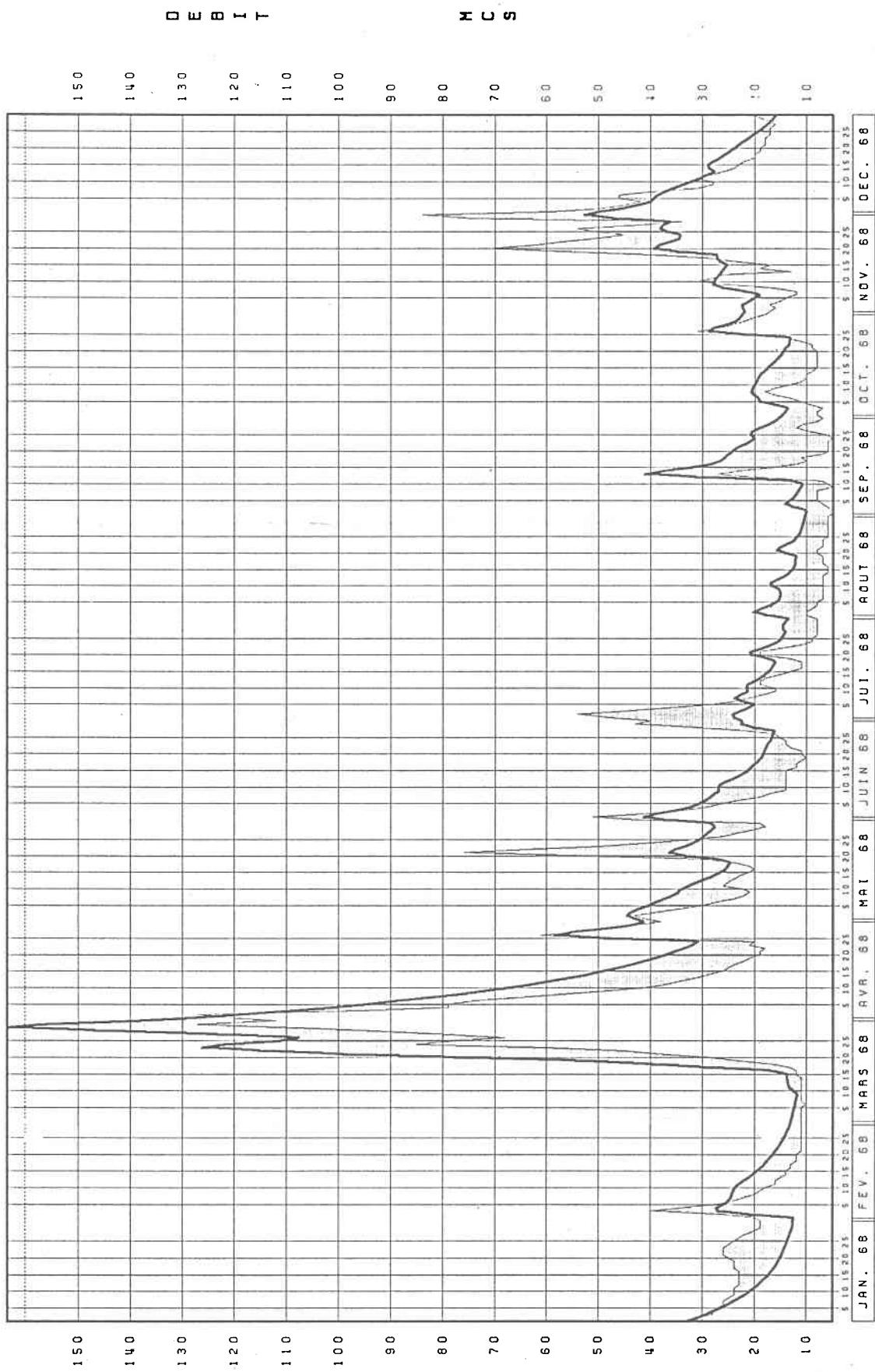
164



SIMULE  
REEL

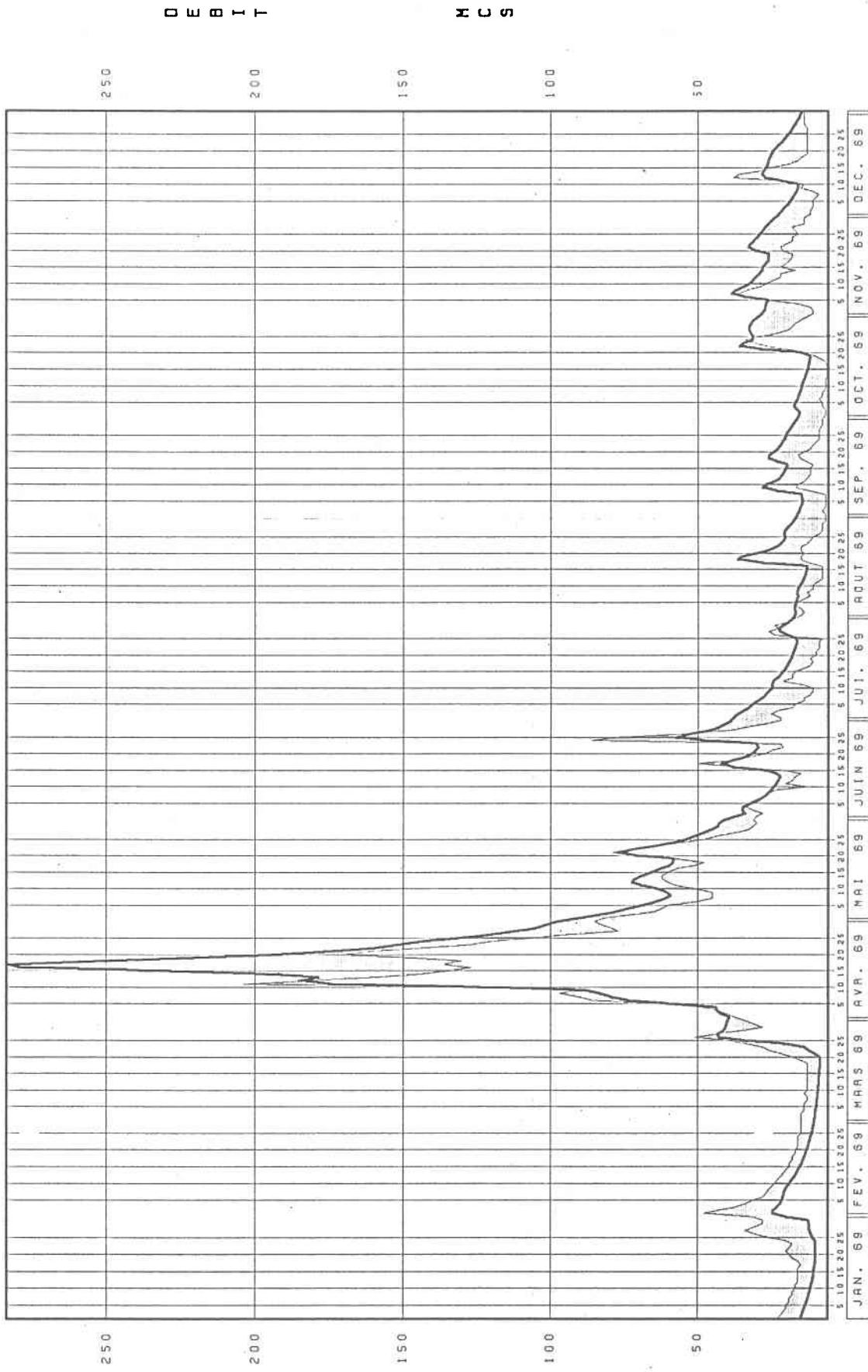
ST - REGIS

165



SINULE  
REEL

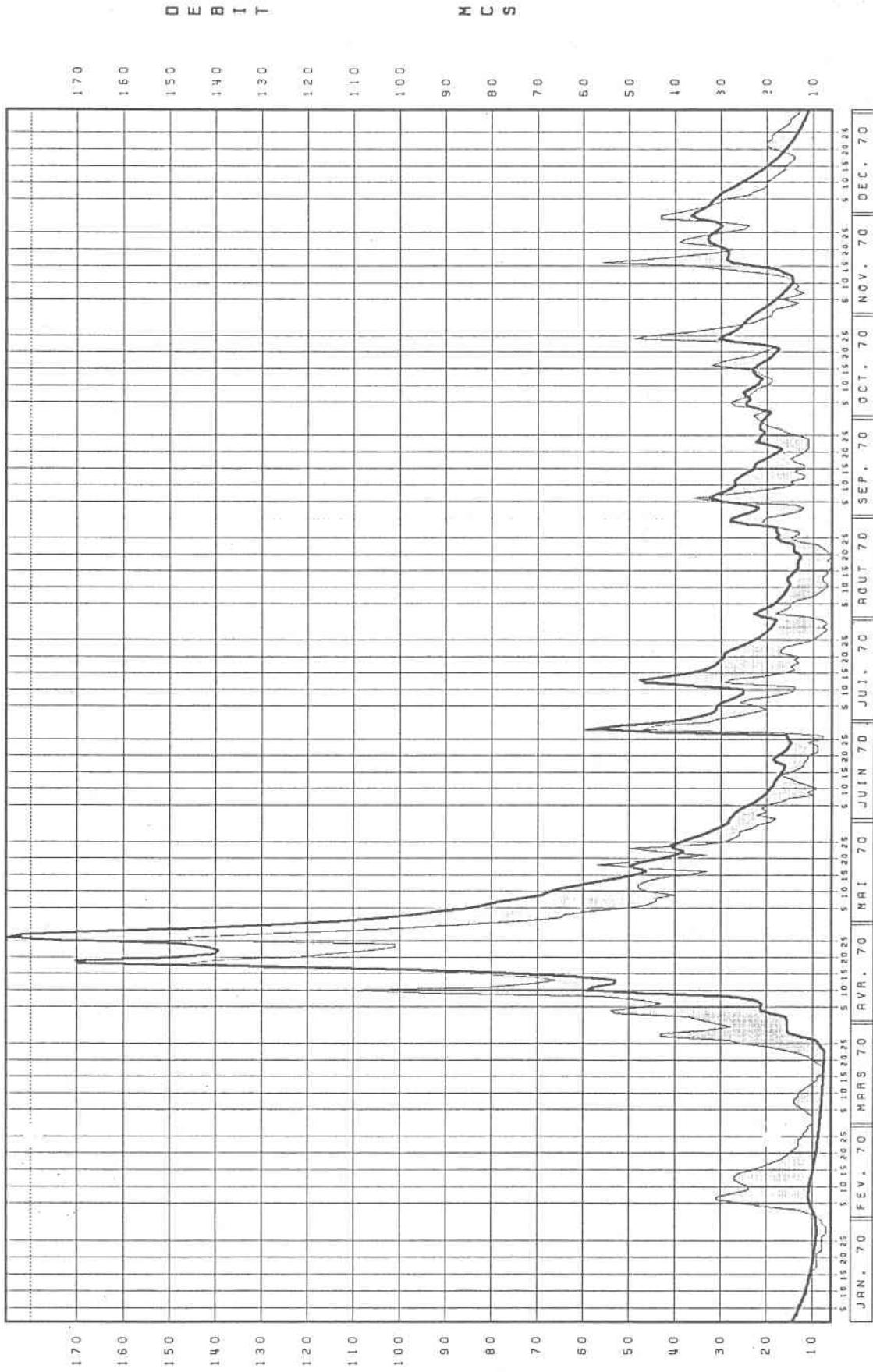
ST - REGIS



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

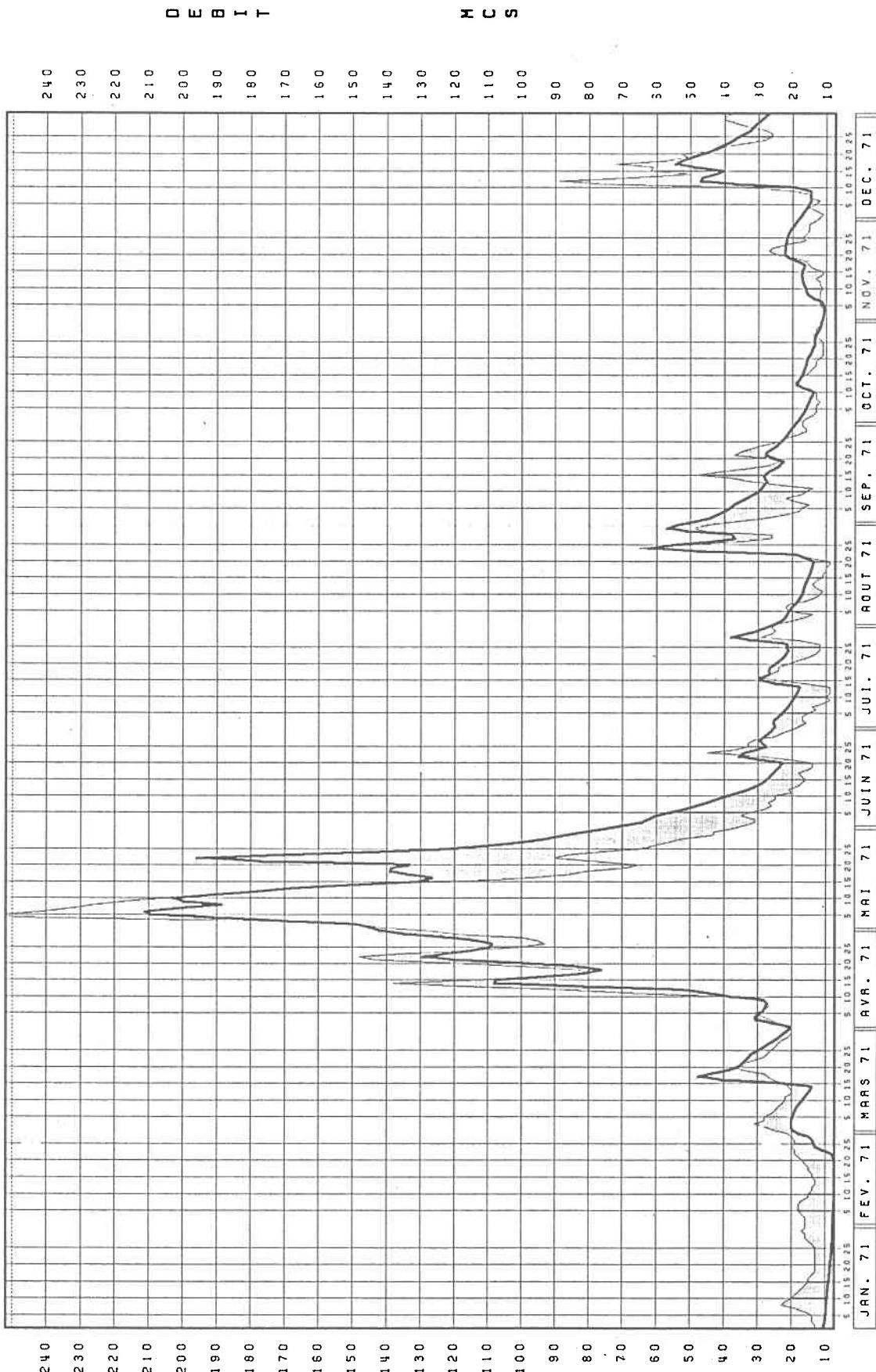
167



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

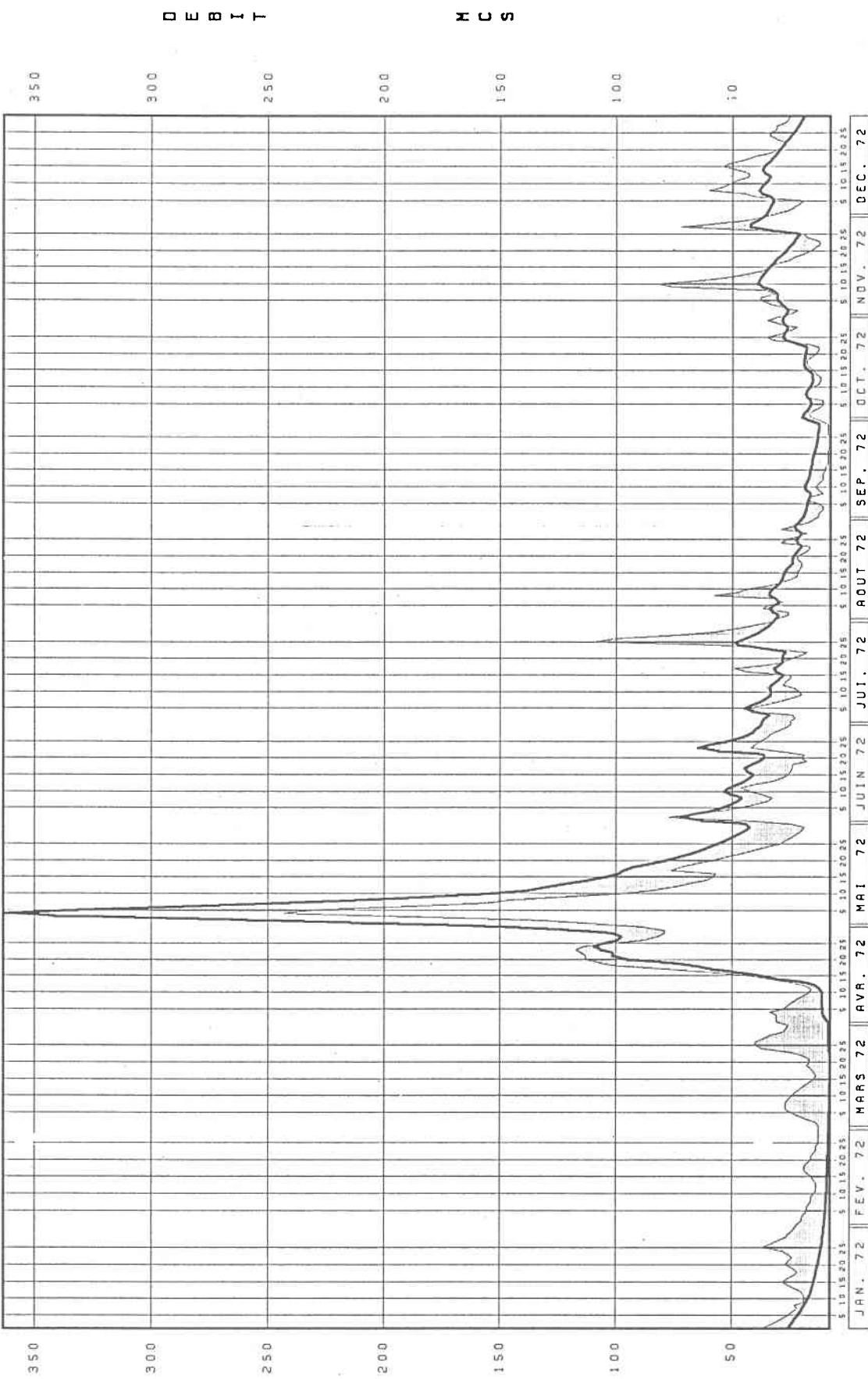
168



SIMULE  
REEL

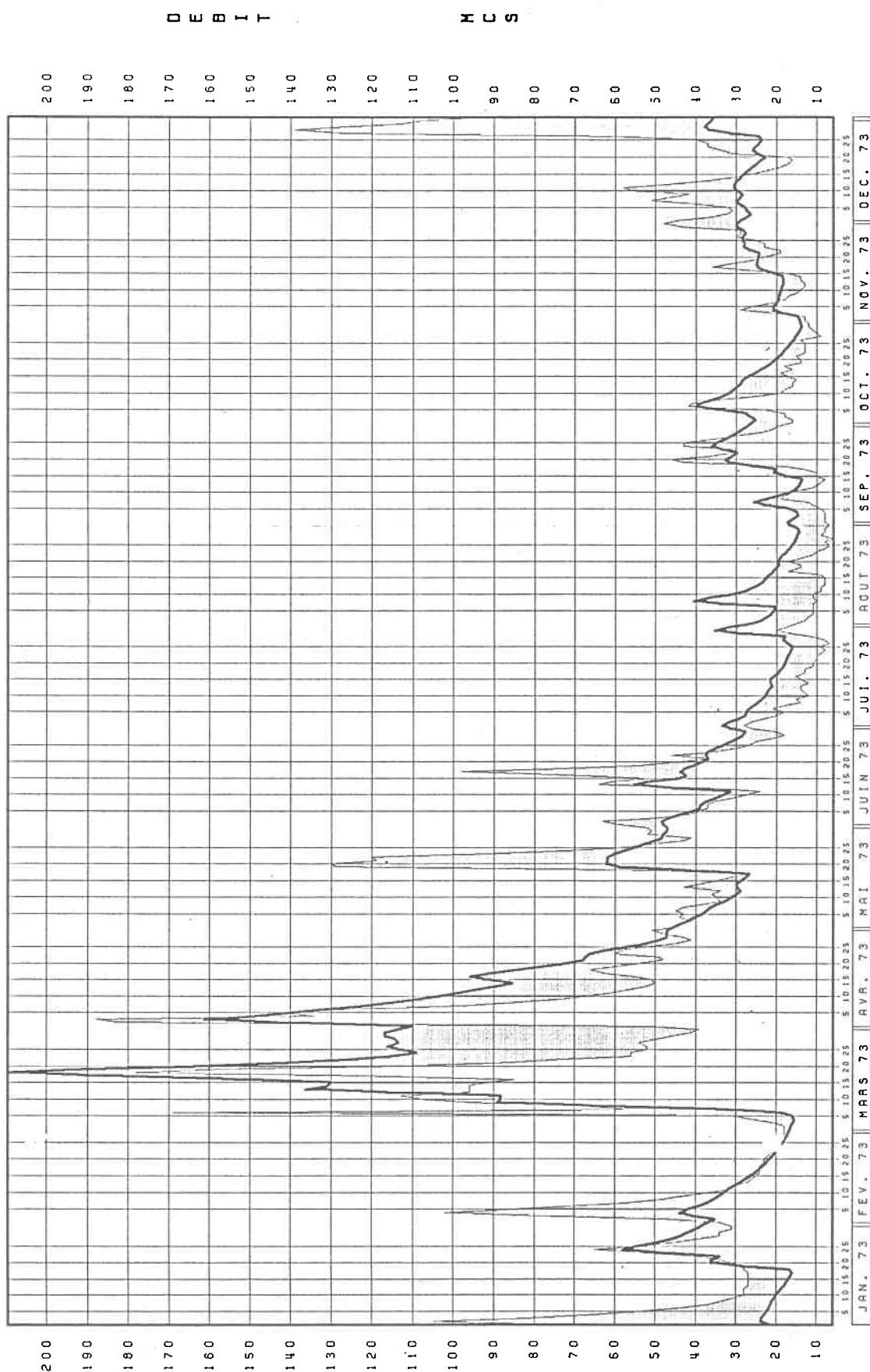
ST - REGIS

169



SIMULE  
REEL

ST - REGIS



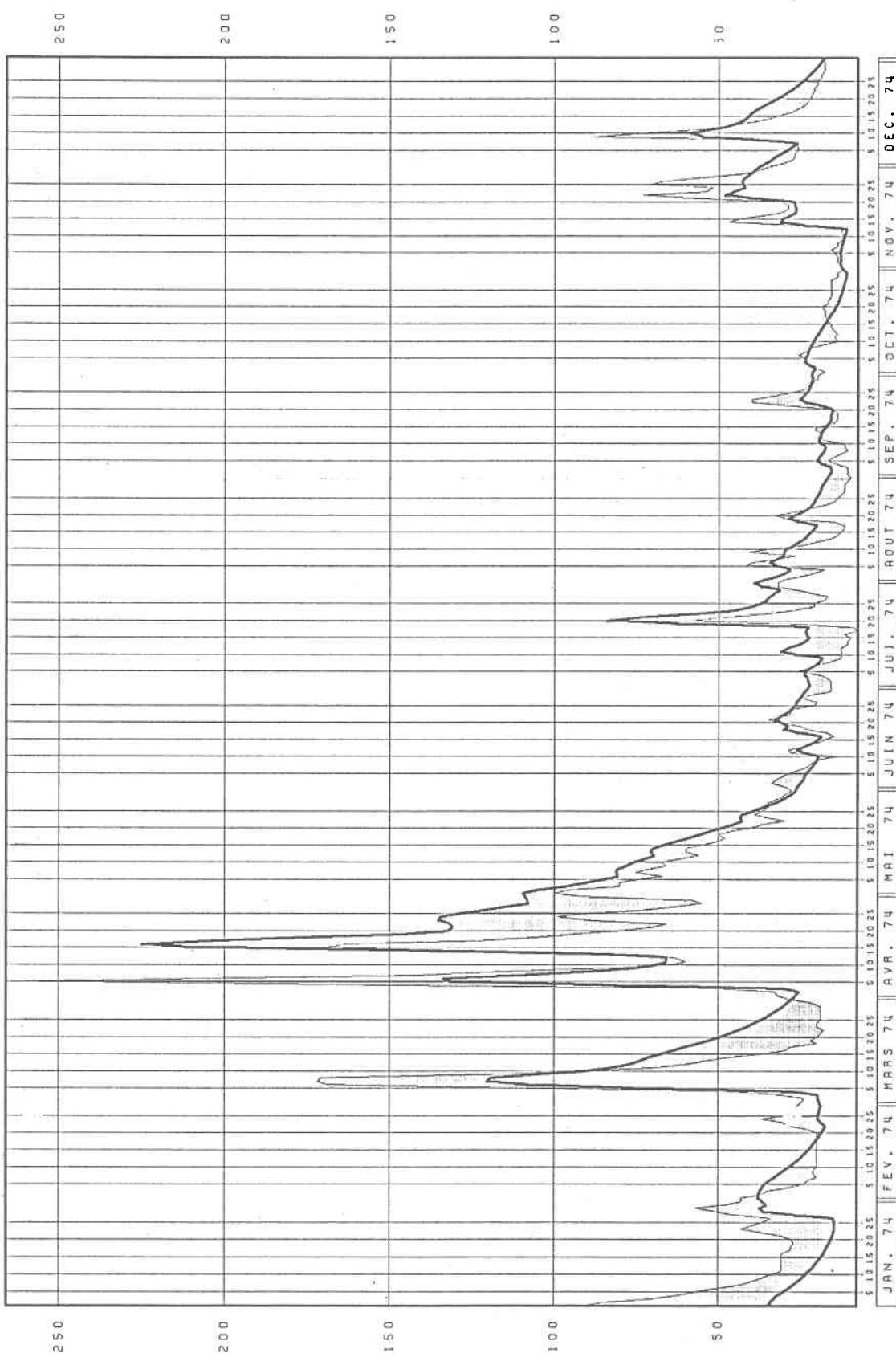
SINULE  
REEL

ST - REGIS

171

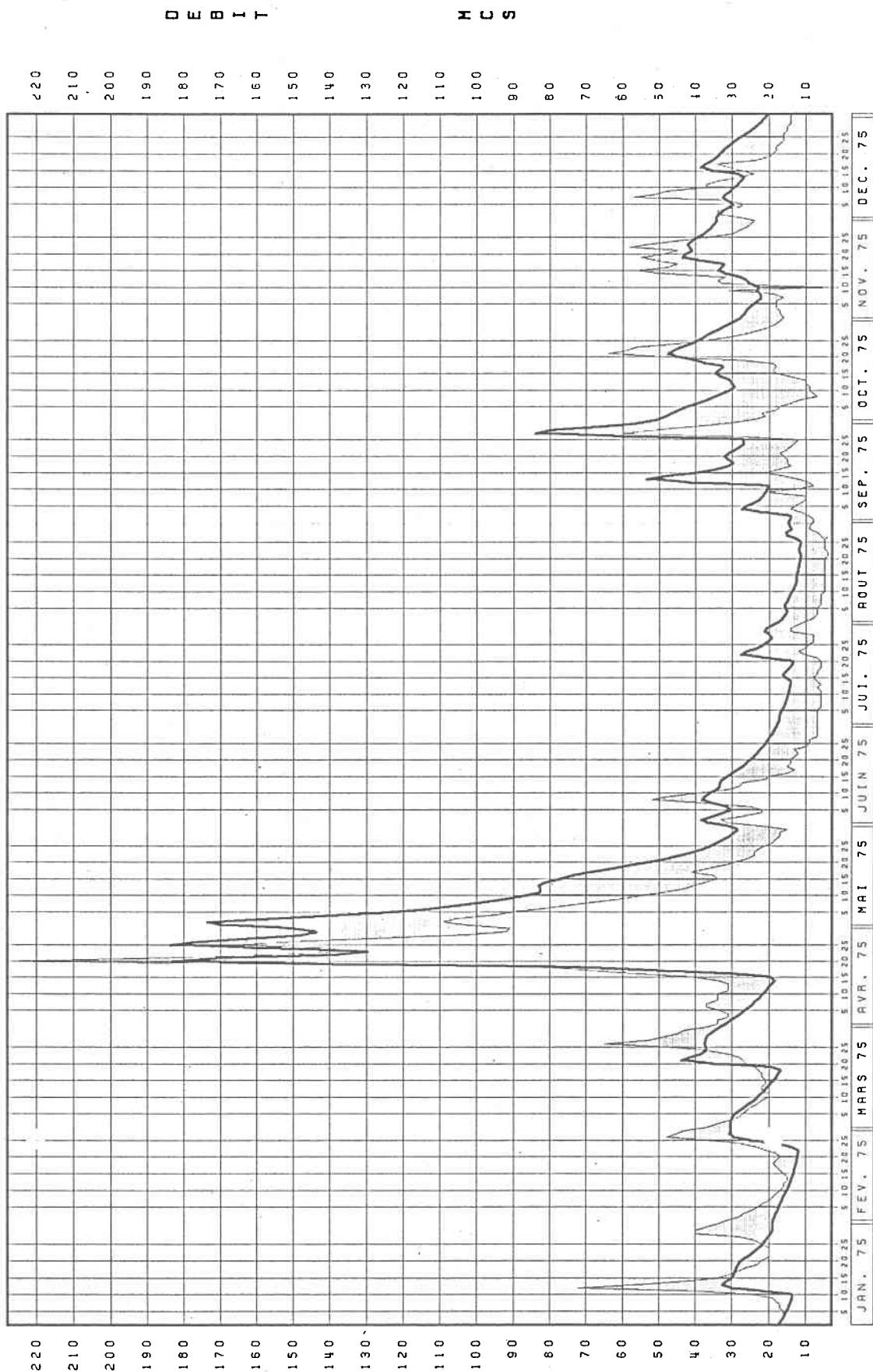
D E B I T

H C S



ST - REGIS

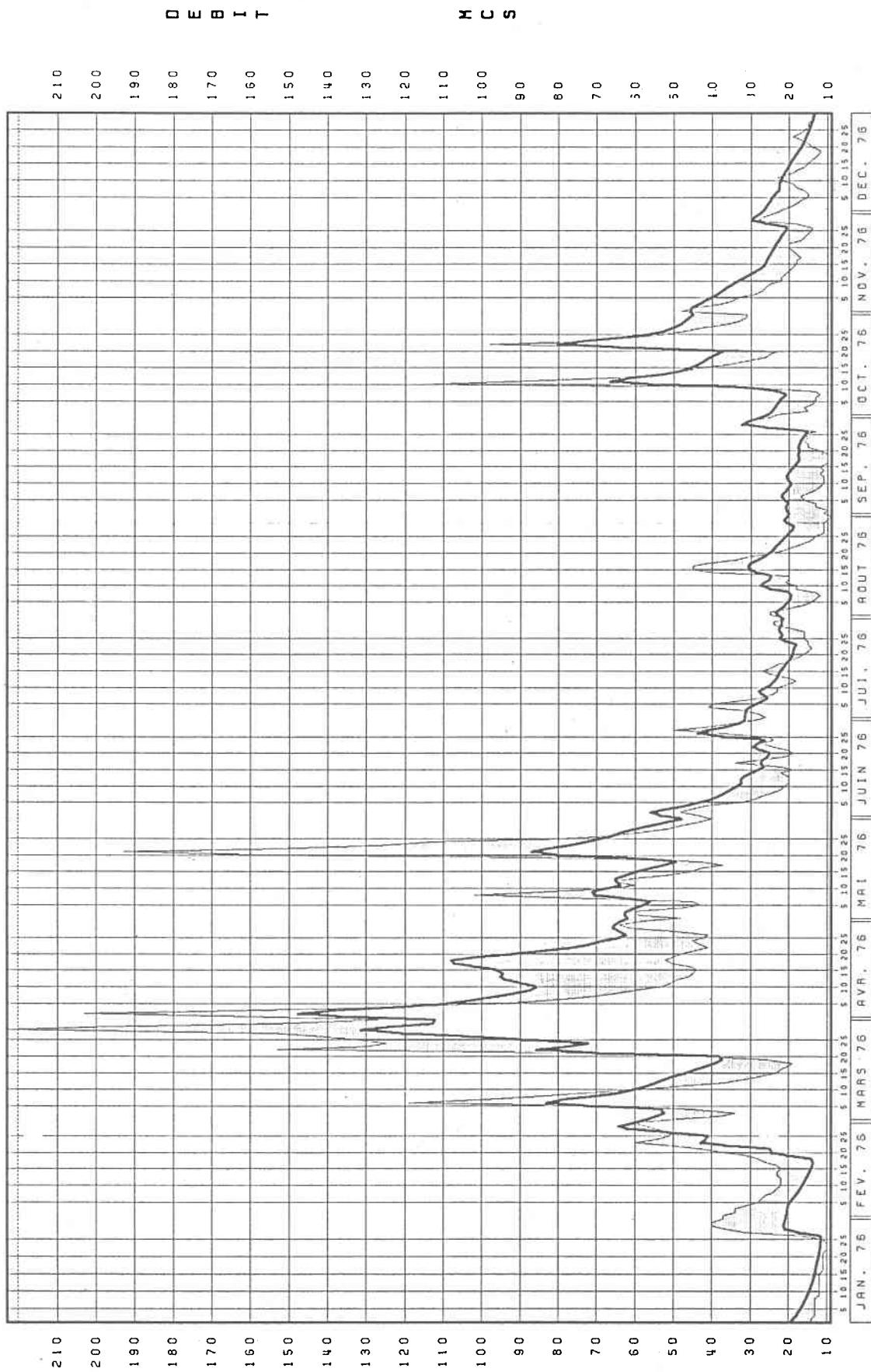
172



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

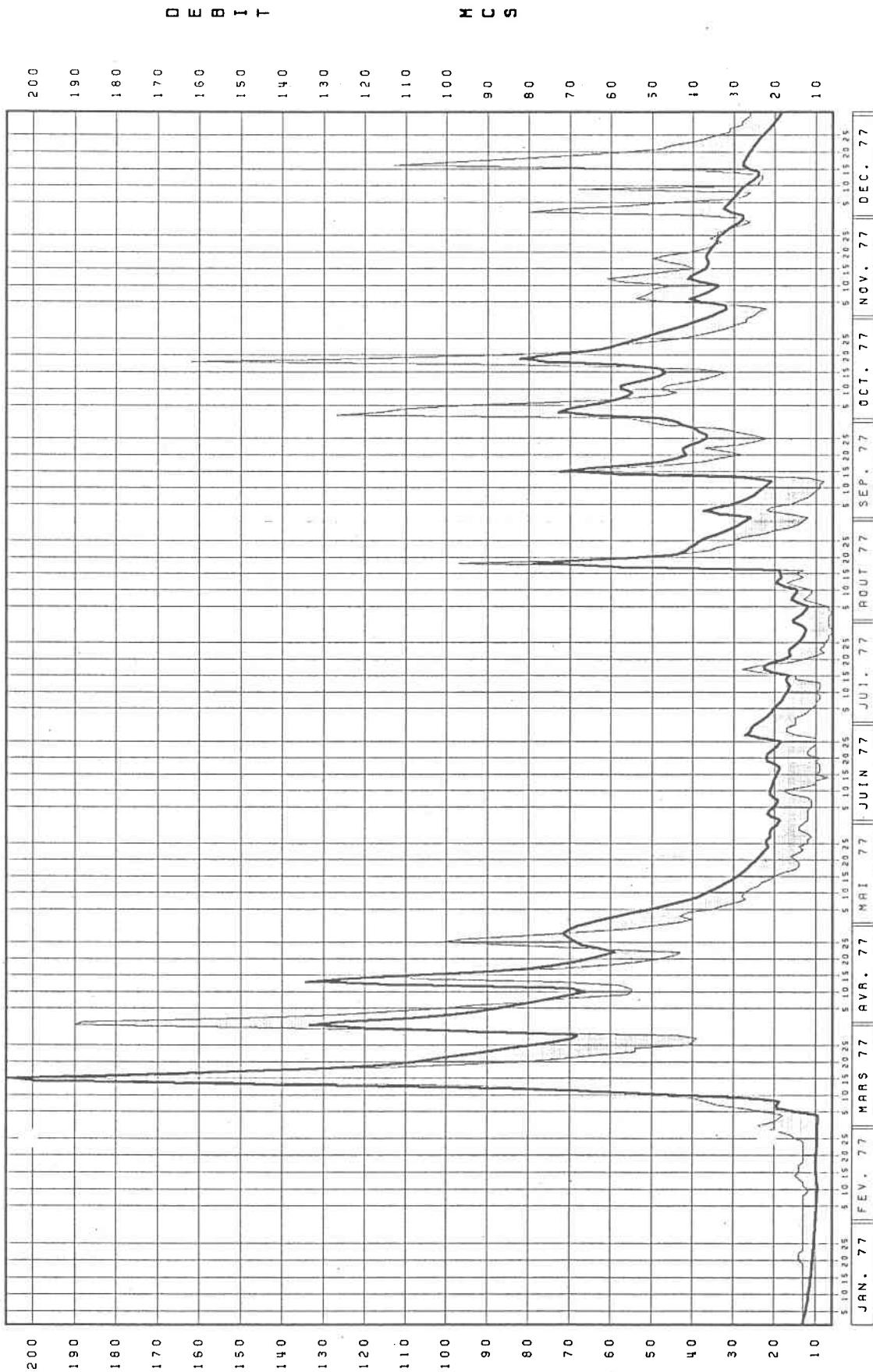
173



SINULE  
REEL

ST - REGIS

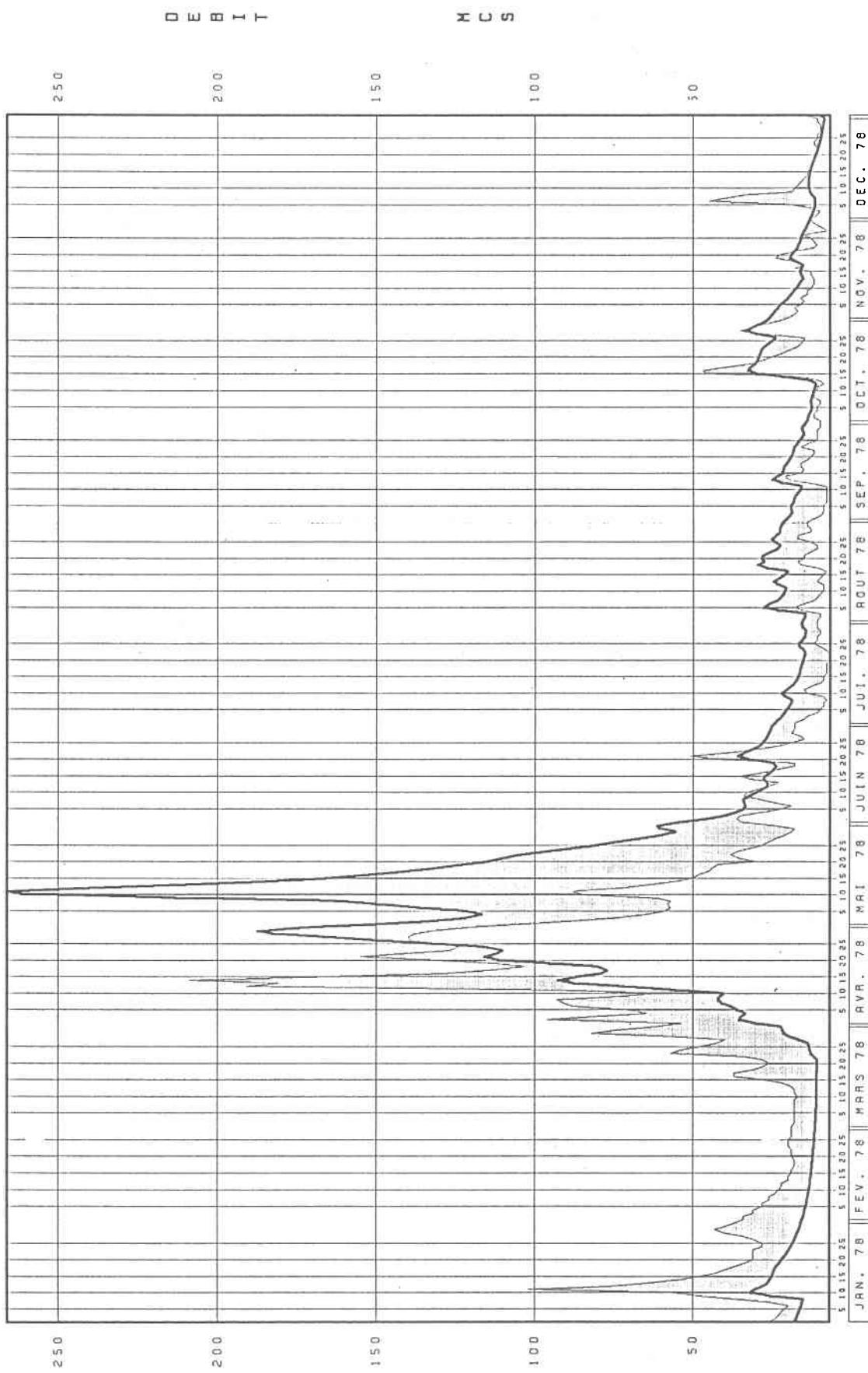
174



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

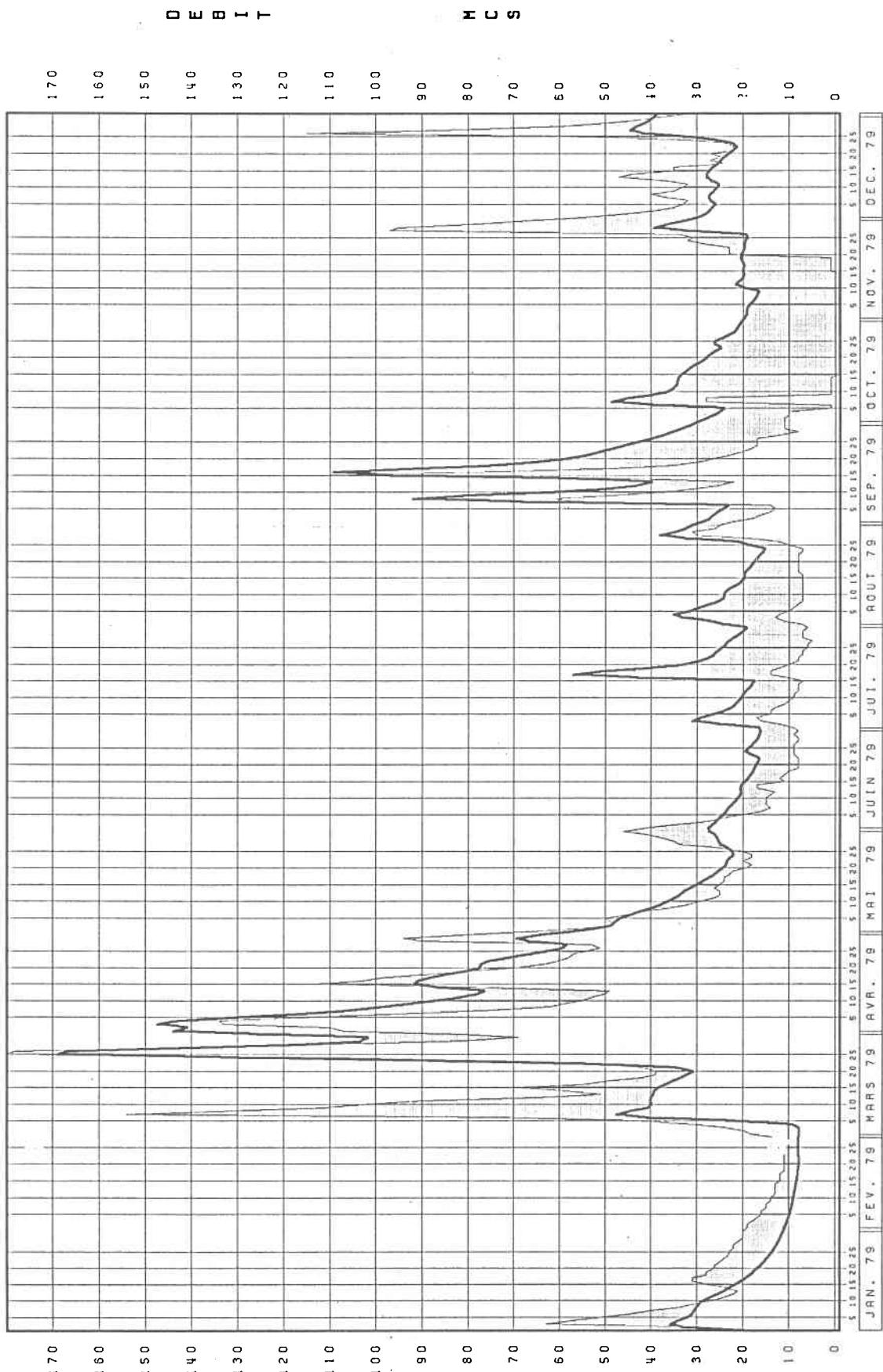
175



SIMULE  
REEL

ST - REGIS

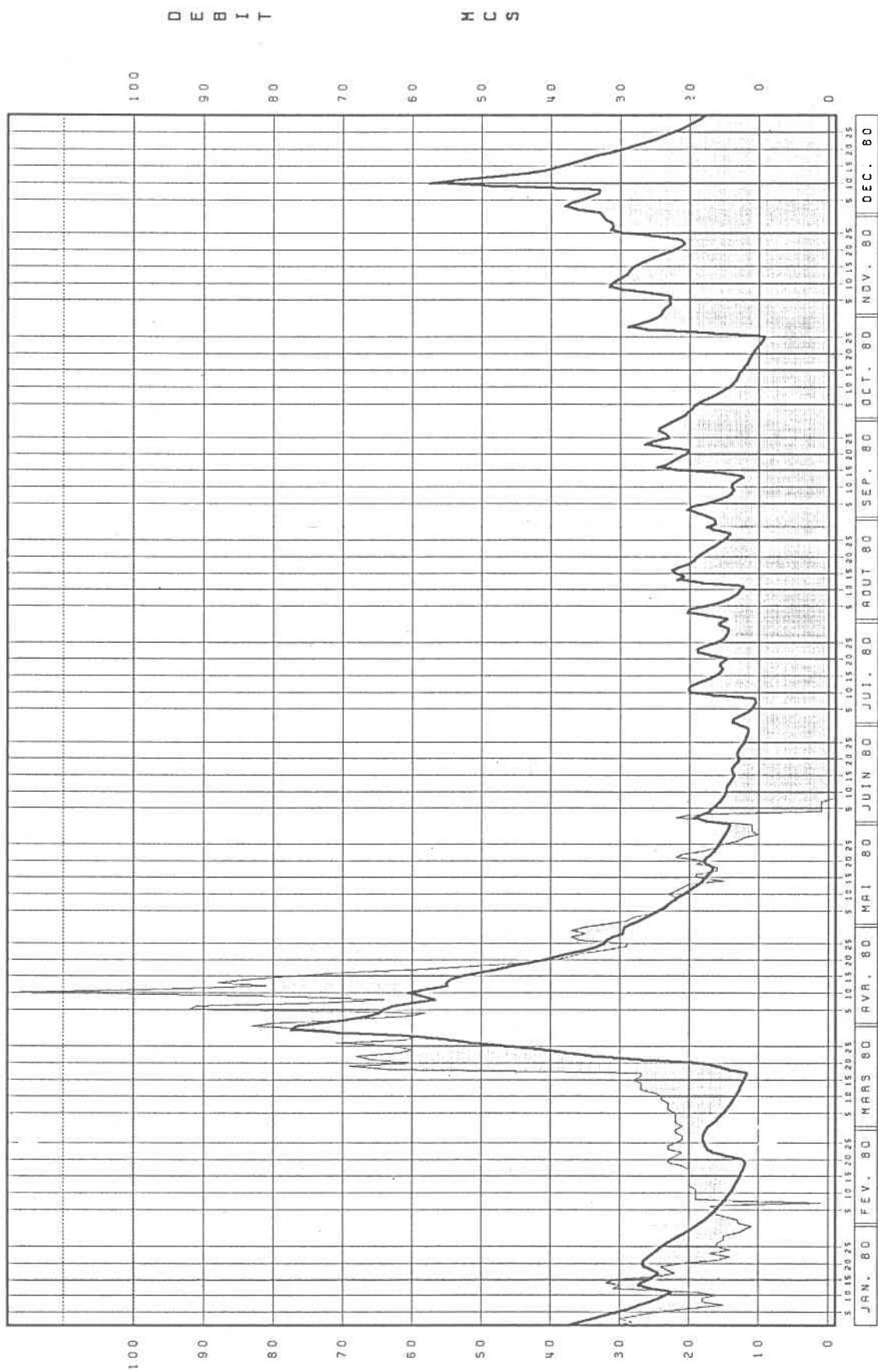
176



SIMULE  
REEL

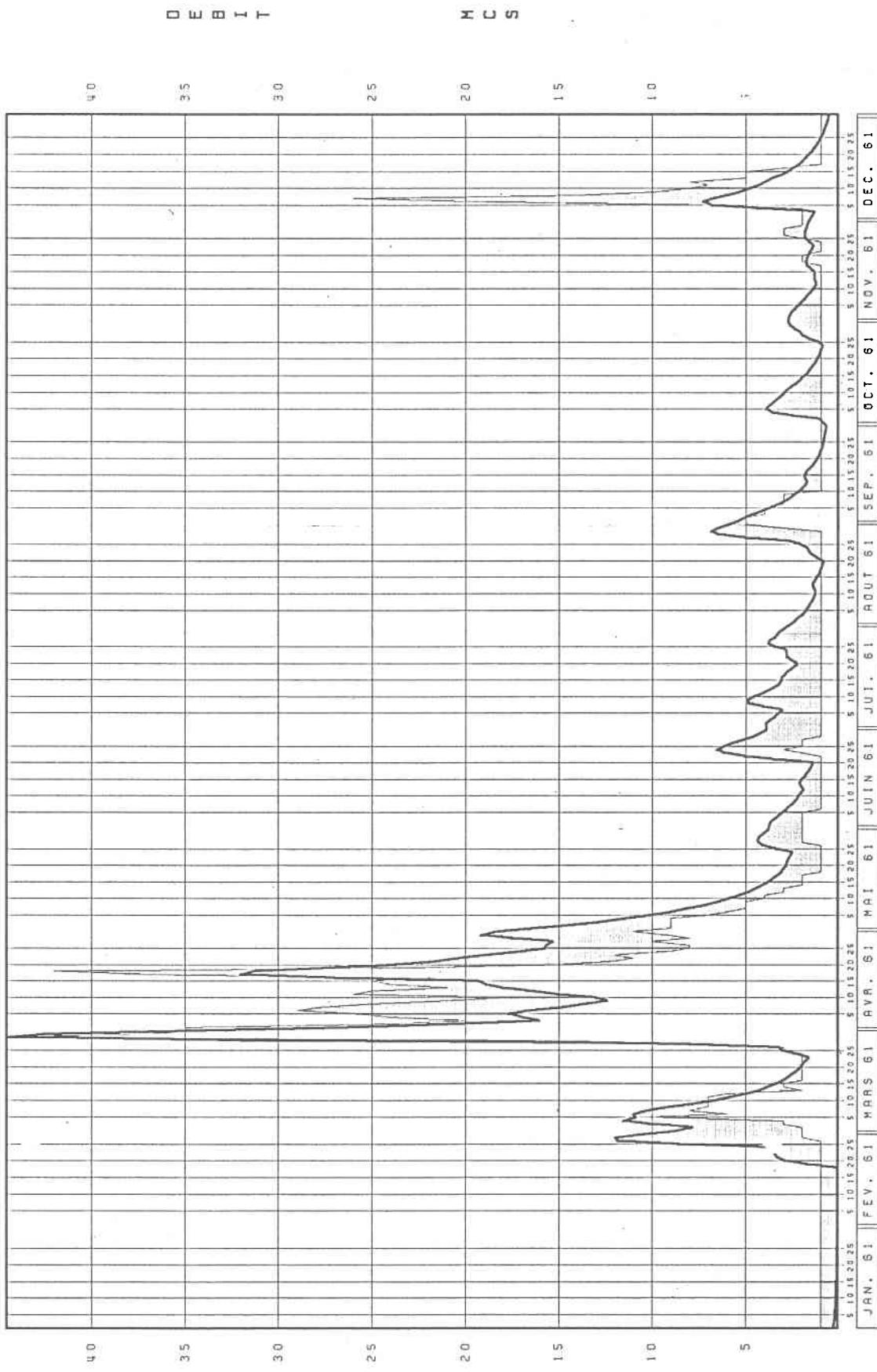
ST - REGIS

177



SIMULE  
REEL

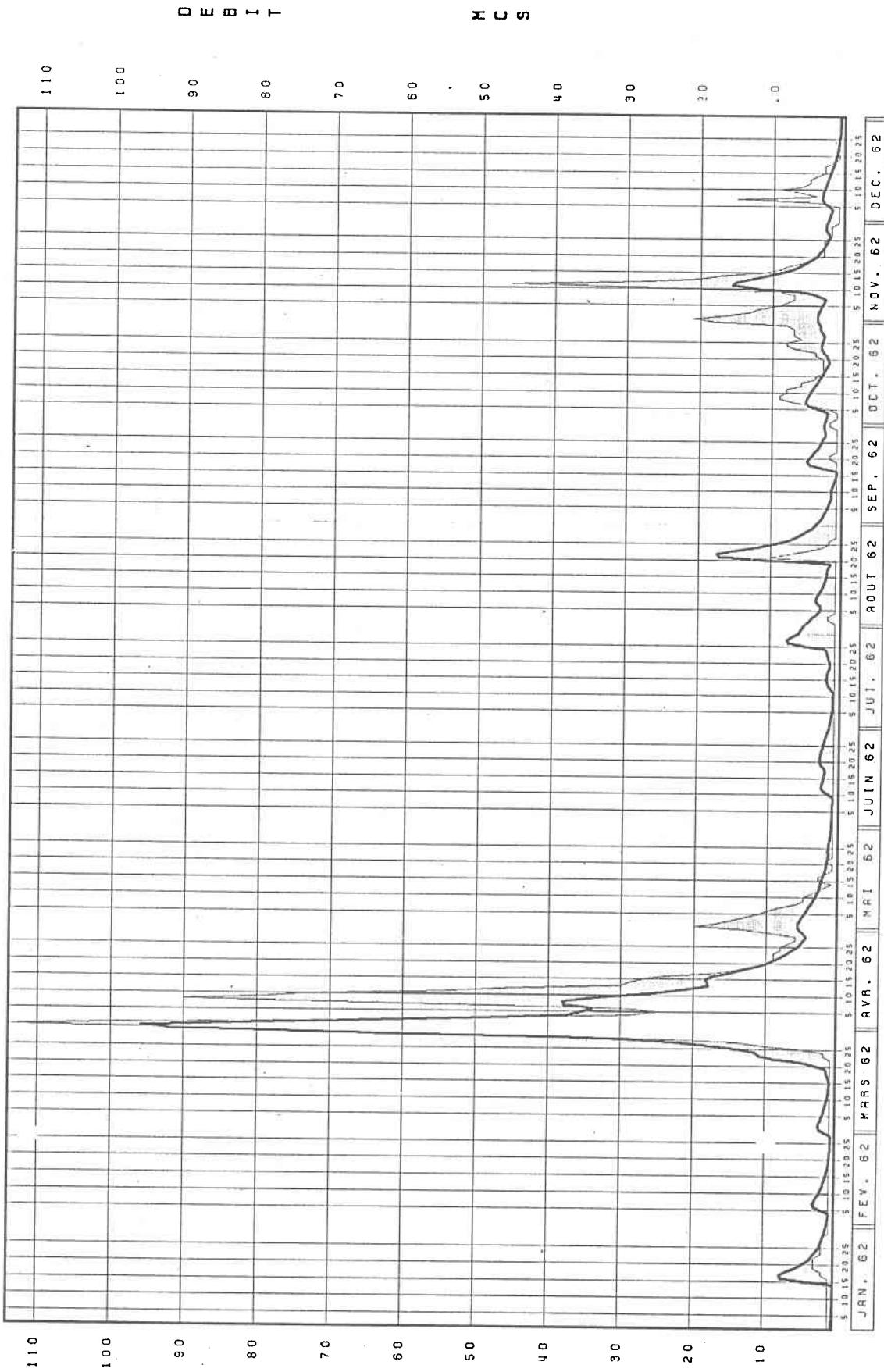
## RAISIN



SIMULE  
REEL

R A I S I N

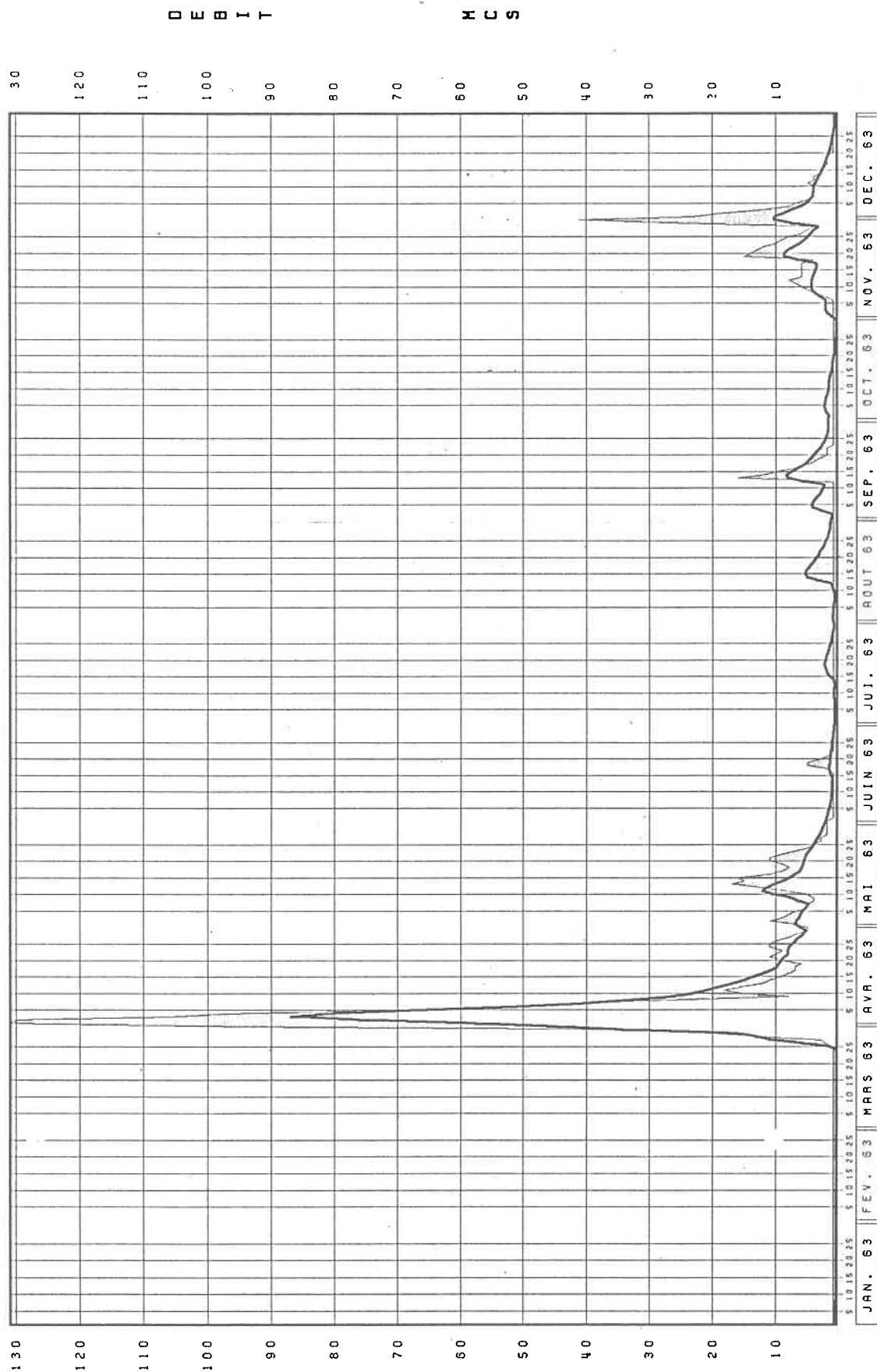
179



SIMULE  
REEL

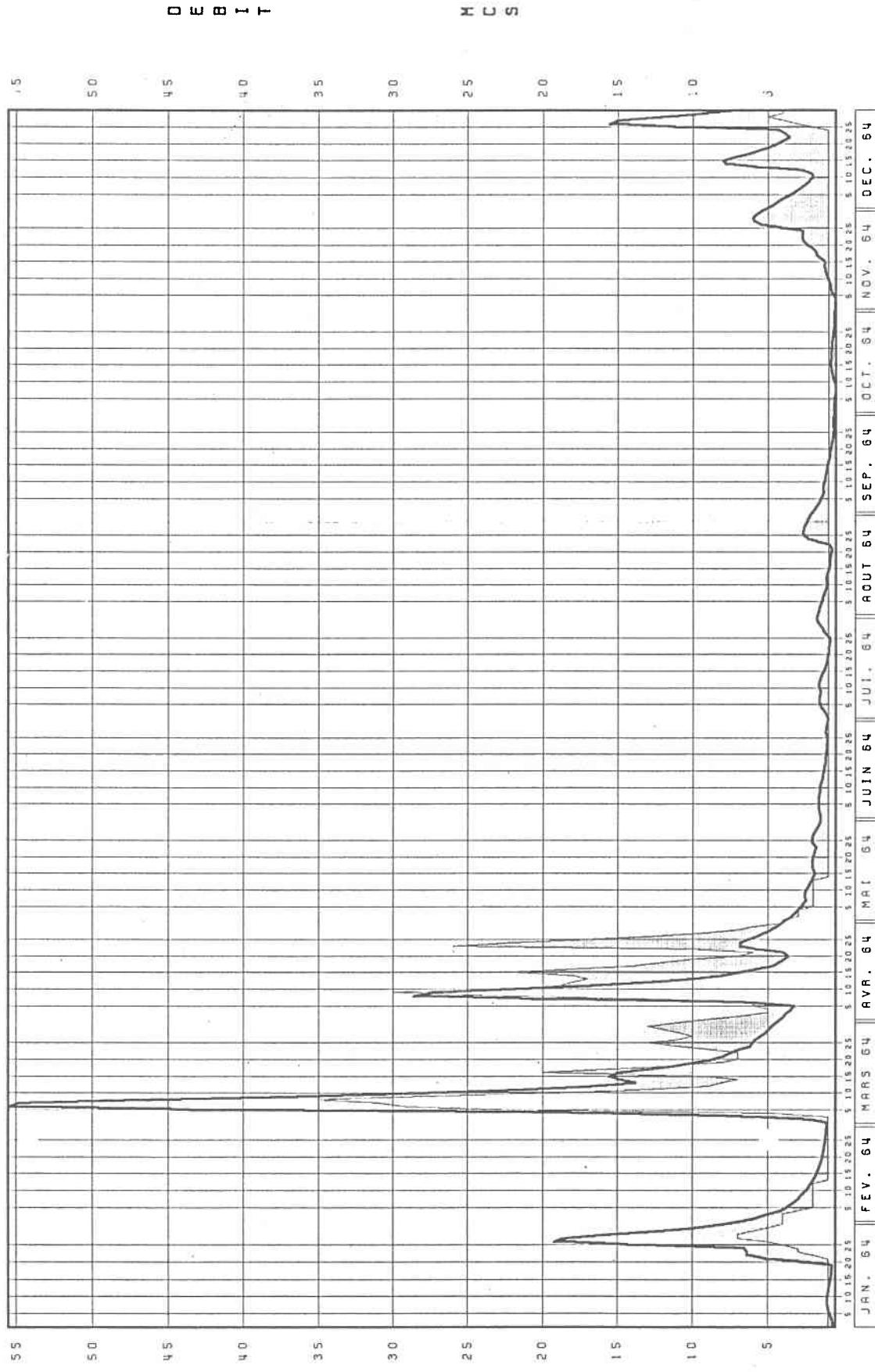
180

RAISING



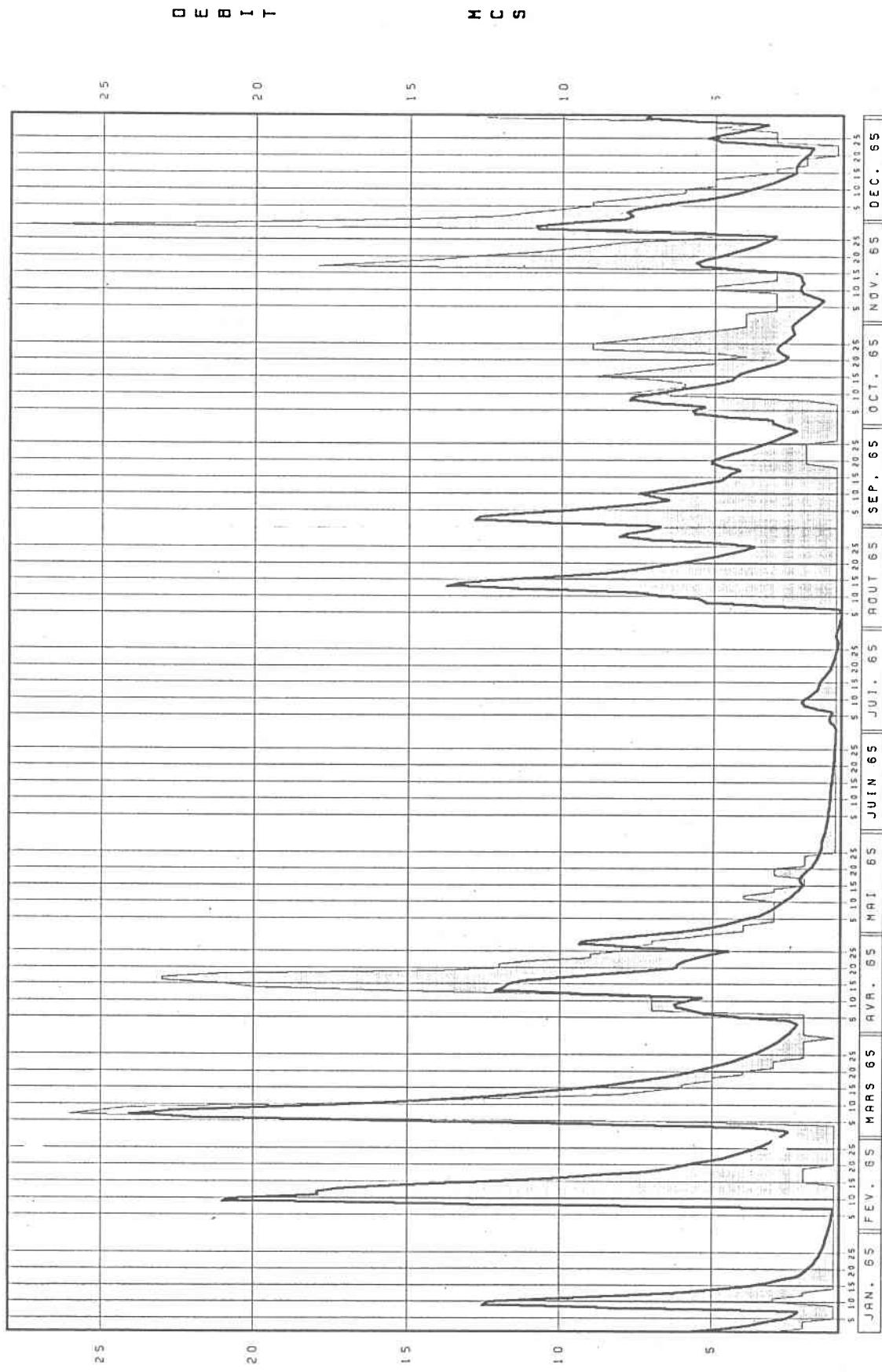
SIMULEE  
REEL

## RAISIN



SIMULE  
REEL

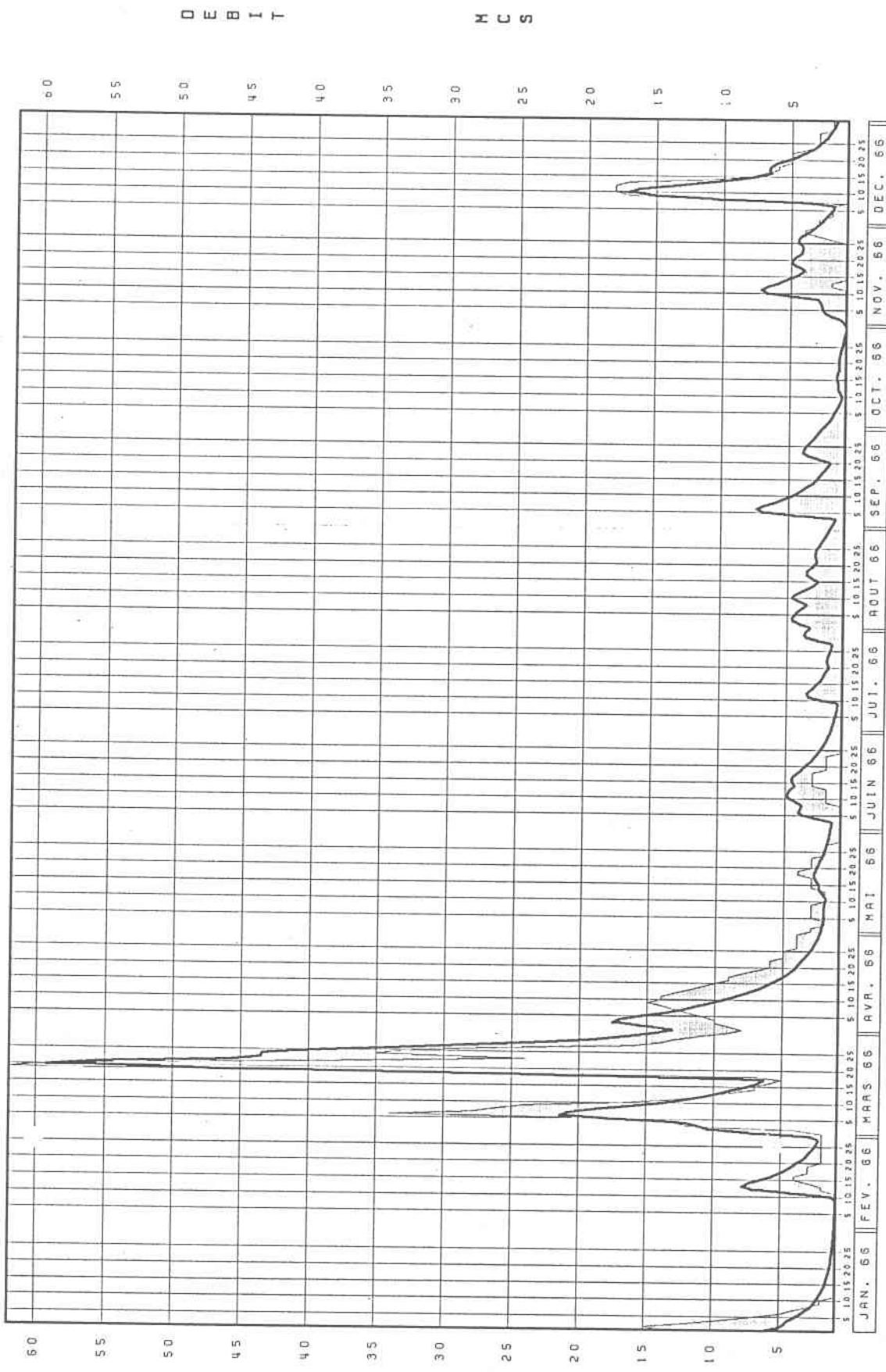
## RAISIN



SIMULE  
REEL

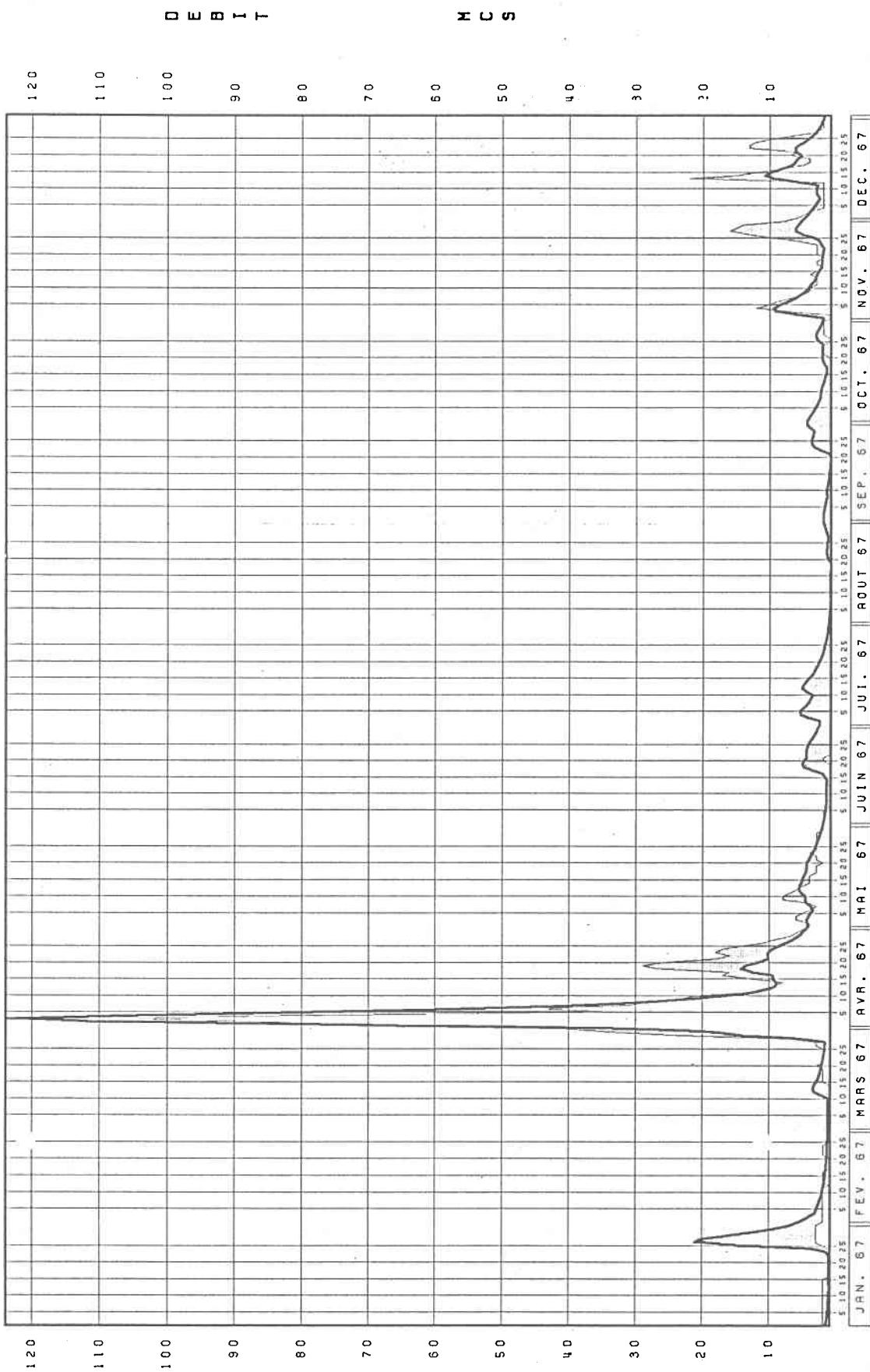
# RAISIN

183



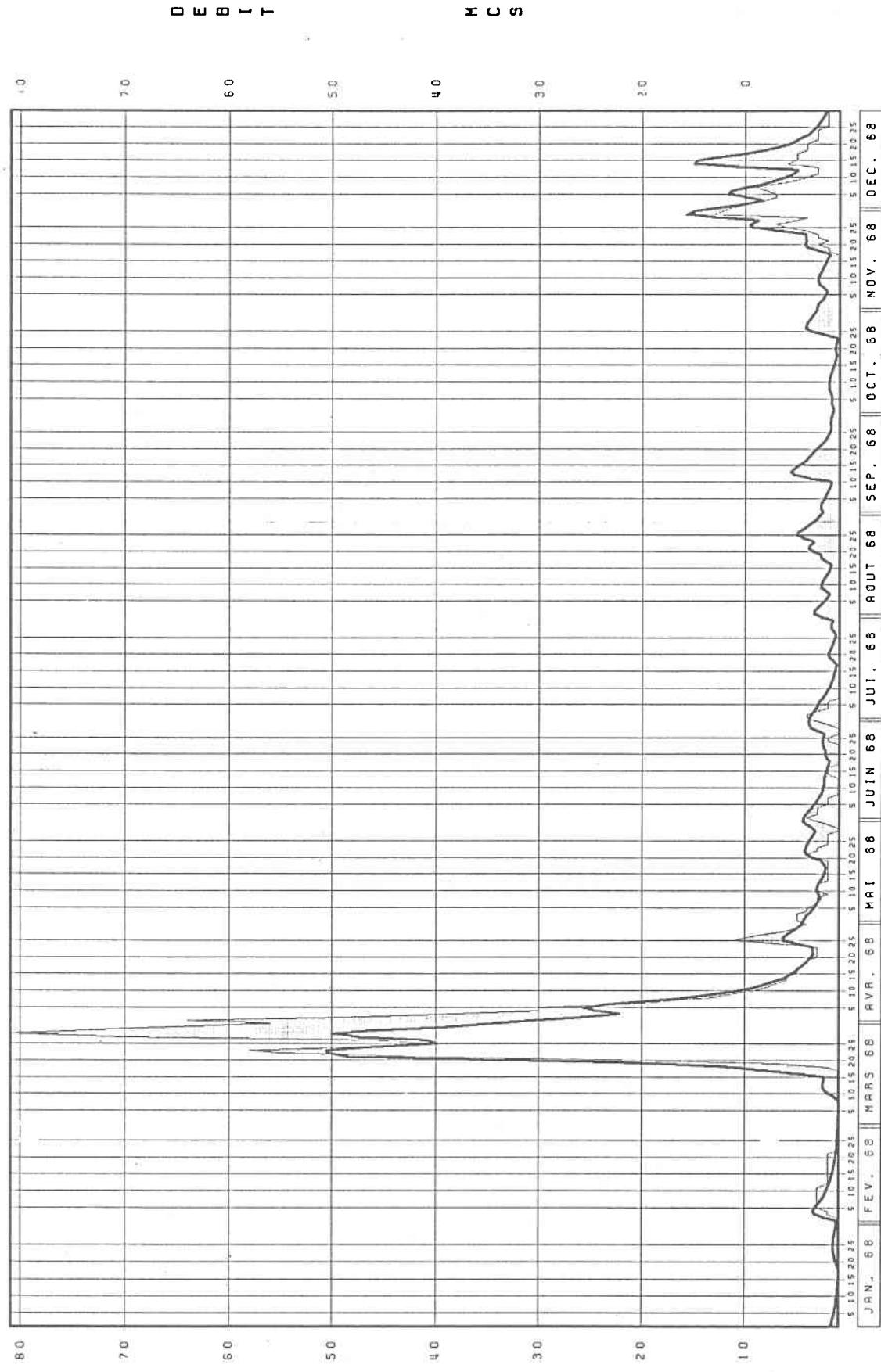
SIMULE  
REEL

## RAISIN

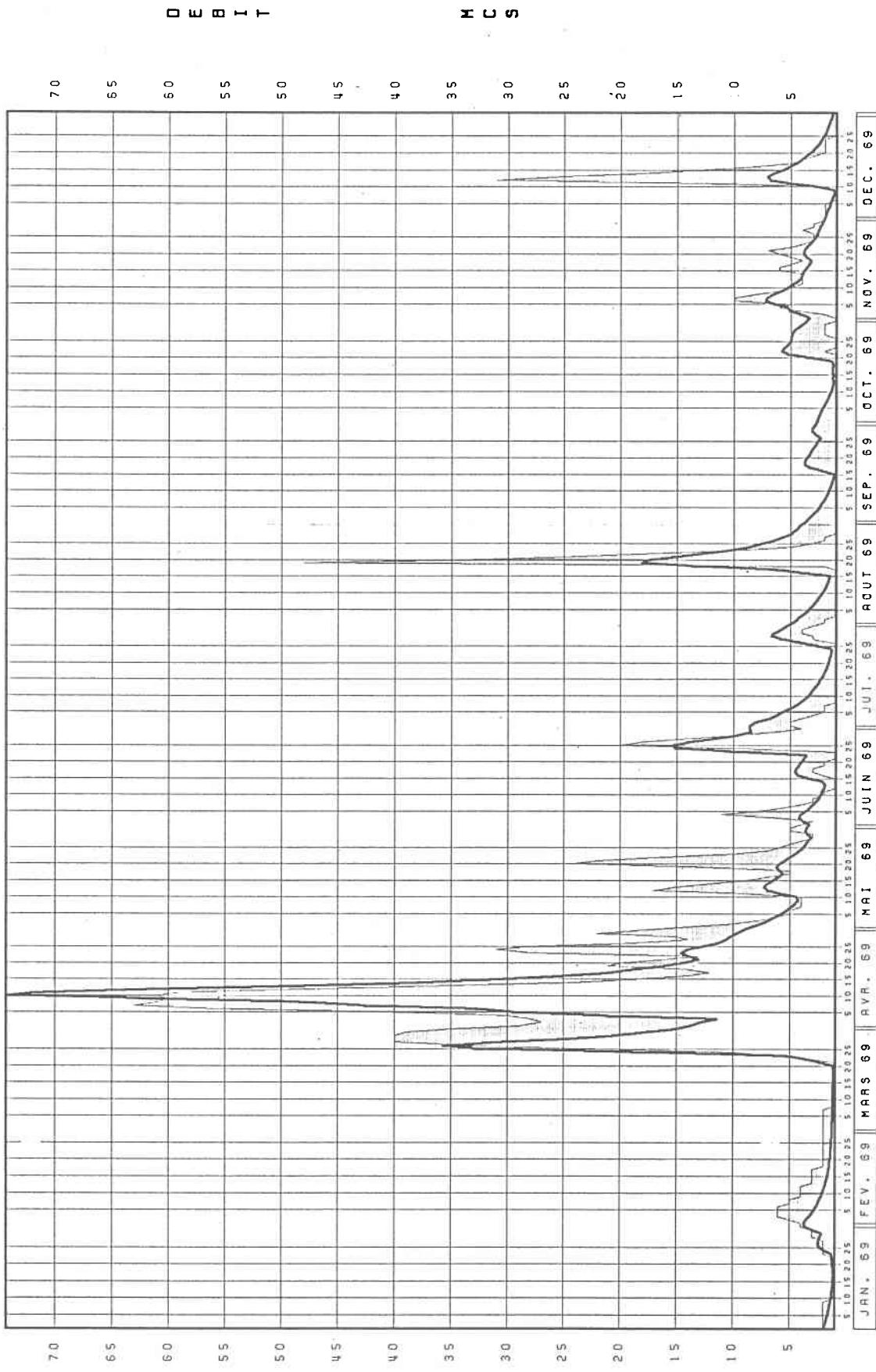


SIMULE  
REEL

## RAISIN

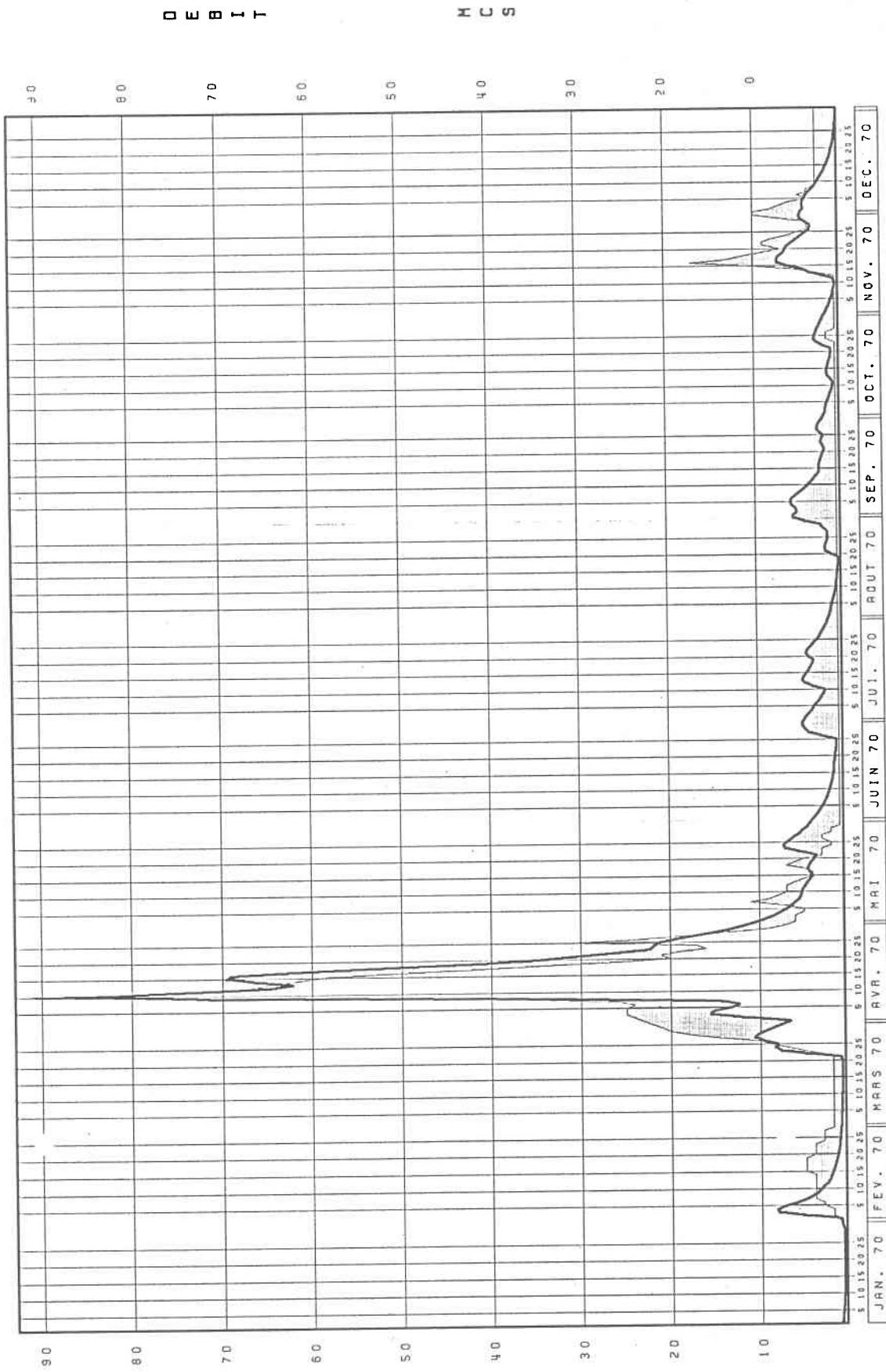
SIMULE  
REEL

## RAISIN



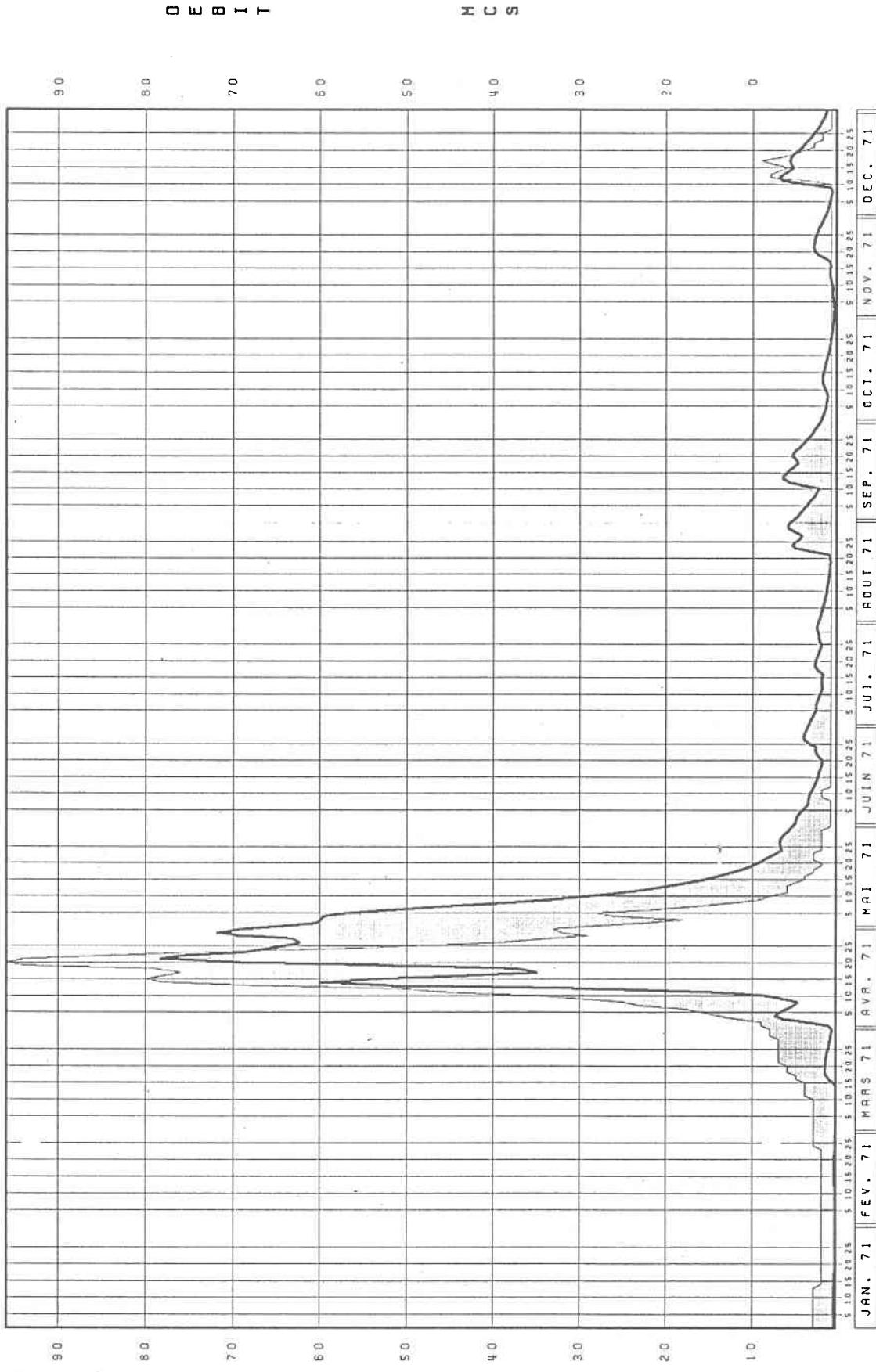
SIMULE  
REEL

## RAISIN



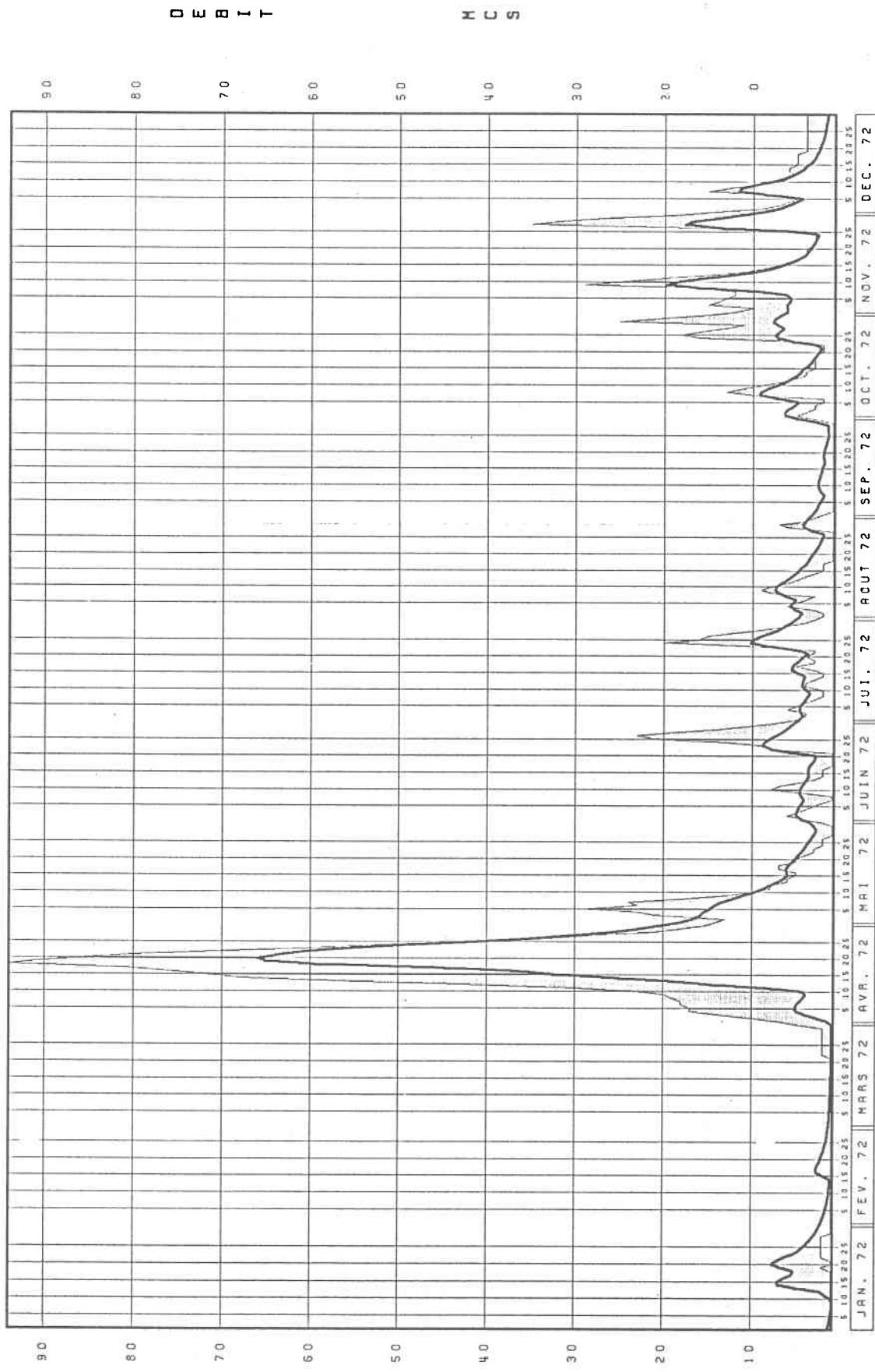
SIMULE  
REEL

## RAISIN



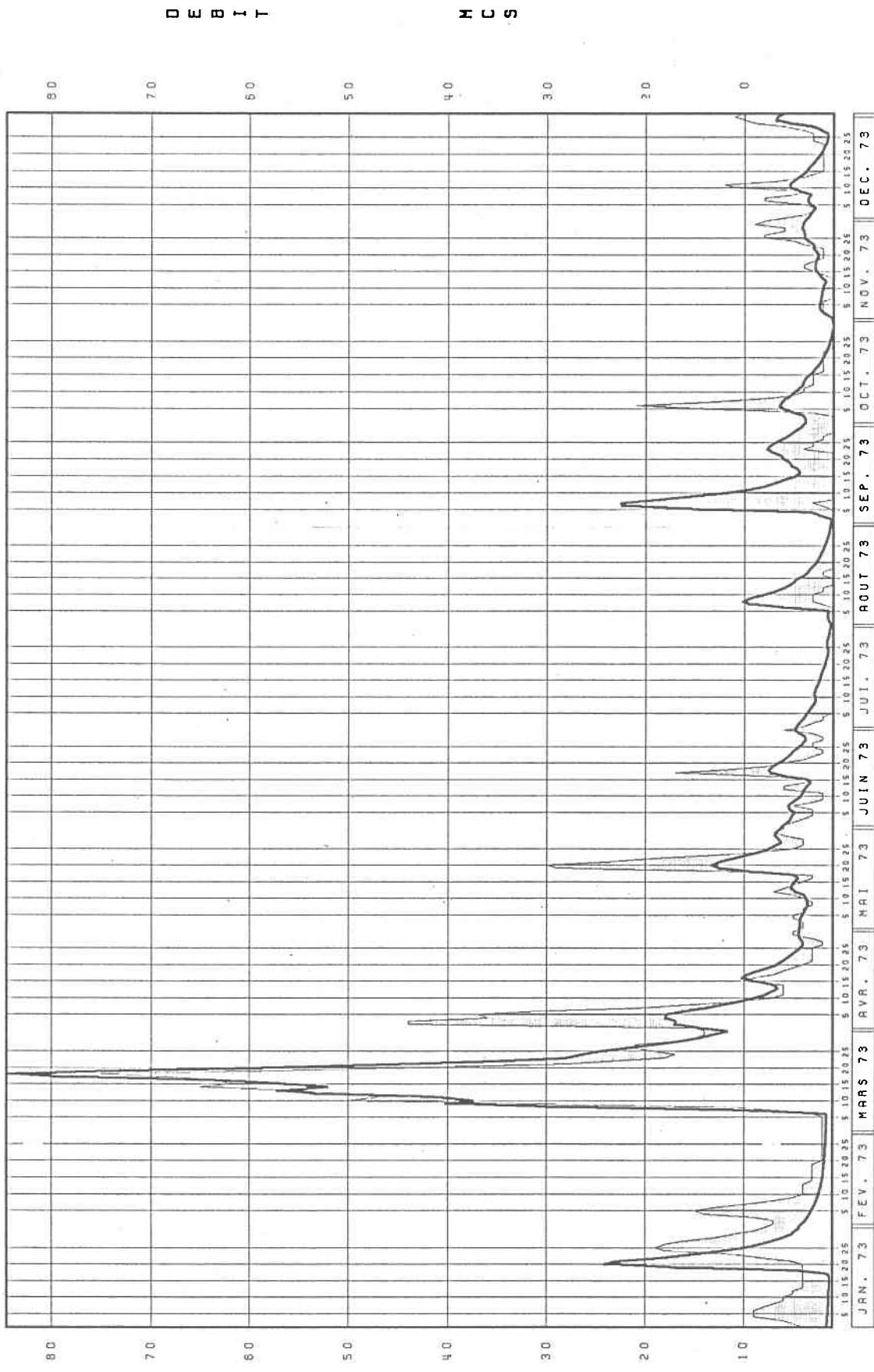
SIMULE  
REEL

## RAISIN



SINULE  
REEL

## RAISIN

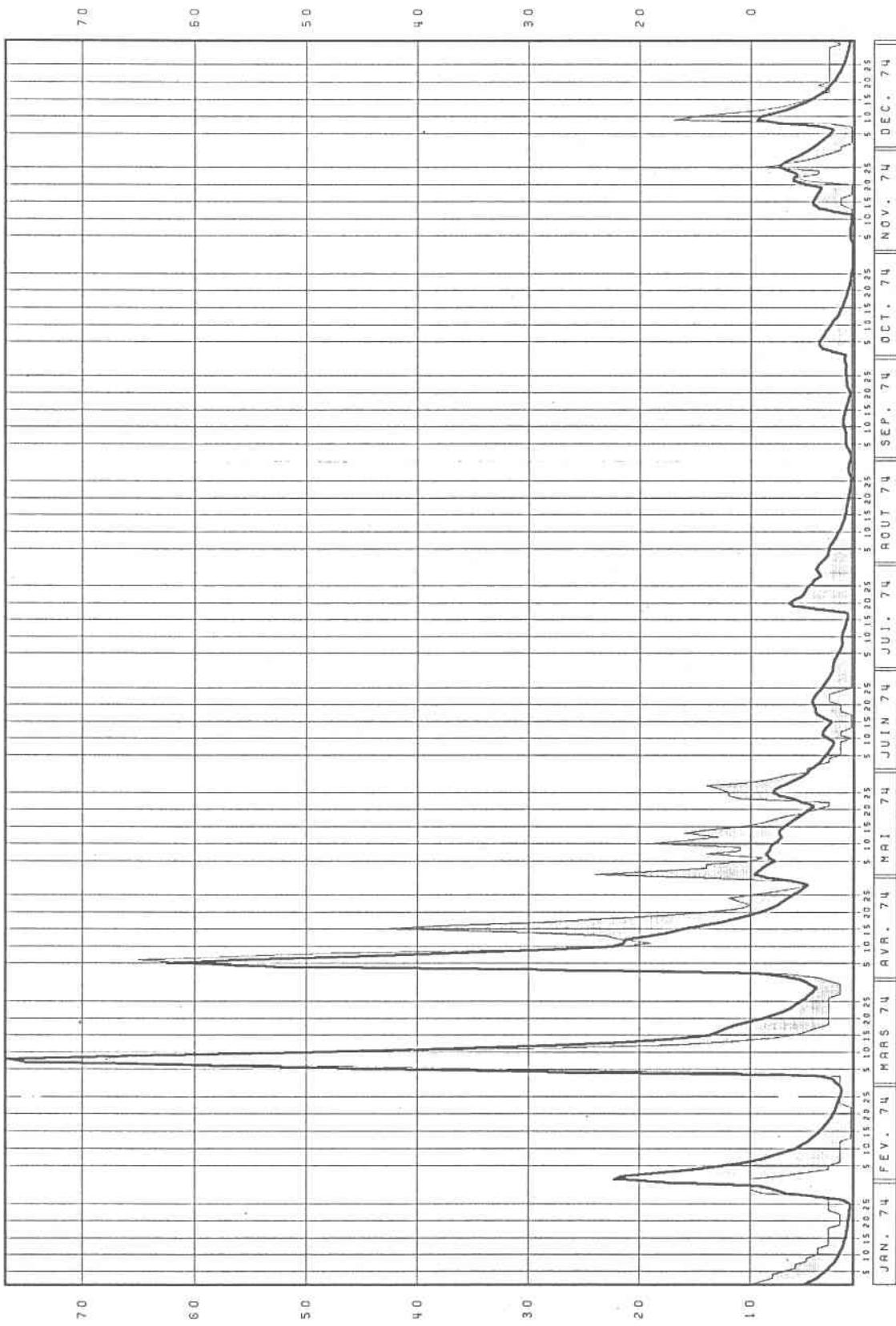


SIMULE  
REEL

RAISIN

191

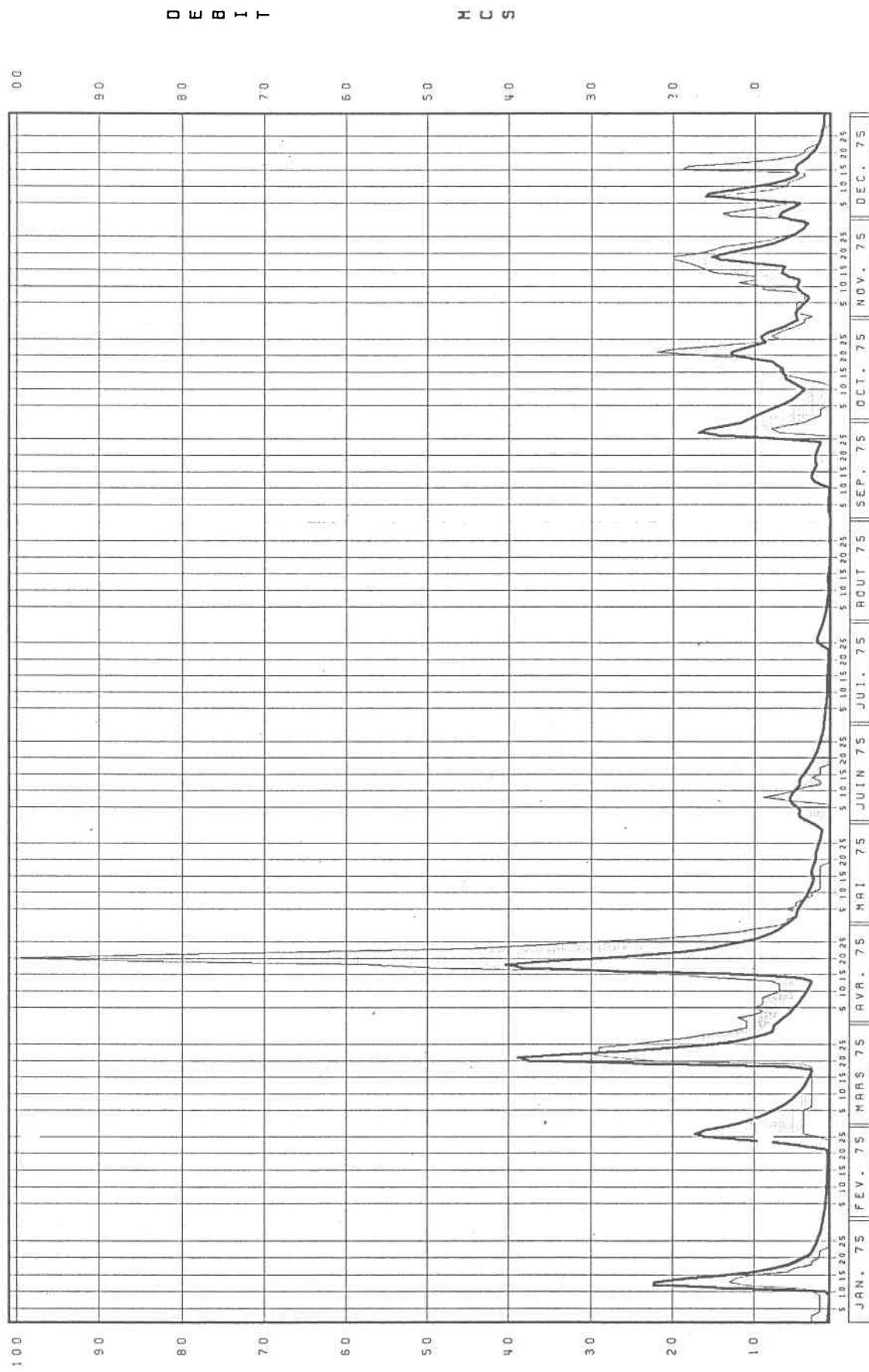
D E B I T      H C S



SIMULE  
REEL

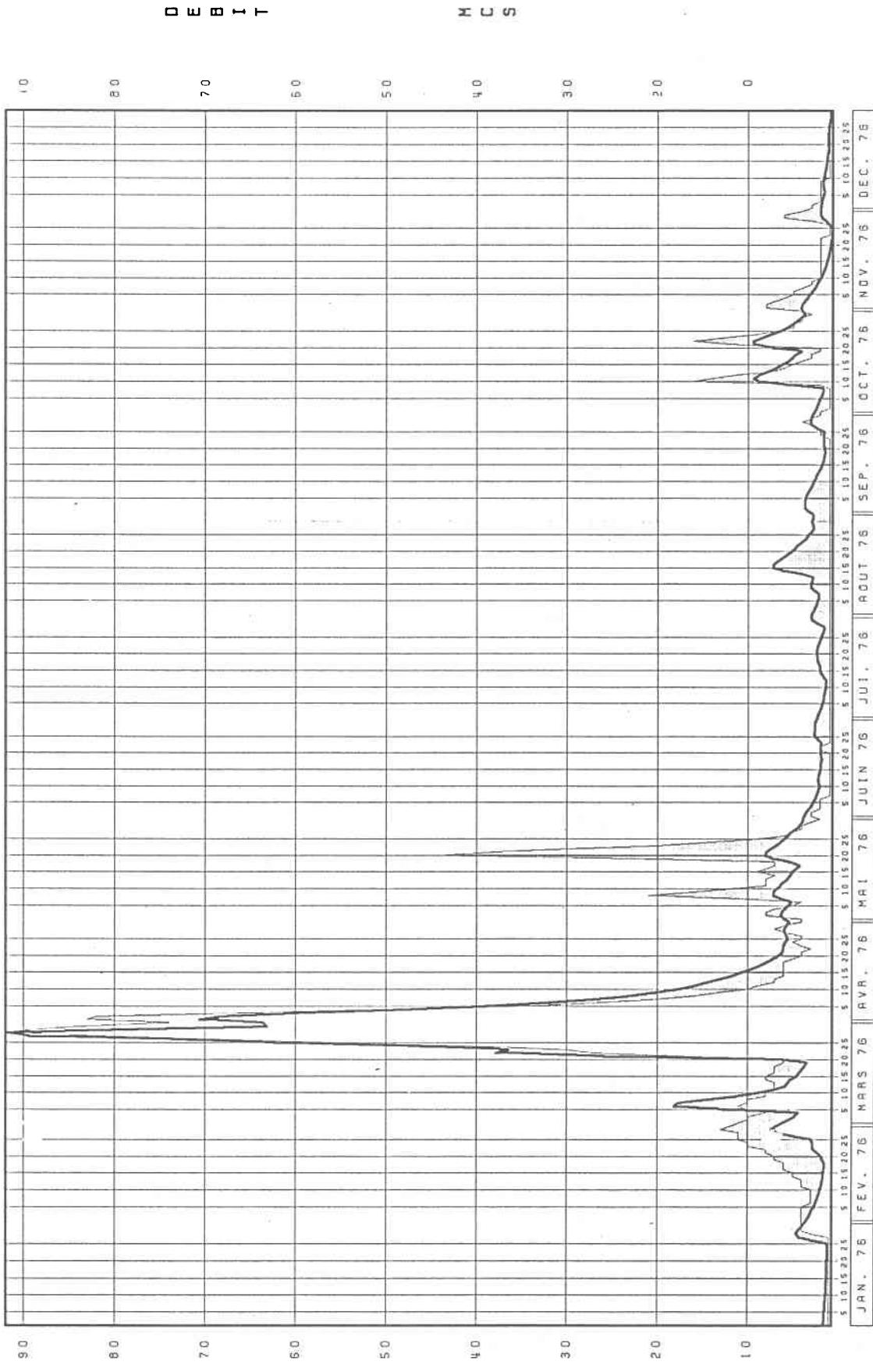
R A I S I N

192



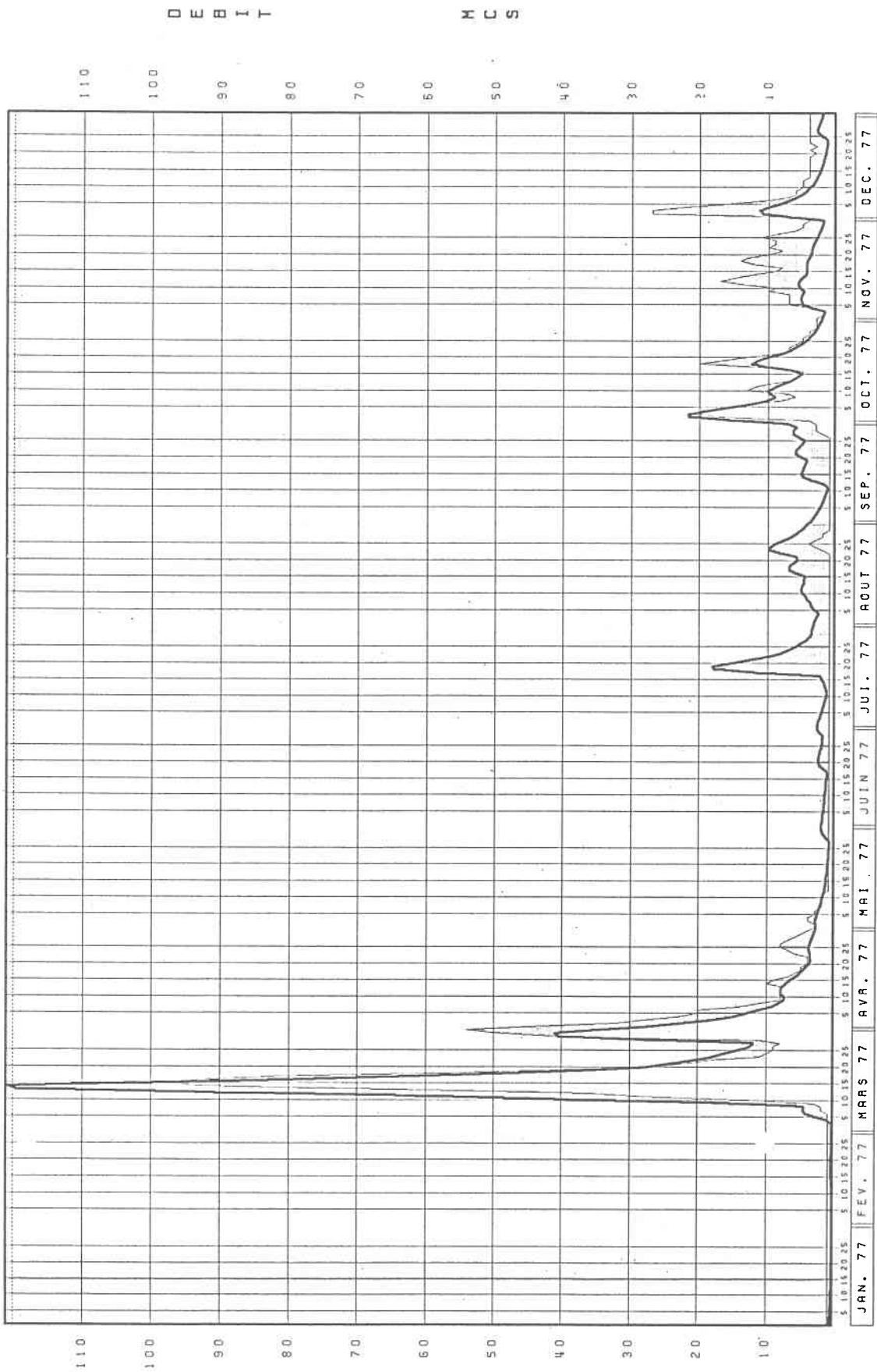
SIMULE  
REEL

RAISIN

SINGLE  
REEL

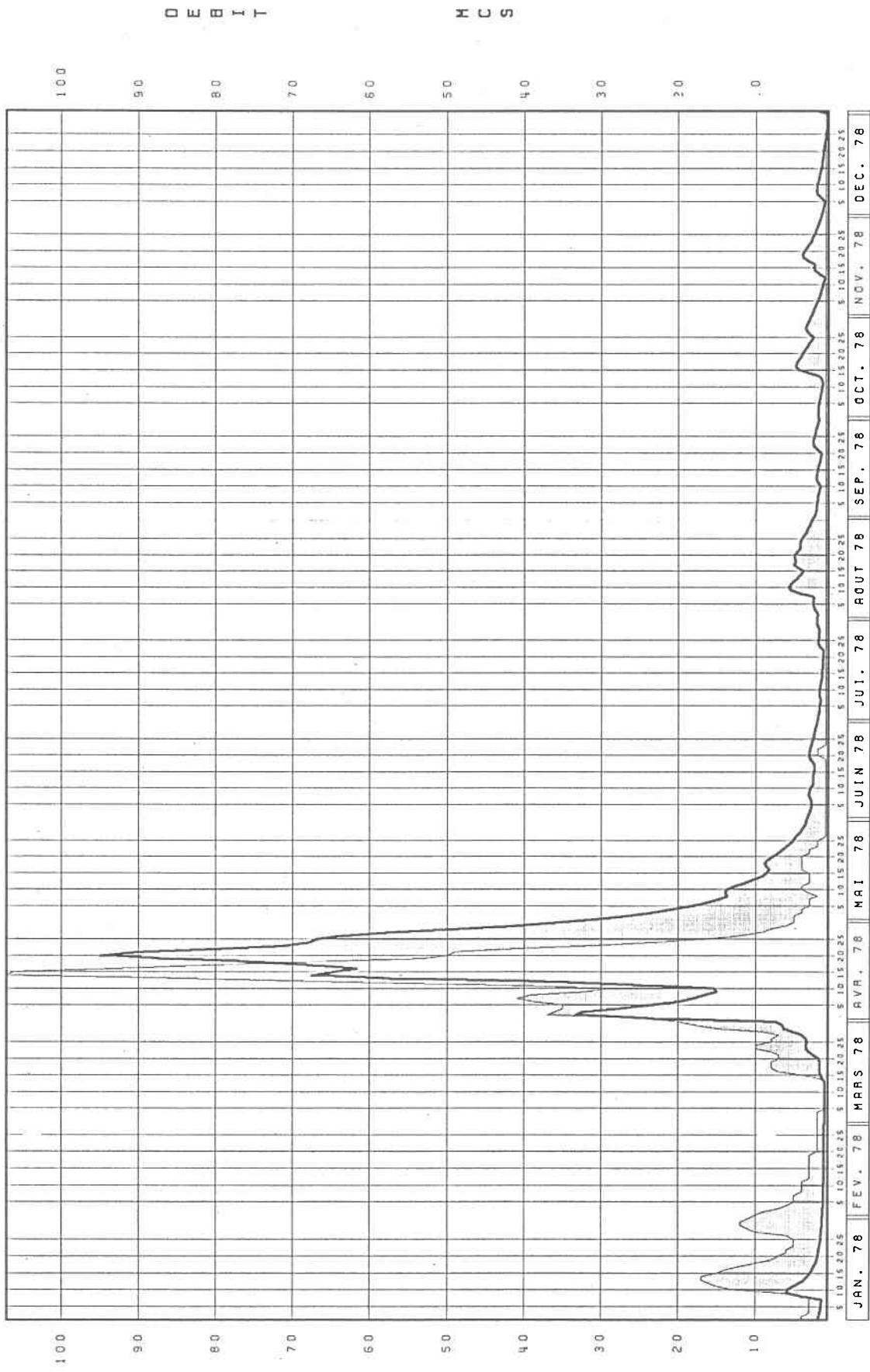
R A I S I N

194



SIMULE  
REEL

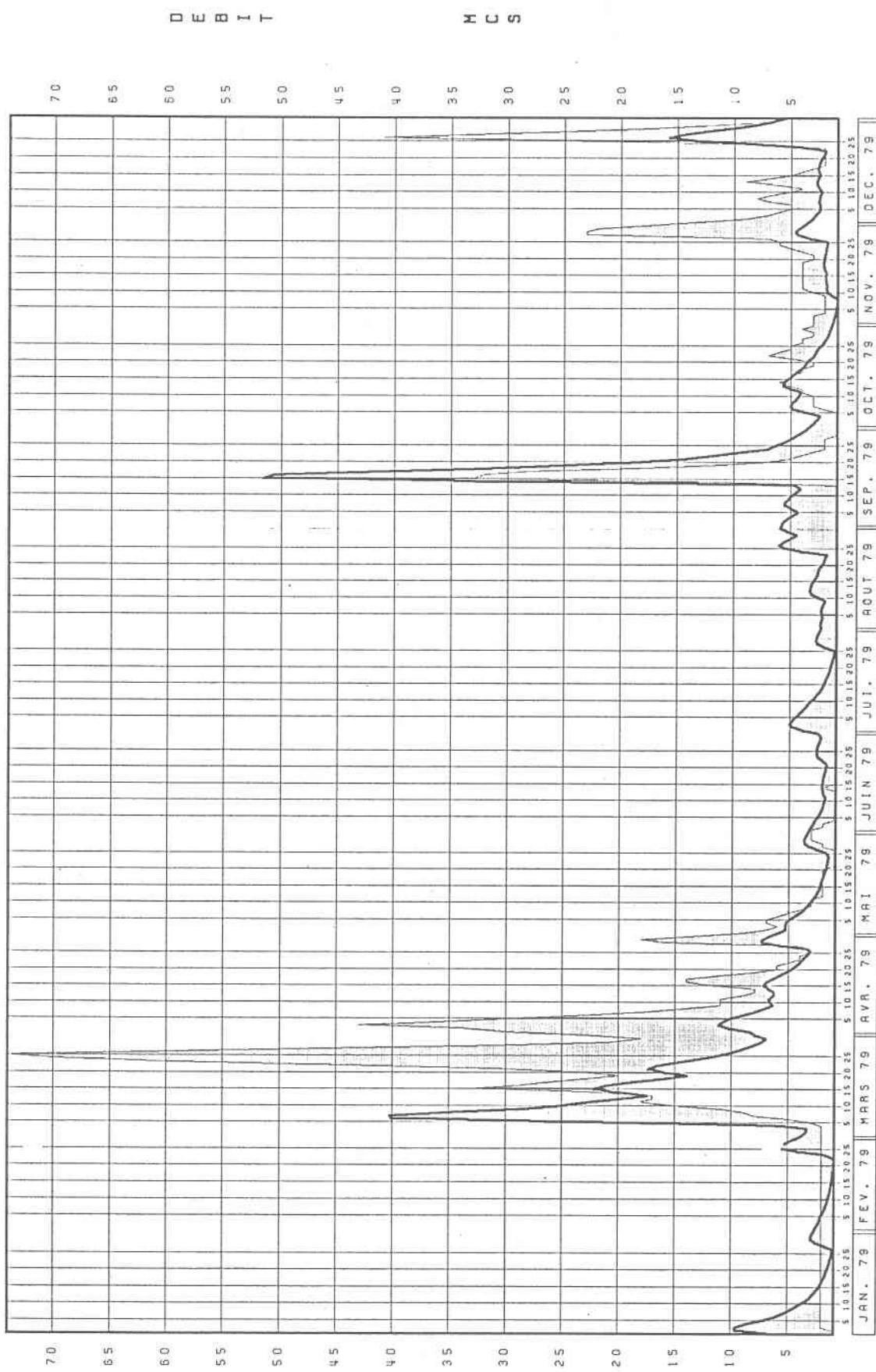
## RAISIN



SIMULE  
REEL

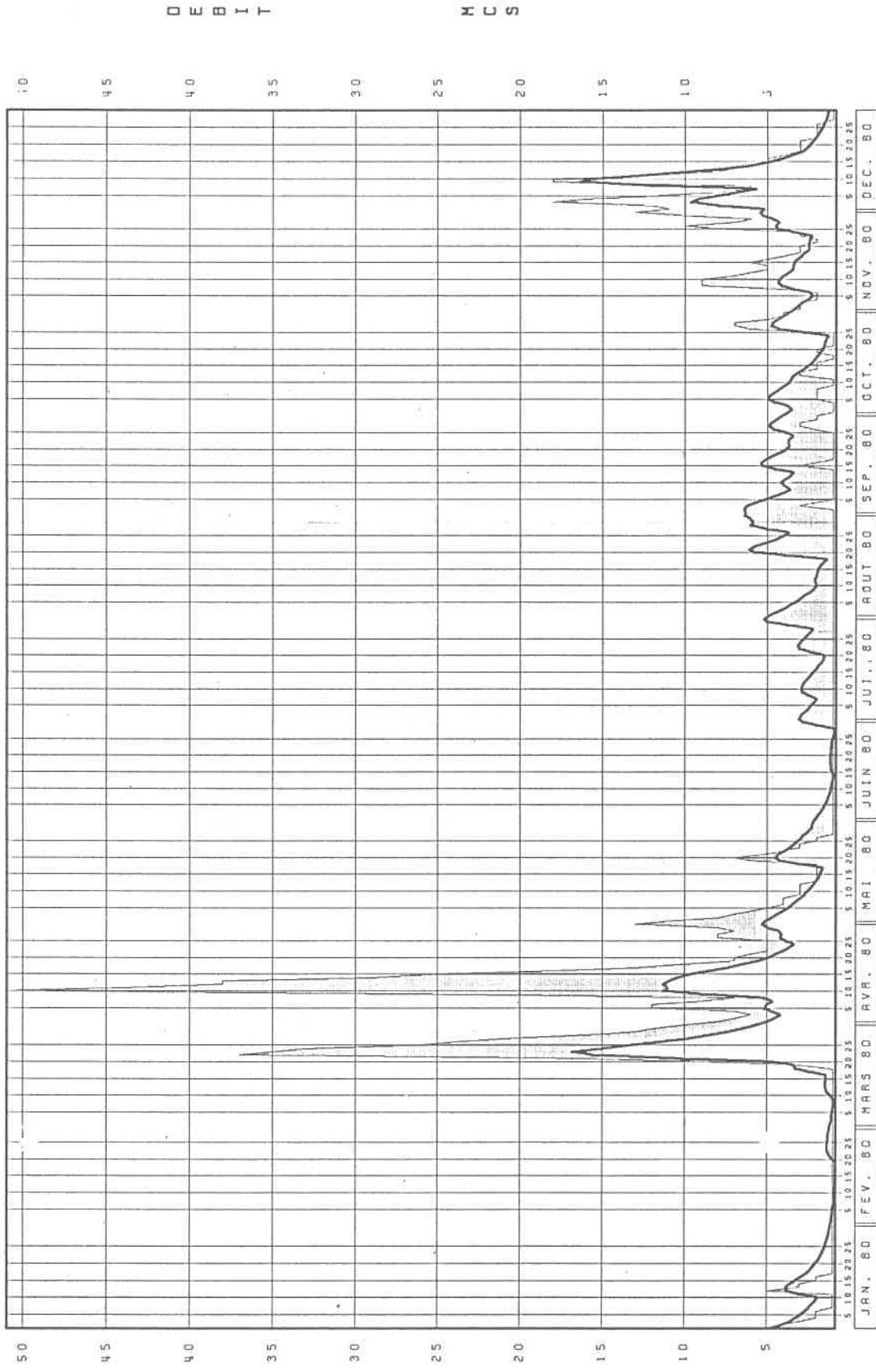
RAISIN

196

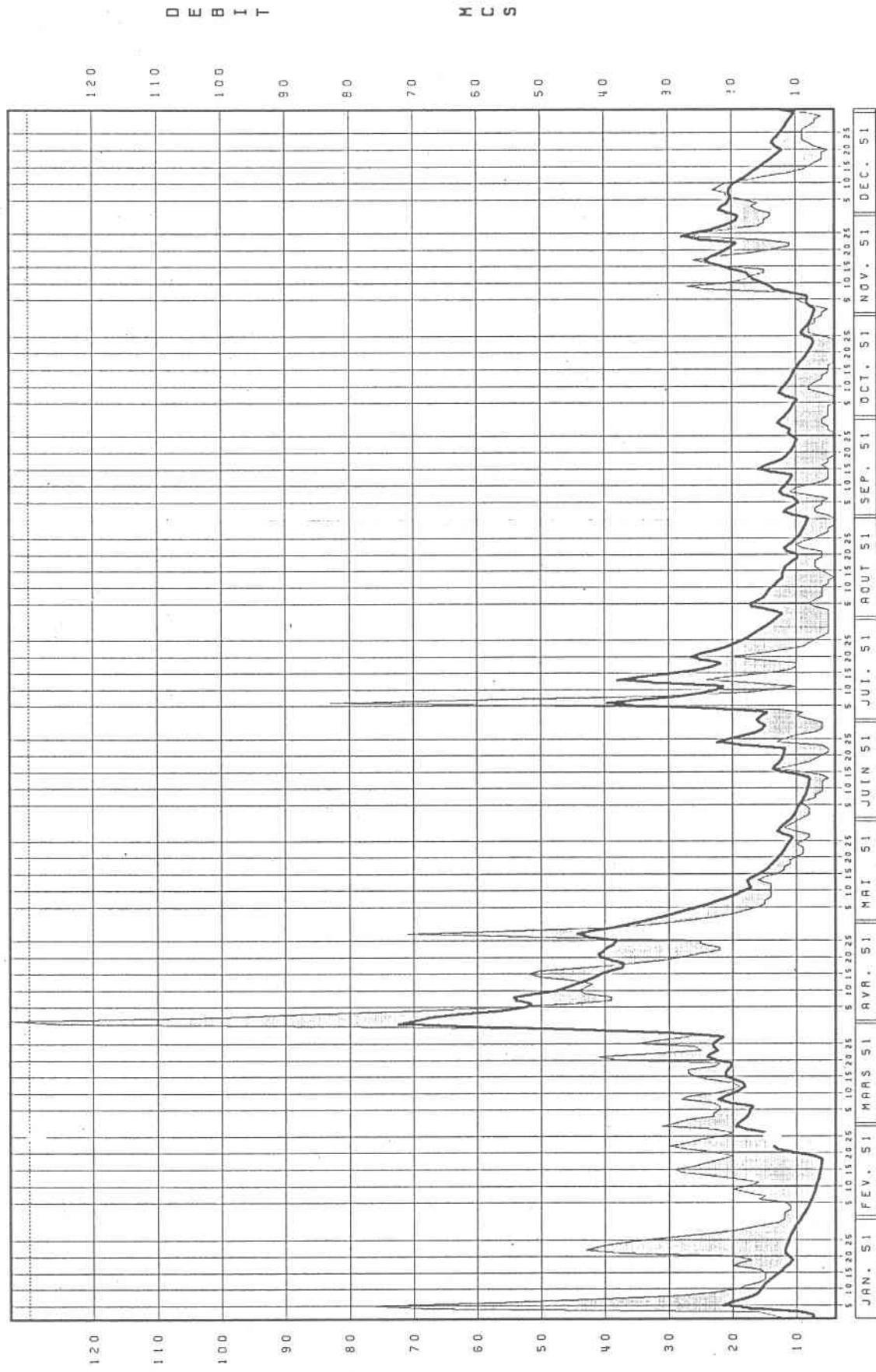


SINULE  
REEL

## RAISIN

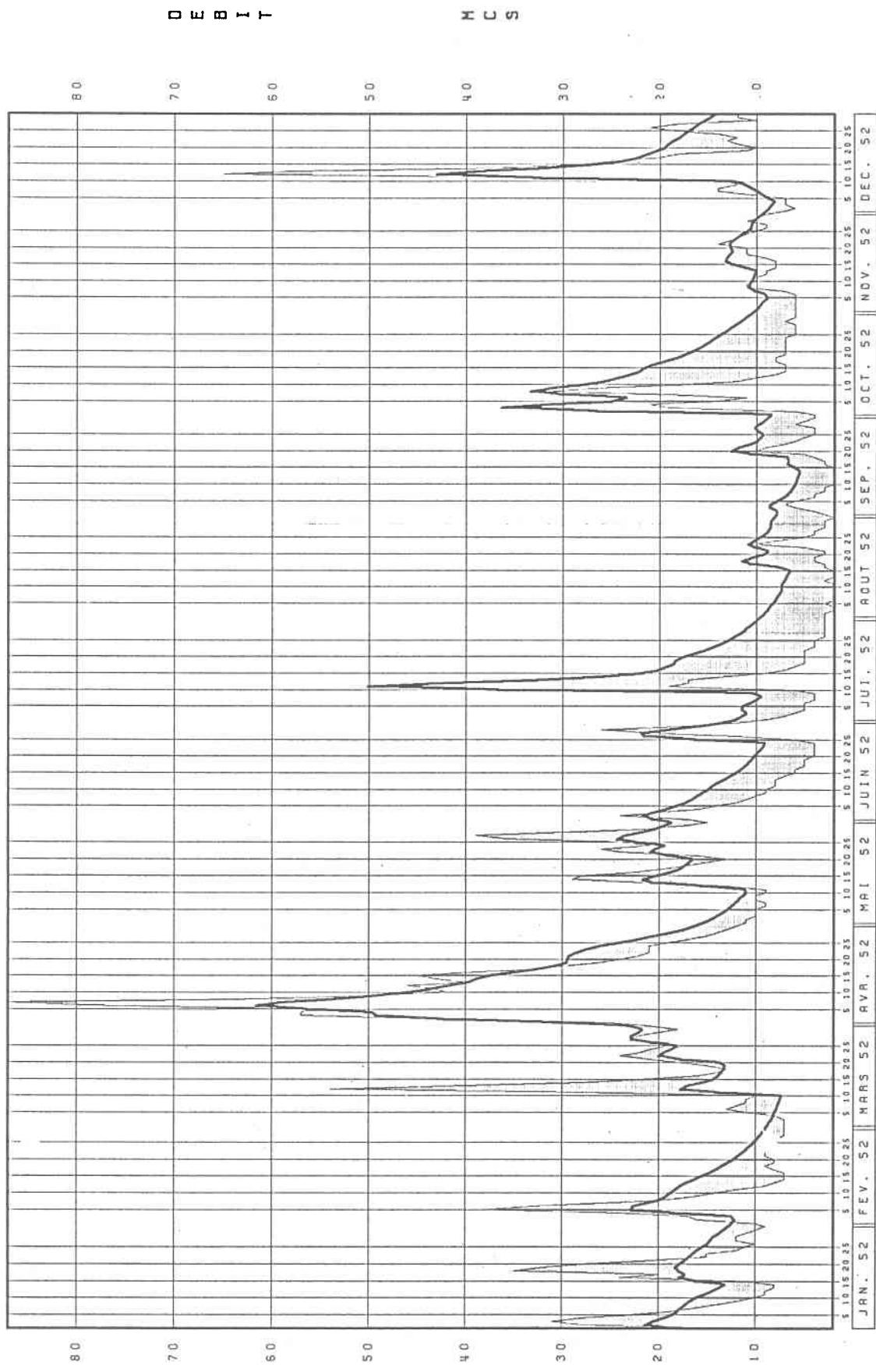
SINULE  
REEL

## GRASS



SINULE  
REEL

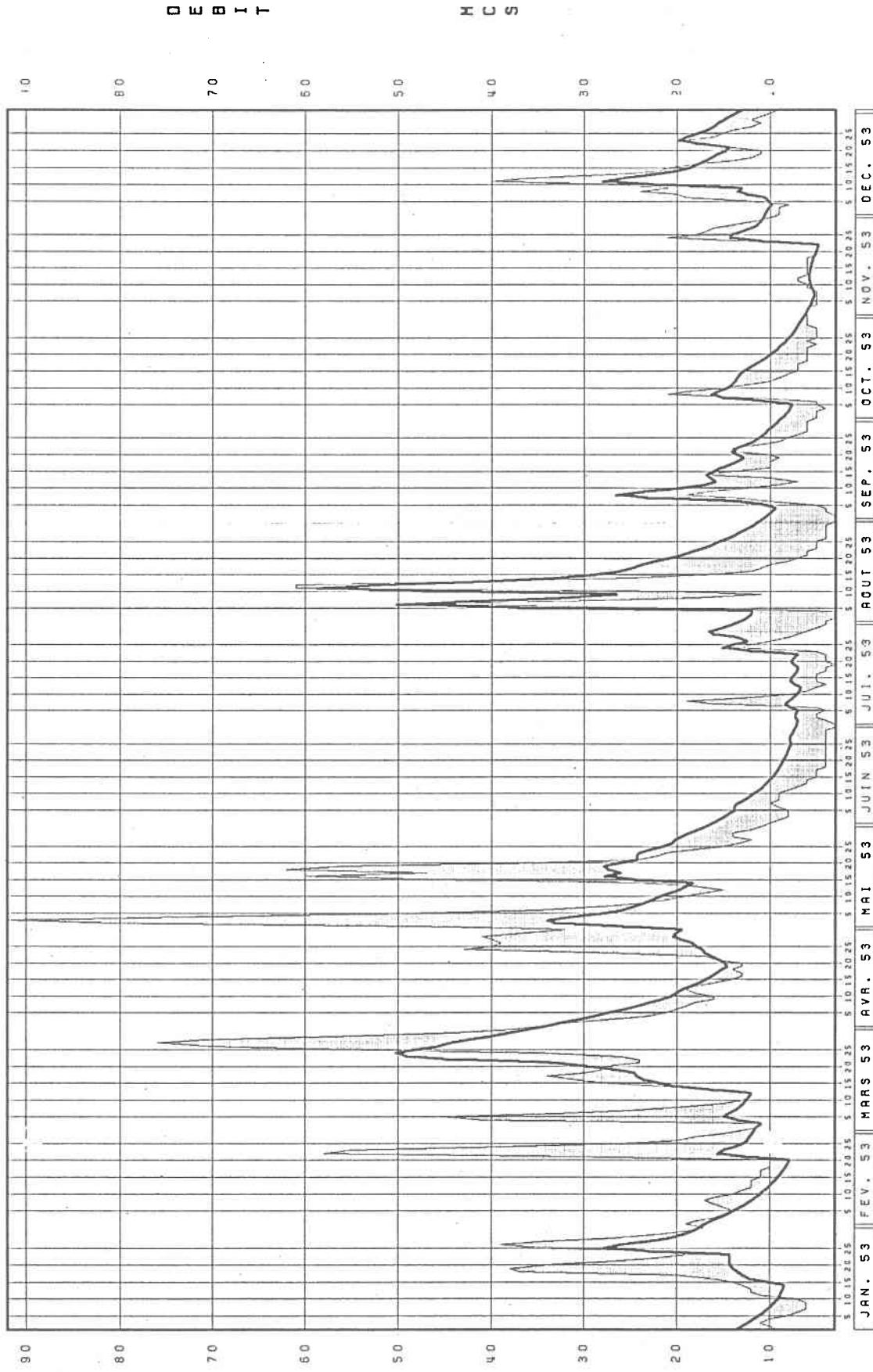
## GRASS



SIMULE  
REEL

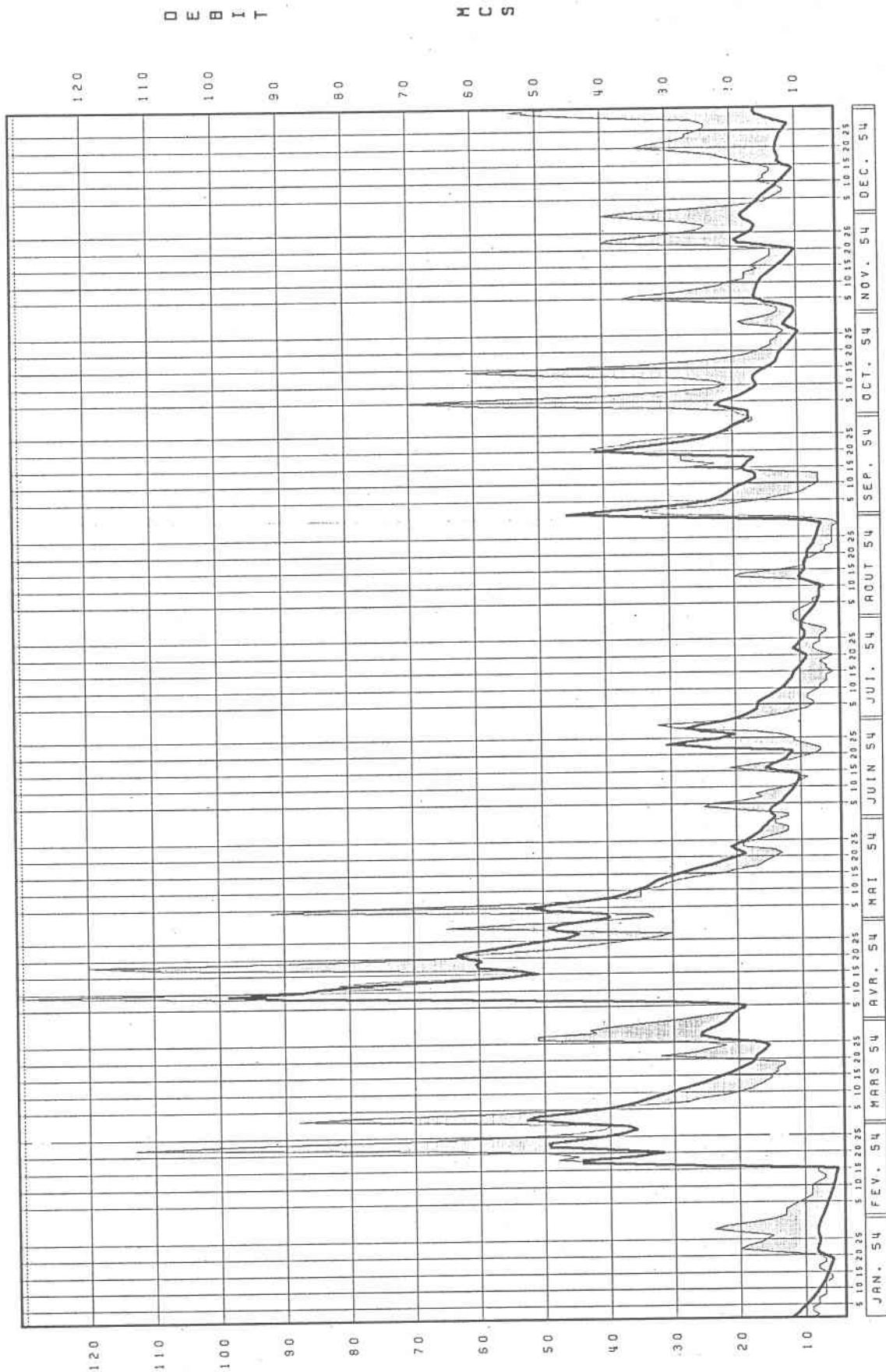
200

GRASS



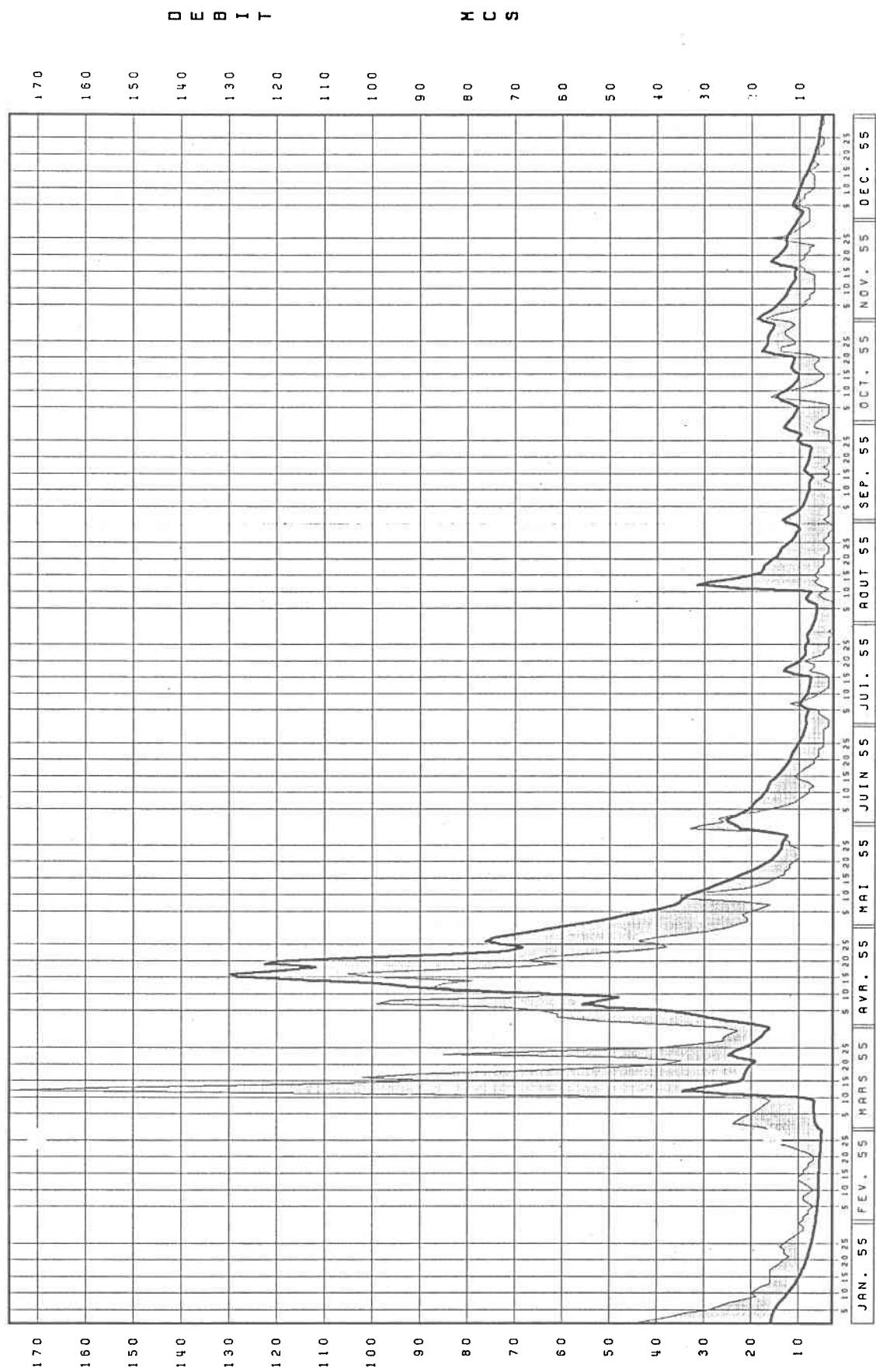
SIMULE  
FEEEL

## GRASS

SINULE  
REEL

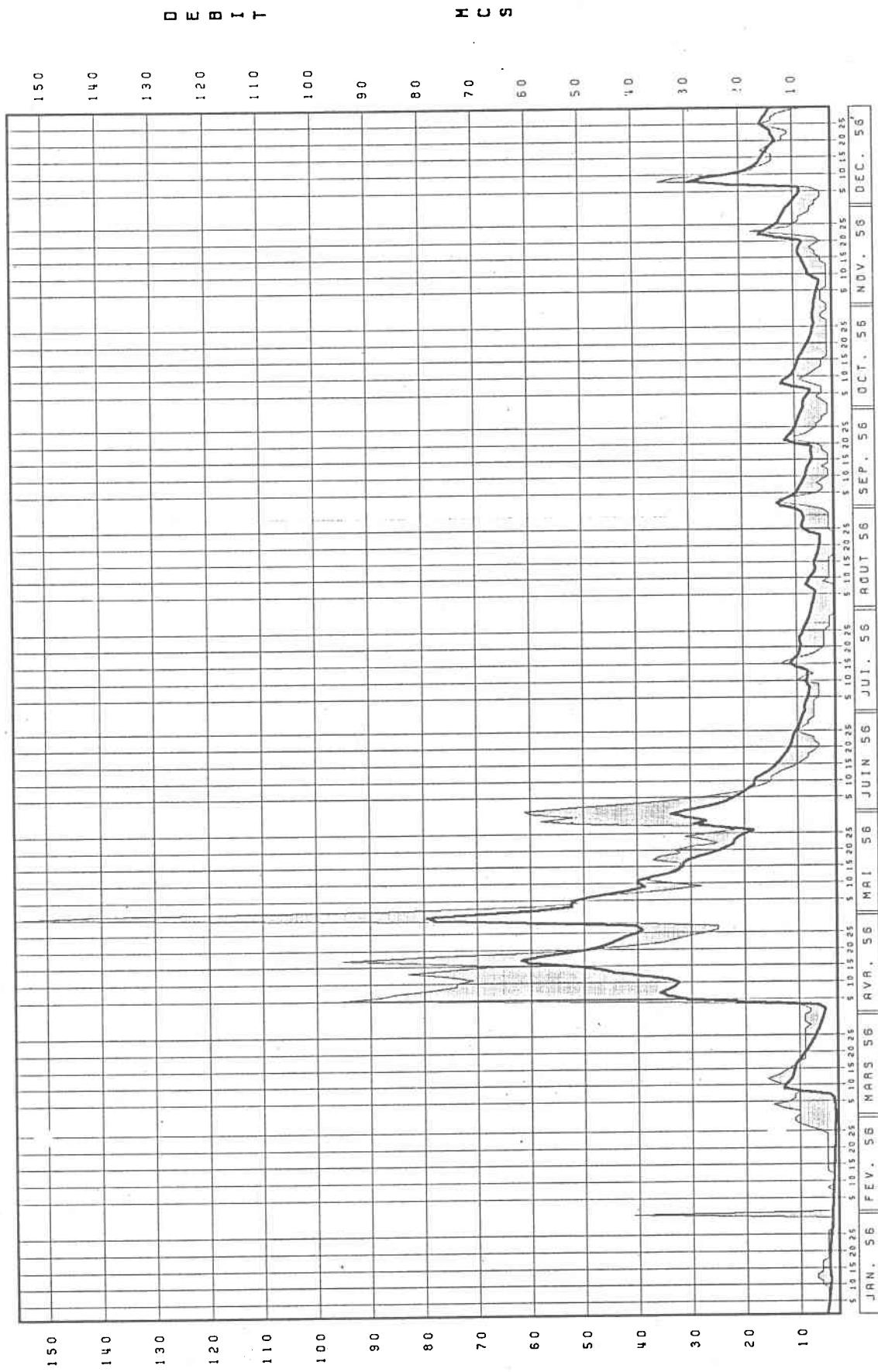
GRASS

202

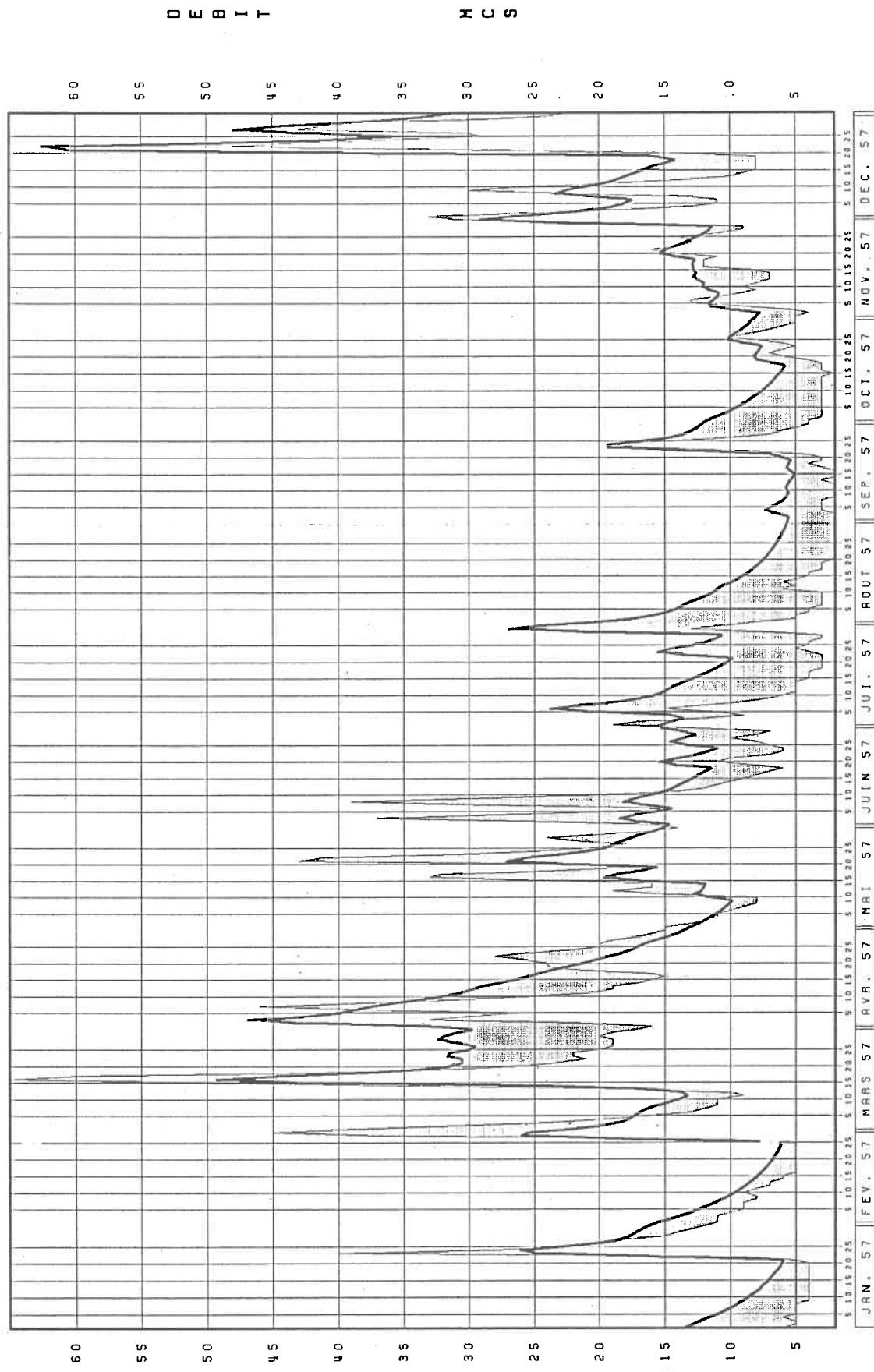


SIMULE  
REEL

## GRASS

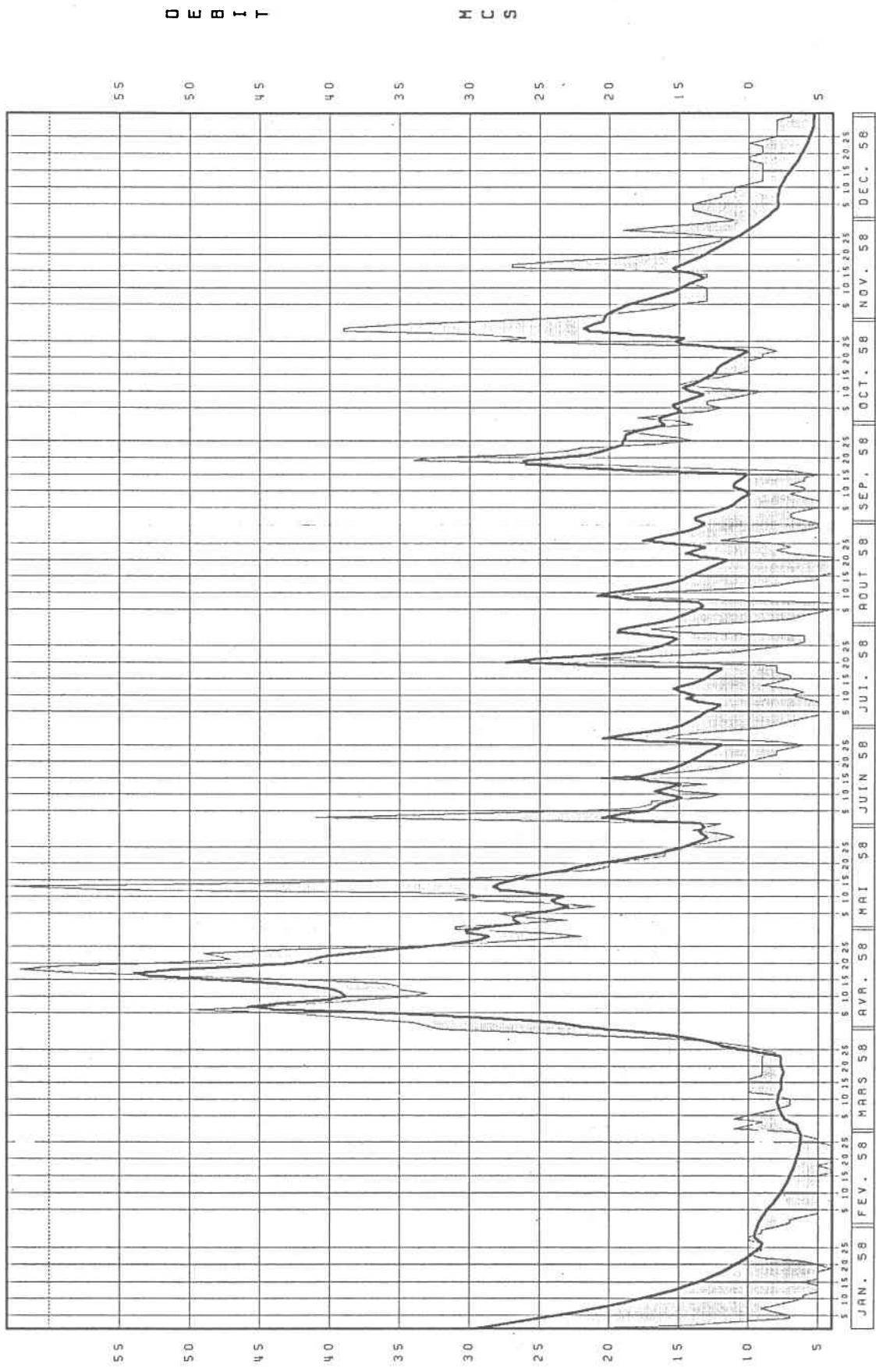


## GRASS



SINULE  
REEL

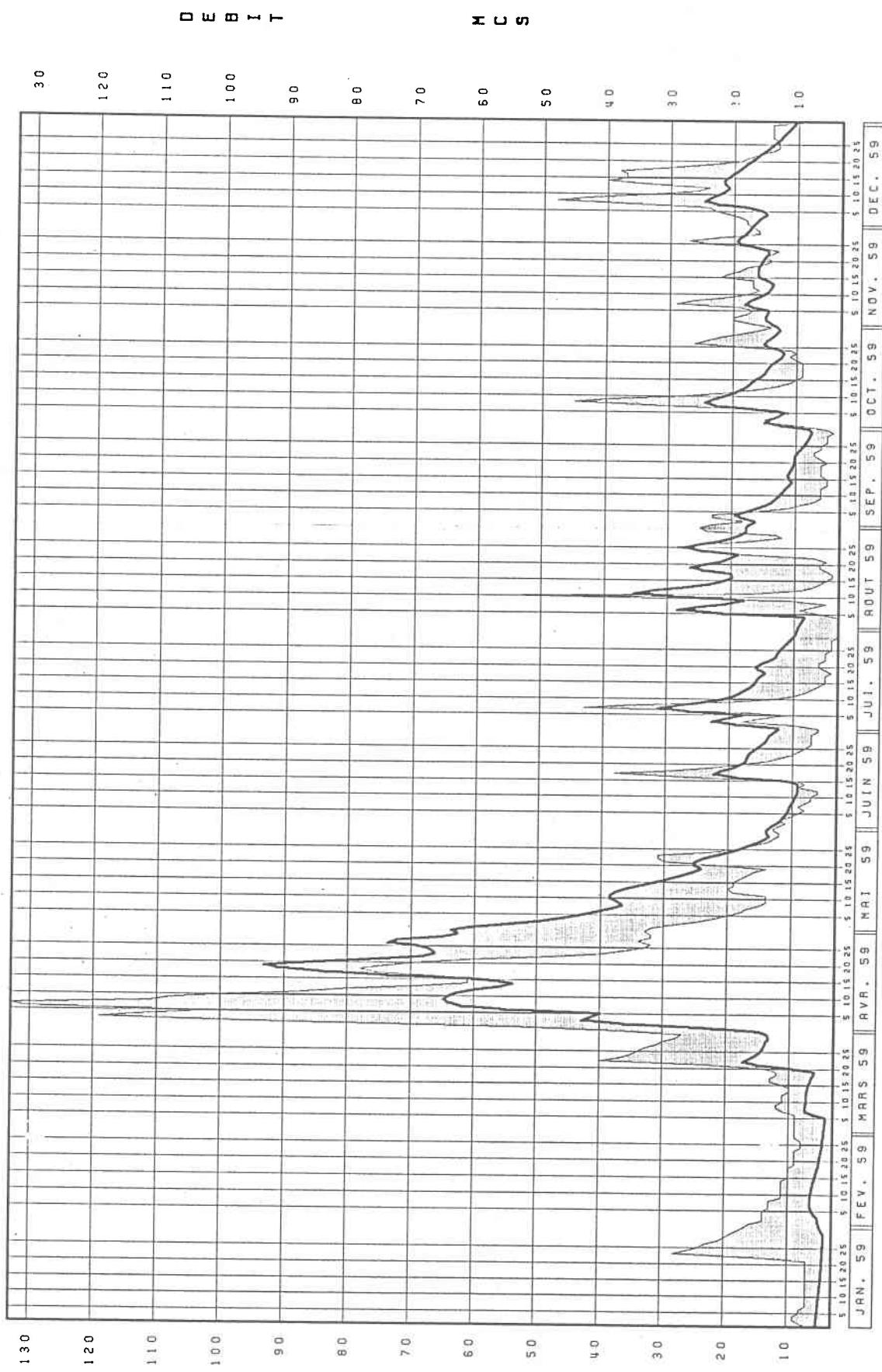
## GRASS



SIMULE  
REEL

GRASS

206



SIMULE  
REEL

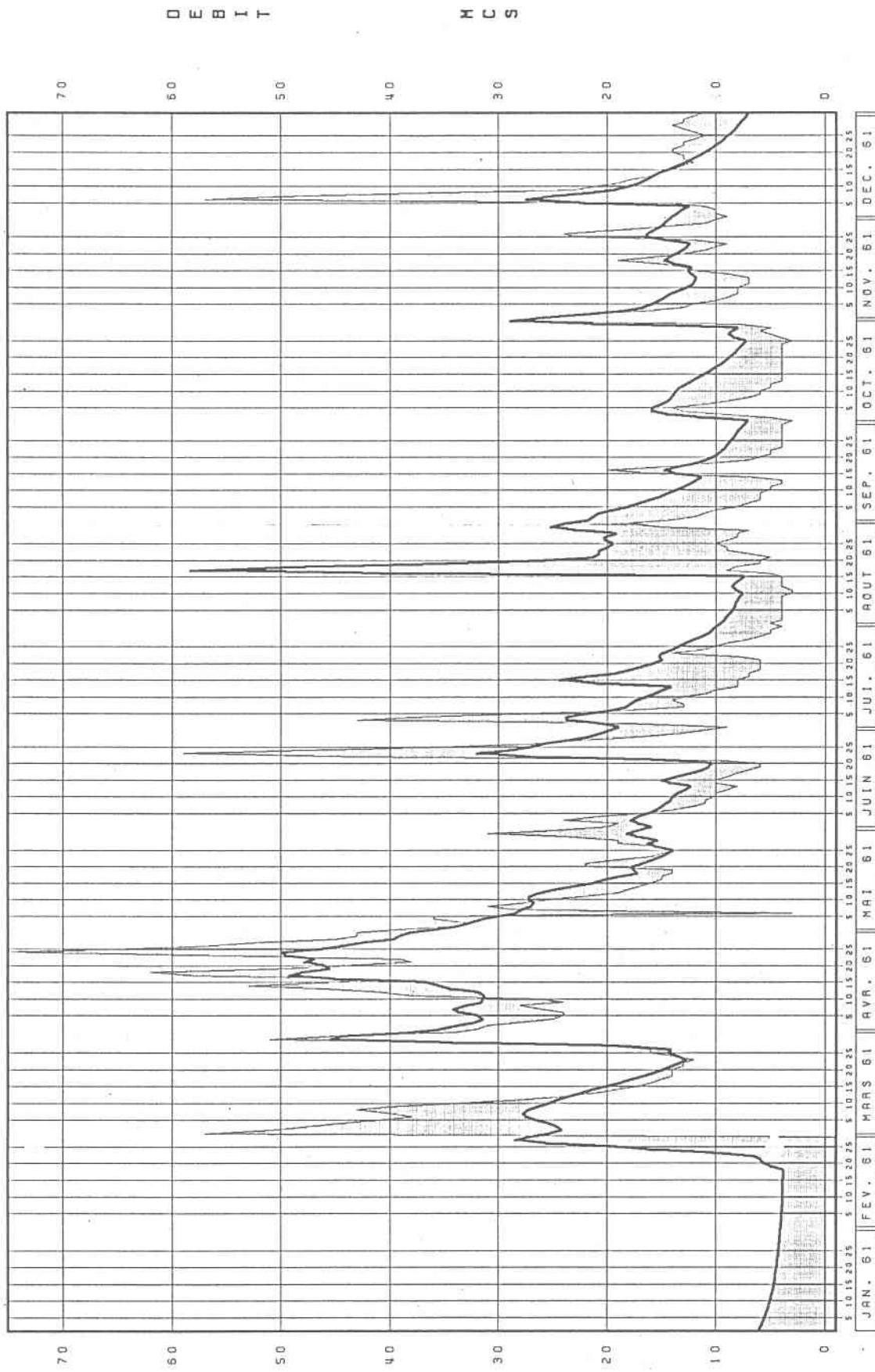
GRASS

207



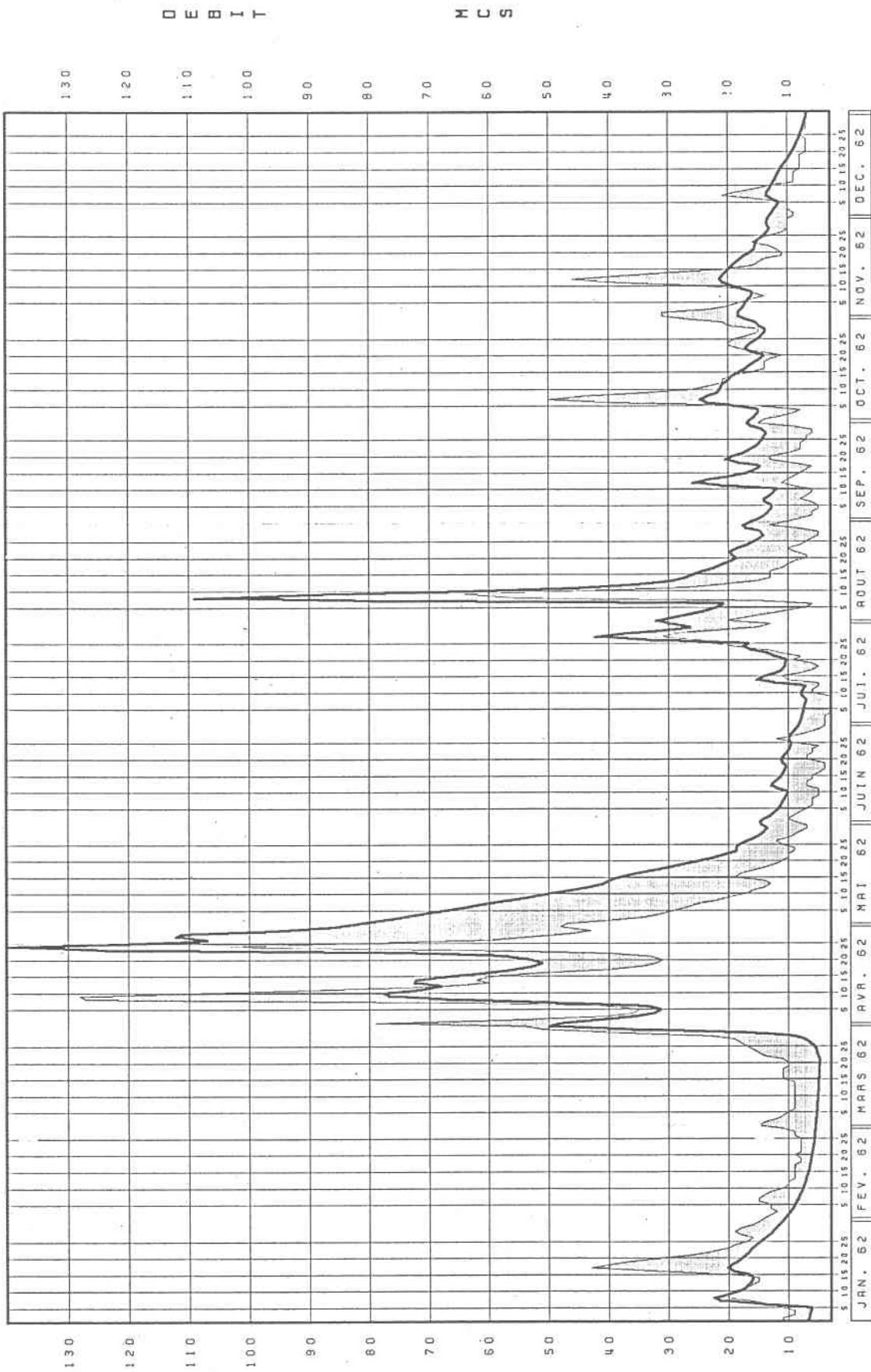
SIMULE  
REEL

## GRASS



SIMULE  
REEL

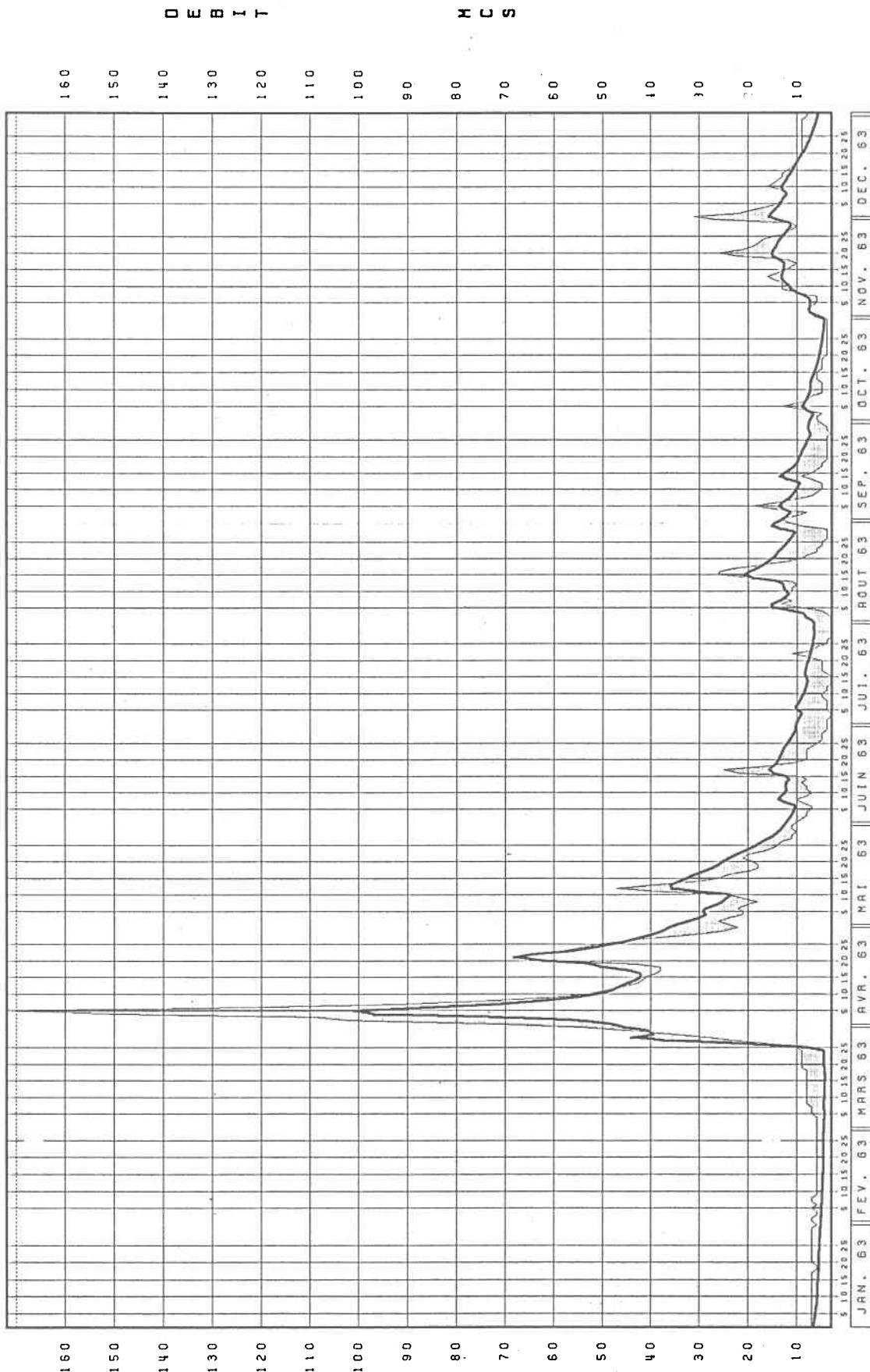
## GRASS



SINULE  
REEL

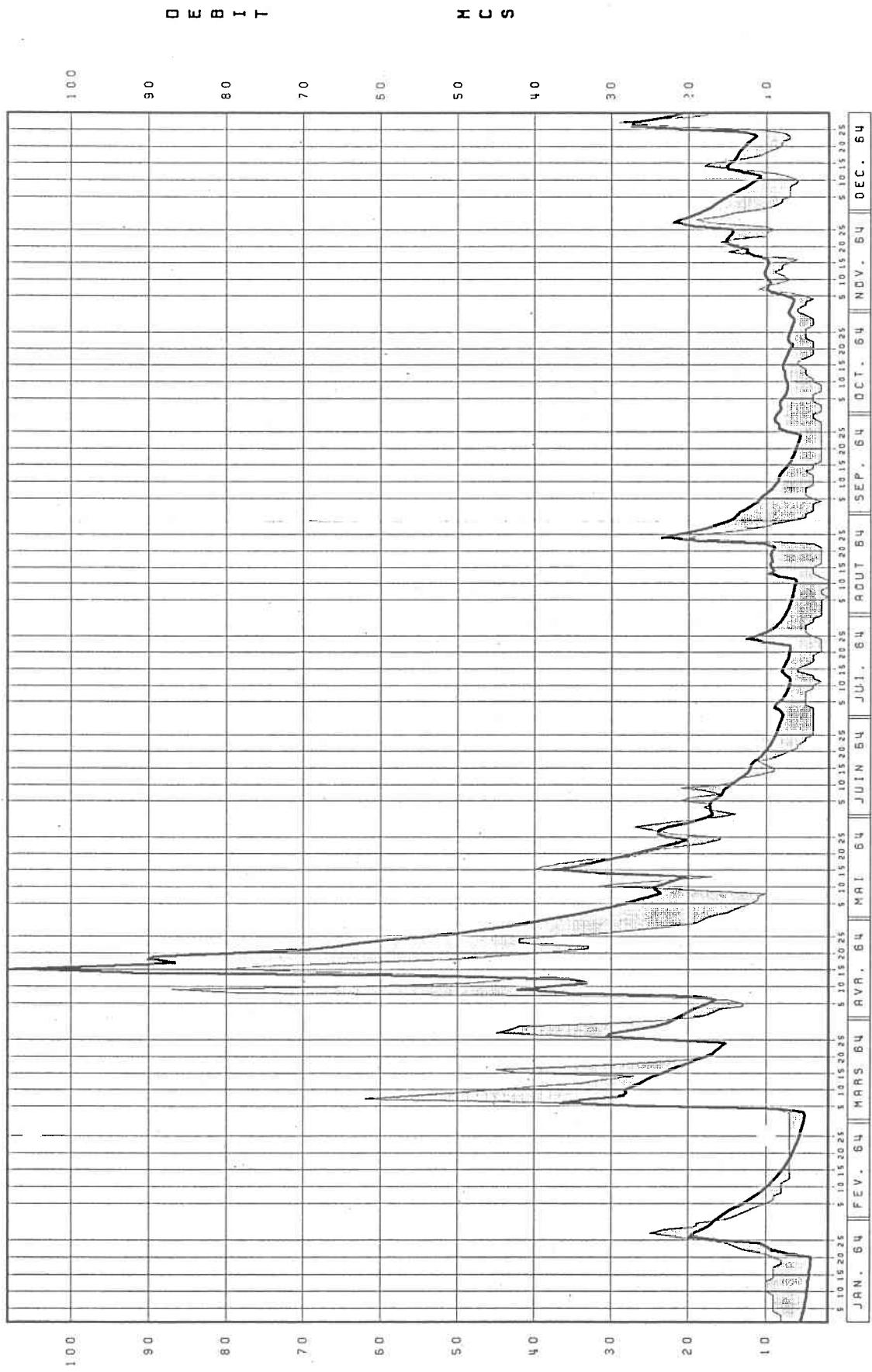
GRASS

210

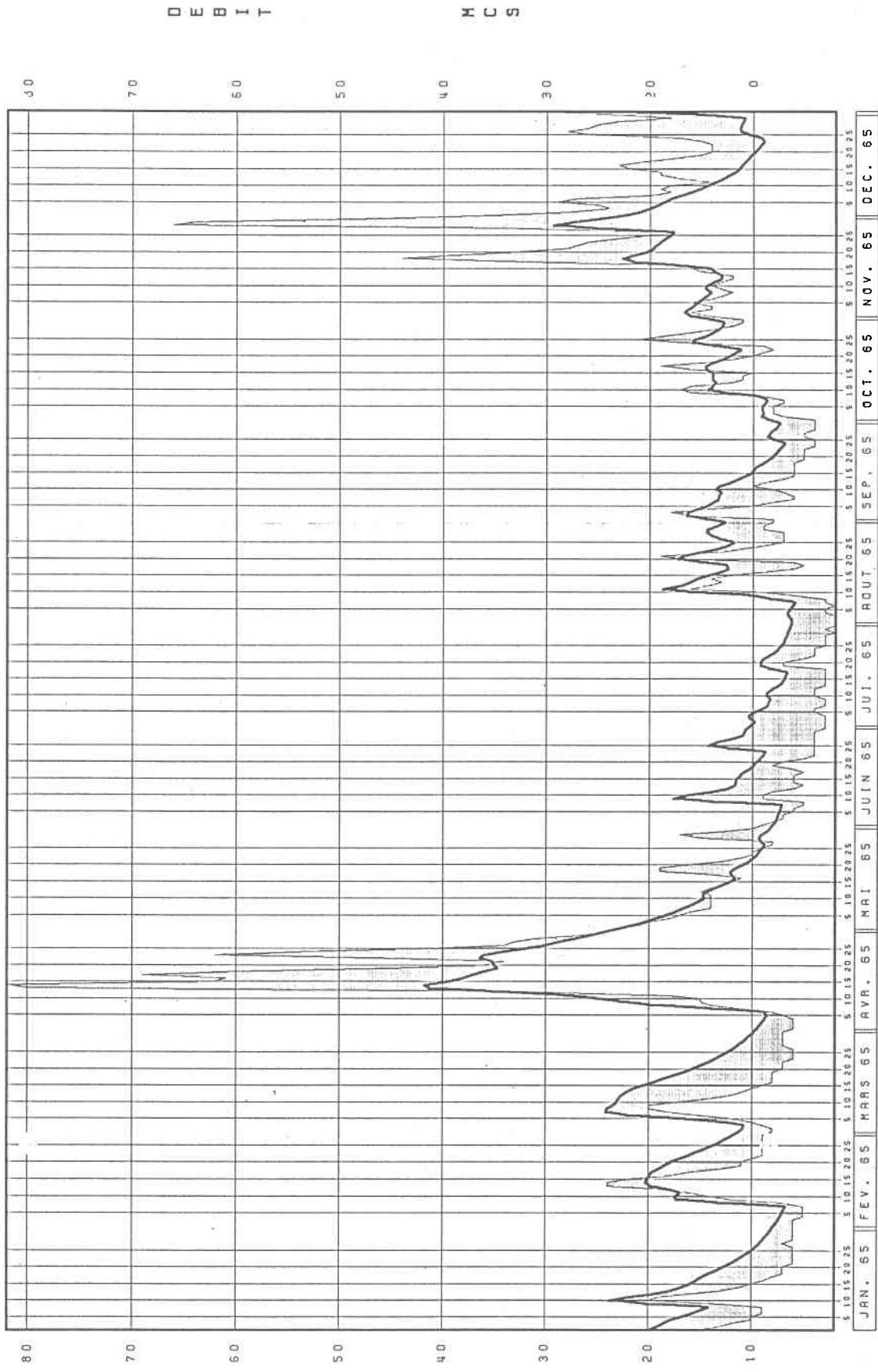


SIMULE  
REEL

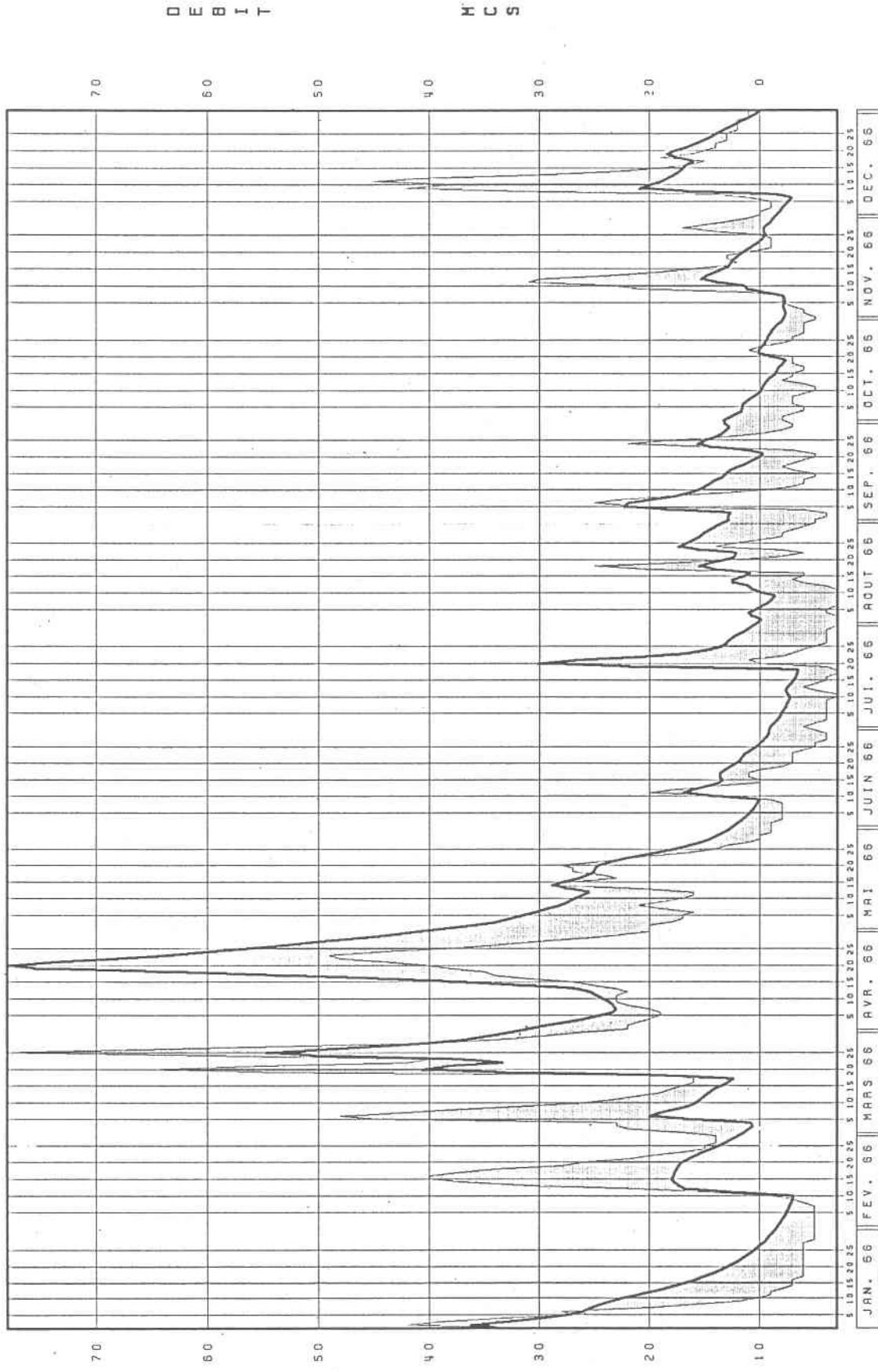
GRASS



## GRASS

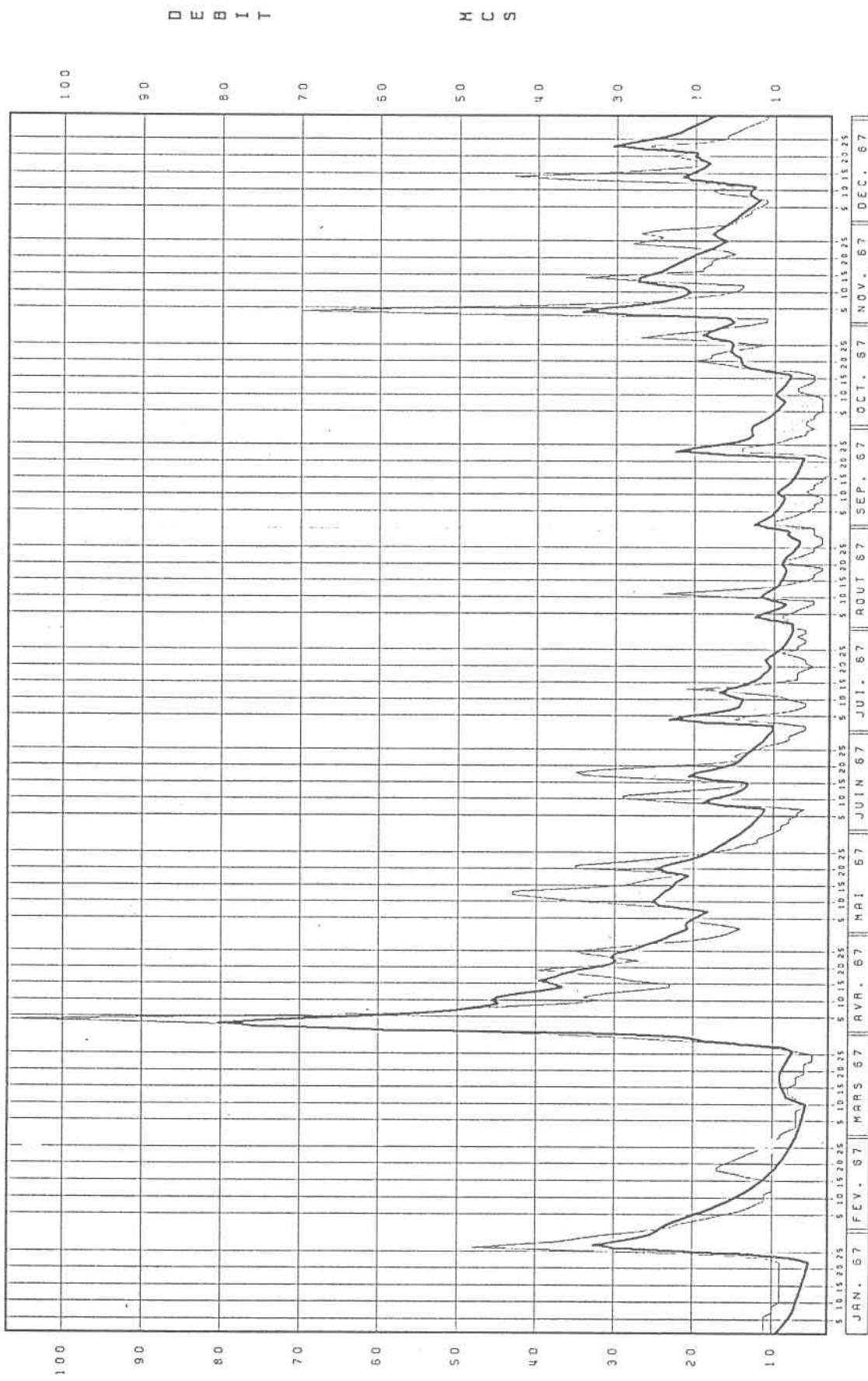


## GRASS



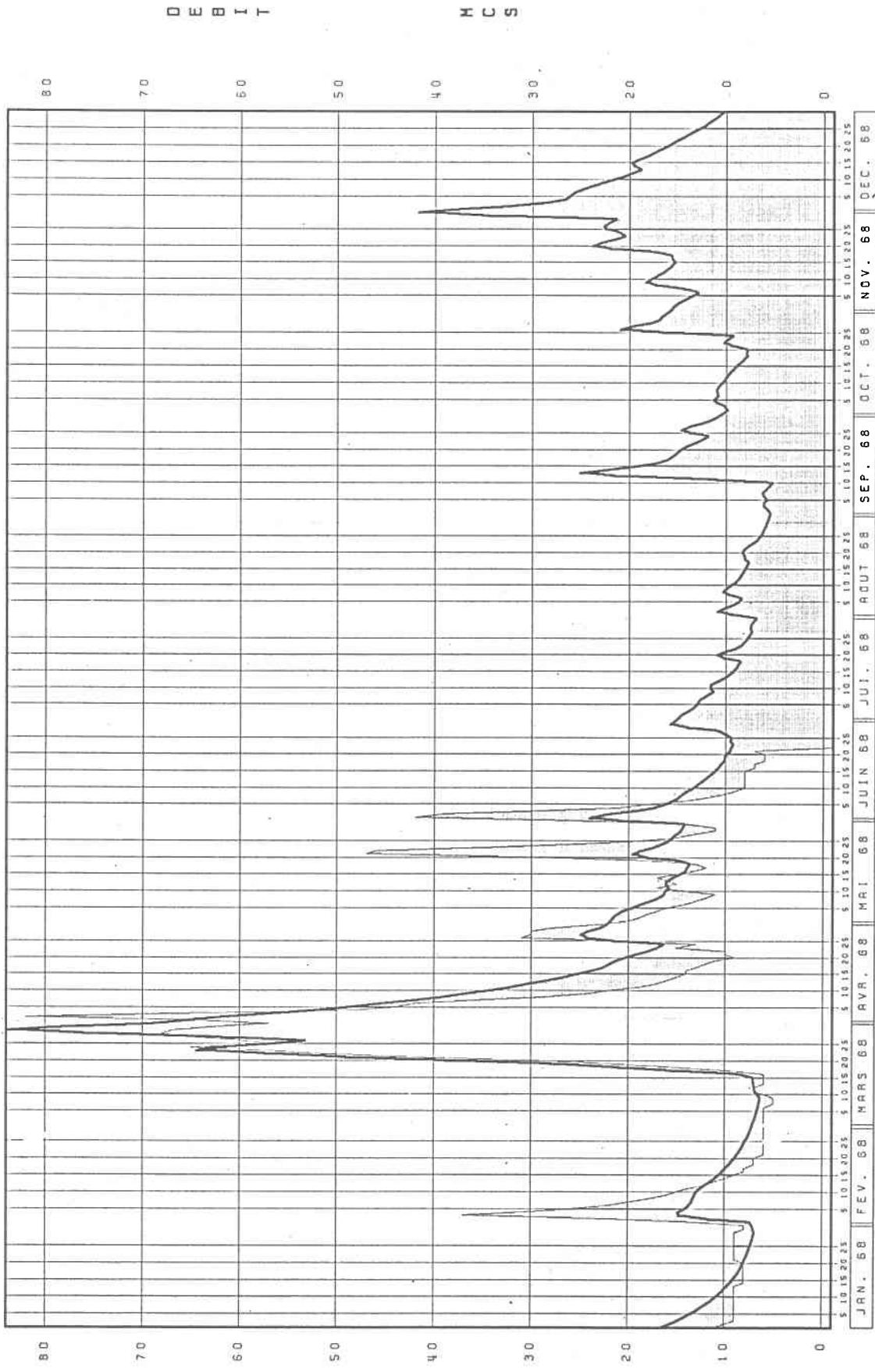
SIMULE  
REEL

## GRASS



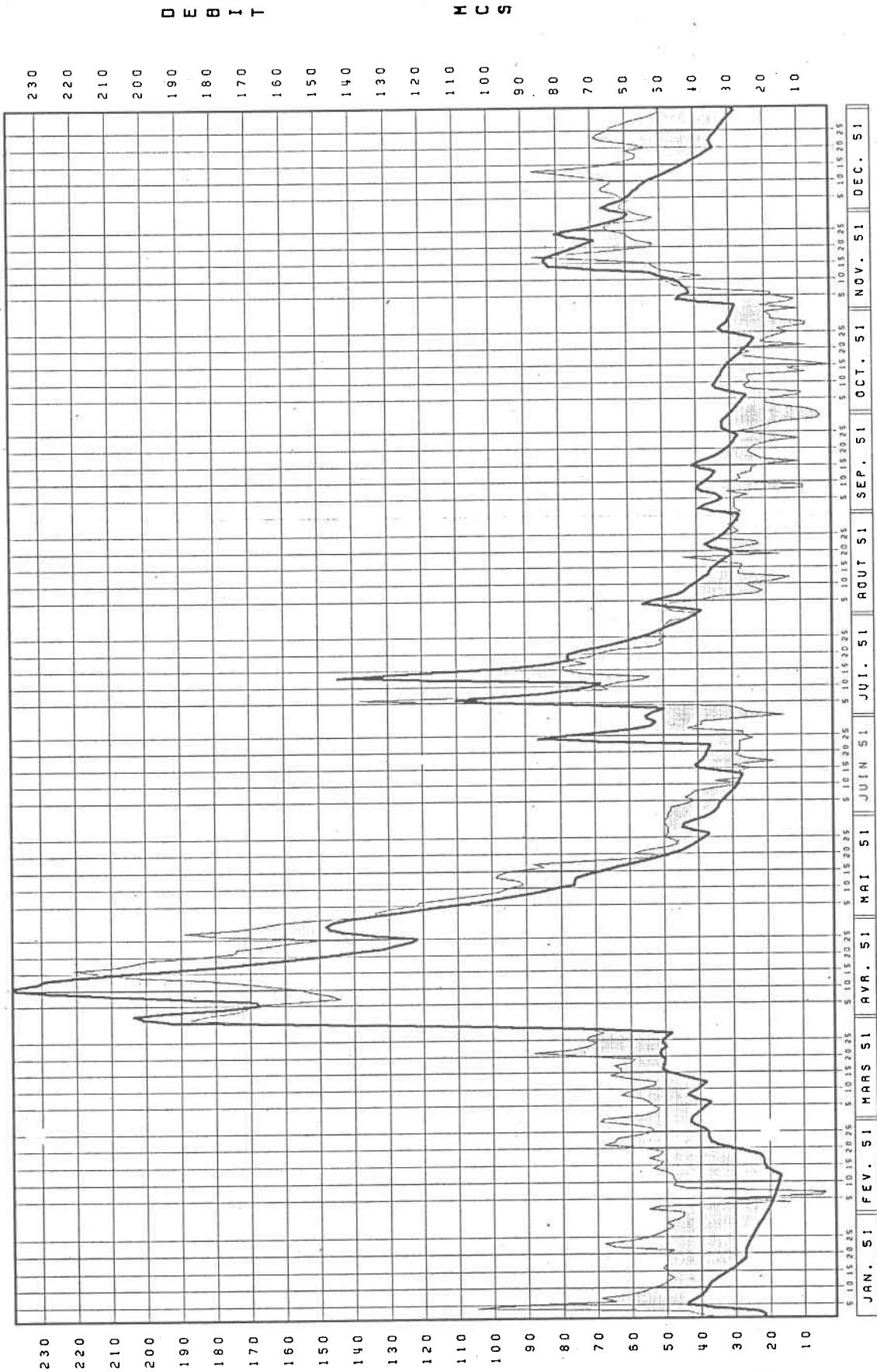
SIMULE  
REEL

## GRASS

SINULE  
REEL

RAQUETTE

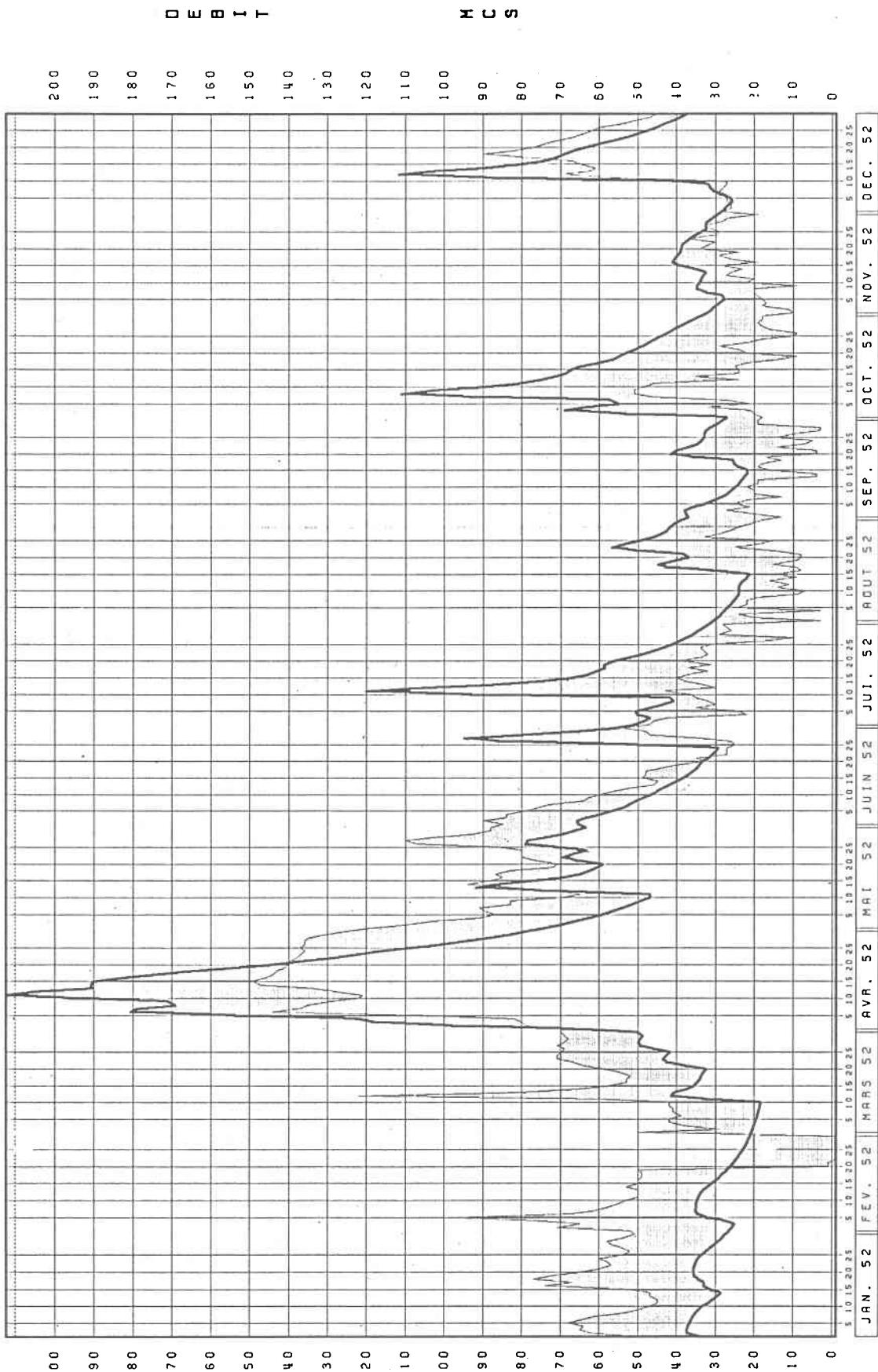
216



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

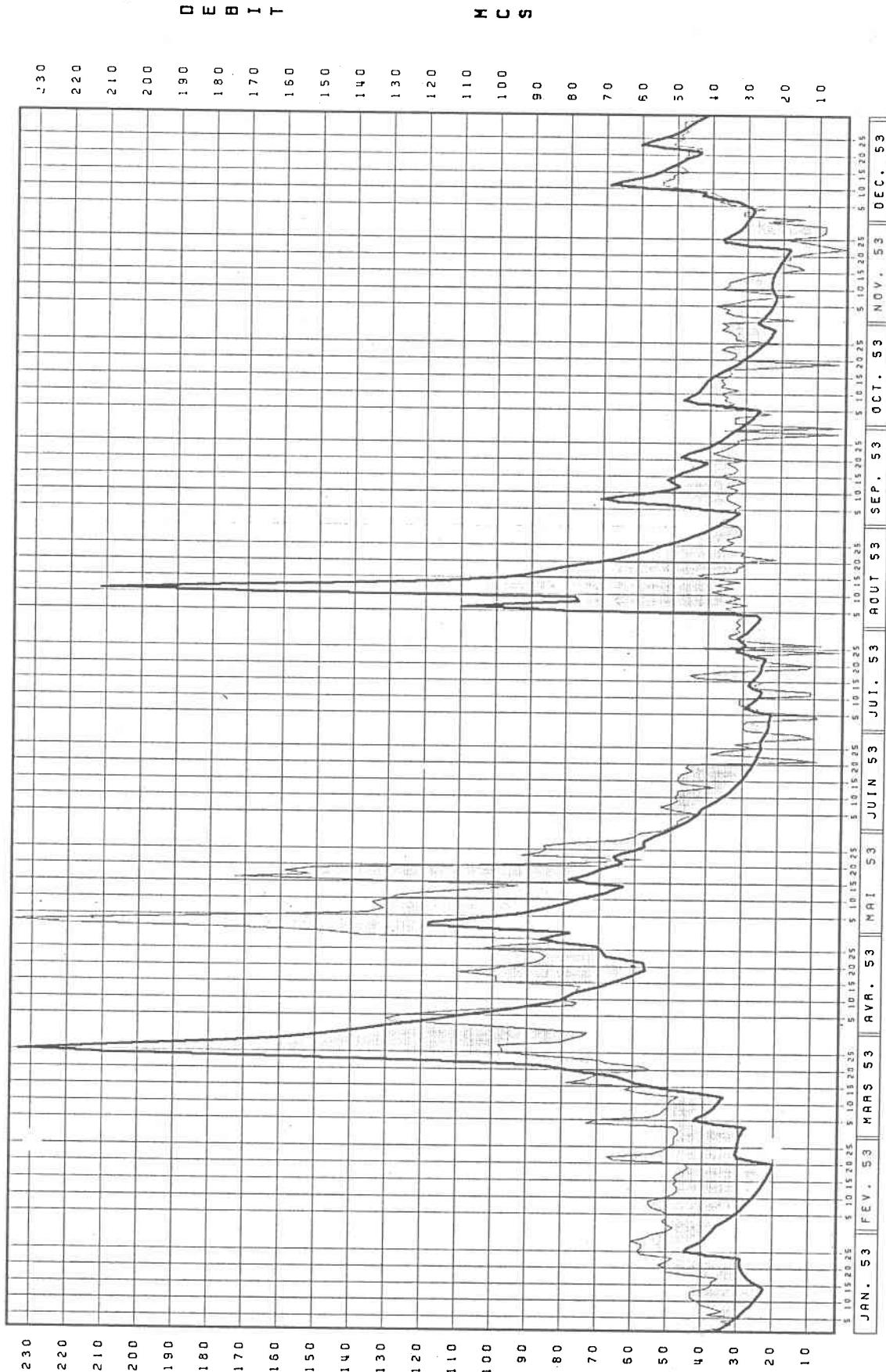
217



SIMULE  
REEL

R A Q U E T T E

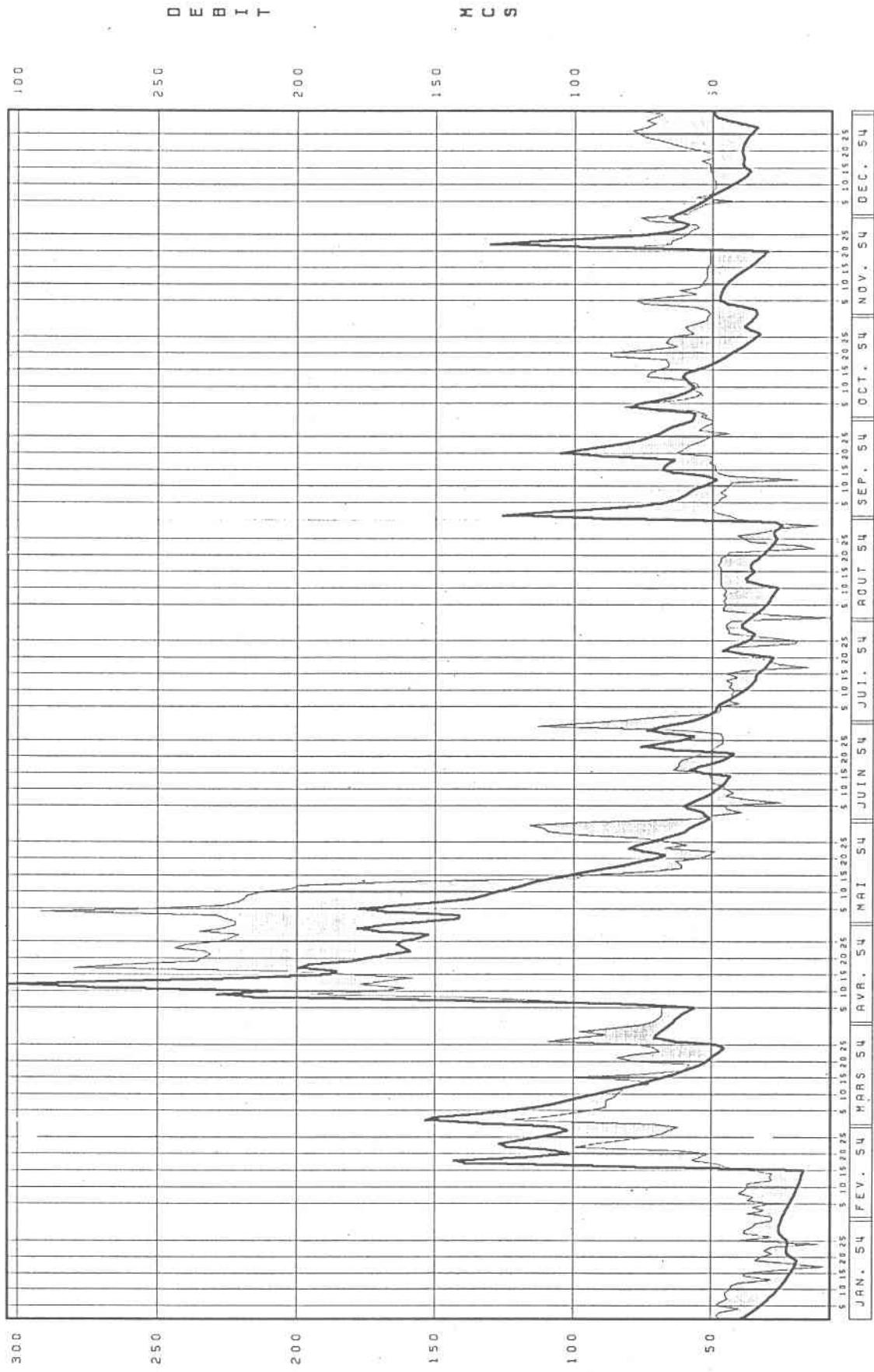
218



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

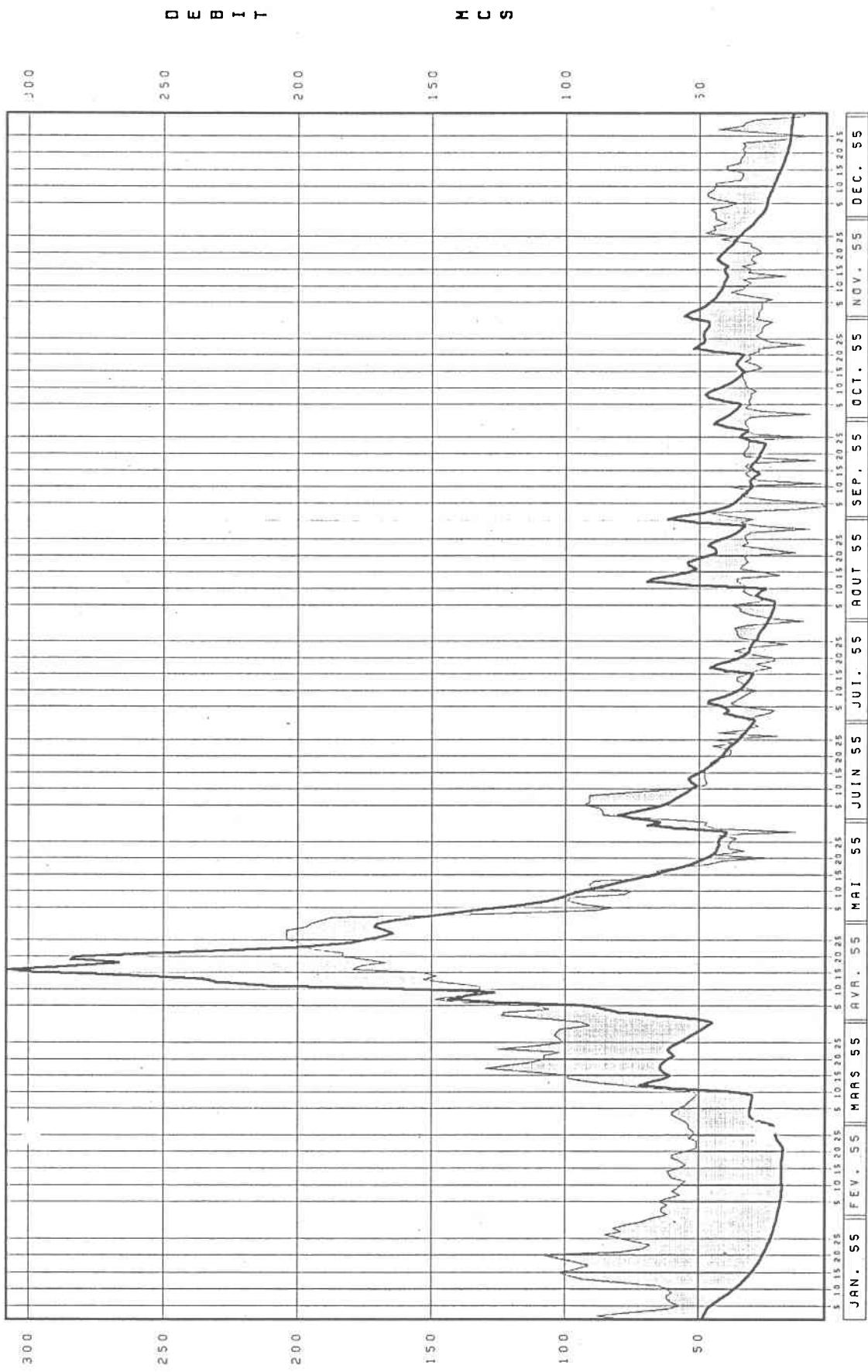
219



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

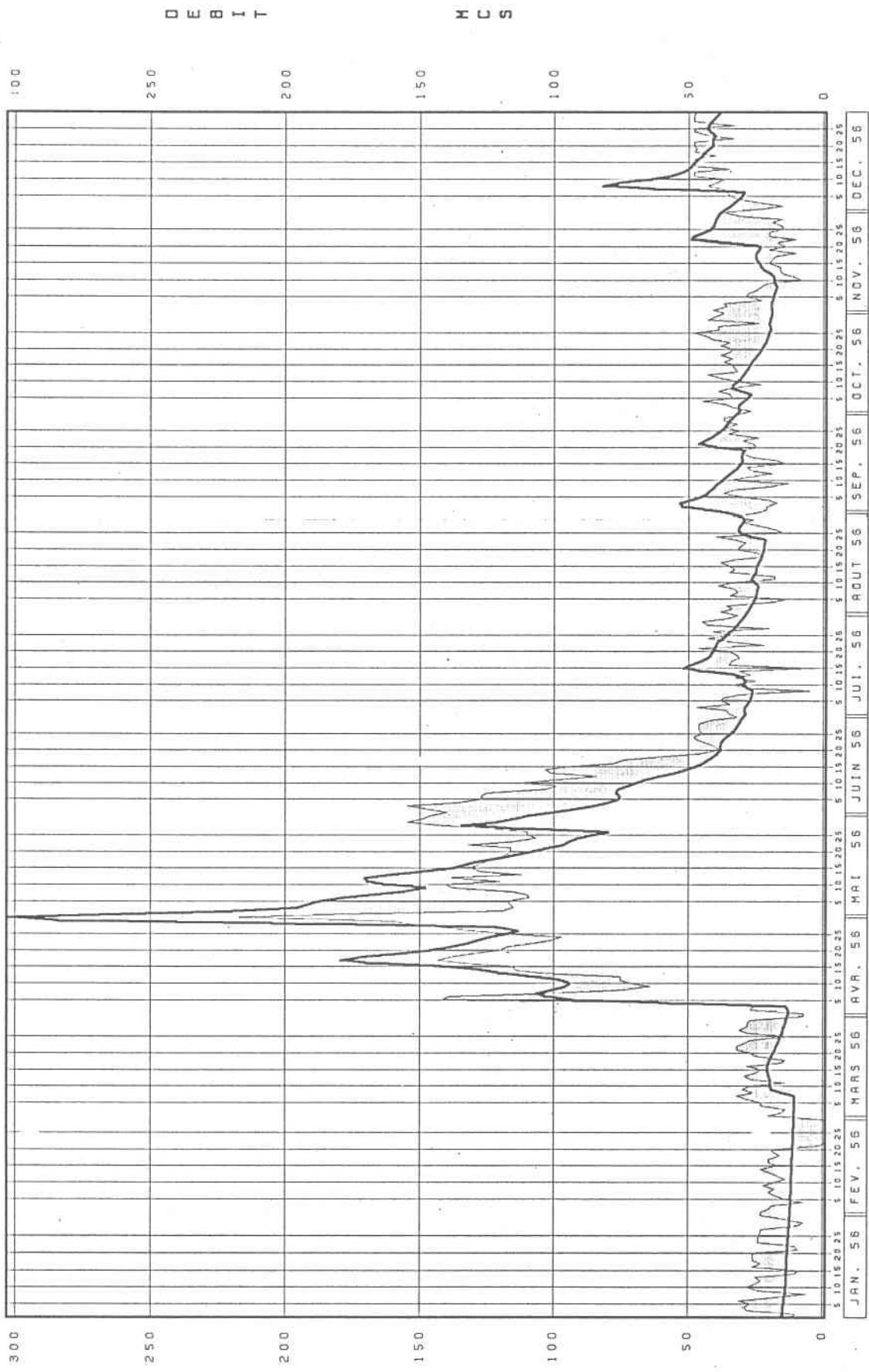
220



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

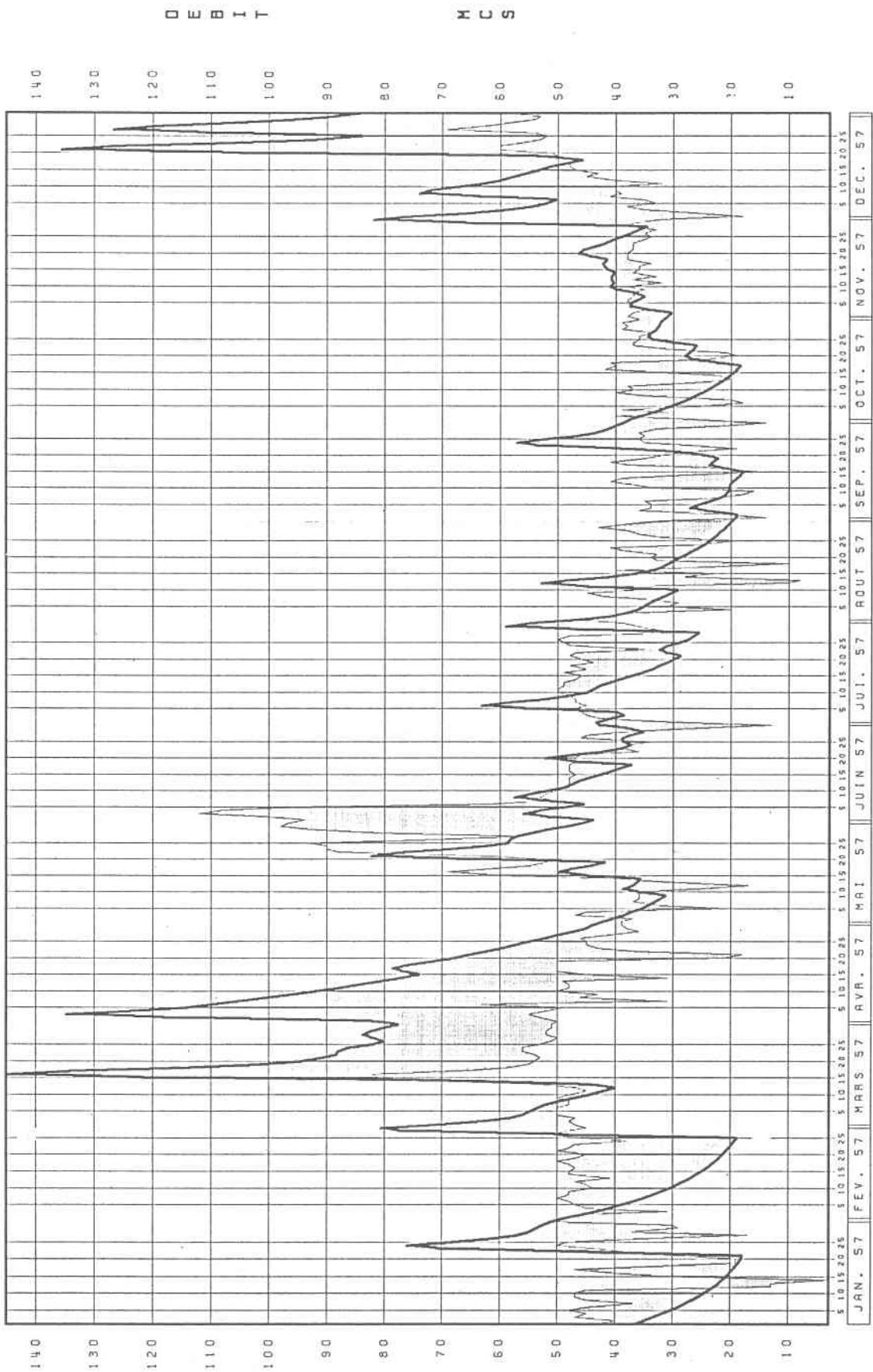
221



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

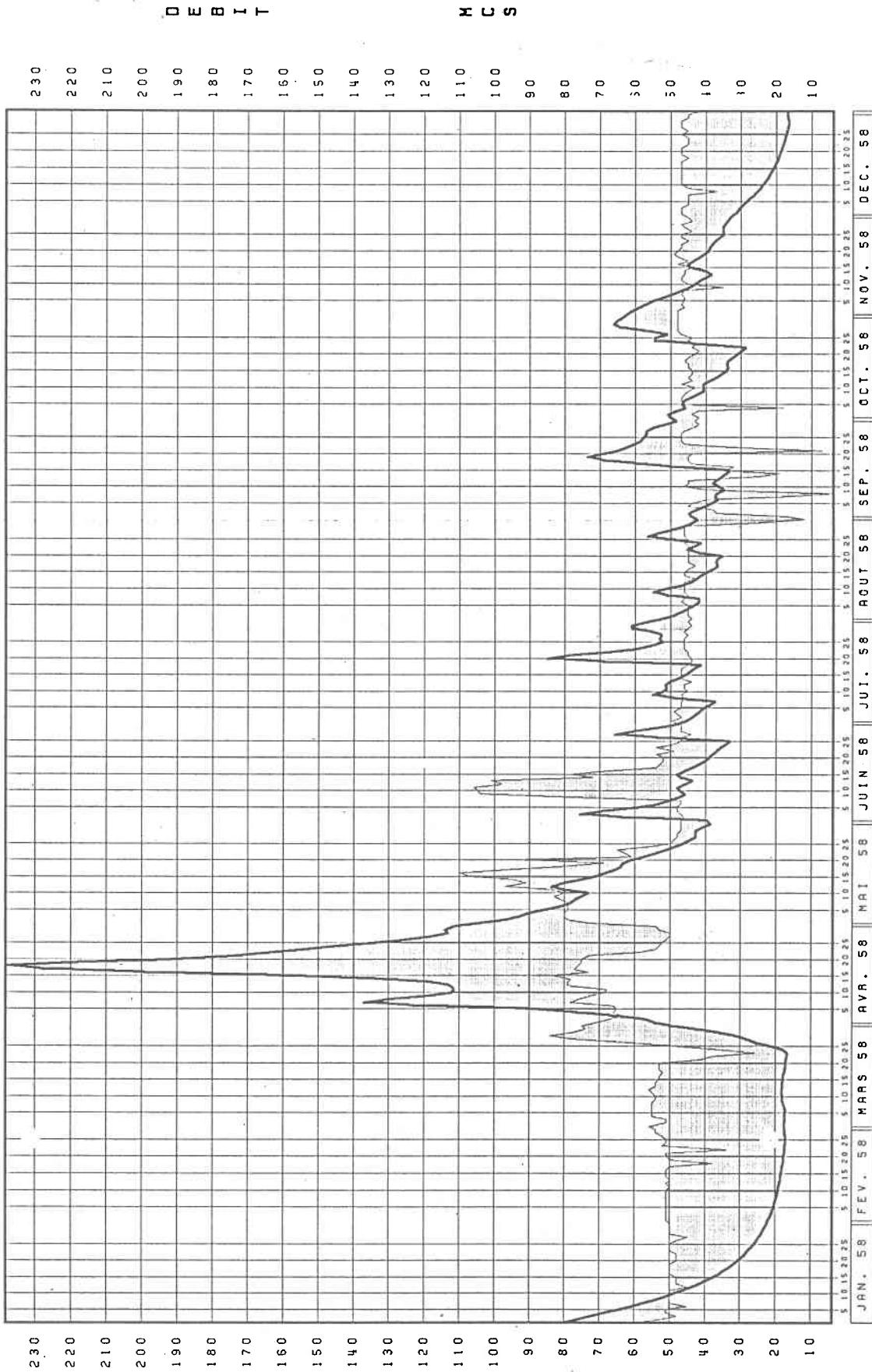
222



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

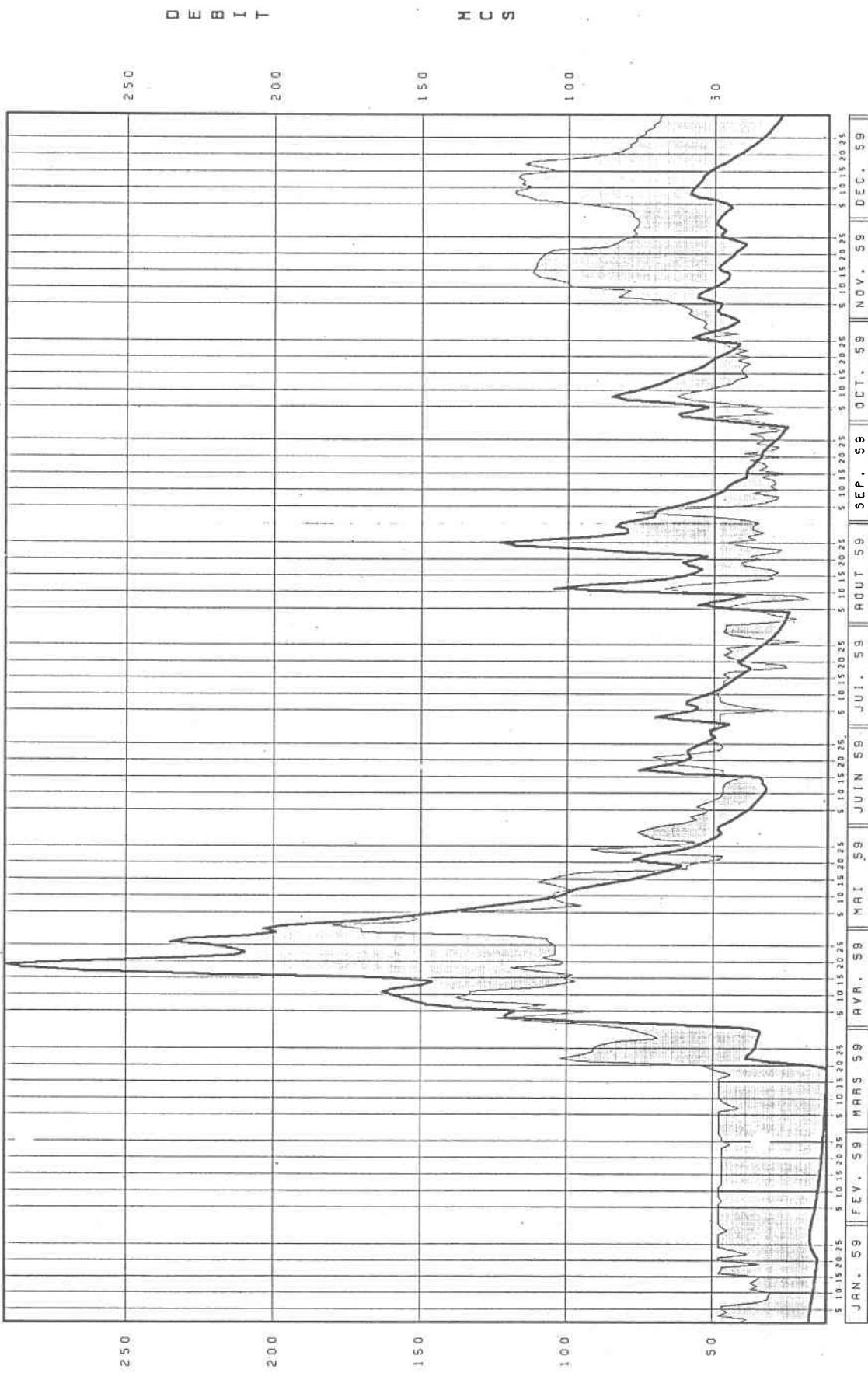
223



SIMULE  
REEL

R A Q U E T T E

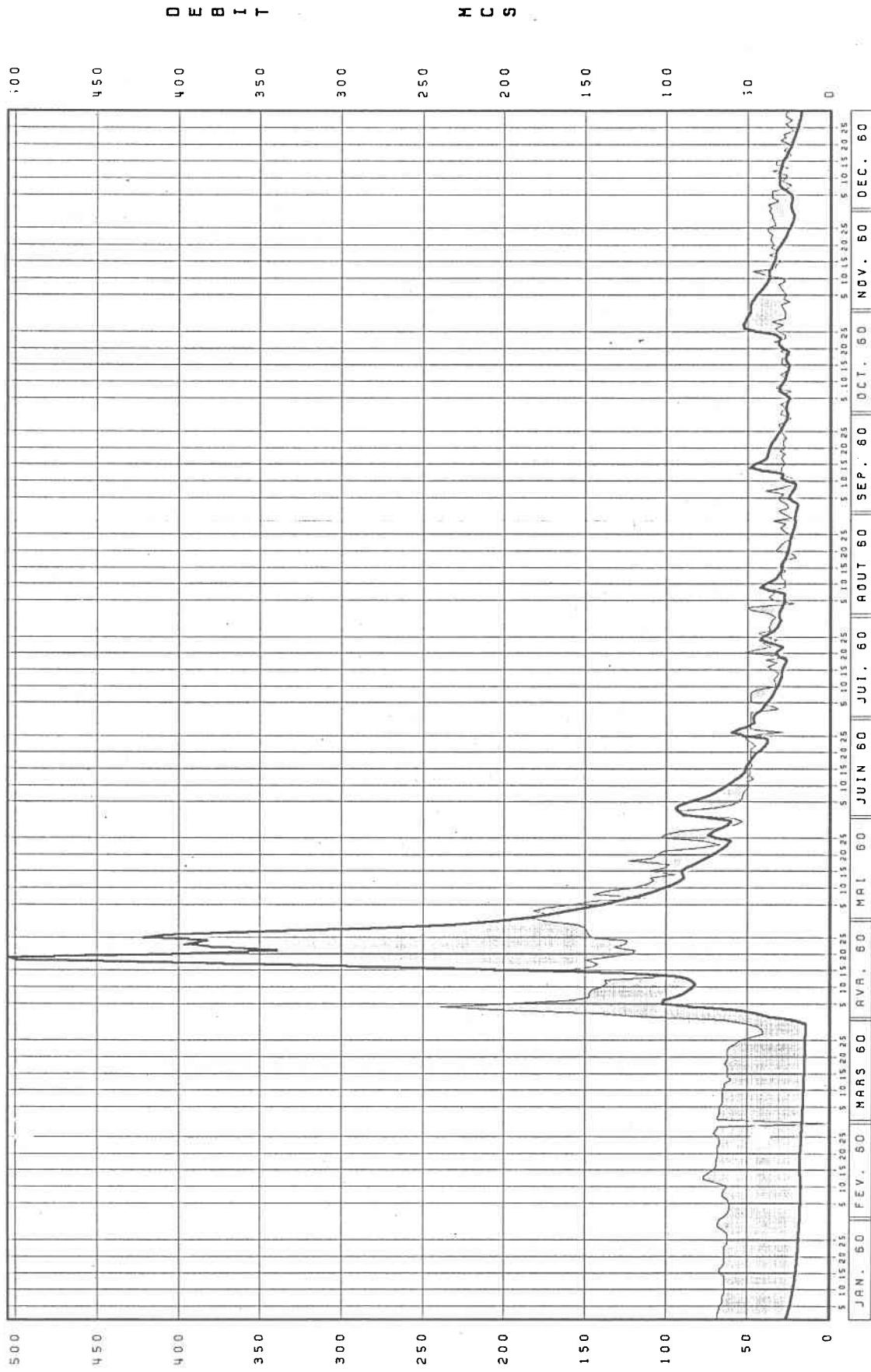
224



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

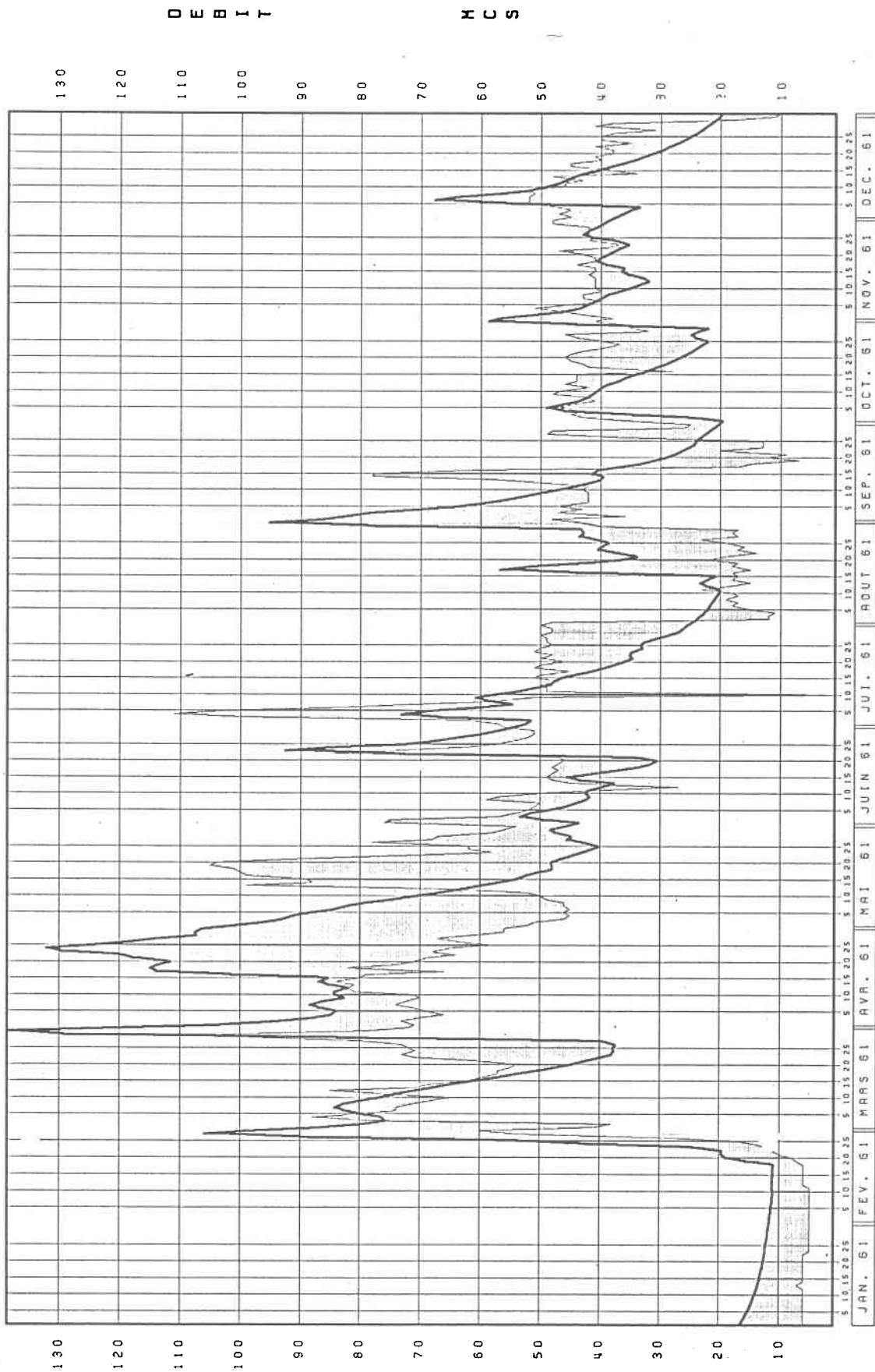
225



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

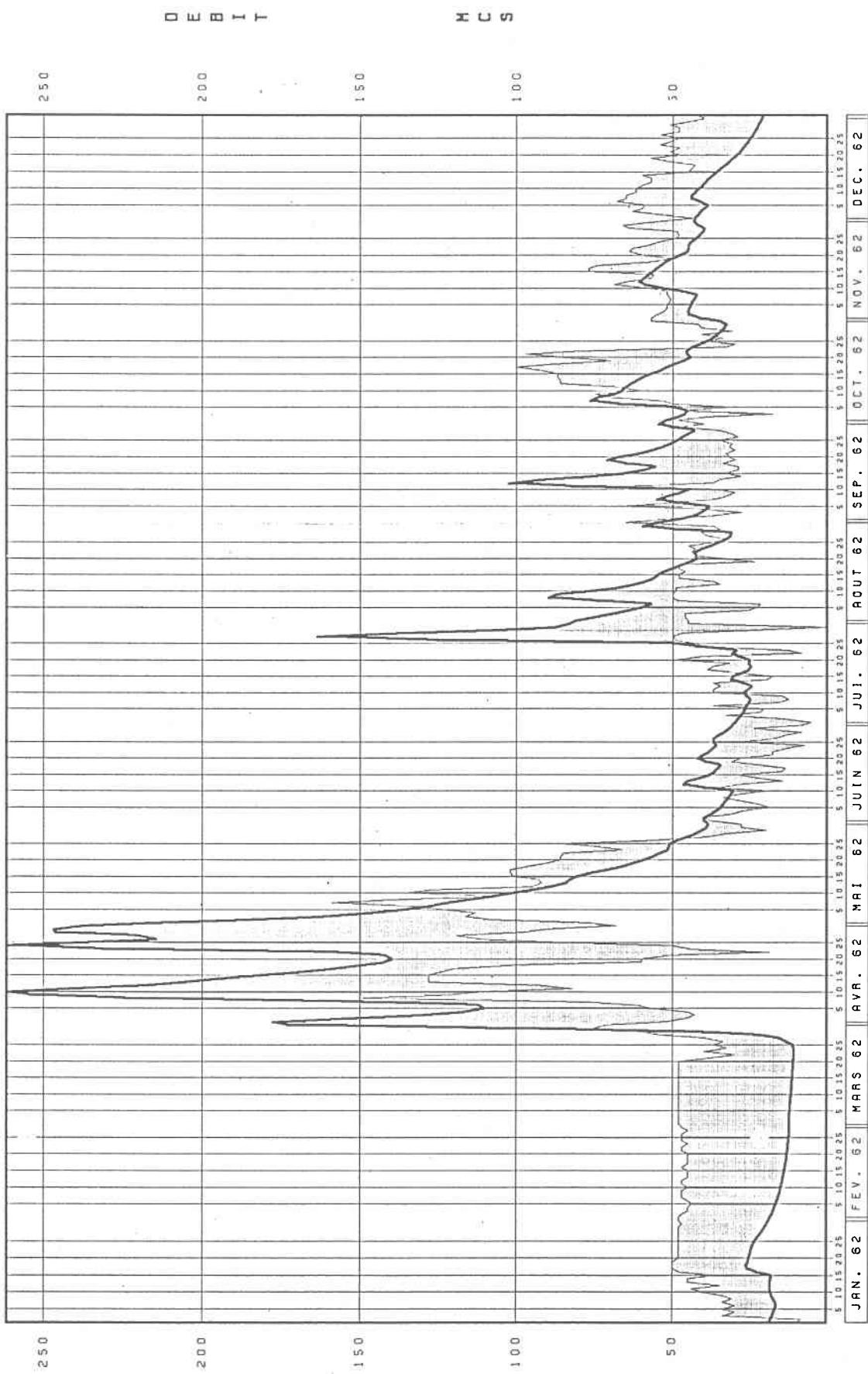
226



SINULE  
REEL

RAQUETTE

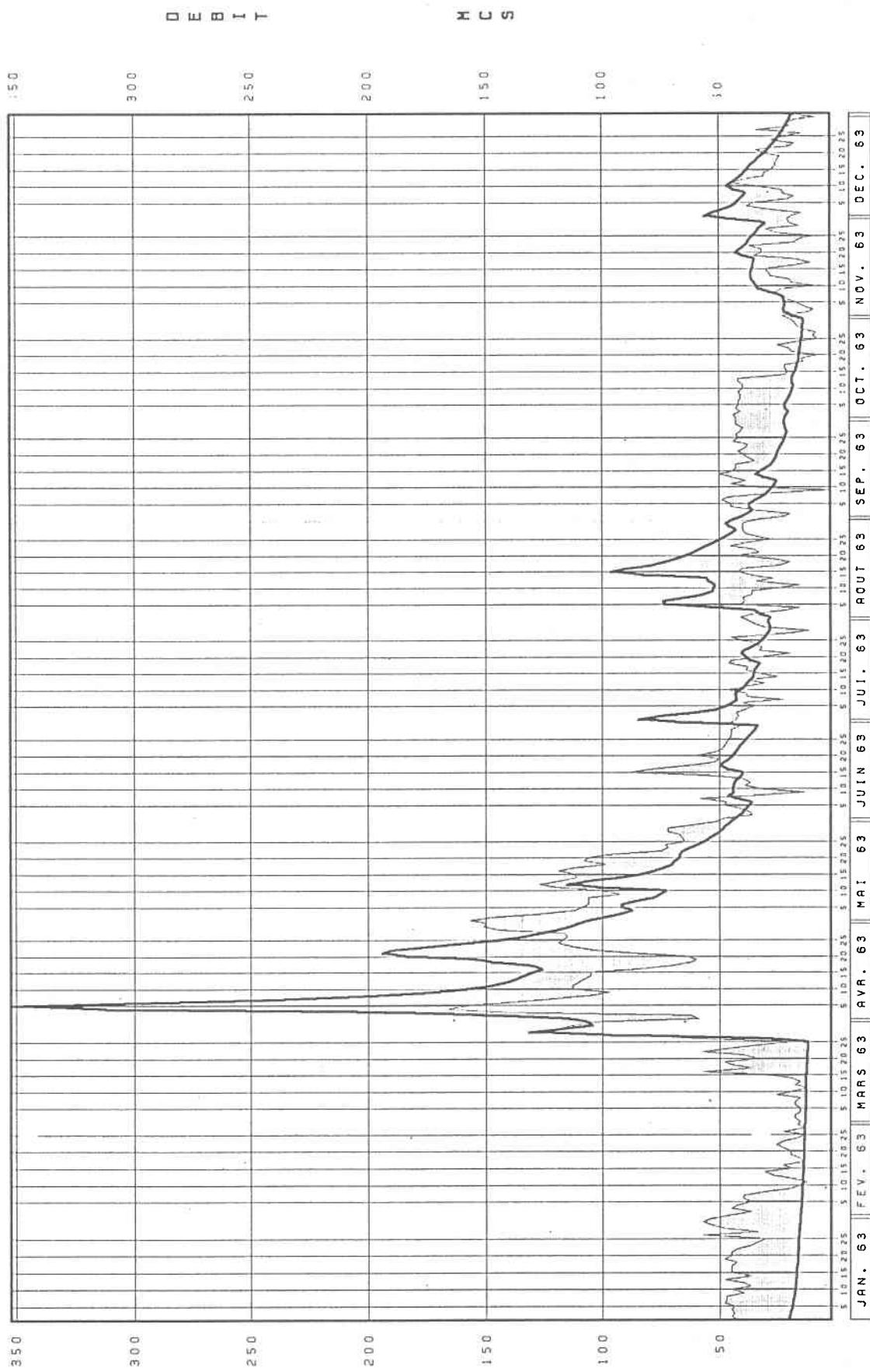
227



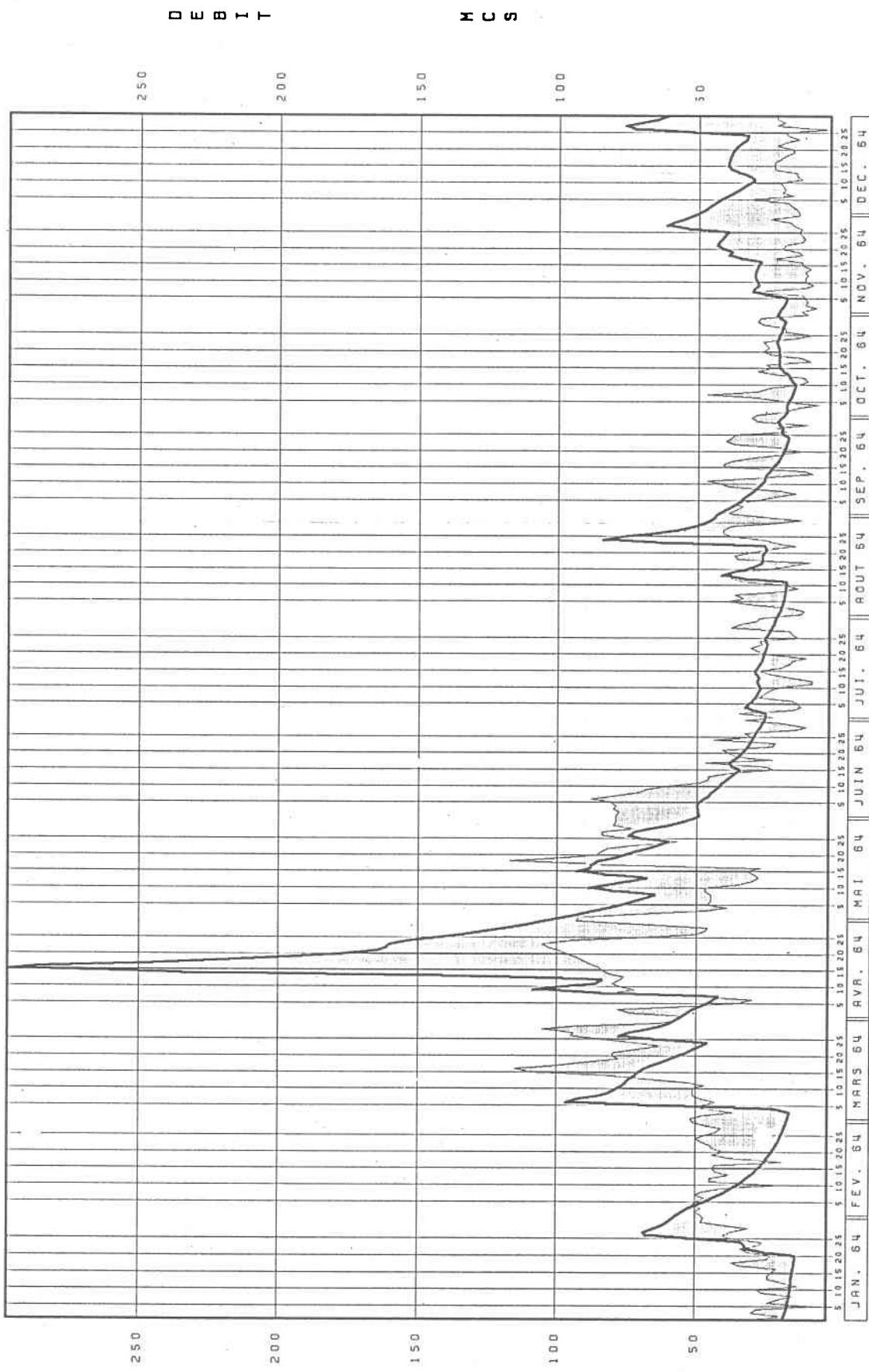
SINULE  
REEL

RAQUETTE

228



RAQUETTE



SIMULE  
REEL

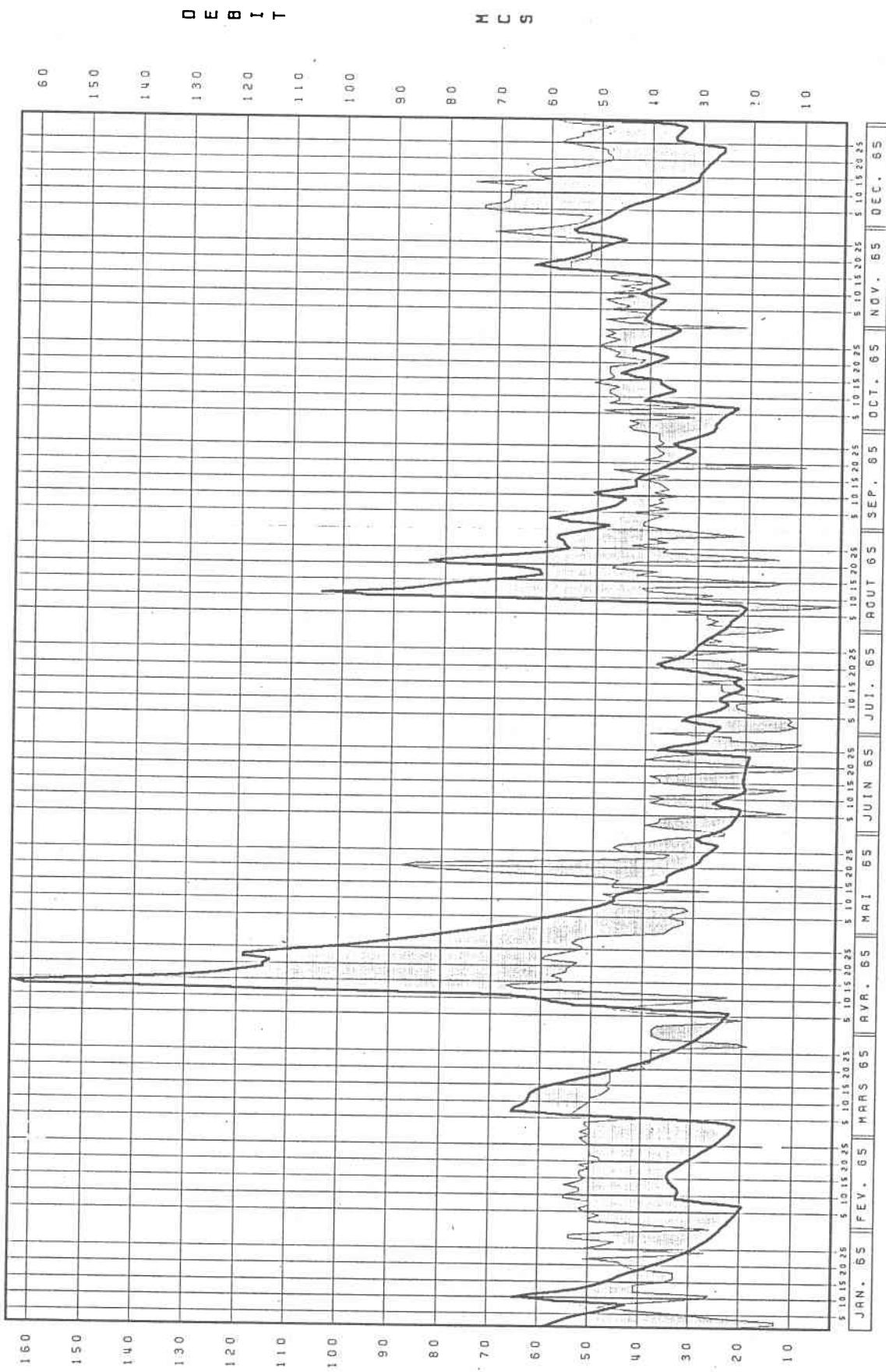
---



---

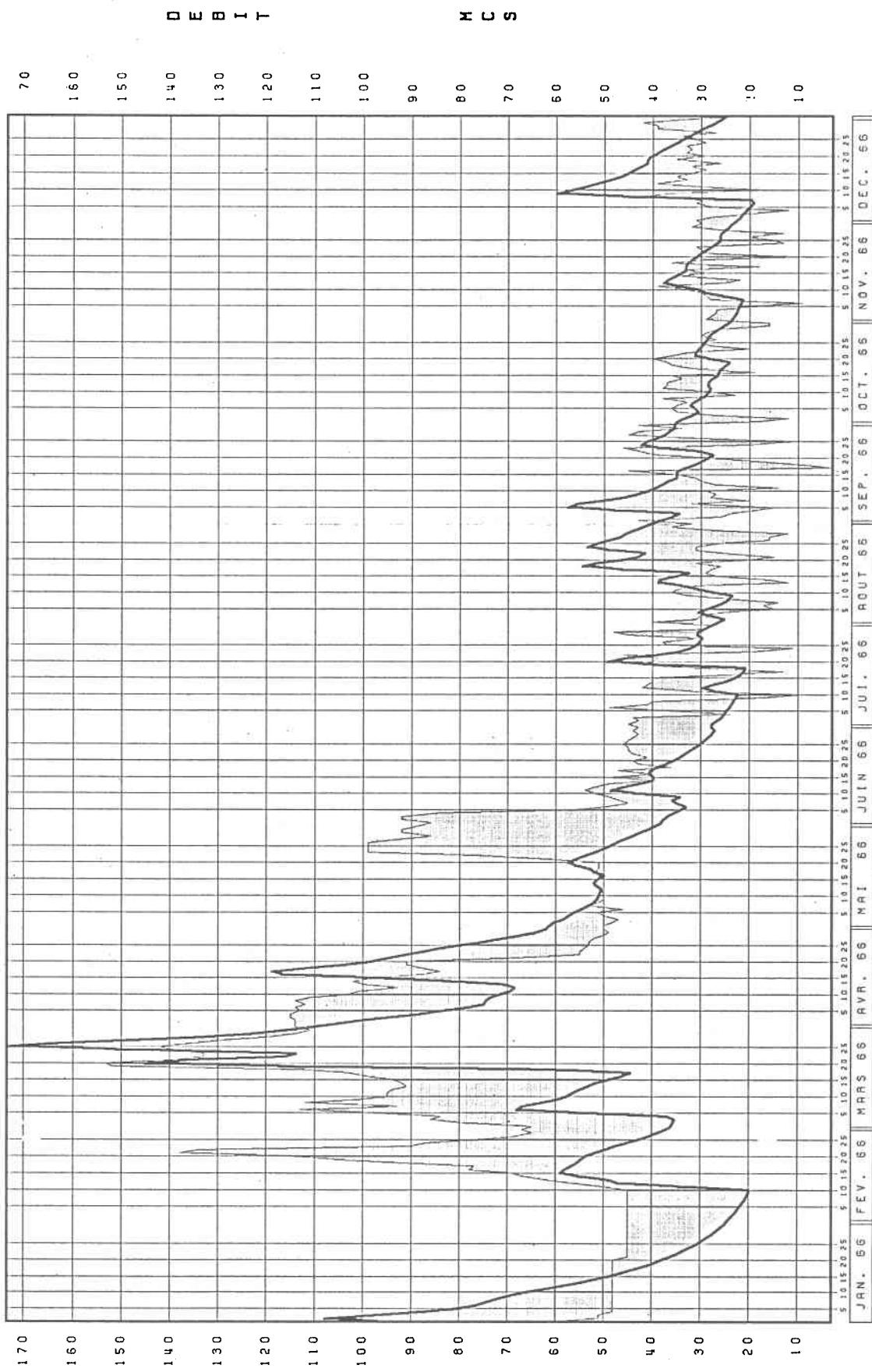
R A Q U E T T E

230



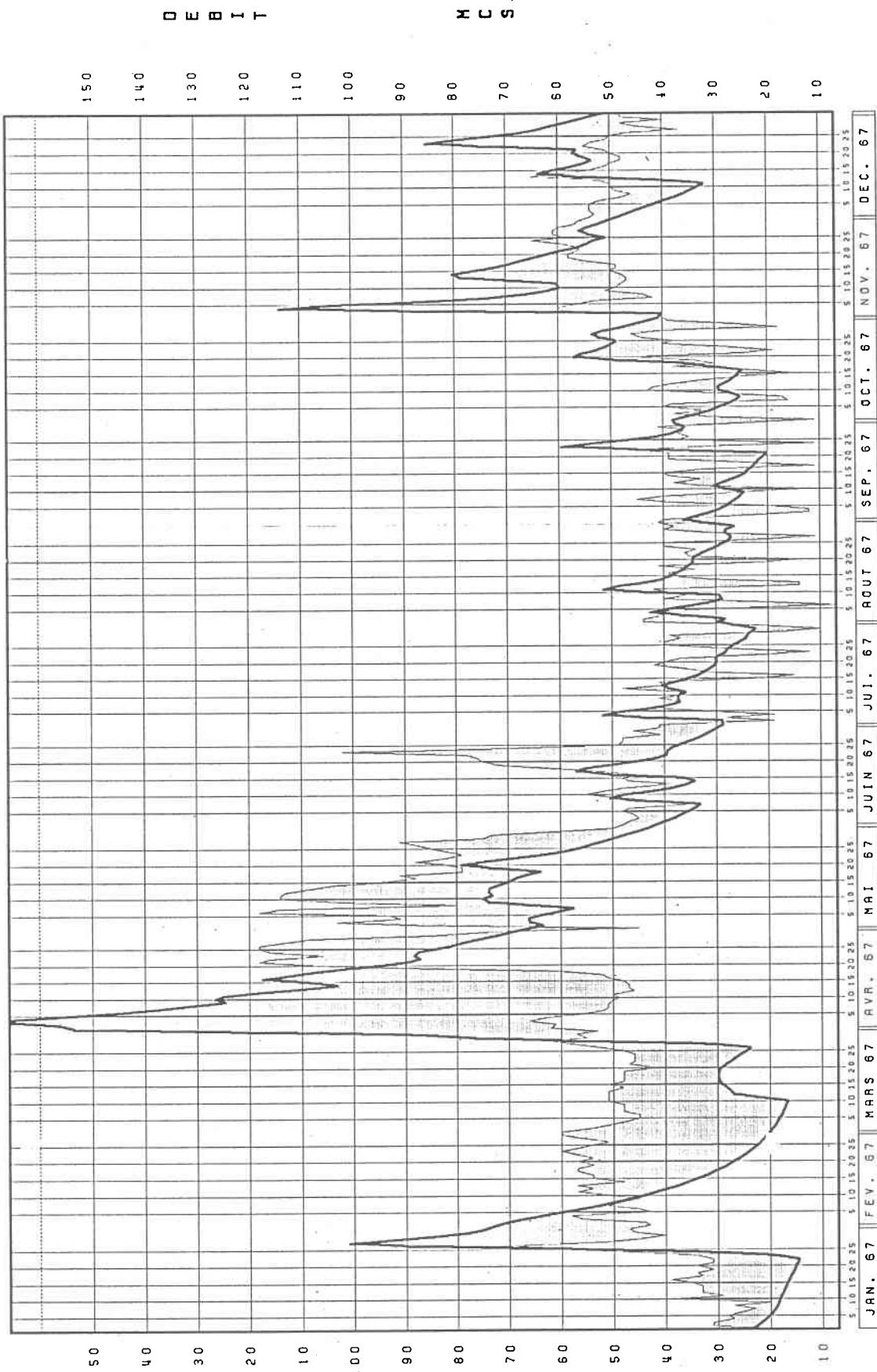
SIMULE  
REEL

## RAQUETTE



SINULE  
REEL

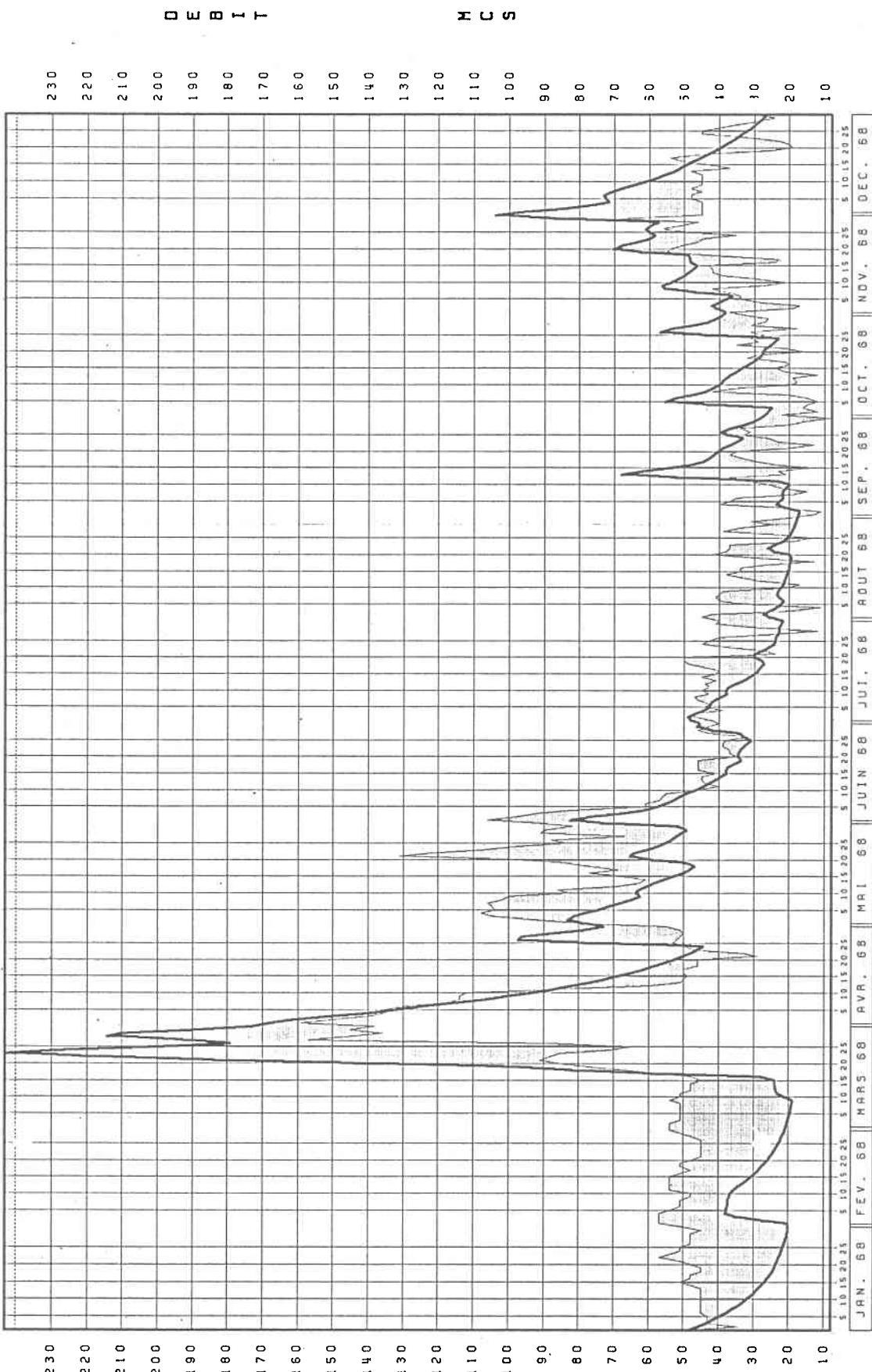
## RAQUETTE



SIMULE  
REEL

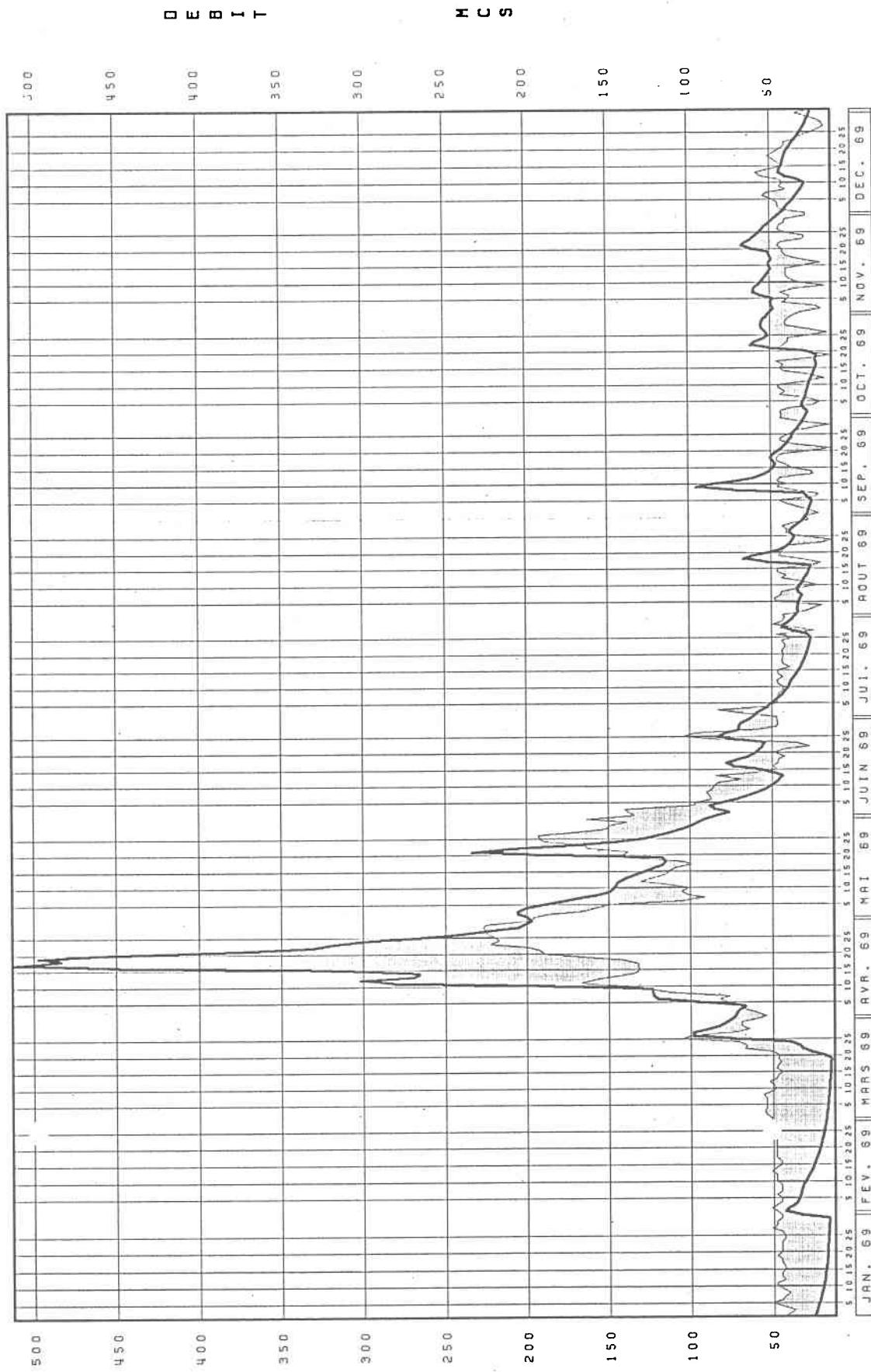
RAQUETTE

233



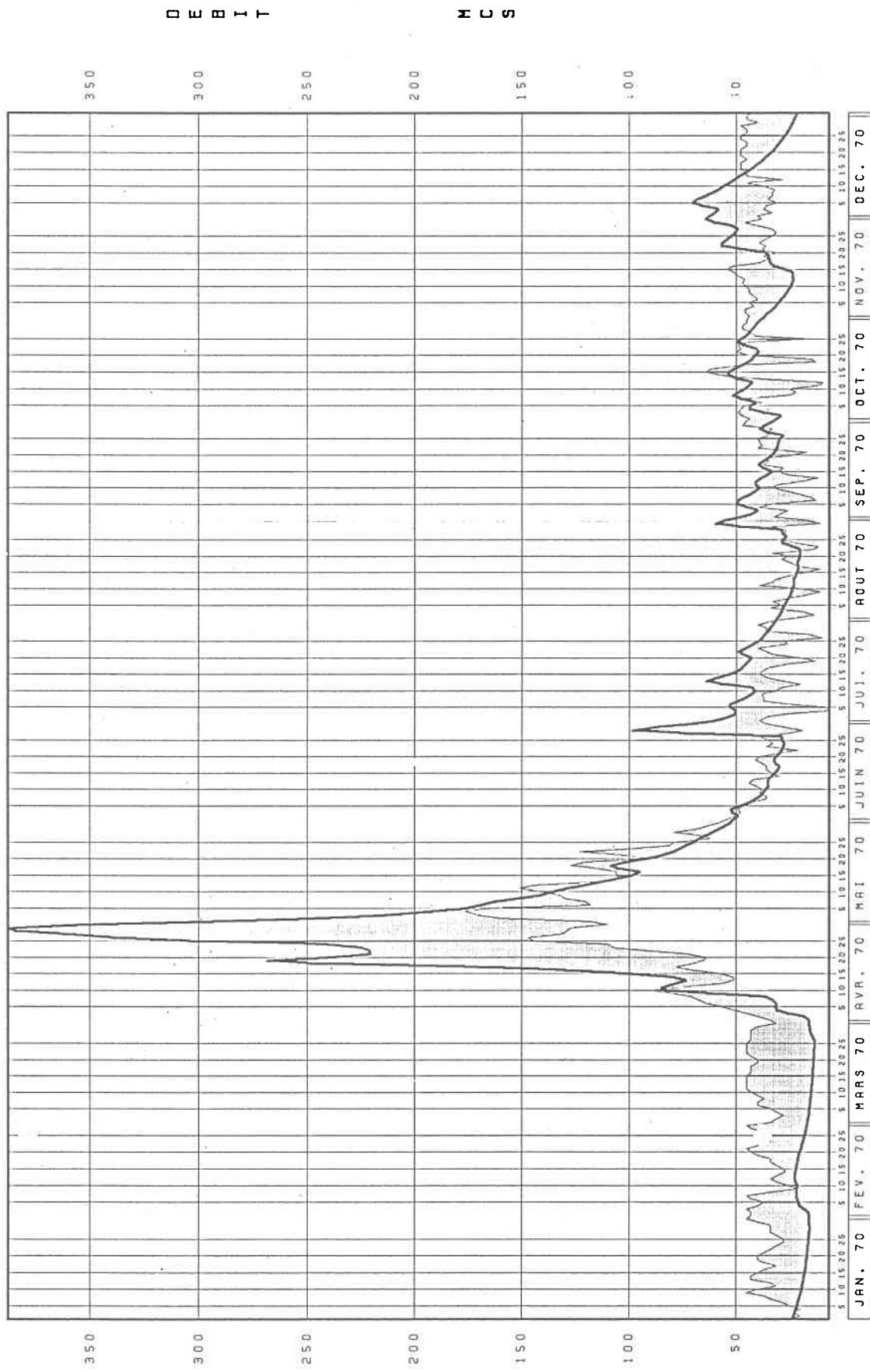
SIMULE  
REEL

## RAQUETTE



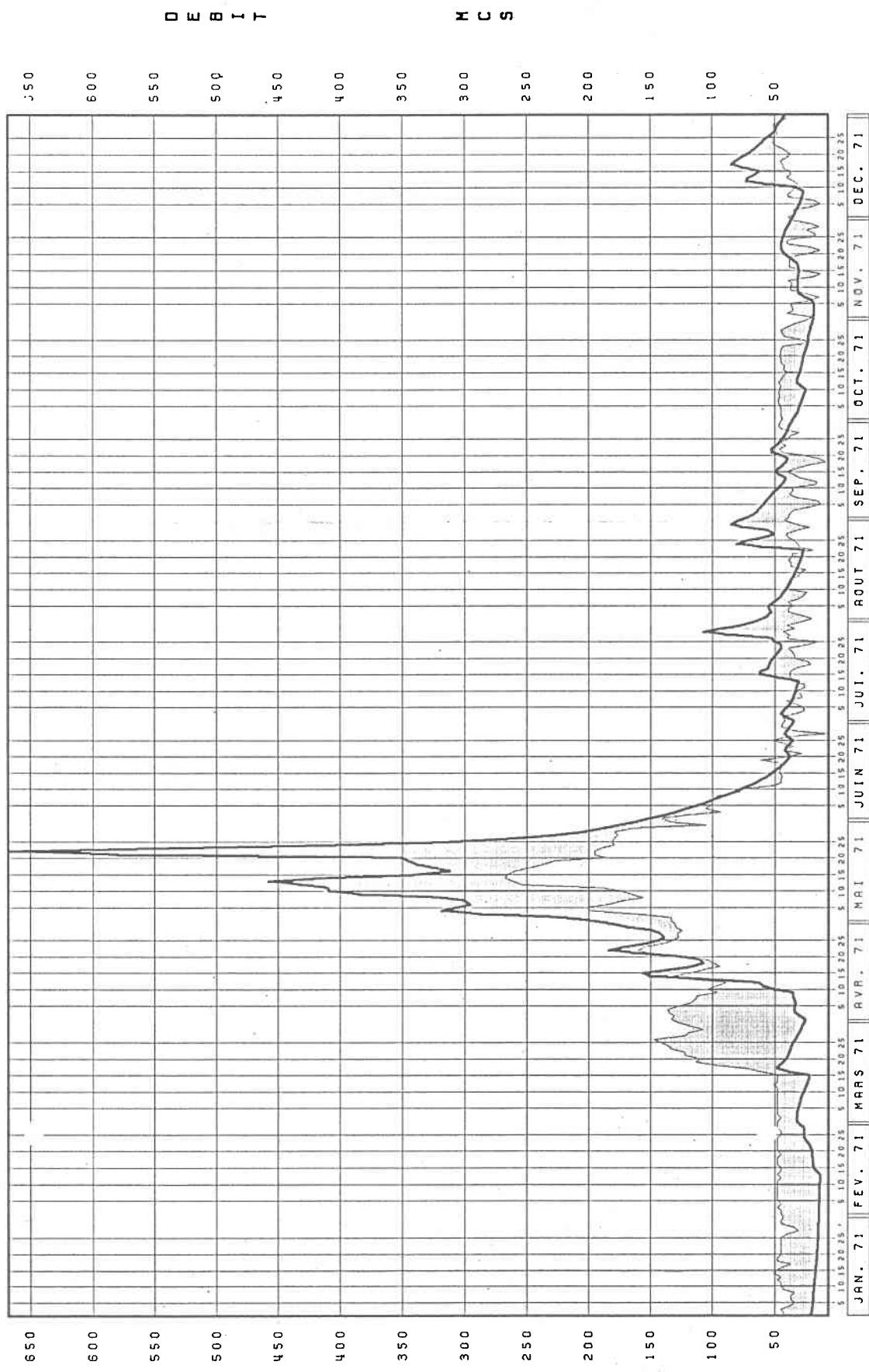
SIMULE  
REEL

## RAQUETTE



SIMULE  
REEL

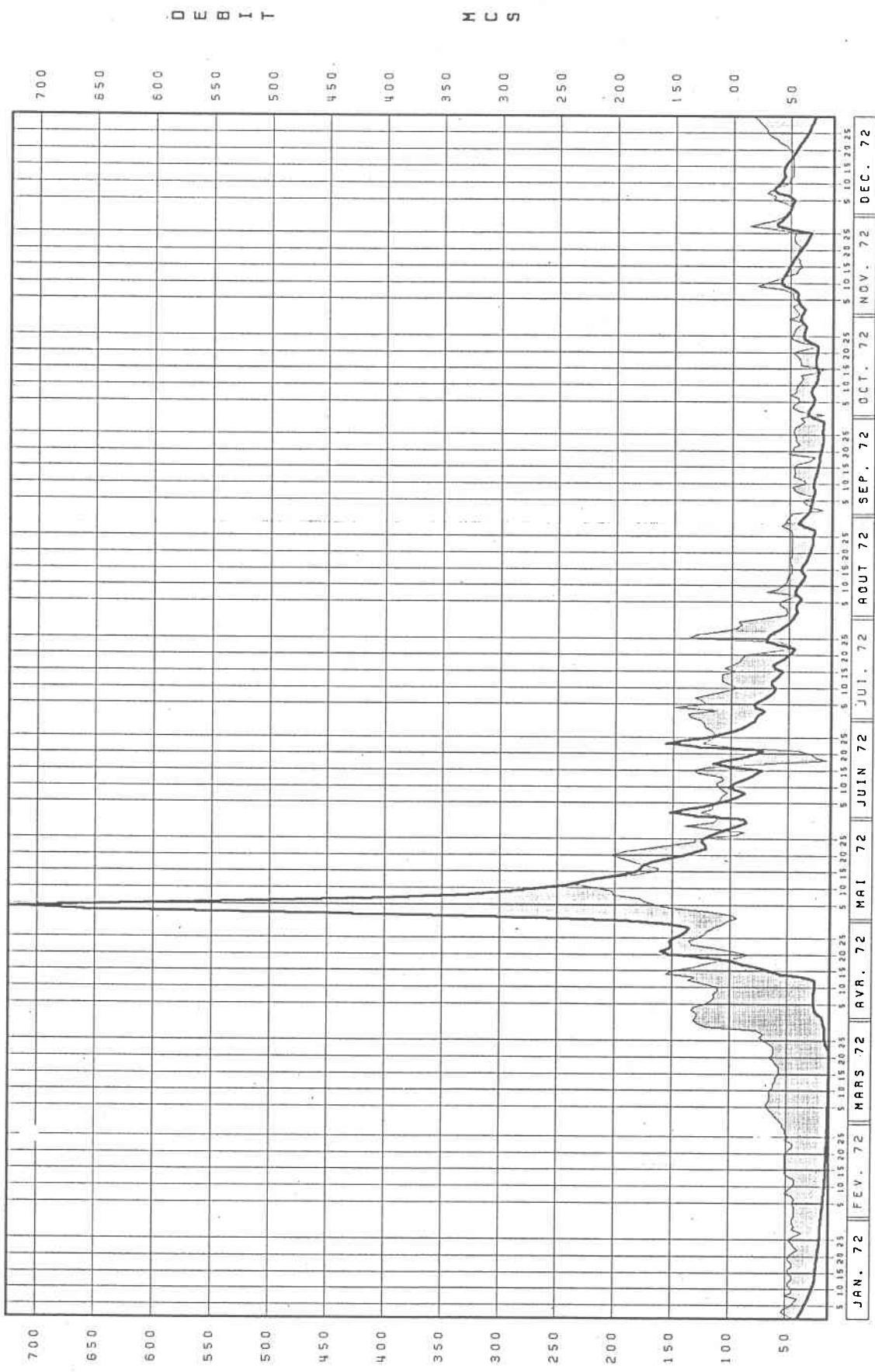
## RAQUETTE



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

237



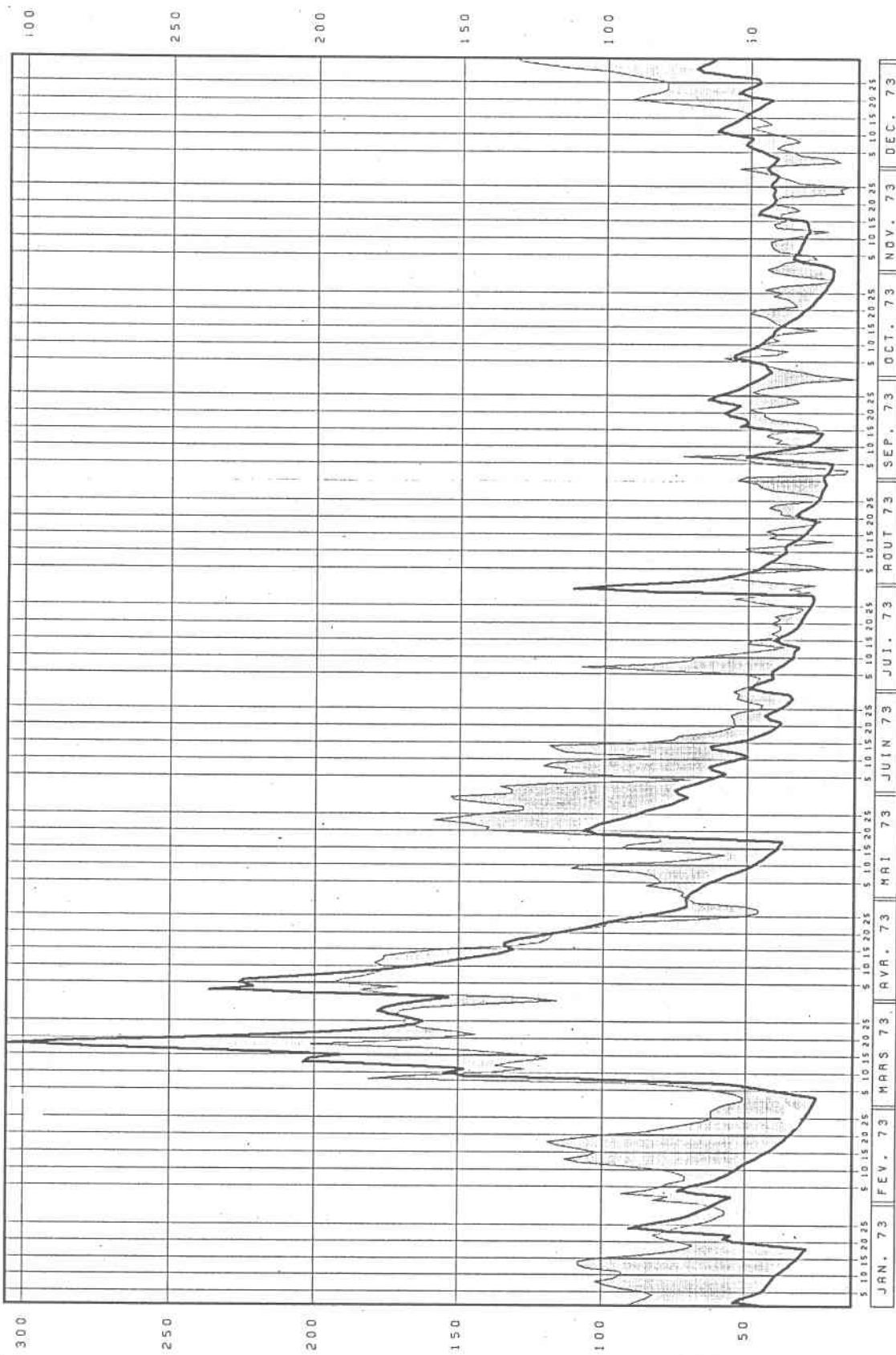
SIMULE  
REEL

R A Q U E T T E

238

O E B I T

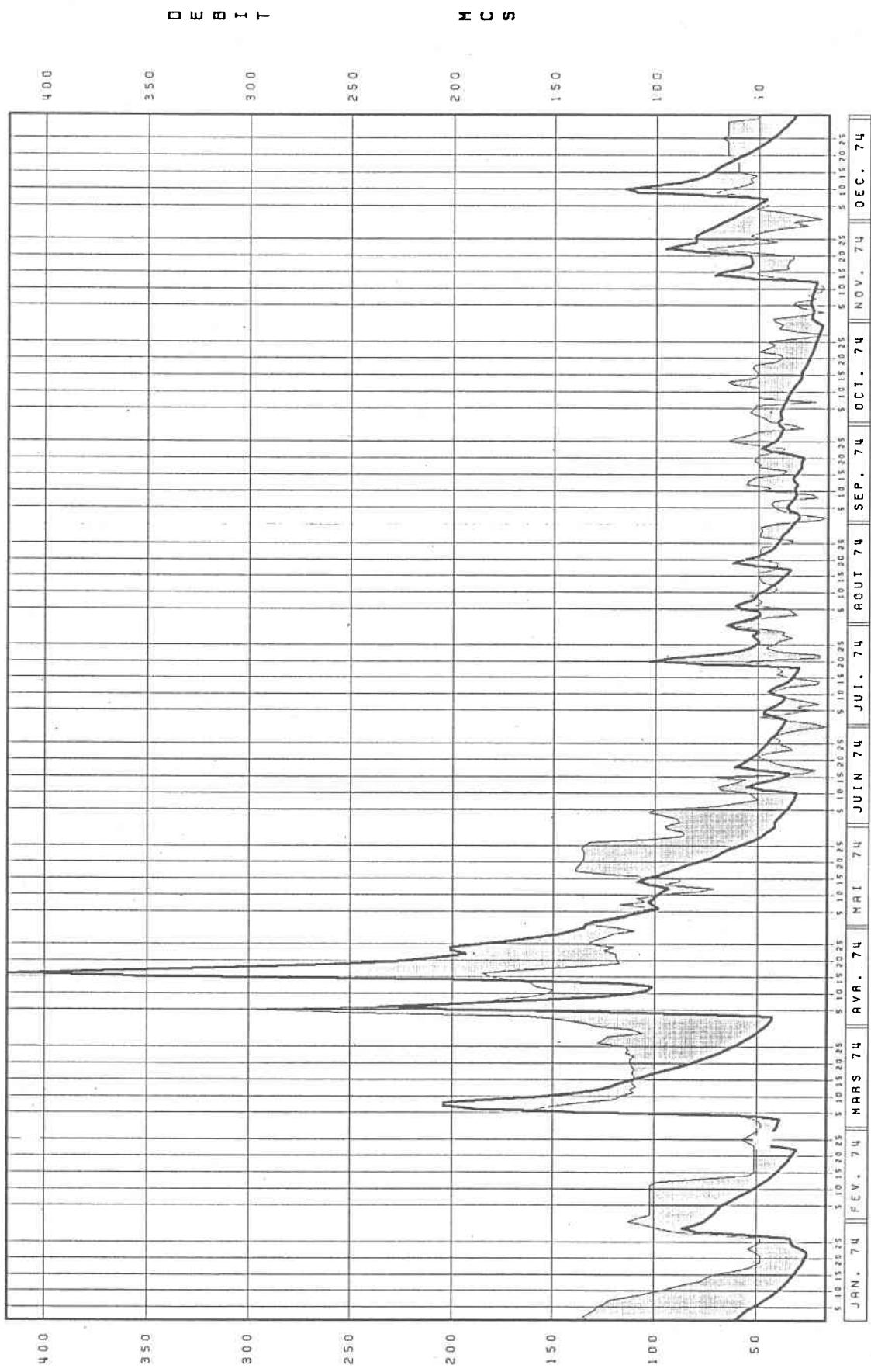
H C S



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

239

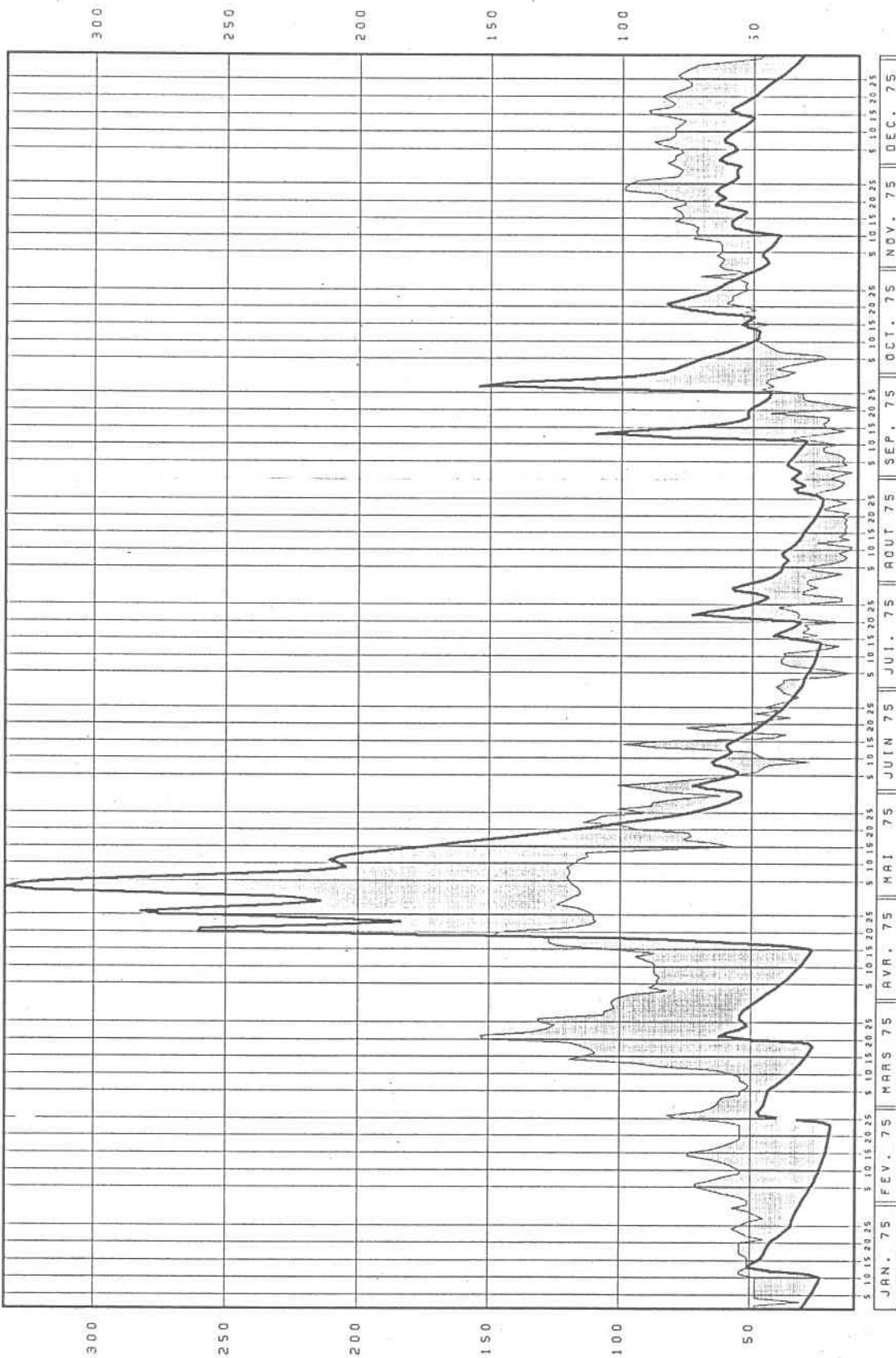


SIMULE  
REEL

RAQUETTE

240

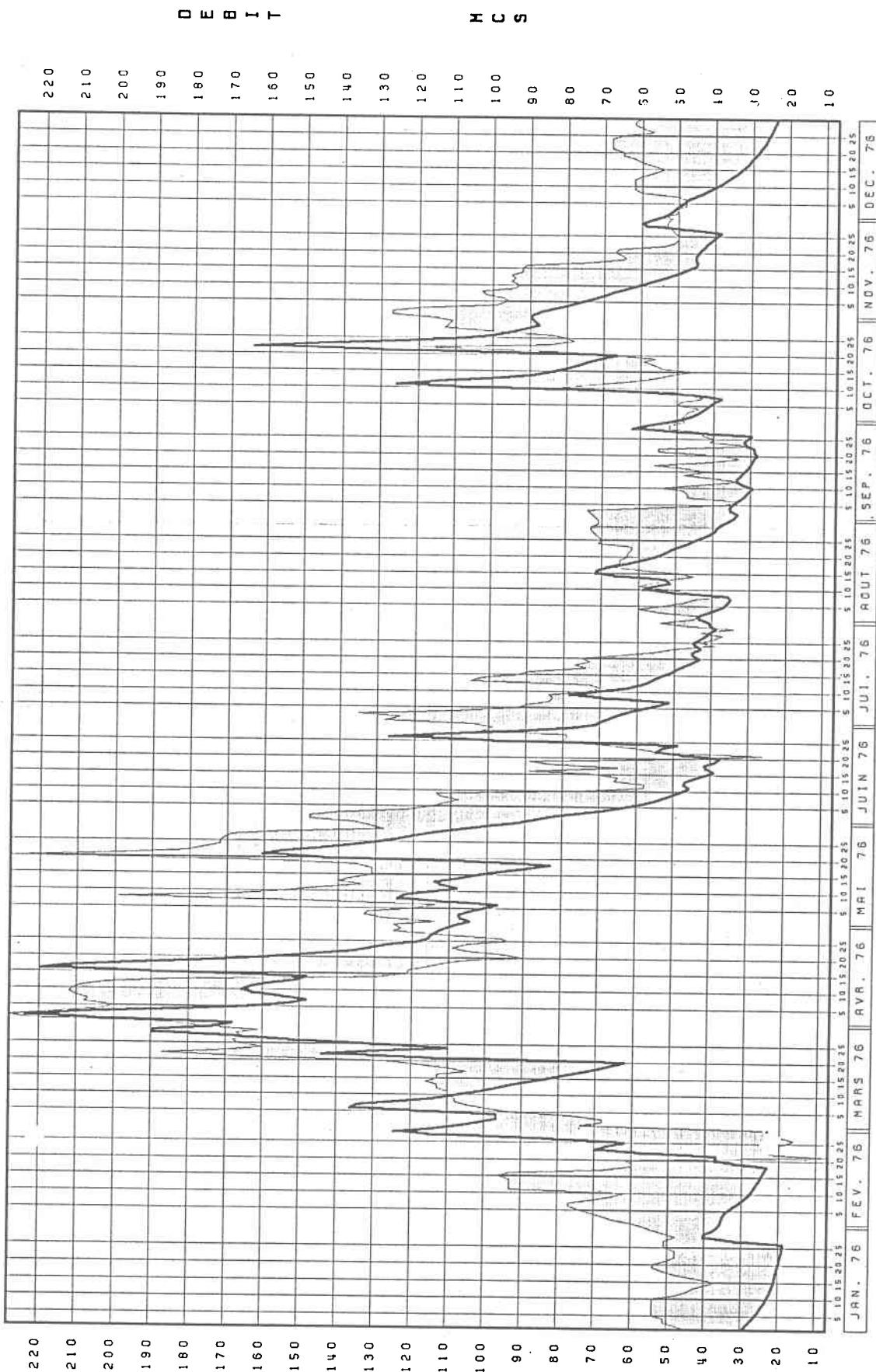
D E B I T      H C S



SINUULE  
REEL

R A Q U E T T E

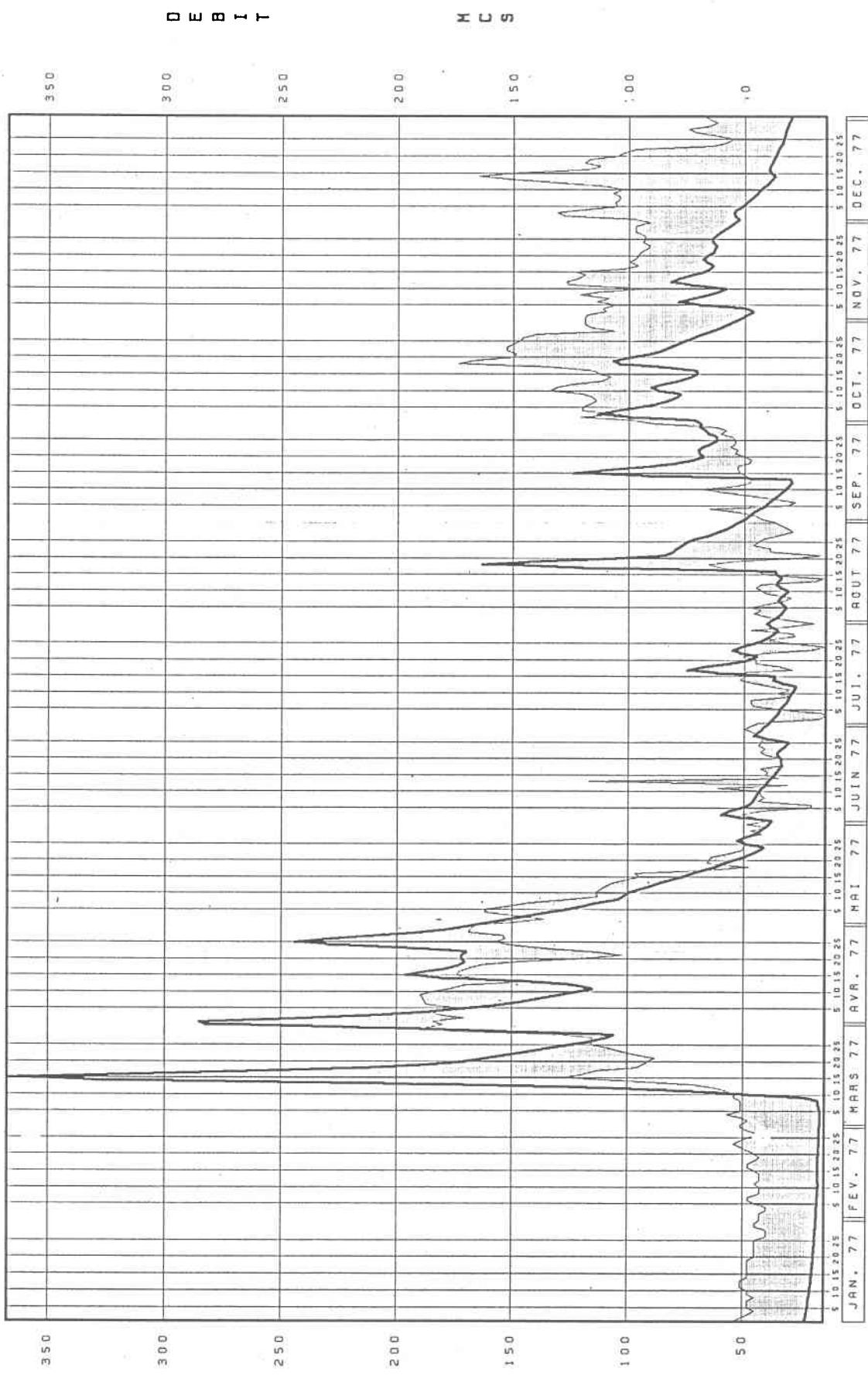
241



SIMULE  
REEL

RAQUETTE

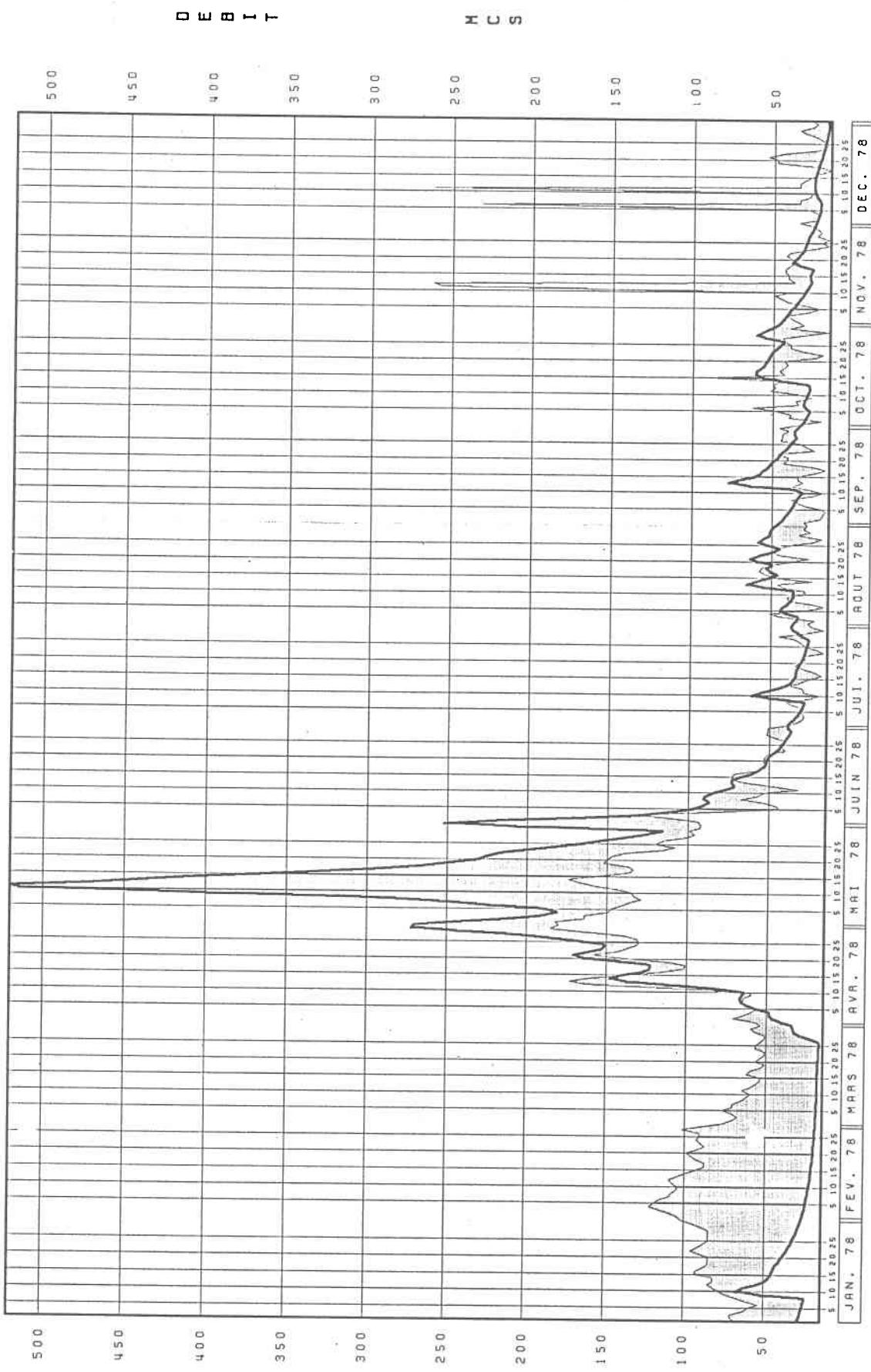
242



SIMULE  
REEL

R A Q U E T T E

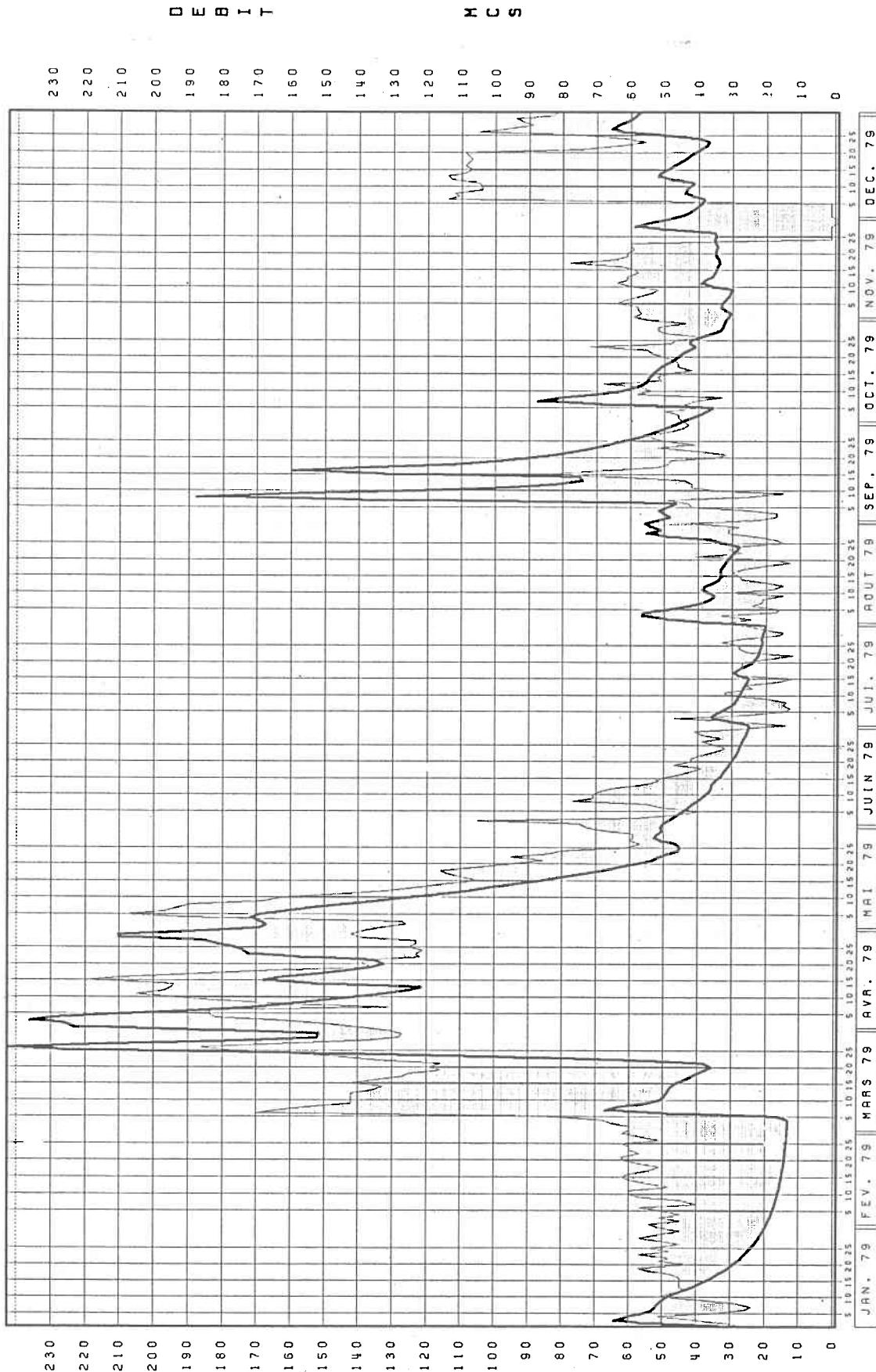
243



SINULE  
REEL

R A Q U E T T E

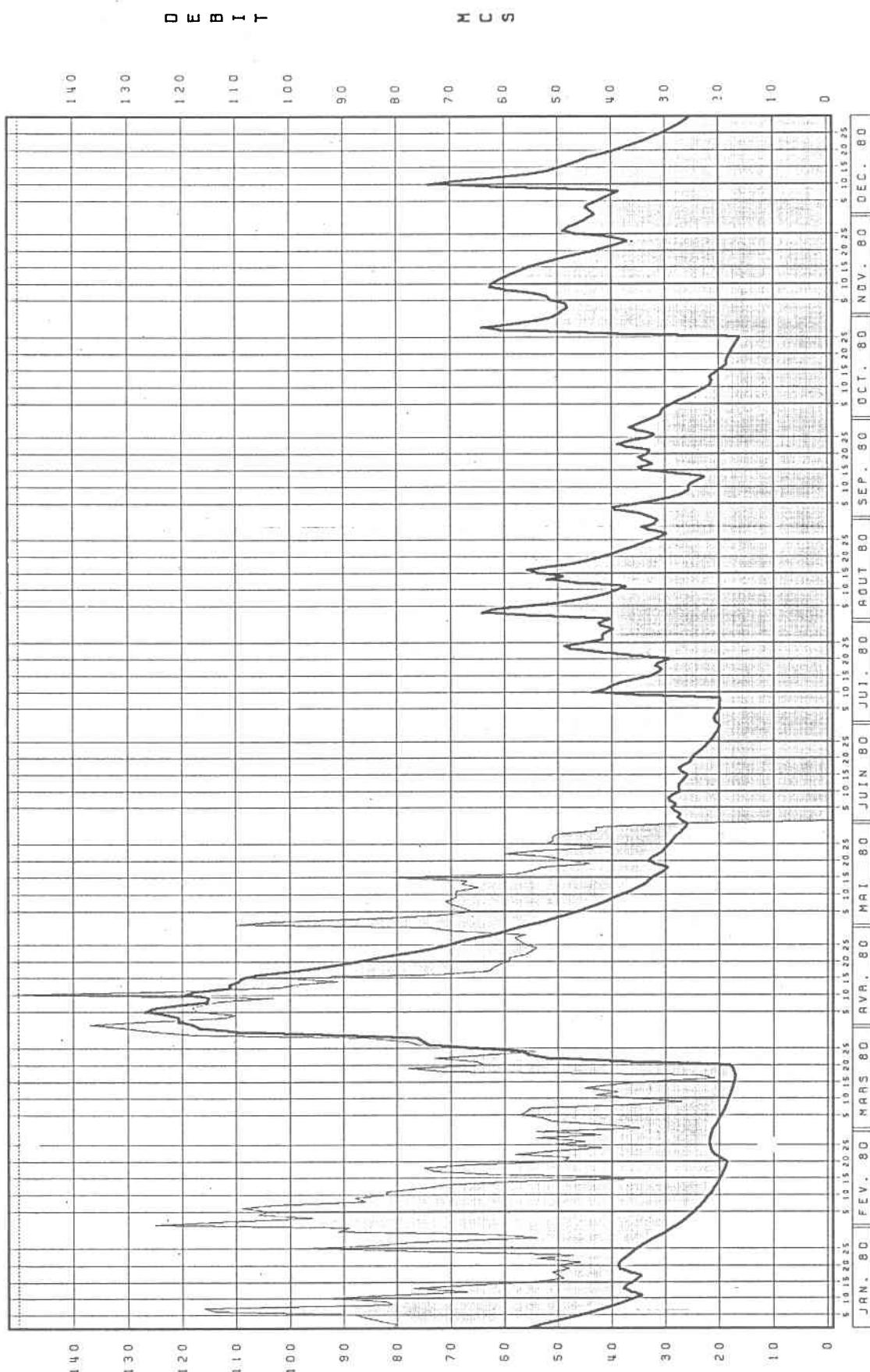
244



SINULE  
REEL

RAQUETTE

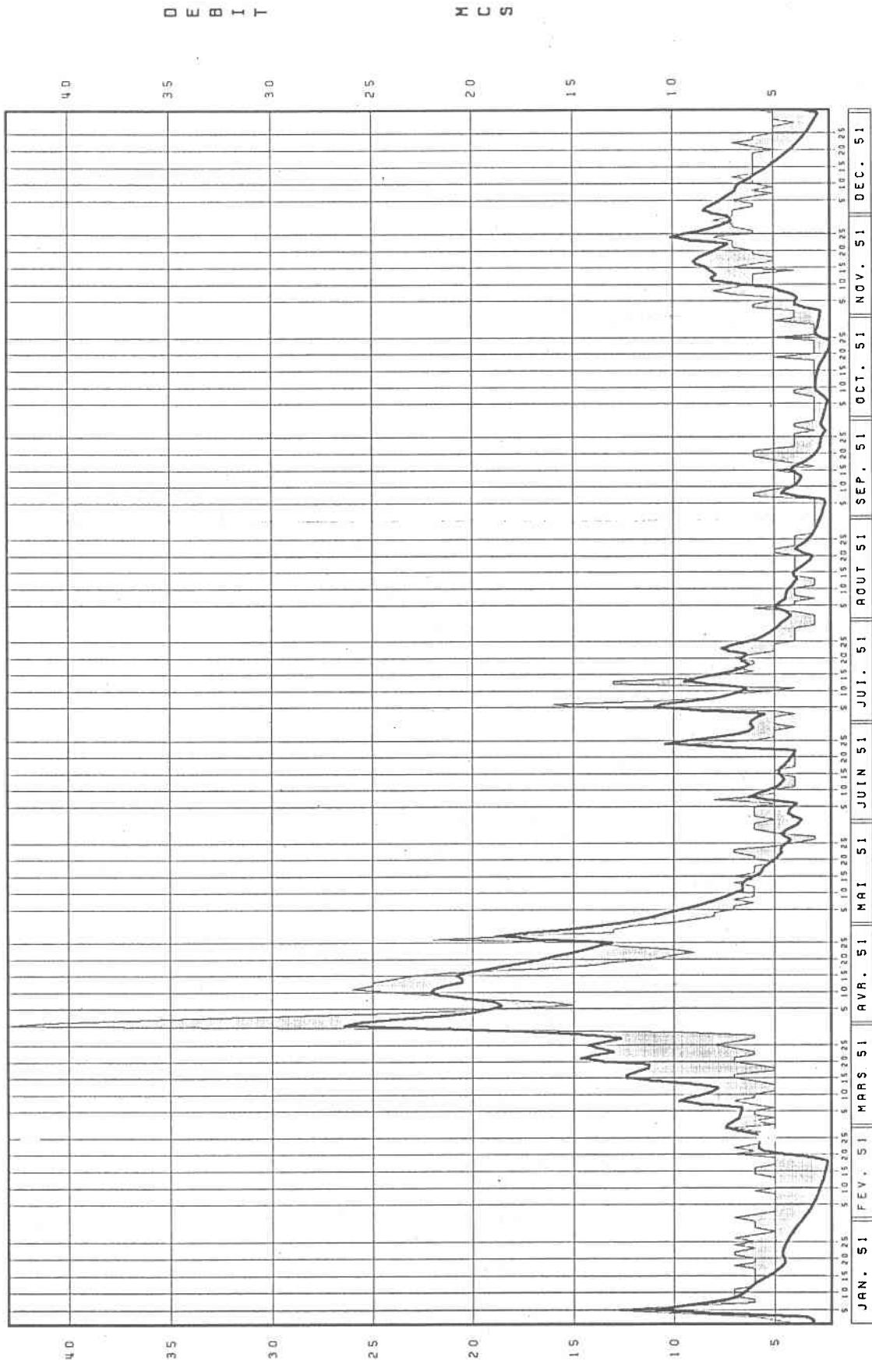
245



SIMULE  
REEL

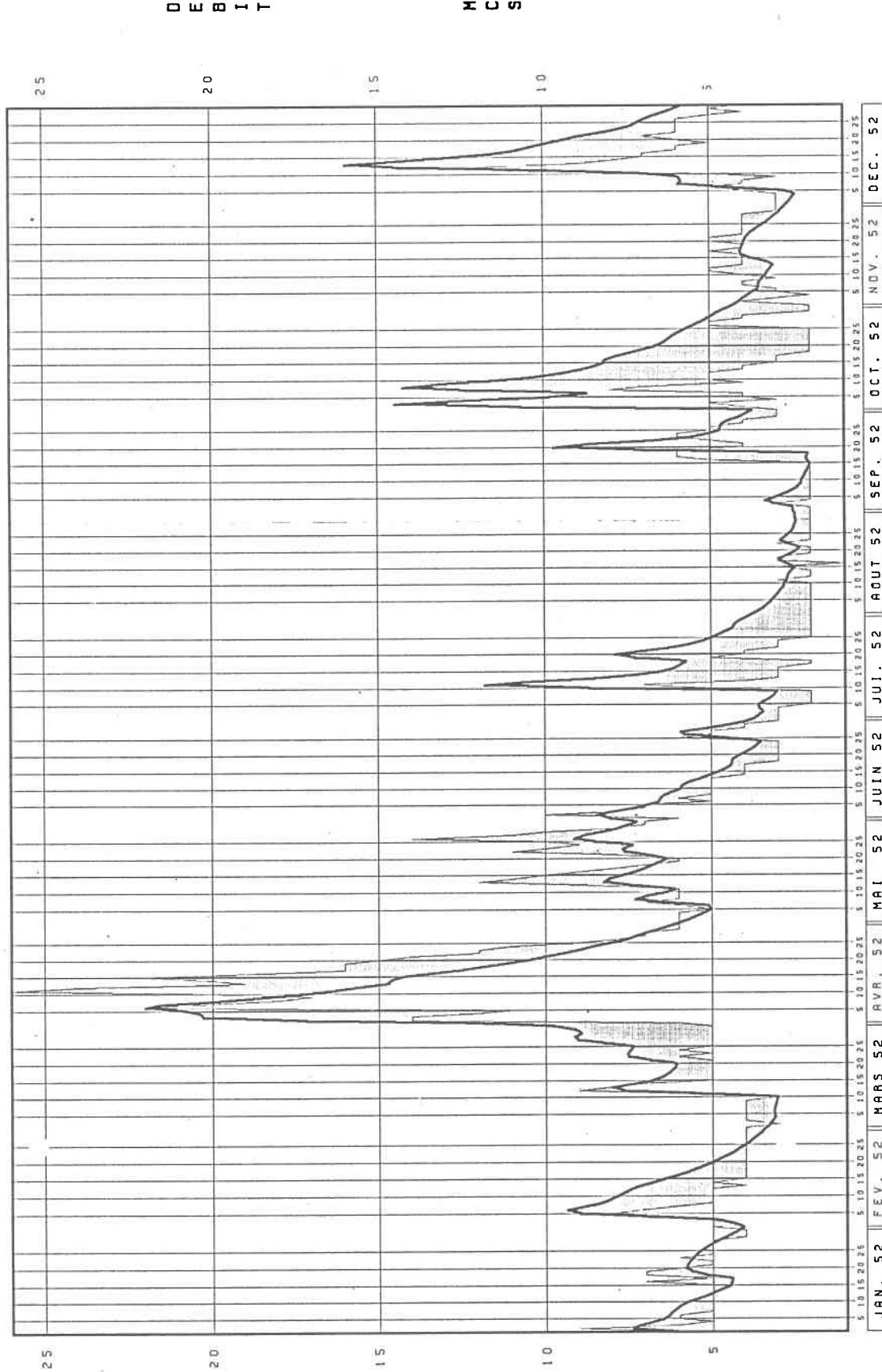
SALMON

246



SIMULE  
REEL

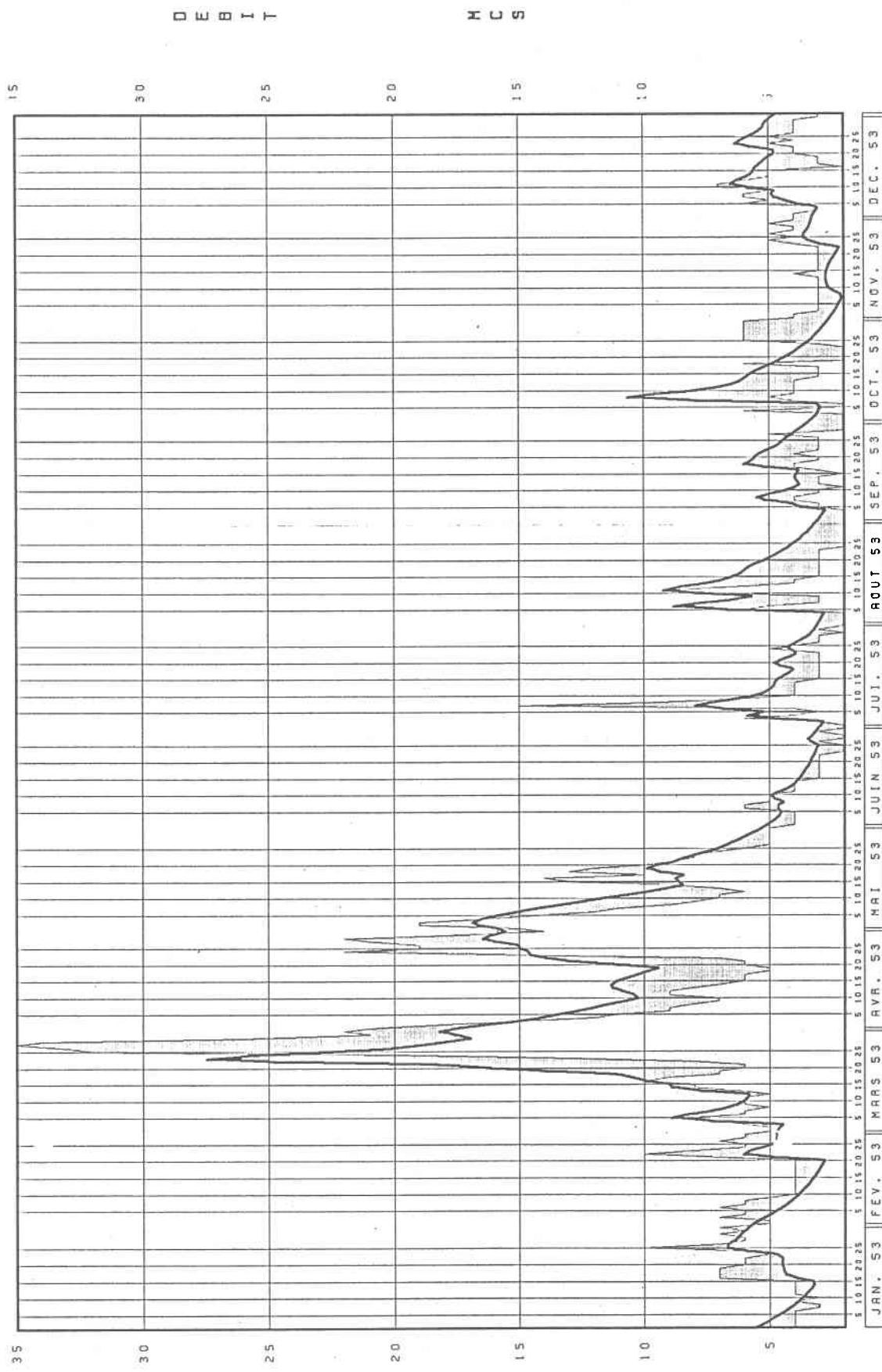
## SALMON



SINULE  
REEL

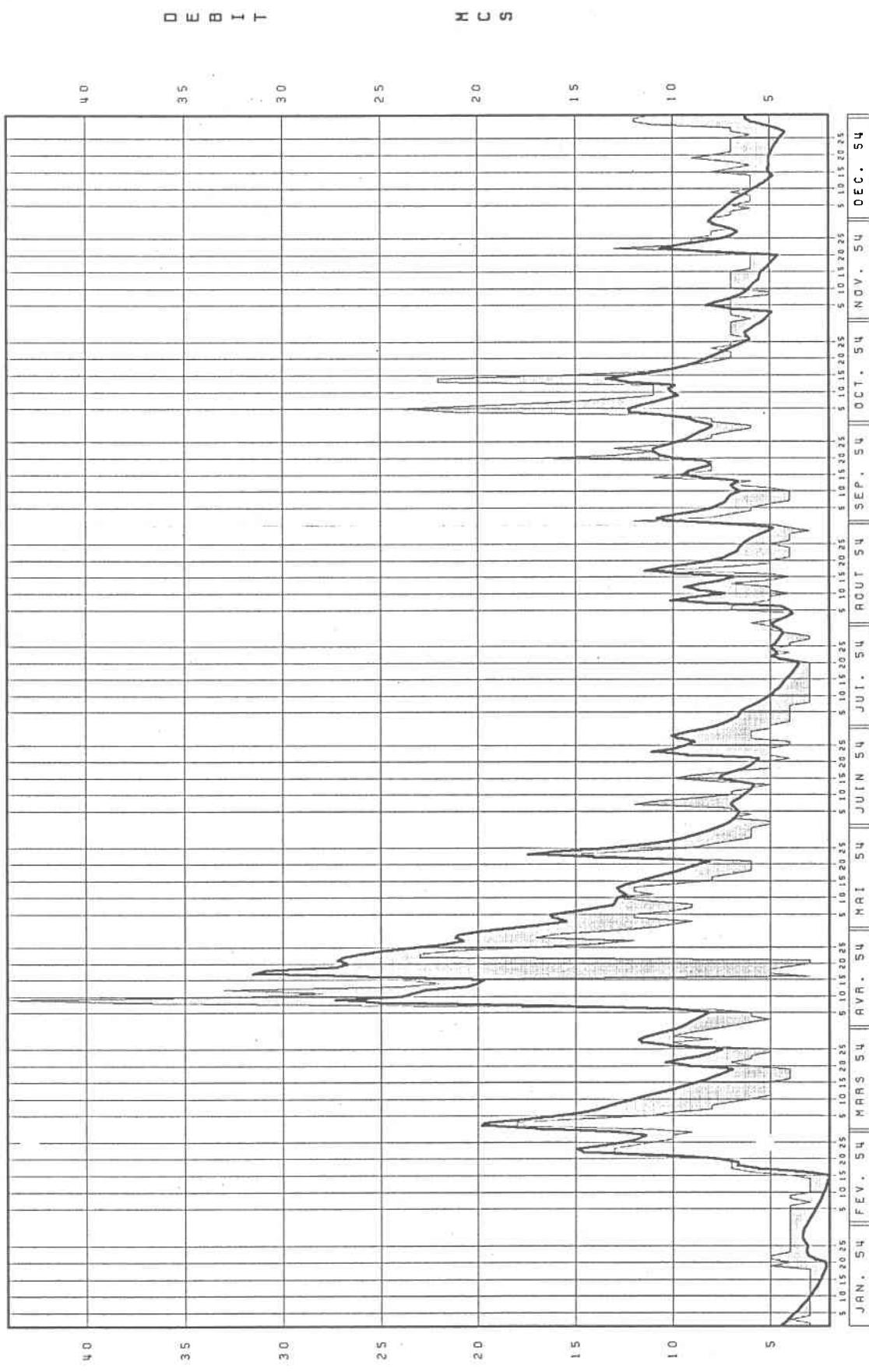
SALMON

248



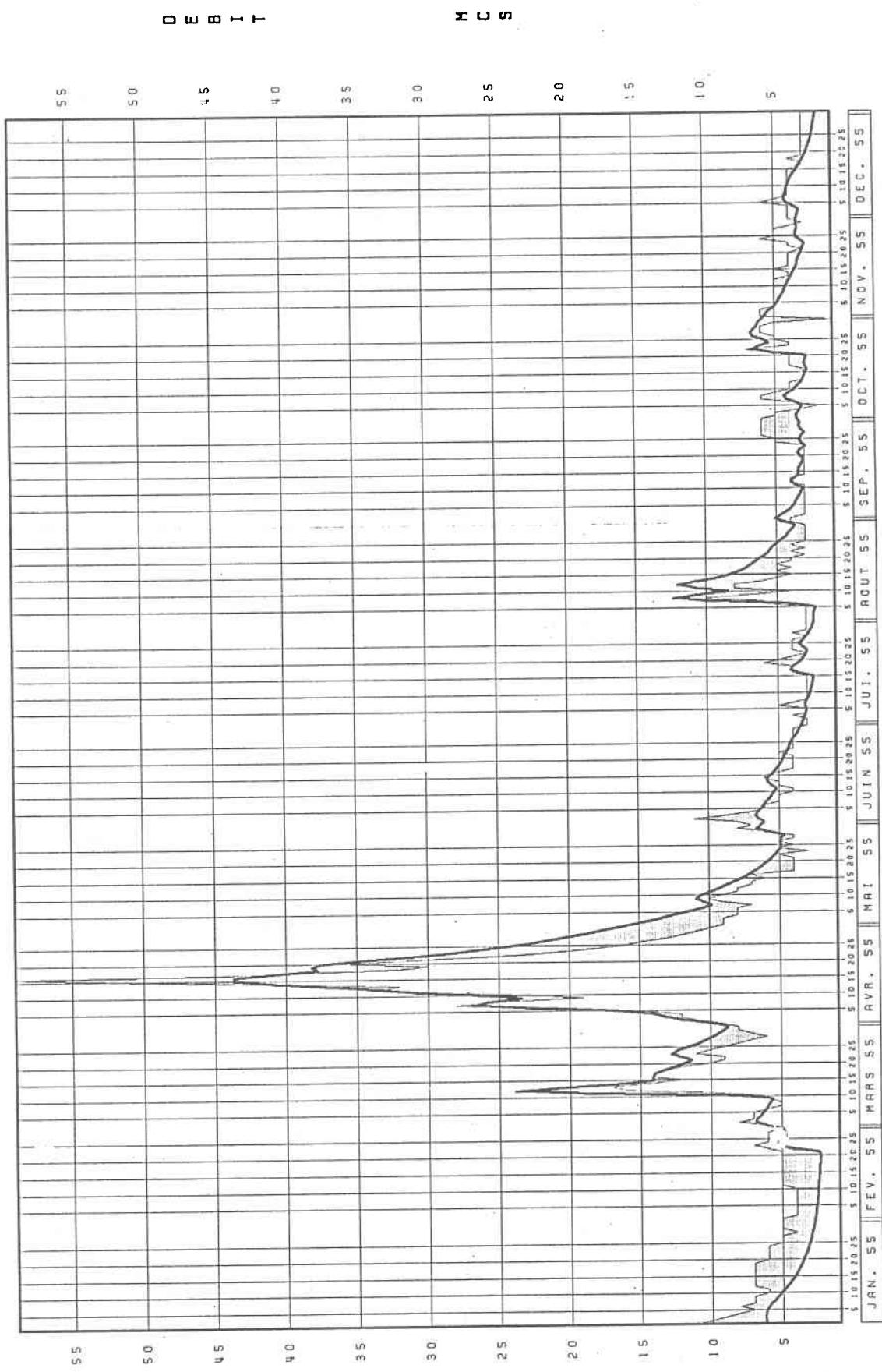
SIMULE  
REEL

## SALMON



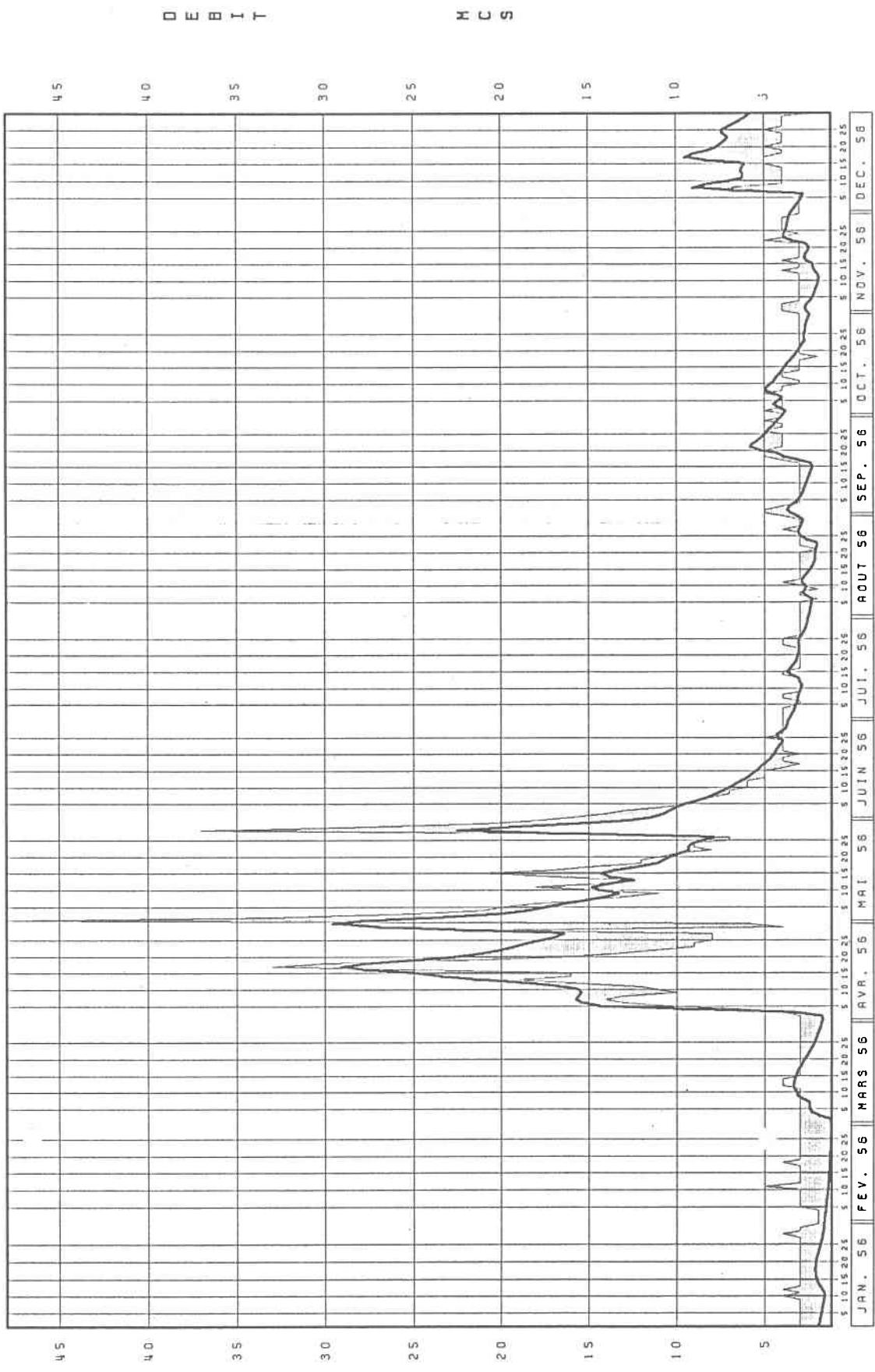
SIMULE  
REEL

SALMON

SIMULE  
REEL

SALMON

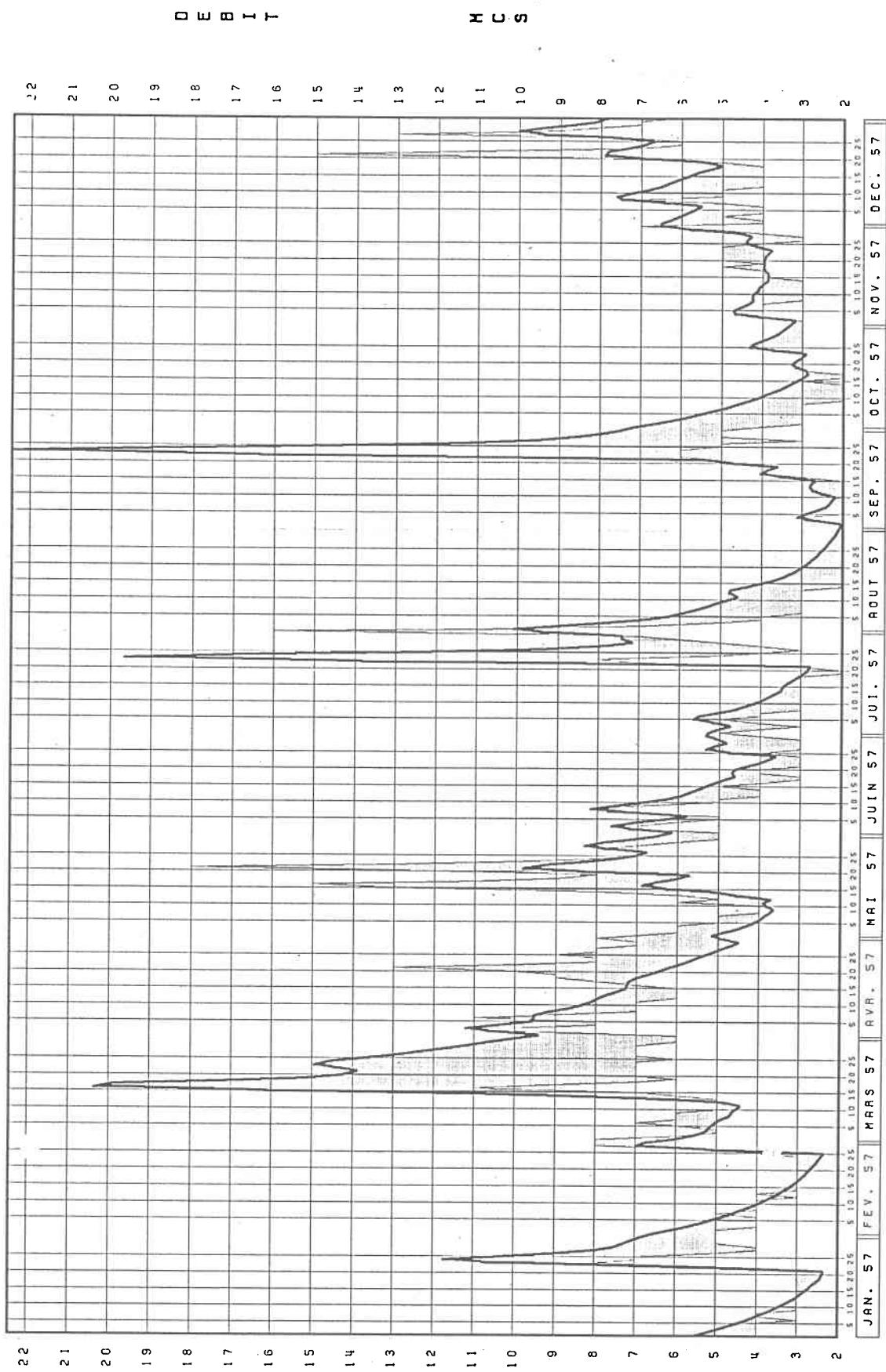
251



SIMULE  
REEL

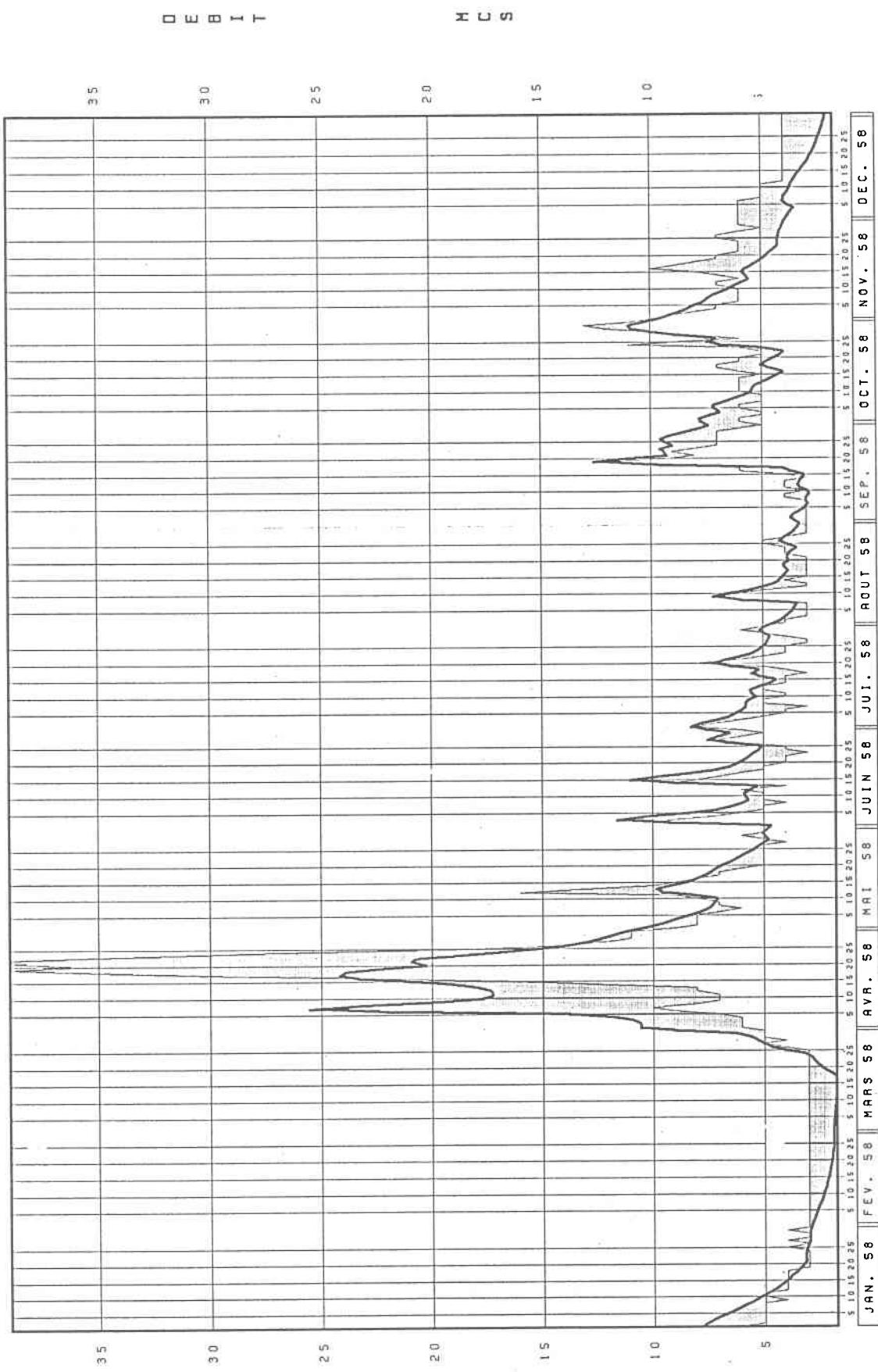
SALMON

252



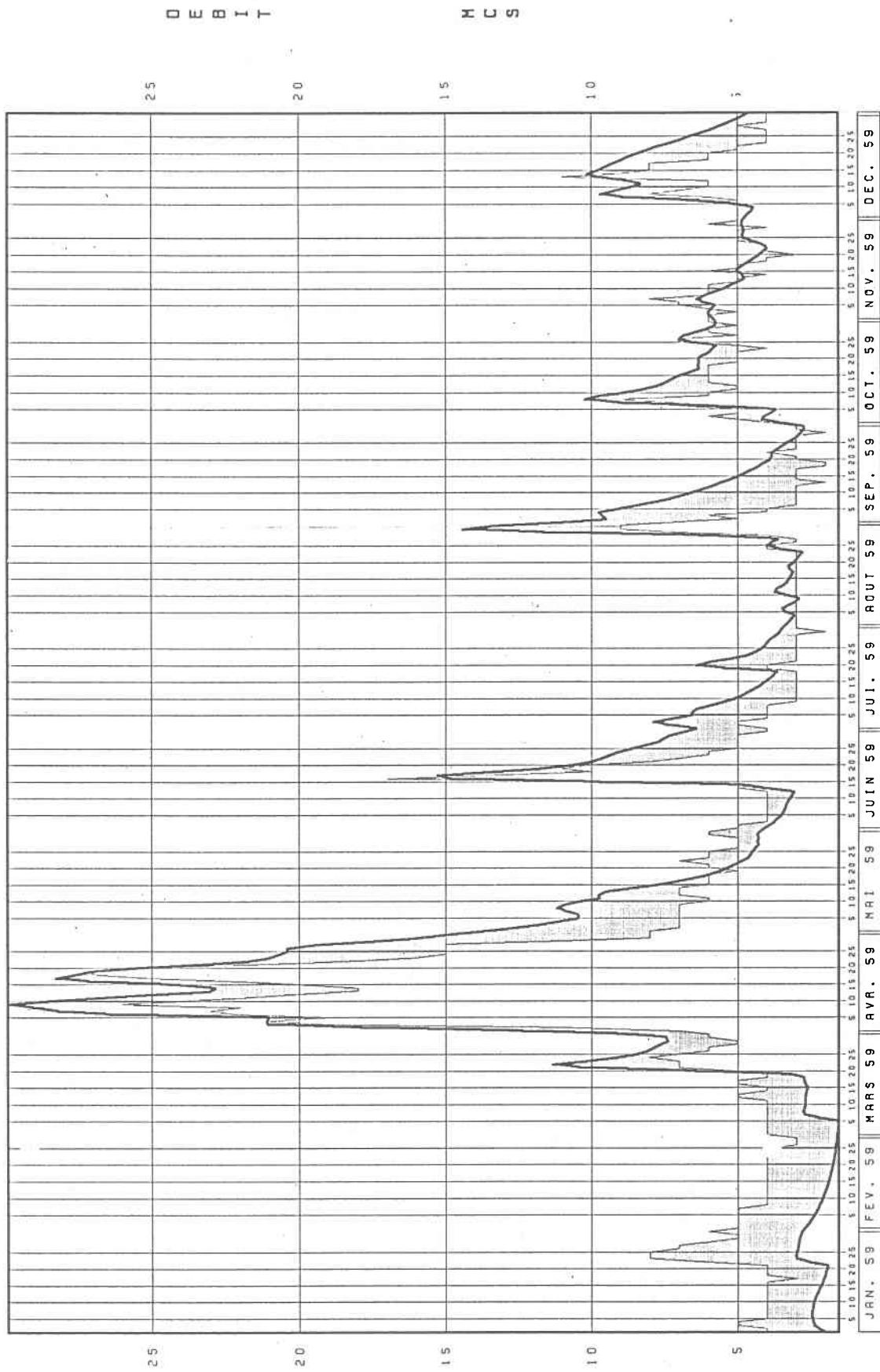
SINULE  
REEL

## SALMON



SIMULE  
REEL

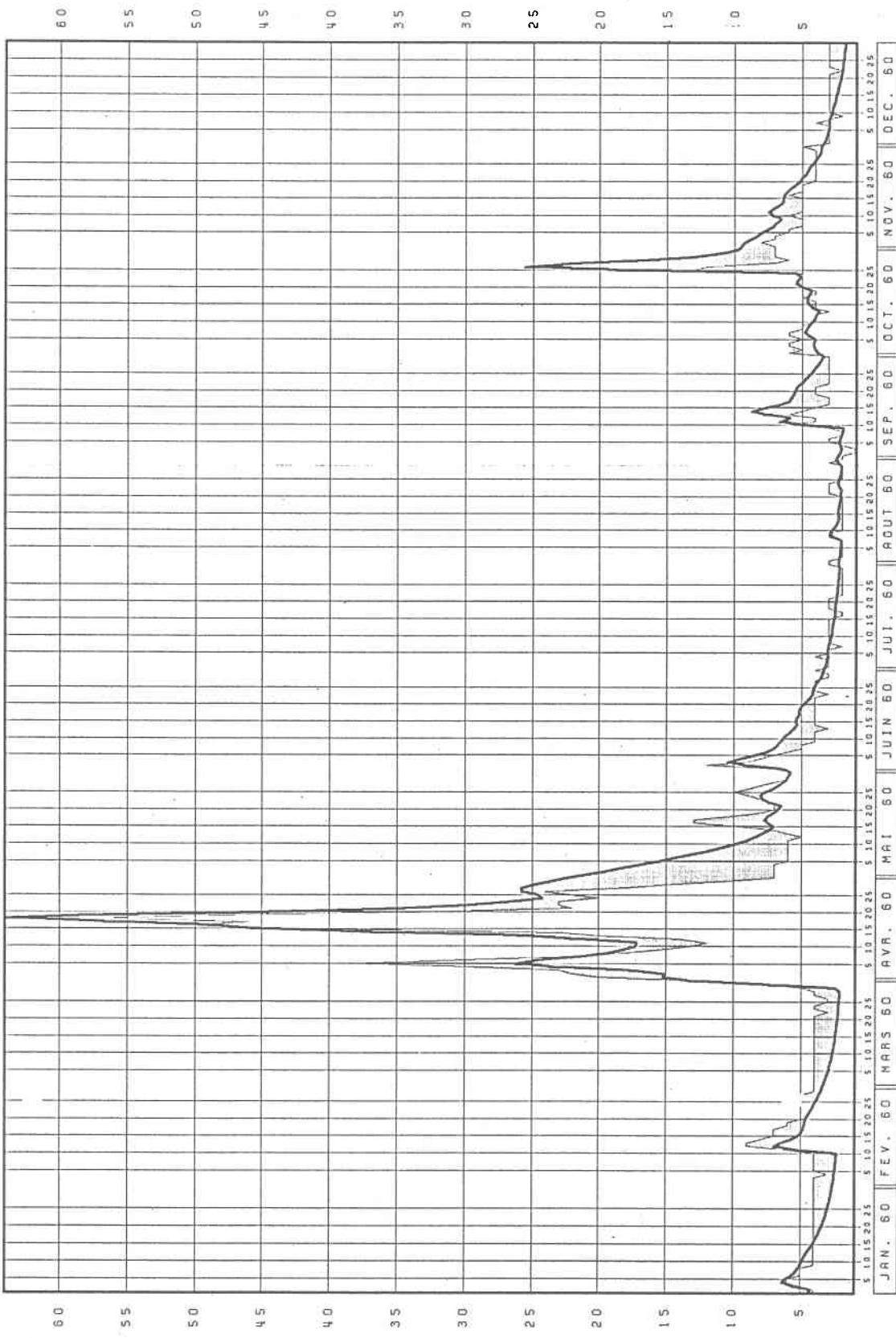
## SALMON

SINULE  
REEL

SALMON

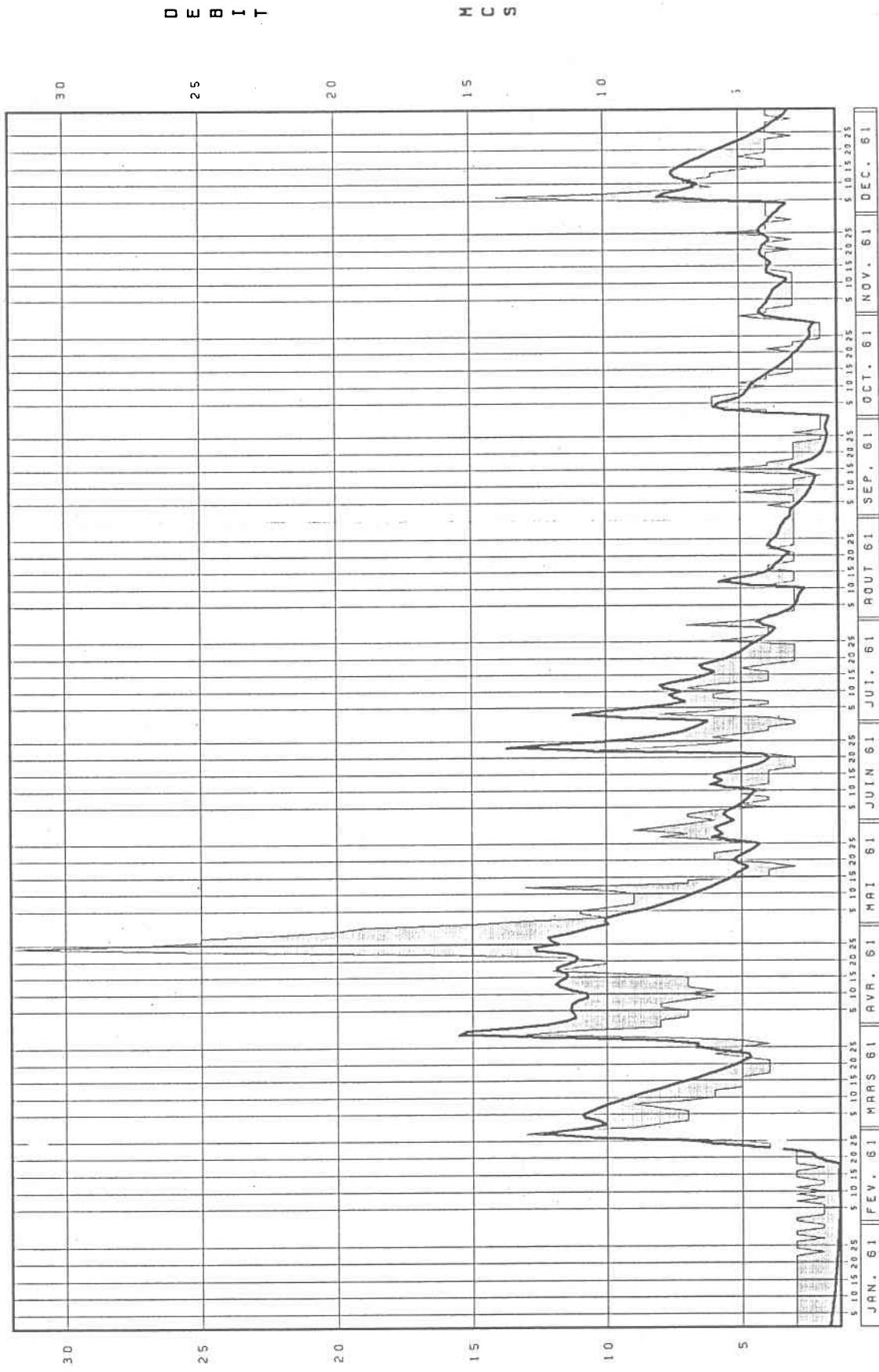
255

D E B I H C S

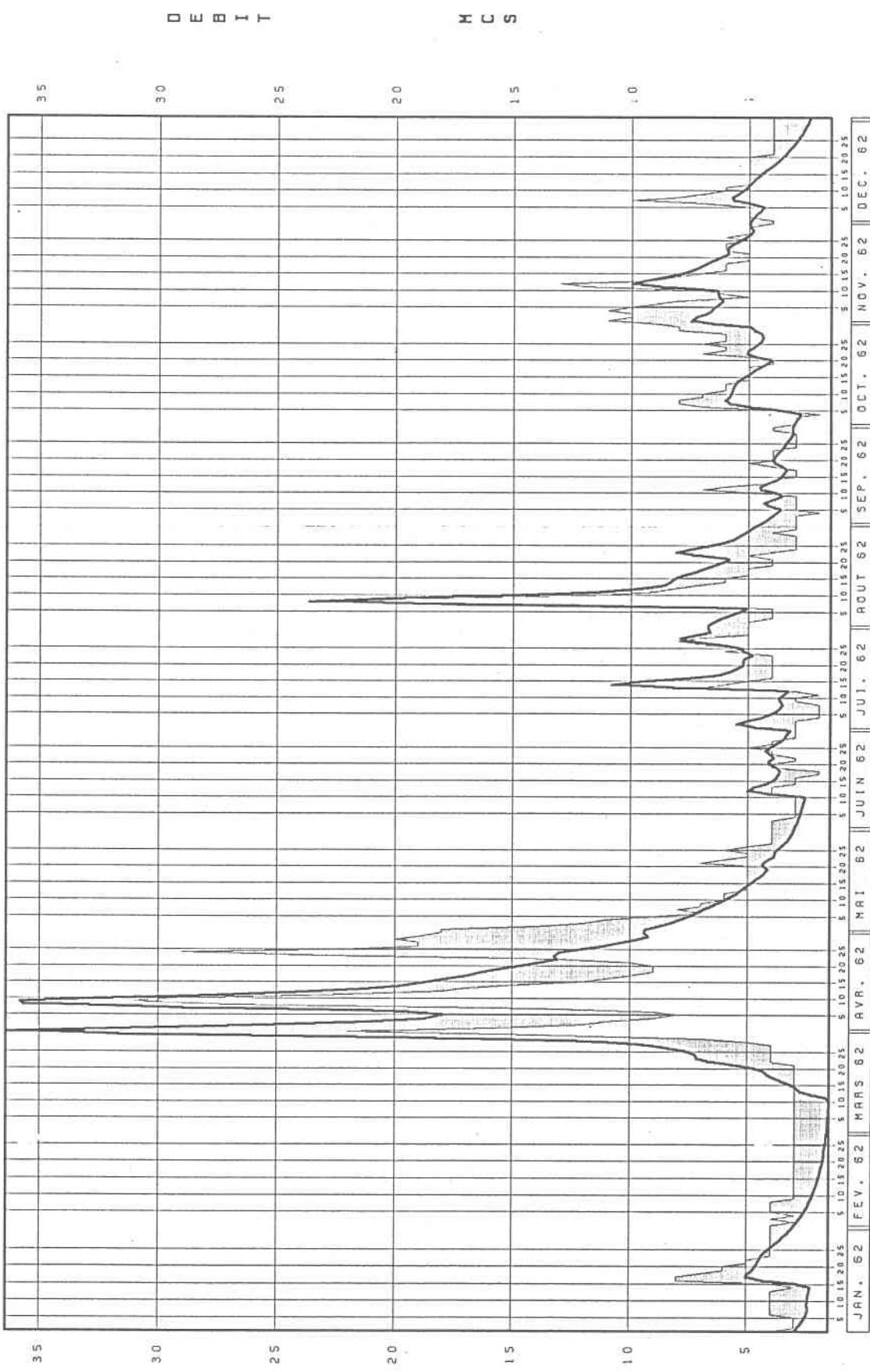


SIMULE  
REEL

## SALMON

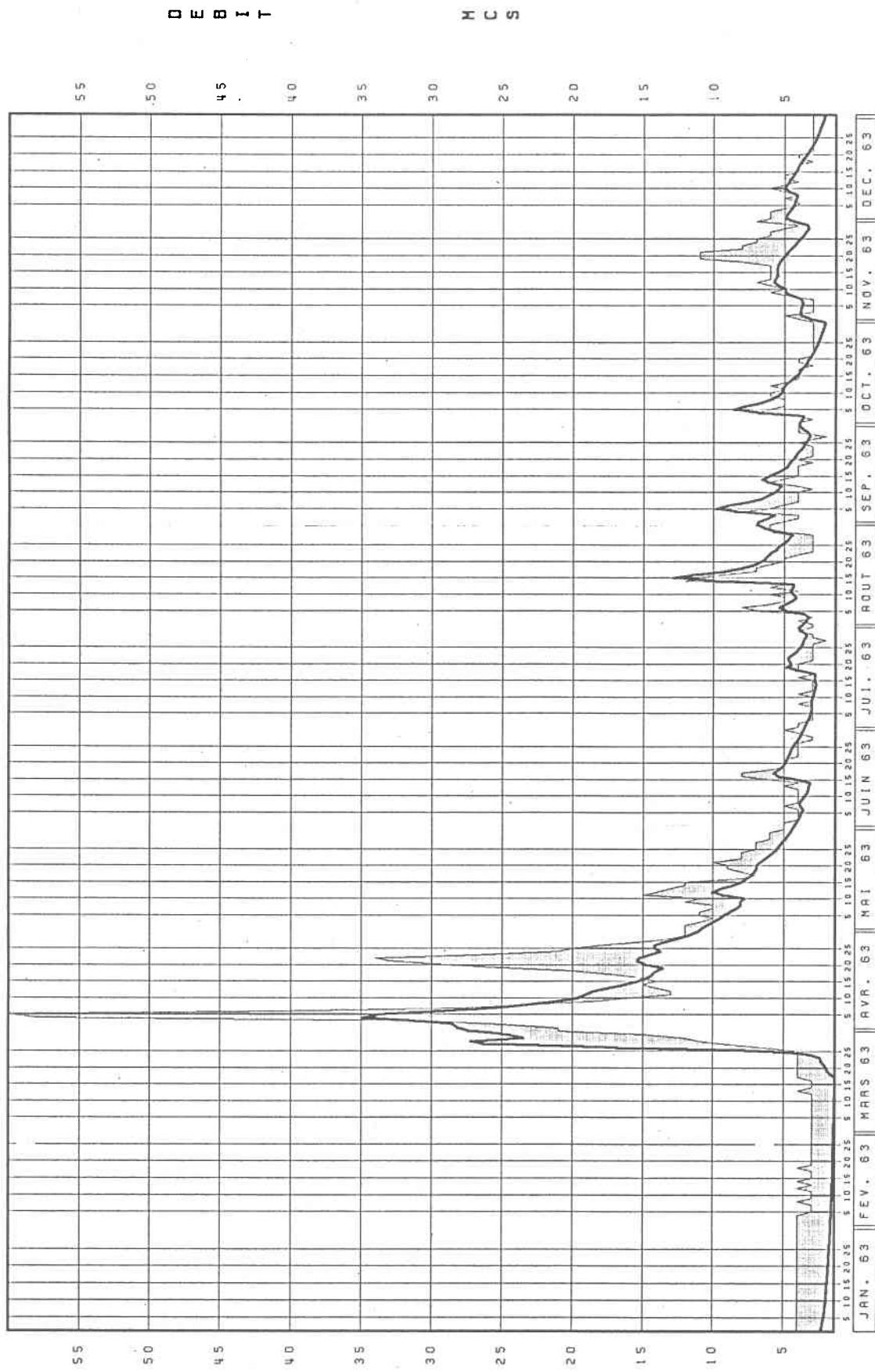
SIMULE  
REEL

## SALMON



SIMULE  
REEL

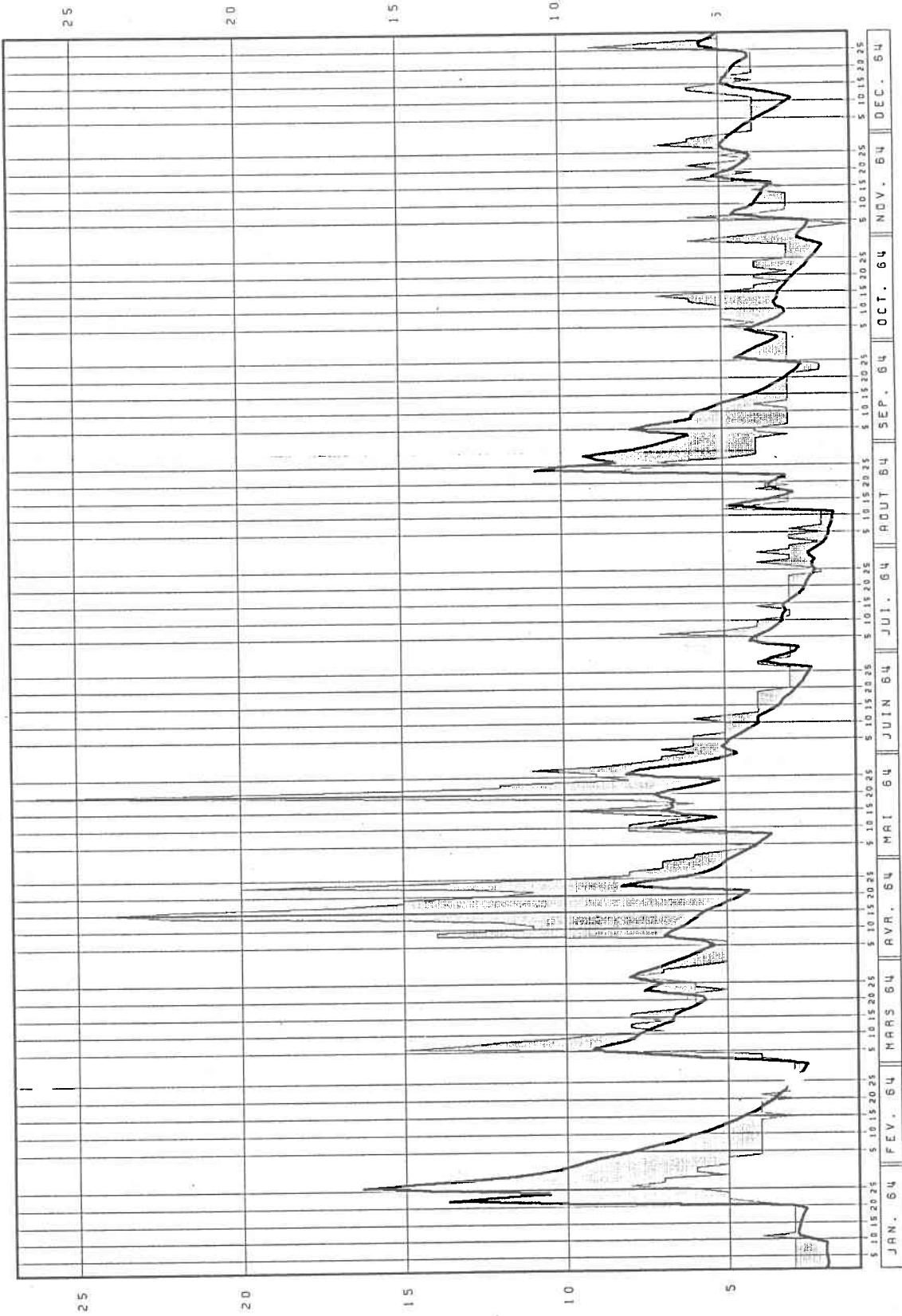
## SALMON



SIMULE  
REEL

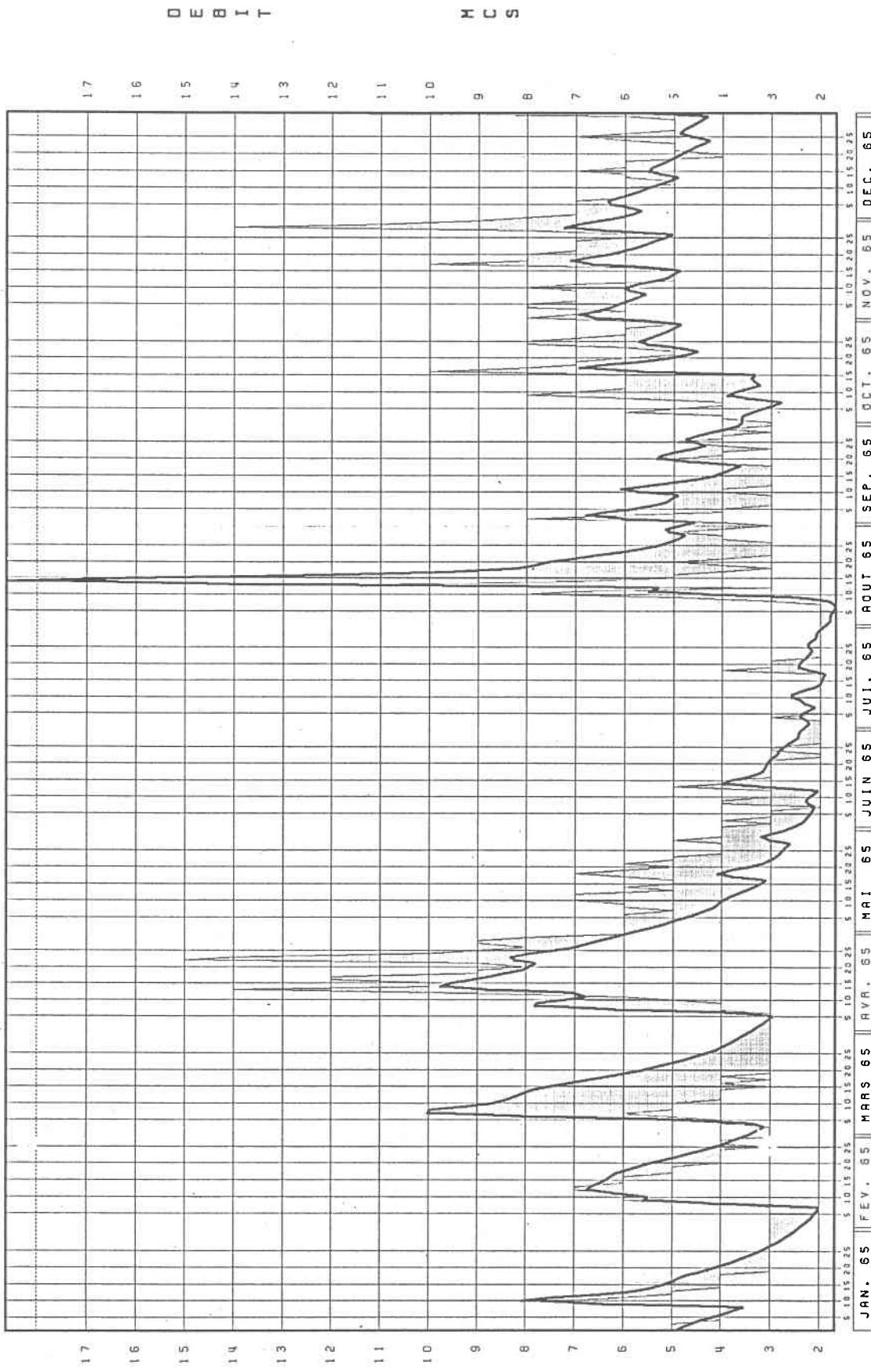
SALMON

D E B I T   H C S

SIMULE  
REEL

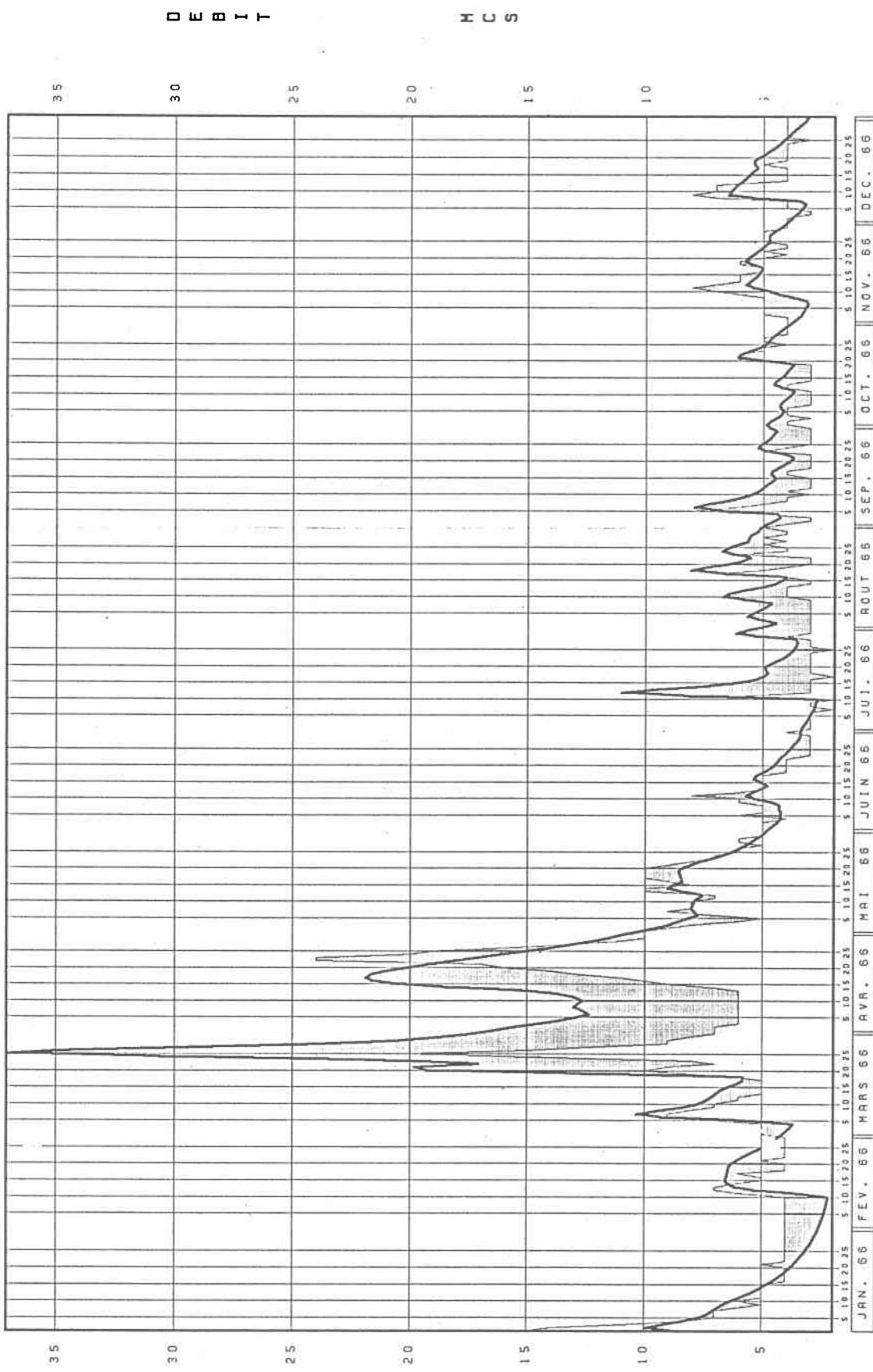
SALMON

260



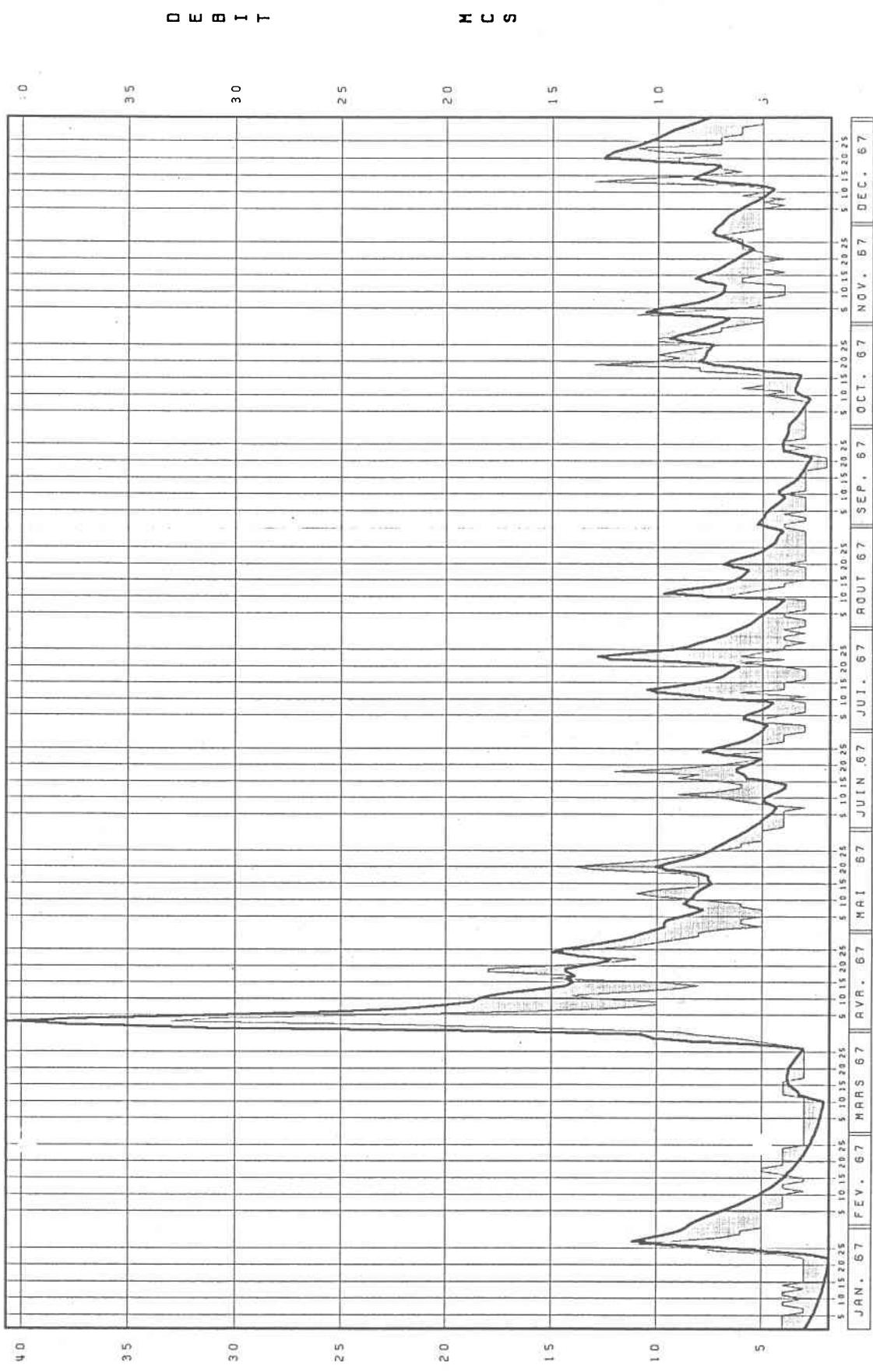
SIMULE  
REEL

## SALMON



SIMULE  
REEL

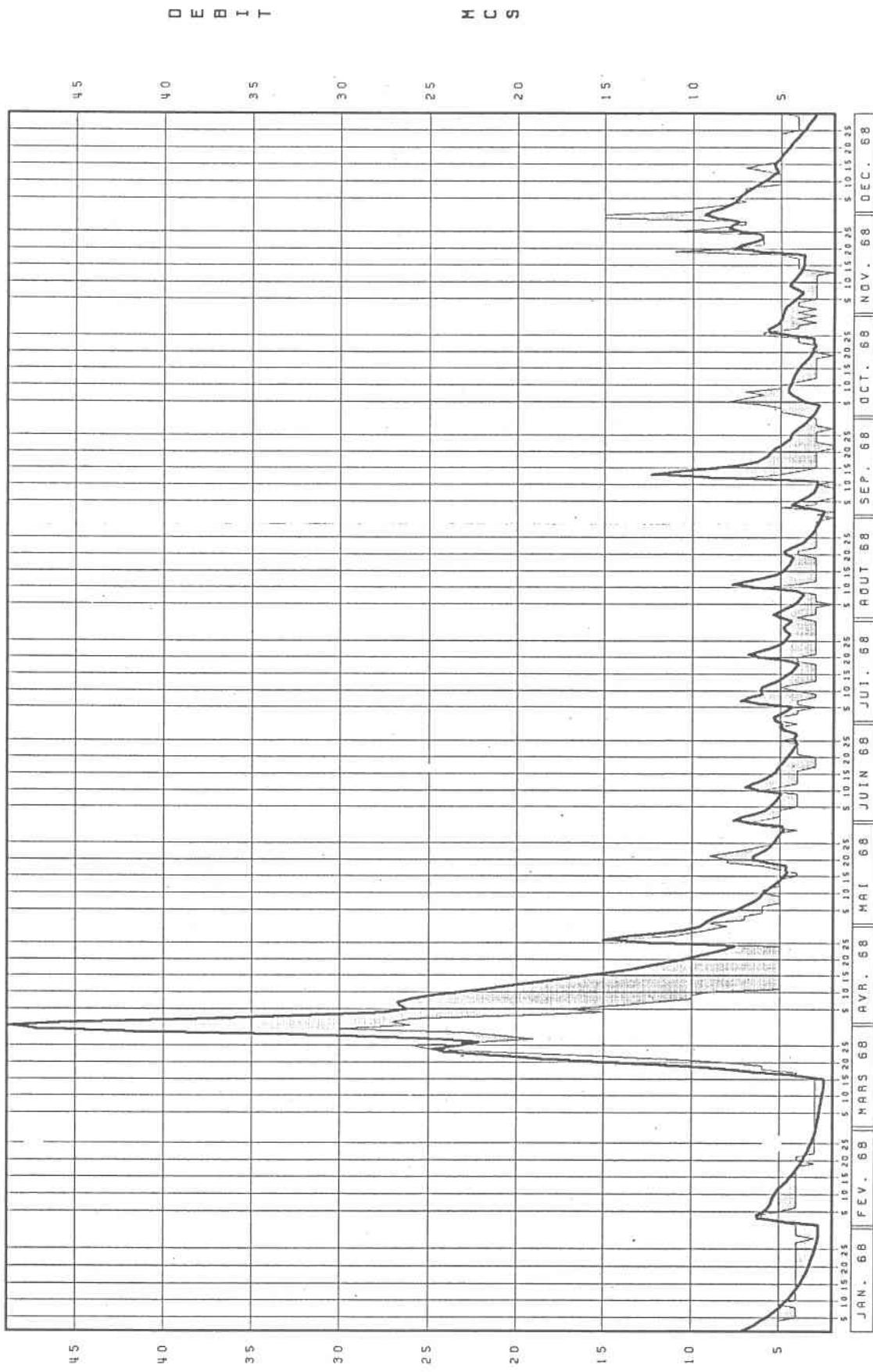
## SALMON



SIMULE  
REEL

SALMON

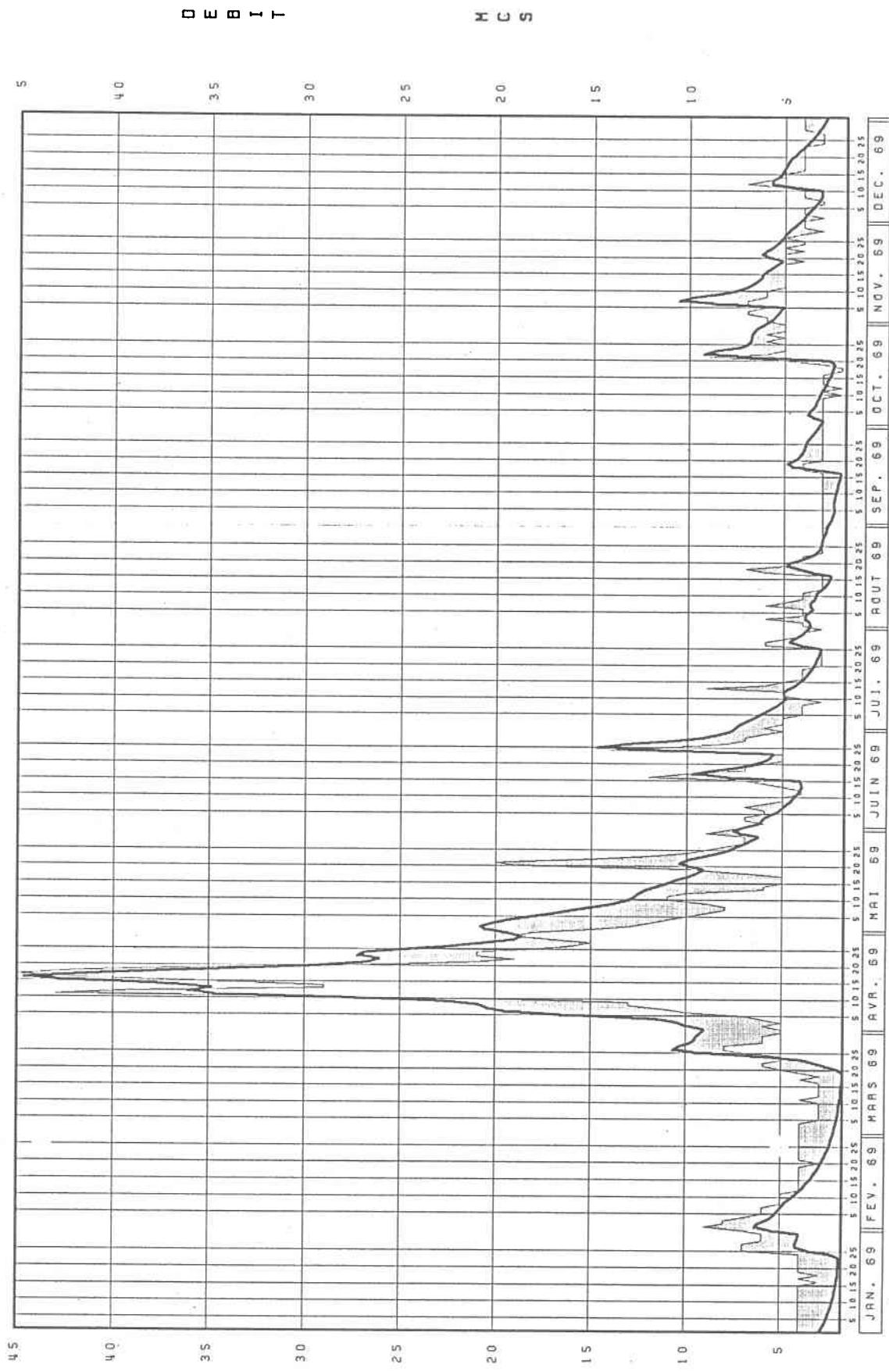
263



SMULE  
REEL

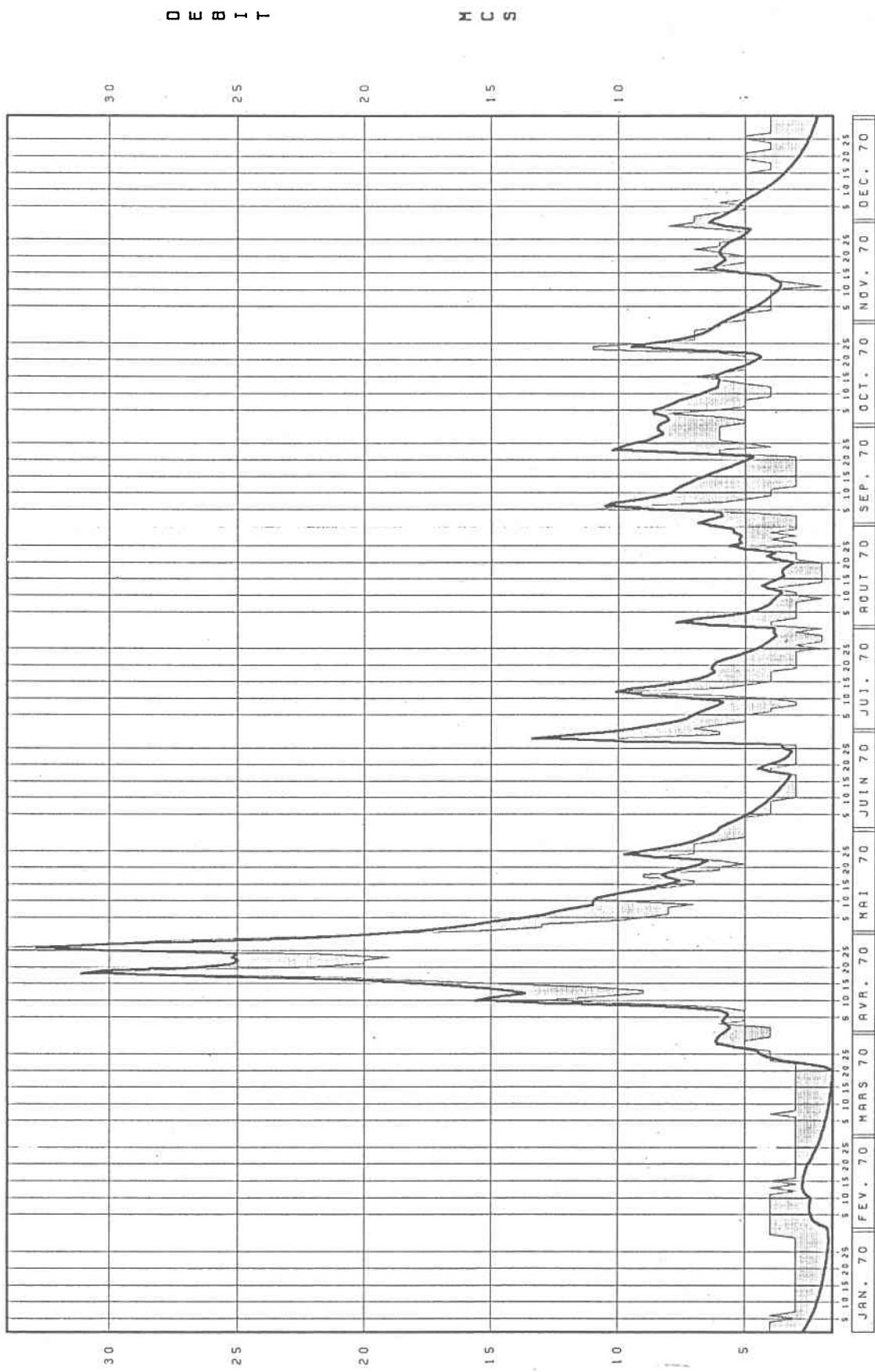
SALMON

264



SPINULE  
REEL

SALMON

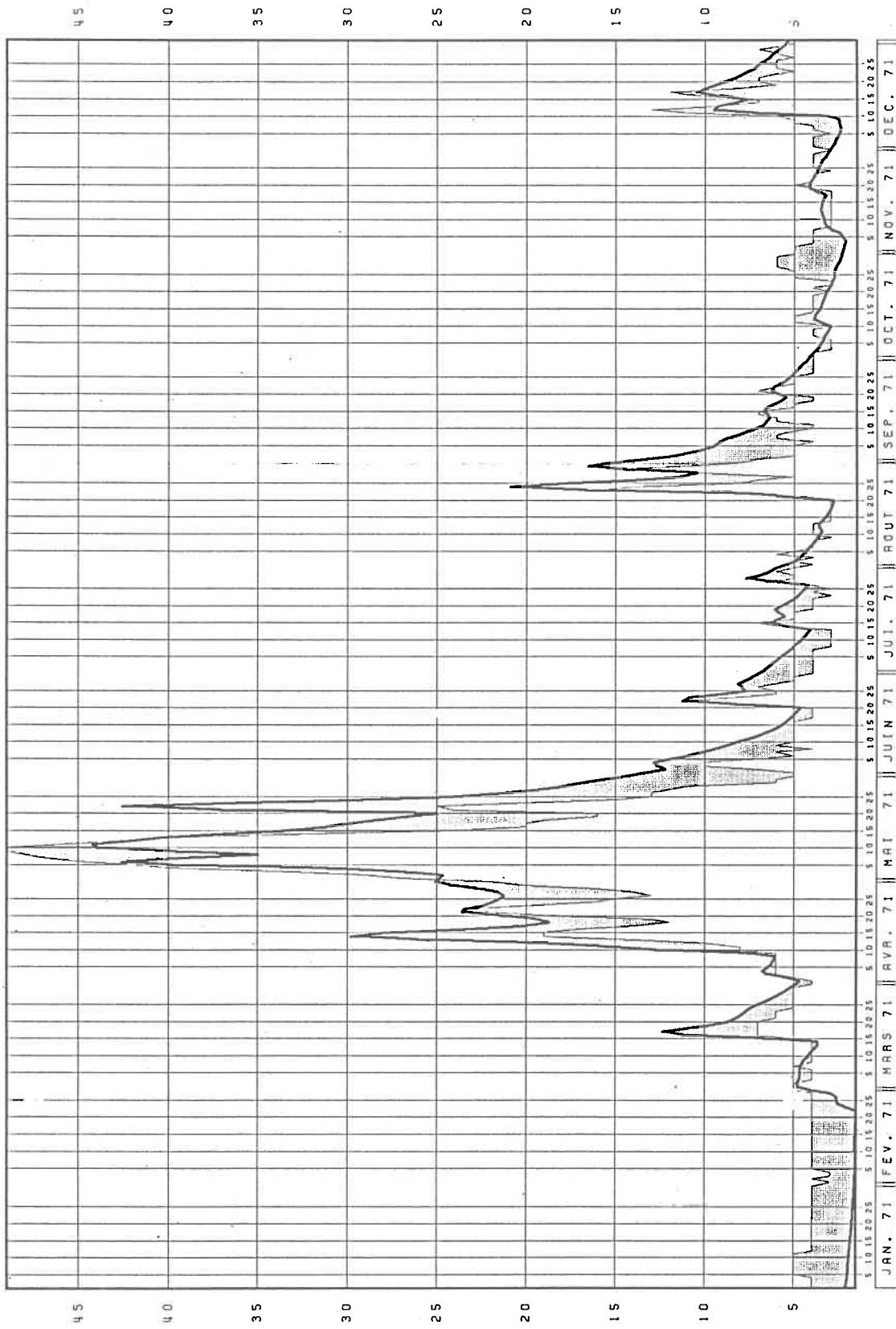
SIMULE  
REEL

SALMON

266

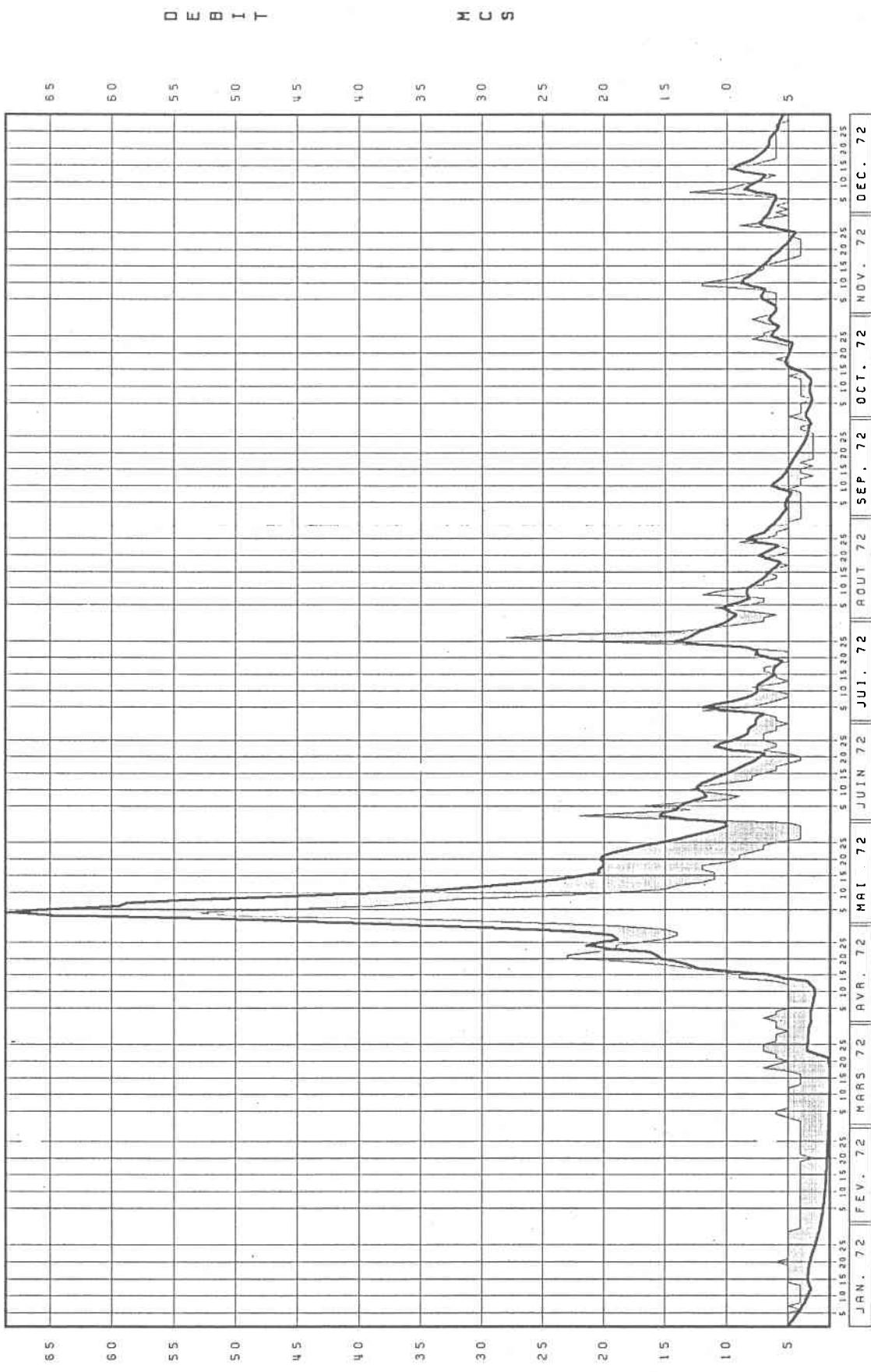
D E B I T

H C S



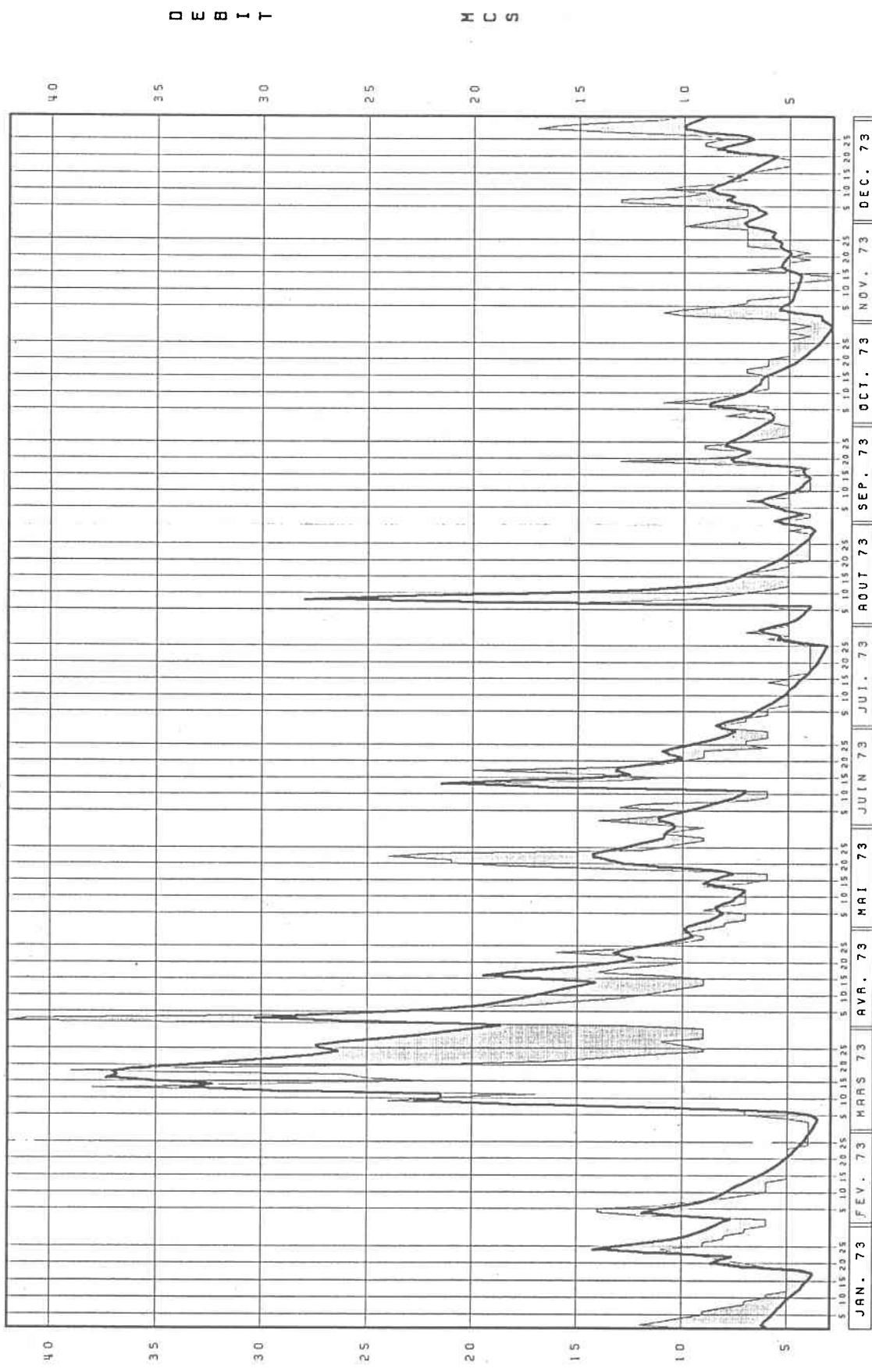
SIMULE  
REEL

## SALMON



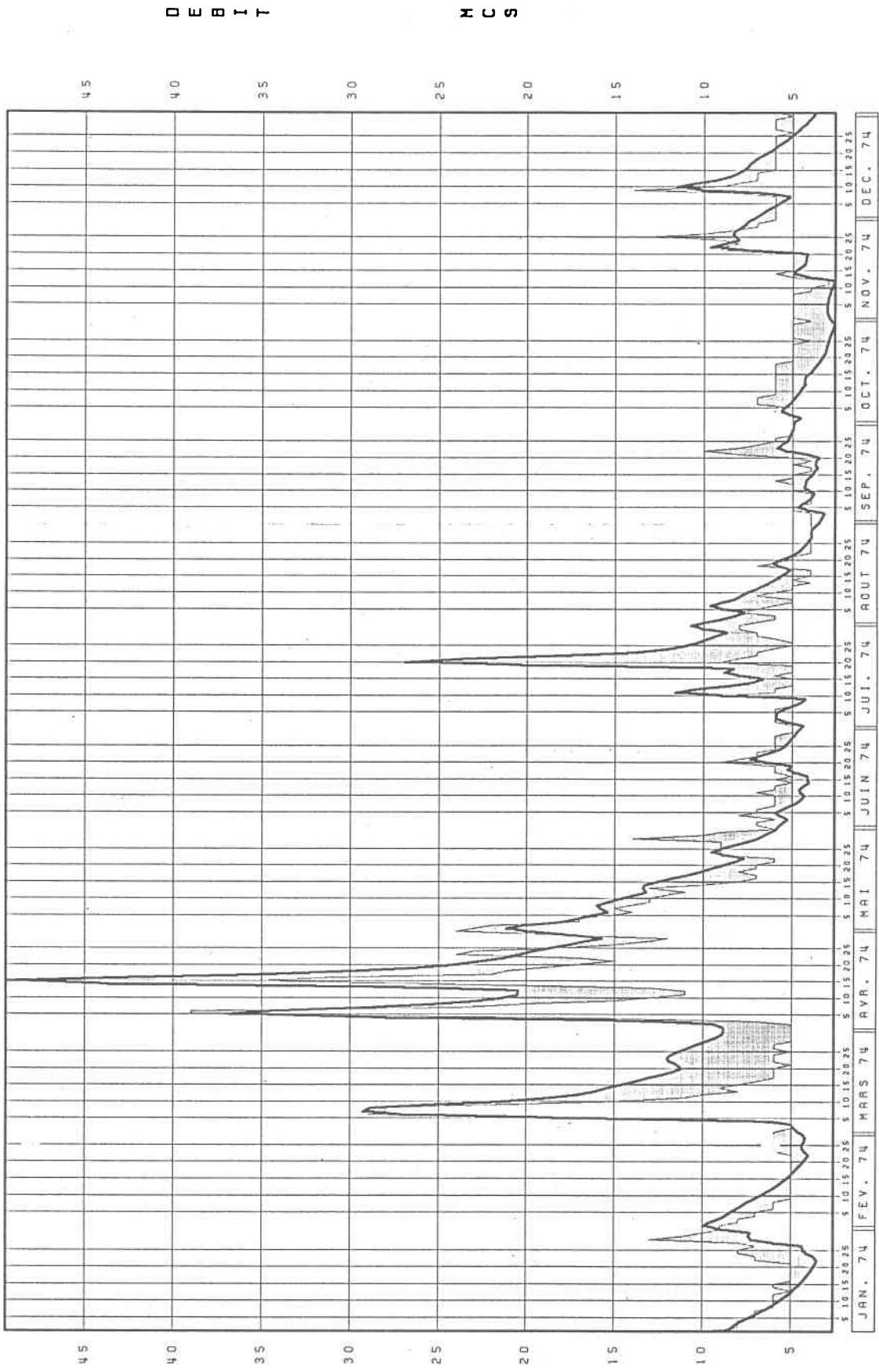
SIMULE  
REEL

## SALMON



SIMULE  
REEL

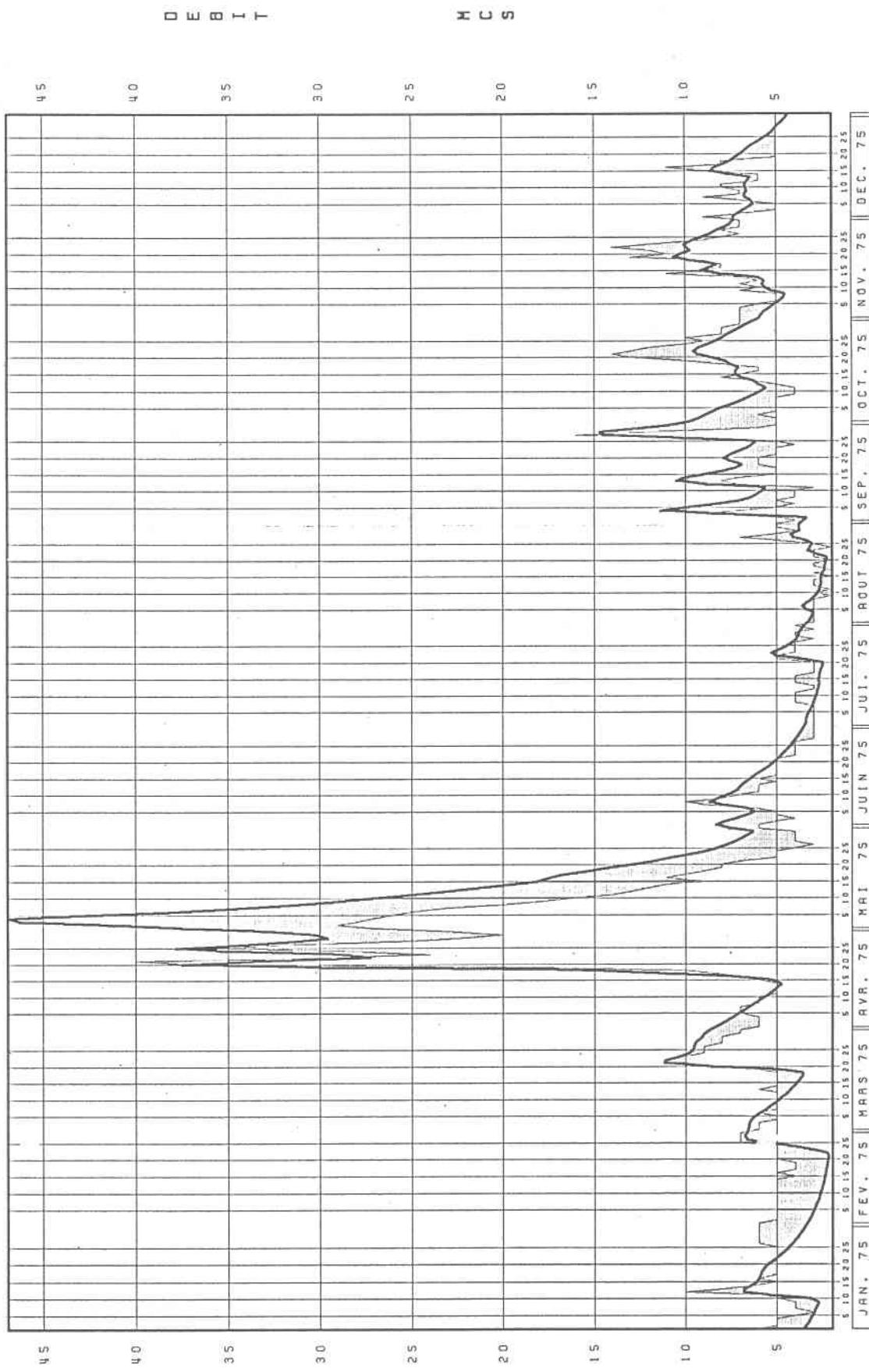
## SALMON



SIMULE  
REEL

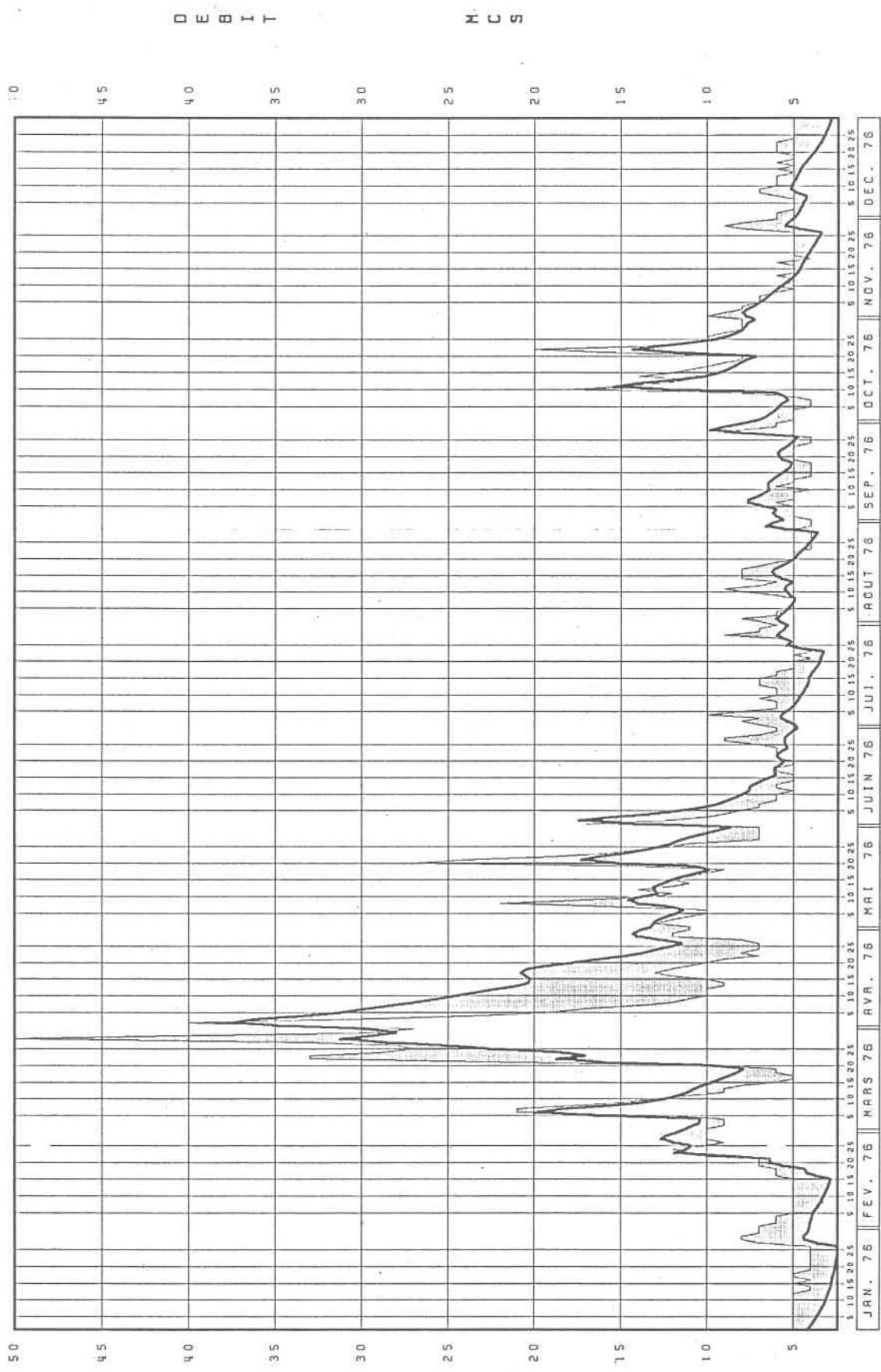
SALMON

270



SIMULE  
REEL

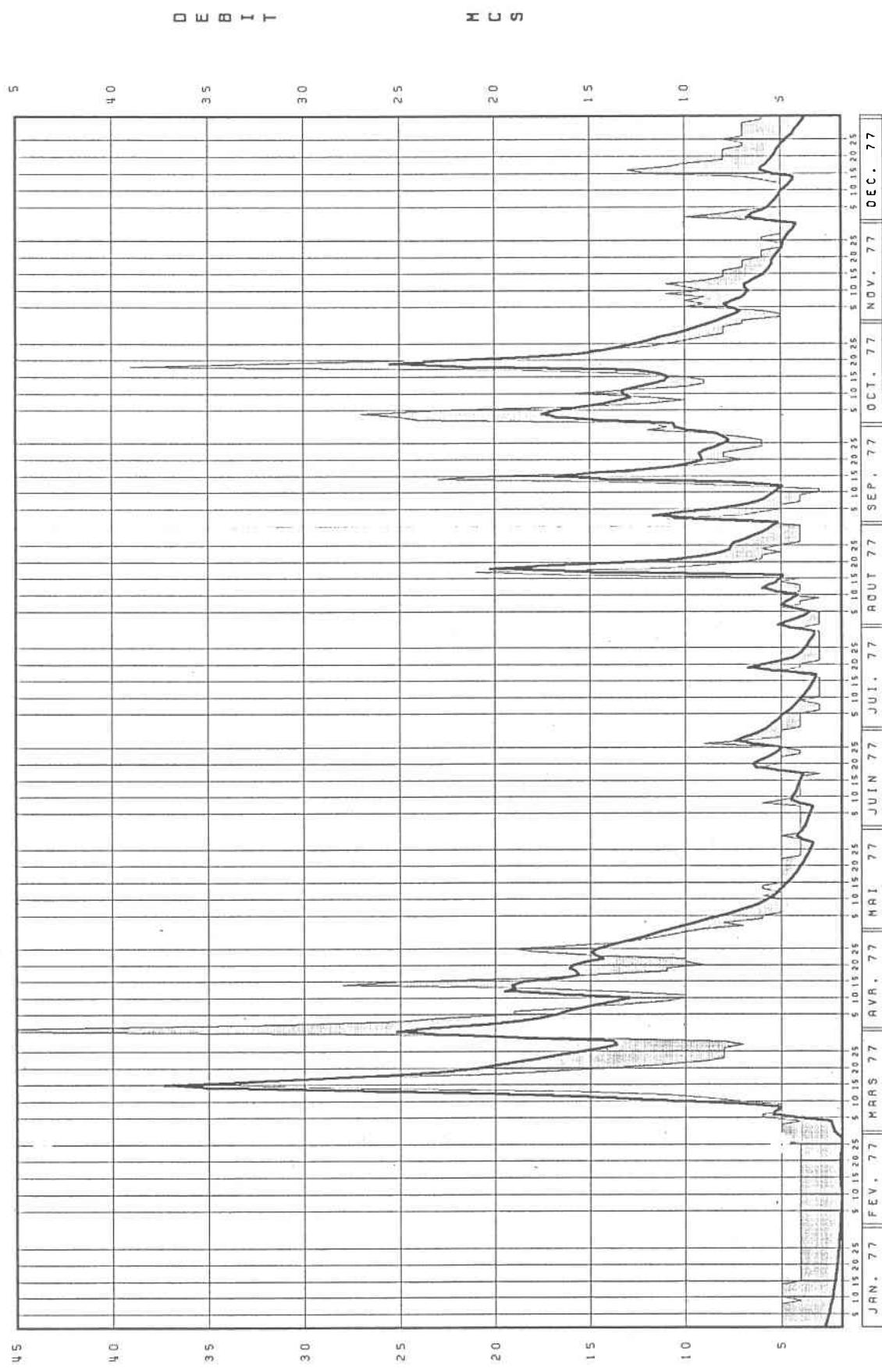
SALMON



SIHULE  
REEL

SALMON

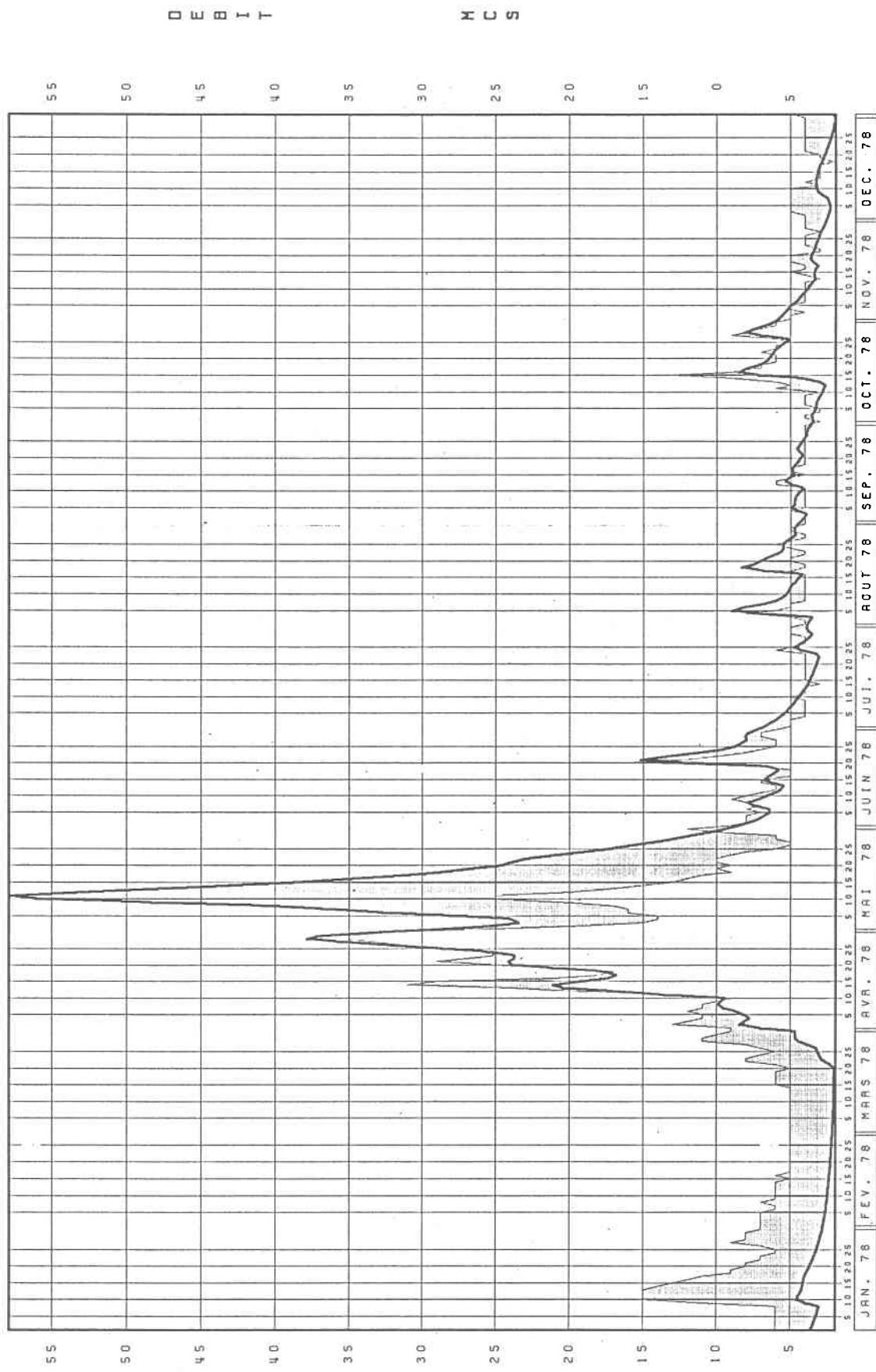
272



SIHULE  
REEL

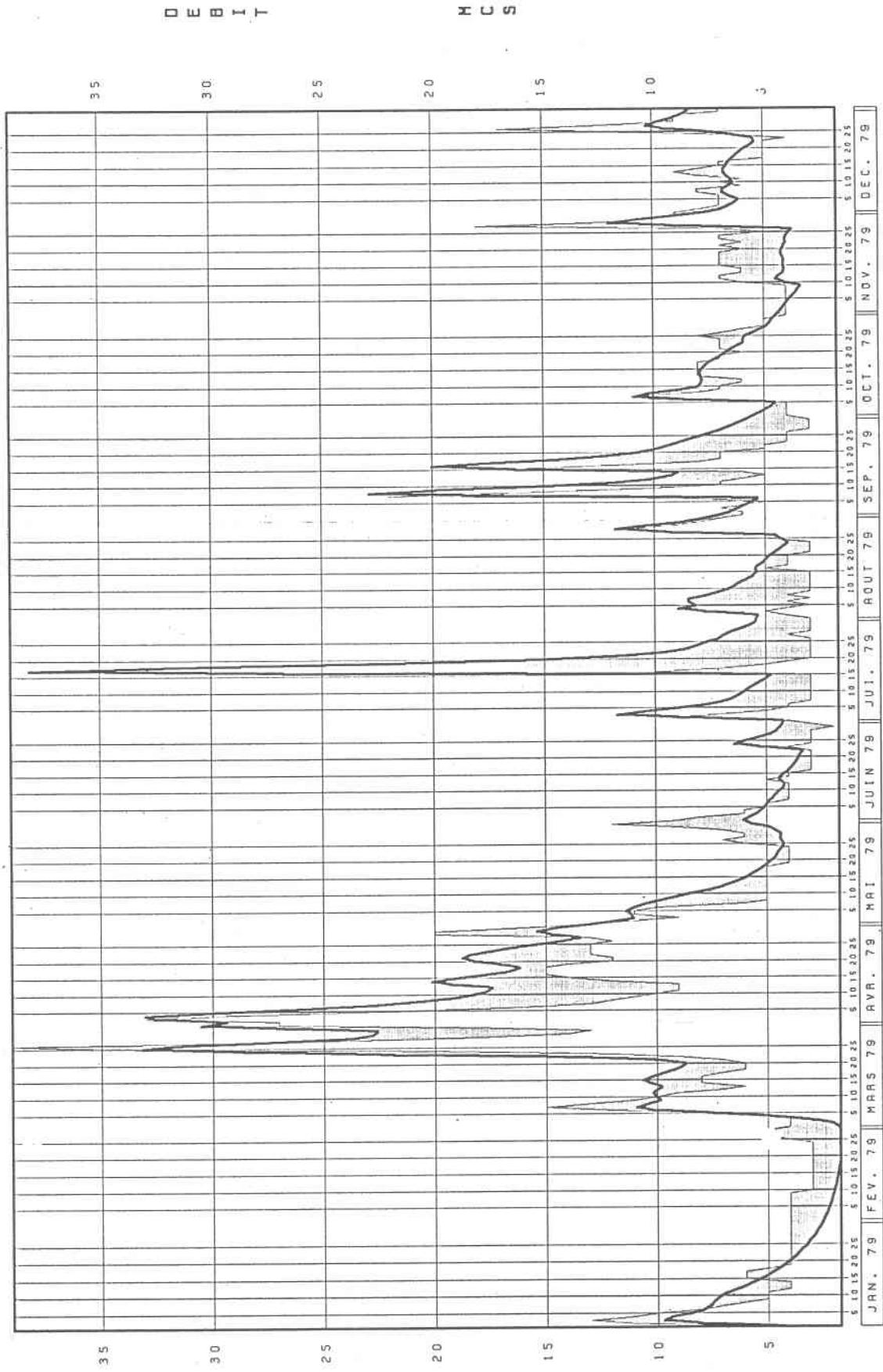
SALMON

273



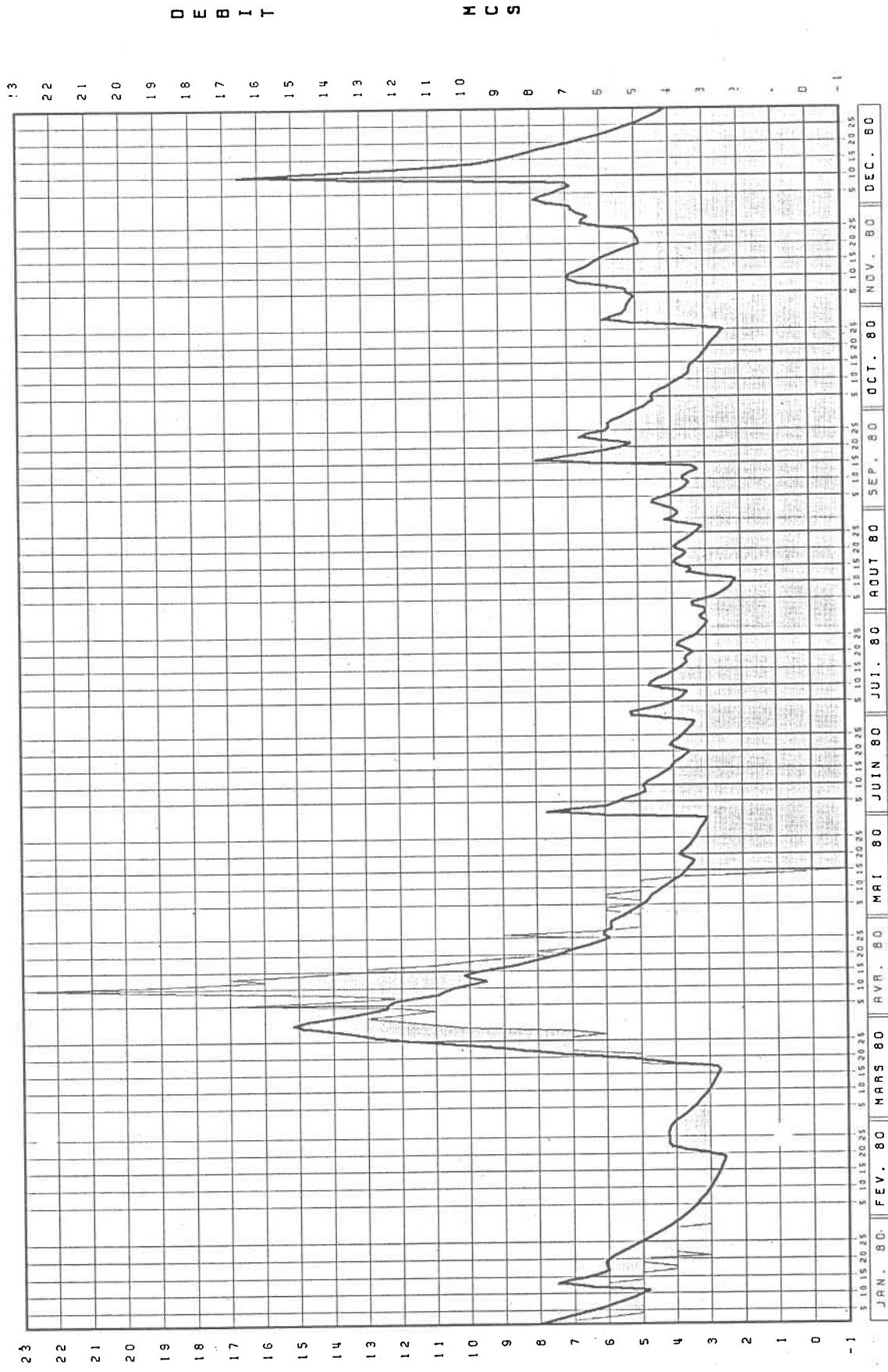
SIMULE  
REEL

## SALMON



SIMULE  
REEL

## SALMON



SINULE  
REEL