

HETEROGENEITE DE LA PERMEABILITE ET DE L'ALIMENTATION
DANS LE KARST :
EFFET SUR LA VARIATION DU CHIMISME
DES SOURCES KARSTIQUES.

par L. KIRALY *
et I. MULLER ** *

FONDS NATIONAL SUISSE
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

PROGRAMME NATIONAL DE RECHERCHE
CYCLE DE L'EAU

Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques
des aquifères karstiques
par leurs réponses naturelles et provoquées

(Requête N° 4 018 0 76 02)

Publication N°**1**.....

HETEROGENEITE DE LA PERMEABILITE ET DE L'ALIMENTATION
DANS LE KARST :EFFET SUR LA VARIATION DU CHIMISME
DES SOURCES KARSTIQUES.

par L. KIRALY *
et I. MULLER ** *

Résumé :

On montre, dans le cadre théorique défini par les équations de transport de l'eau et des substances dissoutes, que l'hétérogénéité organisée du milieu influence aussi bien l'hydrogramme que la minéralisation des sources karstiques. Les résultats préliminaires de notre campagne d'observation indiquent une bonne correspondance entre les conséquences théoriques de certaines hypothèses sur l'organisation du milieu karstique, d'une part, et les variations réelles du débit et du chimisme des sources, d'autre part. L'analyse conjointe de l'hydrogramme et du chimisme des sources est un outil efficace pour contrôler les hypothèses sur l'hétérogénéité des alimentations et de la structure des aquifères karstiques.

*) Centre d'Hydrogéologie, rue Emile-Argand 11,
2000 Neuchâtel 7

***) Institut de Géologie, Bd. de Pérolles,
CH-1700 Fribourg

1. INTRODUCTION

La plupart des problèmes importants, théoriques ou pratiques, de l'hydrogéologie du karst sont liés à l'hétérogénéité organisée du milieu karstique. La détermination, même approximative, de cette structure hétérogène ainsi que la mise en évidence de ses effets sur le transfert de l'eau dans les aquifères karstiques exigent la mise en oeuvre de toutes les méthodes, directes ou indirectes, que les hydrogéologues ont à leur disposition, y compris les méthodes chimiques et isotopiques.

Pour compléter les recherches que nous poursuivons depuis plusieurs années sur la structure du milieu karstique, le Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel avait entrepris, récemment, l'étude simultanée et détaillée des réponses chimiques, isotopiques et hydrodynamiques de plusieurs sources et aquifères karstiques du Jura neuchâtelois. Cette étude, en cours de réalisation, se fait dans le cadre des Projets Nationaux sur le cycle de l'eau, financés par le Fonds National suisse pour la recherche scientifique, et avec la collaboration du Laboratoire de Minéralogie et de Géochimie de Neuchâtel (analyse chimique des échantillons d'eau), de l'Institut de Physique de l'Université de Berne (analyses de Tritium et O^{18}) et du Laboratoire d'hydrologie et de géochimie isotopique de l'Université de Paris Sud (analyses de C^{14} et de C^{13}).

Le dispositif d'observation des sources karstiques a été réalisé grâce aux expériences faites dans les Préalpes fribourgeoises (I. MULLER, 1978).

Chaque station d'observation comprend un enregistreur à trois pistes (Eurotherme Chessel 301, avancement du papier = 1 cm/heure) qui permet de relever, en continu, les variations de la température (sonde Pt 100 Ω),

de la conductibilité électrique de l'eau (conductomètre WTW) et de l'activité de l'ion sodium (ionanalyser Orion). Parallèlement à ces chaînes d'enregistreurs, des échantillonneurs automatiques sont également en fonction (Automatic Liquid Samplers, Mark 4B), prélevant un échantillon de 500 à 600 ml d'eau toutes les quatre heures. L'analyse chimique de ces échantillons se fait en laboratoire: les duretés et le calcium sont dosés par acidimétrie et complexométrie, la concentration des cations (Mg, Sr, Na, K) est déterminée par spectrophotométrie d'absorption atomique.

La collecte des données chimiques, isotopiques et hydrologiques (hydrogramme des sources, niveau d'eau dans les forages, enregistrement continu des précipitations) s'étend sur une période de 3 ans environ, avec des prélèvements spéciaux pour la détermination du C^{14} et du C^{13} .

Il va sans dire que l'analyse complète de toutes les données disponibles prendra beaucoup de temps et nous n'avons pas la prétention de fournir des résultats définitifs dans cette première note déjà.

Par contre, il nous paraît indispensable de rappeler dès maintenant, et cela aussi bien sur le plan théorique qu'à l'aide des résultats préliminaires de notre campagne d'observation, que les variations de la minéralisation des sources karstiques sont liées, entre autres, à l'évolution hydrodynamique de la nappe, donc à la structure du milieu poreux et aux variations du débit des sources. Montrer cela nous paraît d'autant plus important que certaines études hydrogéochimiques laissent supposer le contraire et contiennent des

"conclusions hydrogéologiques" erronées.

Remarquons tout de suite que, dans la plupart des cas, l'interprétation "hydrogéologique" erronée du chimisme n'est pas due à des fautes de raisonnement sur le plan de la chimie, mais plutôt à un plan d'échantillonnage inadéquat des eaux et à une conception incorrecte (mais souvent non explicitée, donc difficilement détectable!) sur l'alimentation des nappes et sur le champ des écoulements souterrains.

Pour éviter les discussions inutiles par la suite, nous consacrons cette première note à la définition d'un cadre théorique général qui permettra d'analyser d'une façon cohérente les relations entre structure du milieu poreux, évolution hydrodynamique des nappes et variation du chimisme des sources karstiques. Les premiers résultats de notre campagne d'observation permettront de contrôler, dans une certaine mesure, la cohérence du schéma proposé.

2. RAPPELS THEORIQUES

Le transport d'une substance chimique donnée, dissoute dans l'eau souterraine en mouvement peut être décrit, moyennant quelques hypothèses simplificatrices, par l'équation générale suivante (AXELRUD, 1974)

$$m_v \frac{\delta C}{\delta t} + \text{div}(-D \cdot m_s \cdot \text{grad } C + \vec{v} \cdot C) + Q_c = 0 \quad 1$$

où

C = concentration de la substance dissoute [g/m^3]

m_v = porosité (volumique) du milieu [1]

D = coefficient de diffusion moléculaire [m^2/s]

m_s = surface des pores par m^2 de section perpendiculaire au flux conductif [1]

$\vec{v} = -K \cdot \text{grad } \phi$ = vecteur vitesse de filtration de l'eau souterraine défini par la loi de Darcy en [$\text{m}^3 / \text{s} \cdot \text{m}^2$]

K = perméabilité du milieu [m/s]

ϕ = potentiel hydraulique [m]

Q_c = densité de source de la substance dissoute en [$\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{s}$]

Le flux total de la substance dissoute est la somme du flux conductif ou "diffusif" défini par la loi de Fick ($-D \cdot m_s \cdot \text{grad } C$, diffusion isotherme) et du flux convectif $C \cdot \vec{v} = C \cdot (-K \text{ grad } \phi)$ où \vec{v} est défini par la loi de Darcy (écoulement laminaire). La divergence de ce flux convectif s'écrit

$$\text{div } C \cdot \vec{v} = \vec{v} \cdot \text{grad } C + C \cdot \text{div } \vec{v}$$

où le terme $C \cdot \text{div } \vec{v}$ désigne, au fond, une source

possible de la substance dissoute (par exemple : infiltration d'eau de débit \vec{v} et de concentration C) et devrait être rattaché plutôt au terme Q_C de l'équation 1. En substituant la divergence du flux convectif dans l'équation 1 on obtient :

$$m_v \frac{\delta C}{\delta t} + \text{div} (-D \cdot m_s \cdot \vec{\text{grad}} C) + \vec{v} \cdot \vec{\text{grad}} C + C \cdot \text{div} \vec{v} + Q_C = 0 \quad 2$$

et cette équation montre déjà très clairement l'influence du milieu poreux (m_v , m_s , K) et l'influence des écoulements (\vec{v} , ϕ) sur la distribution des concentrations dans l'aquifère.

Examinons maintenant le terme "interdisciplinaire" de l'équation 2, la densité de source Q_C . Interdisciplinaire, en effet, car ce terme Q_C tient compte de tous les mécanismes (exceptés les transports convectifs et conductifs) susceptibles d'augmenter ou de diminuer la concentration C en un point quelconque de l'aquifère, c'est-à-dire de tous les mécanismes qui peuvent fonctionner comme "sources" ou "pertes" de la substance dissoute. Il s'agit, là, aussi bien des effets de l'activité humaine, (pollution) que des effets de l'activité biologique dans les nappes, aussi bien de l'effet des infiltrations naturelles que de l'effet des réactions chimiques entre l'eau et le milieu poreux ou entre plusieurs substances dissoutes. Il va sans dire que la détermination de la distribution spatiale et des variations temporelles de la densité de sources est un problème important et dans beaucoup de cas elle exige la collaboration entre physiciens, chimistes, pédologues, biologistes, géologues, géochimistes et hydrogéologues. Nous devons toutefois souligner que, malgré son importance et sa complexité, la densité de source Q_C n'est qu'un terme de l'équation 2, parmi d'autres.

Dans les aquifères karstiques c'est l'interaction eau-roche (dissolution des carbonates) qui est la principale "source" des substances dissoutes et c'est l'intensité de cette "source" qui nous intéresse ici, (voir aussi ROQUES, 1969).

Soit un volume de roche V_r , de porosité volumique m , contenant un volume d'eau $V_e = m \cdot V_r$ qui est en contact avec la roche encaissante sur une surface S_p ("surface des pores"). Au contact eau - roche la solution est saturée (de concentration C_s) et sur une très courte distance d (épaisseur de la "couche limite") la concentration change brusquement pour arriver à la concentration C de l'eau dans les pores. Le flux de matière dissoute par m^2 de surface de contact eau-roche est :

$$i = D \frac{(C_s - C)}{d} = D_a \cdot (C_s - C) \quad [g/s \cdot m^2]$$

où D est le coefficient de diffusion à travers la couche limite. Pratiquement on ne connaît pas l'épaisseur d et l'on utilise un coefficient de diffusion apparent $D_a = D/d$, déterminé empiriquement.

L'intensité de source, c'est-à-dire le flux de la matière dissoute par unité de volume de roche, est donnée par :

$$Q_c = \alpha \cdot D_a \cdot (C_s - C) \quad [g/s \cdot m^3] \quad 3$$

où $\alpha = S_p / V_r$ est la surface de contact eau-roche par unité de volume du milieu poreux. Soulignons que dans une nappe en mouvement le coefficient D_a n'est, généralement, pas constant, mais il est influencé par le type d'écoulement et la vitesse d'écoulement de l'eau (ROQUES, 1969; AXELRUD, 1974), ainsi que par d'éventuels produits de dissolution adhérent, plus ou moins fortement, à la surface rocheuse.

L'influence des réactions chimiques et des paramètres physico-chimiques s'exerce principalement à travers la valeur de C_s , la concentration de saturation vis-à-vis de la substance dissoute et transportée par l'eau. Il faut convenir que c'est un terme extrêmement complexe, car souvent il est conditionné par toute une chaîne de réactions chimiques secondaires, comme c'est le cas pour le calcium et pour les carbonates dans les eaux karstiques (MISEREZ, 1973; ROQUES, 1969; CARO, 1965). S'il est vrai que dans ce domaine le concours des chimistes et des géochimistes est absolument indispensable, il est tout aussi vrai que les résultats de leurs études (quelle que soit la complexité de ces études) doivent être présentés sous forme utilisable pour la détermination de l'intensité de source Q_c , c'est-à-dire sous forme de renseignements sur la concentration de saturation C_s (répartition dans l'espace ou dans le temps) et sur le coefficient de diffusion apparent D_a .

Le coefficient D_a peut être déterminé par des essais de dissolution contrôlés, avec ou sans écoulement de l'eau. Si les vitesses sont nulles, le flux de matière dissoute par unité de volume d'eau donne directement le changement de concentration par :

$$\frac{dC}{dt} = \alpha' \cdot D_a \cdot (C_s - C) \quad [g/s \cdot m^3]$$

où $\alpha' = \alpha/m = S_p / V_e$. Cette équation est facilement intégrable pour donner l'évolution de la concentration en fonction du temps :

$$C(t) = C_s - (C_s - C_0) \cdot \exp \{ -\alpha' \cdot D_a \cdot t \} \quad 4$$

où C_0 est la concentration au temps $t = 0$.
Connaissant deux points sur la courbe expérimentale $C(t)$, ainsi que la concentration de saturation C_s

et le coefficient α' on calcule la valeur de D_a . Pour le moment nous ne connaissons qu'une seule valeur expérimentale du coefficient D_a pour le calcium qui a été déterminée par ROQUES (1969) lors d'un essai de dissolution sur plaque calcaire: Avec un $\alpha' = 5$ [1/m] il atteint 90% de la concentration de saturation au bout de 200 à 250 heures, ce qui donne pour le coefficient D_a une valeur d'environ $5 \text{ à } 6 \cdot 10^{-7}$ [m /s].

Il faut mentionner, entre parenthèses, que si une substance se trouve dispersée et en très faible quantité dans la roche, sa "densité de source" sera calculée par une autre méthode que celle décrite ci-dessus.

Cette rapide présentation des différents termes de l'équation 2 montre clairement que la connaissance des vitesses d'écoulement et de la structure du milieu poreux est indispensable pour "expliquer" ou prévoir la distribution des concentrations d'une substance dissoute dans une nappe d'eau. Sur le plan purement théorique il existe donc la possibilité d'utiliser les mesures de concentration pour en tirer des renseignements indirects sur les écoulements souterrains ou sur la structure du milieu poreux. Toutefois, lors de cette utilisation indirecte des méthodes chimiques, on doit prendre certaines précautions que nous discuterons plus amplement dans le chapitre suivant.

3. RELATIONS ENTRE MODELES CHIMIQUES ET MODELES D'ECOULEMENT

L'équation de transport 2 nous permet de définir un cadre théorique à l'intérieur duquel nous pouvons analyser, d'une façon cohérente, les relations entre propriétés du milieu poreux, systèmes d'écoulement et variations du chimisme de l'eau.

Notre but n'est, en effet, pas de "faire de la chimie", mais d'examiner dans quelles conditions nous pouvons utiliser les observations sur le chimisme des eaux souterraines pour contrôler les hypothèses sur le milieu karstifié et sur les systèmes d'écoulement karstiques.

Pour ce faire, imaginons que l'on puisse simuler l'évolution du champ des concentrations C d'un aquifère par un modèle basé sur l'équation 2. Pour faire fonctionner ce modèle, on doit fournir des hypothèses explicites sur la géométrie de l'aquifère, sur le champ D des coefficients de diffusion, sur le champ \vec{v} des vitesses d'écoulement et sur le champ Q_C des intensités de source (sous-entendu : sur les champs D_a , m , α et C_s , nécessaires pour déterminer le champ Q_C suivant les indications du paragraphe 2). La comparaison des concentrations simulées avec les concentrations effectivement observées permet de décider s'il faut corriger les hypothèses de départ. Si oui, on corrige les hypothèses (généralement les champs \vec{v} et Q_C) et, par approximations successives, on obtient une certaine cohérence à l'intérieur du modèle chimique : les hypothèses "expliquent" les observations (voir partie droite de la figure 1). La plupart des études hydrochimiques suivent cette démarche, même si la simulation quantitative est remplacée par la "déduction" qualitative du comportement du système.

Si le résultat principal de telles études est l'explication du chimisme observé, les "retombées" concernent directement l'hydrogéologie : puisque les explications sont "justes" à l'intérieur du modèle chimique, on serait tenté d'admettre que les hypothèses faites sur les infiltrations (terme $C \cdot \text{div } \vec{v}$ dans l'équation 2), sur le milieu poreux et sur les écoulements souterrains le sont aussi. Tel n'est, toutefois, pas forcément le cas. Il n'est, en effet,

pas sûr que les hypothèses retenues soient vraiment les seules qui "expliquent" les observations car différentes combinaisons entre vitesses d'écoulement et intensité de source peuvent avoir des effets semblables. Ensuite, et c'est le plus important pour nous, l'hypothèse retenue sur les vitesses d'écoulement doit être compatible avec les observations hydrogéologiques et avec le comportement de la nappe, c'est-à-dire on doit pouvoir simuler ce champ de vitesses d'écoulement par un modèle hydrodynamique basé sur les équations de transport de l'eau souterraine (pour ces équations voir, par exemple, BEAR-ZASLAVSKI-IRMAY, 1968).

Exiger la cohérence entre modèle d'écoulement et modèle chimique nous paraît absolument indispensable car il s'agit d'un même aquifère et le comportement hydrodynamique de la nappe ne doit pas être en contradiction avec son comportement chimique. Autrement dit, les renseignements indirects que le modèle chimique nous donne sur le milieu et sur les écoulements doivent être encore "validés" par les modèles hydrodynamiques selon l'organigramme de la figure 1.

Sur cette même figure il apparaît clairement que les écoulements ne sont pas "déduits" à partir du modèle chimique (ils y entrent comme "hypothèses"), mais à partir du modèle hydrodynamique seulement (ils sont le "résultat" de la simulation). Par contre, les modèles chimiques permettent de contrôler, dans une certaine mesure, les résultats obtenus à l'aide des modèles d'écoulement, donc permettent d'apporter des modifications raisonnables aux hypothèses de départ (voir figure 1) et c'est là que réside leur intérêt pour l'hydrogéologue.

Si nous insistons un peu lourdement sur les relations entre modèles chimiques et modèles hydrauliques c'est pour la simple raison que, dans certaines

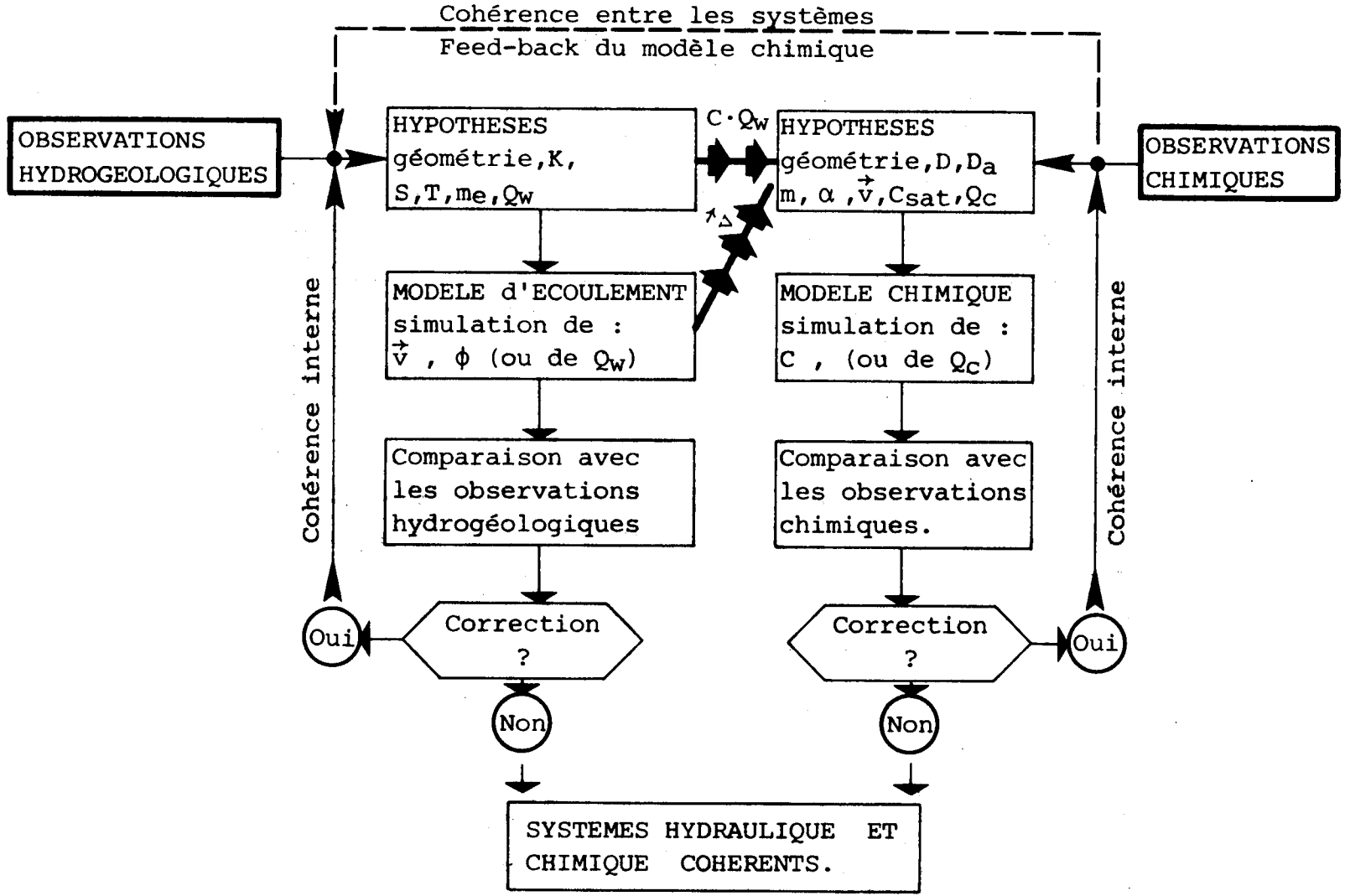


Figure 1 : Relations entre modèle d'écoulement et modèle chimique.

études, les "conclusions" obtenues uniquement à partir des observations chimiques sont en contradiction flagrante avec les conséquences du comportement hydrodynamique observé de la nappe. Par conséquent, si les conclusions d'une étude nous obligent à admettre, pour expliquer le chimisme des eaux dans le karst, des vitesses d'écoulement qui n'expliquent pas les décrues observées aux sources karstiques, nous nous permettons de refuser ces conclusions quel que soit, par ailleurs, le sérieux de la partie chimique de l'étude. Il va sans dire que la réciproque est également vraie et les conclusions d'une étude hydrodynamique ne doivent pas être incompatibles avec les observations chimiques.

Soulignons, pour terminer, l'idée fondamentale qui se dégage du schéma de la figure 1 : on ne pourrait examiner la cohérence entre observations hydrogéologiques et observations chimiques qu'à l'intérieur d'un cadre théorique défini par les équations de transport de l'eau et de la substance dissoute.

Le même schéma indique, d'ailleurs, la marche à suivre pour contrôler les hypothèses hydrogéologiques à l'aide des observations chimiques :

- hypothèses sur le milieu poreux, sur les infiltrations et sur les conditions aux limites
- utilisation des modèles pour contrôler les hypothèses et pour déduire le champ des vitesses d'écoulement
- choisir un "traceur", estimer sa densité de source dans l'aquifère
- combiner l'image hydrodynamique avec la densité de source du "traceur", prévoir la distribution théorique des concentrations

comparaison des prévisions avec les concentrations réellement observées; analyse des

différences et "feed back".

Il va sans dire que dans la "pratique" cette séquence d'opérations est exécutée le plus souvent sans modèles numériques : on "raisonne" au niveau qualitatif seulement. Les résultats peuvent être intéressants même à ce niveau-là, à condition que l'on donne explicitement toutes les hypothèses sur le milieu poreux, sur les écoulements et sur la densité de source de la substance dissoute.

Dans les chapitres suivants, nous allons illustrer cette démarche par un exemple concret. Il s'agira de contrôler les effets (hypothétiques) de l'alimentation hétérogène de la zone saturée en utilisant les résultats préliminaires de notre campagne d'observation sur le chimisme de deux sources karstiques du Jura neuchâtelois (sources de l'Areuse et de l'Ubena).

4. L'HETEROGENEITE DU MILIEU KARSTIQUE ET SES CONSEQUENCES

L'étude de l'hydrogramme des sources karstiques, en particulier la décomposition des courbes de décrue en plusieurs exponentielles, laisse supposer que les réactions typiquement "karstiques" de ces exutoires sont dues à l'alimentation hétérogène de la zone saturée et à l'hétérogénéité organisée des perméabilités dans l'aquifère (BURGER, 1956; SCHÖLLER, 1967; FORKASIEWICZ et PALOC, 1967; DROGUE, 1967 et 1973; TRIPET, 1972; MANGIN, 1970; KIRALY et MOREL 1976 a).

Le champ de perméabilité hétérogène peut être schématisé (SCHÖLLER, 1967; DROGUE, 1971; TRIPET, 1972; MANGIN, 1975; KIRALY, 1969, 1973, 1975 et 1978) par un réseau de drainage connexe, très perméable et de faible volume (le réseau karstique ou réseau

"transmissif") qui draine des "blocs" peu perméables, mais de volumes relativement importants ("blocs capacitifs" à réseau de fissures plus ou moins karstifiées; ces "blocs" pouvant contenir, selon MANGIN, des cavités karstiques isolées). On peut raisonnablement supposer que dans un tel milieu l'alimentation de la zone saturée sera hétérogène dans l'espace (SCHÖLLER, 1967; MIJATOVIC et BAKIC, 1967; MANGIN, 1975; KIRALY, 1975) : une partie plus ou moins importante de la recharge arrivera de façon "concentrée" à la zone saturée, directement dans le réseau karstique, soit à la suite d'un drainage déjà dans la zone non saturée, soit à cause de l'existence de pertes concentrées des eaux superficielles (emposieux, dolines, etc).

4.1. Quelques résultats obtenus avec les modèles d'écoulement:

Pour contrôler, indirectement, cette image hypothétique du karst et pour mettre en évidence les conséquences les plus importantes qu'une telle image implique, nous avons utilisé les modèles mathématiques à éléments finis où la simulation du réseau karstique et l'imposition des alimentations "concentrées" ne soulèvent pas de problèmes particuliers. La simulation d'une série d'exemples théoriques et de quelques aquifères réels (KIRALY et MOREL, 1976 a et b; KIRALY, 1978) a permis de confirmer la structure fondamentalement hétérogène, mais organisée du milieu karstique: sans l'existence d'un réseau de drainage connexe, très perméable et aboutissant à l'exutoire naturel, il serait impossible de simuler l'hydrogramme caractéristique des sources karstiques.

Les courbes de décrues simulées peuvent être décomposées en plusieurs exponentielles, tout comme les courbes de décrue réelles. Puisque le modèle est "transparent" pour l'expérimentateur, nous pouvons affirmer que si la première exponentielle correspond effectivement à la "vidange" rapide du réseau karstique et si la dernière exponentielle correspond

vraiment à la vidange lente des "blocs" peu perméables, les exponentielles intermédiaires représentent surtout des phénomènes d'échange transitoires, des réajustements, entre le réseau très perméable et les blocs à faible perméabilité (KIRALY et MOREL, 1976a).

Il faut souligner, d'autre part, que pour pouvoir simuler correctement la pointe des crues des sources réelles, comme par exemple la source de l'Areuse, on doit presque toujours admettre qu'une partie relativement importante des alimentations arrive de façon "concentrée" à la zone saturée, directement dans le réseau karstique.

Cela suppose l'existence d'un drainage rapide et efficace déjà dans la zone non saturée (que ce soit dans la couverture meuble ou dans le rocher) ou l'existence d'importantes pertes superficielles dans le bassin versant des sources. Quoi qu'il en soit, les conséquences de cette alimentation hétérogène de la zone saturée sont aussi importantes pour les problèmes pratiques (estimation des réserves renouvelables, choix des méthodes d'exploitation) que pour les problèmes théoriques (mécanismes du transfert de l'eau dans le karst, phénomènes d'échange entre réseau transmissif et blocs capacitifs, etc.).

Le problème des échanges entre réseau transmissif et blocs capacitifs est particulièrement intéressant. En phase de tarissement le réseau karstique draine les volumes peu perméables, donc l'écoulement est dirigé des blocs vers le réseau. En phase d'alimentation SCHÖLLER (1967) et TRIPET (1972) prévoient une montée plus rapide du niveau d'eau dans les zones perméables que dans les zones peu perméables et ils admettent une inversion générale des gradients entre le réseau et les blocs : c'est le réseau principal qui alimente les réseaux secondaires et les volumes peu perméables. La simulation des aquifères karstiques a permis d'apporter une précision supplémentaire

à cette idée : l'inversion des gradients ne se produit que si l'alimentation concentrée du réseau dépasse un certain seuil et, suivant la connexité ou la topologie du réseau, dans certaines parties du bassin seulement. A propos du "seuil" critique il faut remarquer qu'il s'agit plutôt d'un rapport critique entre l'alimentation concentrée du réseau et l'alimentation distribuée qui s'infiltre effectivement dans les blocs peu perméables. Il va sans dire que si la première augmente, la seconde diminue et à partir d'un certain rapport entre les deux alimentations les potentiels hydrauliques augmenteront plus rapidement dans le réseau que dans les blocs.

Bien que la durée de cette inversion des gradients soit faible (la "vidange" du réseau est rapide!), ses conséquences pourraient être importantes. En effet, pendant la durée de l'inversion, la nappe sera, en quelque sorte, rechargée "de l'intérieur" et sera "rajeunie" dans le voisinage du réseau karstique.

Le volume ainsi "rajeuni" pourrait être qualifié de "volume actif" car il sera rechargé à chaque crue importante et drainé à chaque décrue, donc l'eau souterraine y sera renouvelée plus souvent que dans les parties peu perméables éloignées du réseau karstique. Ces considérations montrent que les échanges entre réseau transmissif et blocs capacitifs sont loin d'être simples (voir aussi : BERTRAND & al., 1973; BONNET & al., 1978) et que l'importance de ces échanges est très fortement influencée par le degré d'organisation du réseau perméable et, surtout, par l'alimentation hétérogène de la zone saturée. Vu l'intérêt du problème une question se pose automatiquement : est-ce que le comportement chimique des sources karstiques est compatible avec les hypothèses sur l'hétérogénéité intrinsèque des aquifères karstiques et avec les résultats obtenus par les modèles

d'écoulement ? Pour pouvoir répondre à cette question, il faut en poser une autre, encore plus fondamentale : quels pourraient être les effets observables de l'hétérogénéité du milieu sur les variations de la minéralisation d'une source karstique ?

4.2. Effets sur la minéralisation des sources karstiques : implications théoriques.

Les équations 2 et 4 (chapitre 2) montrent, d'une façon abstraite, l'influence des vitesses d'écoulement et de la surface de contact eau-roche sur le champ des concentrations d'une substance dissoute. Etant donné que l'ouverture "d" des fissures ou le diamètre D des intersections de fissures influencent à la fois la perméabilité du milieu (donc les vitesses d'écoulement) et la surface de contact eau-roche, il nous paraît intéressant de calculer la conductivité hydraulique K_h et le "temps de réponse" t (X%) du Calcium (=temps de contact nécessaire pour que la solution arrive à X% de la concentration de saturation) pour des fissures d'ouvertures données ou pour des intersections de diamètres donnés. Connaissant ces conductivités hydrauliques et ces "temps de réponse", on peut estimer l'ordre de grandeur du chemin que pourrait parcourir l'eau, avec des valeurs de gradient raisonnables, dans différentes branches du réseau hiérarchisé avant que la solution devienne saturée. Les résultats de ces estimations donneront une première indication sur les variations théoriques possibles de la minéralisation des sources karstiques en fonction des phases hydrodynamiques (alimentation, décrue, tarissement) et en fonction de la structure du milieu (organisation du drainage, perméabilités, rapport S_p/V_e , etc.)

Le tableau 1 montre les valeurs de la conductivité hydraulique K_h pour des conduits dont le diamètre va de 0,2 mm à 2 m.

Tableau 1

D Diamètre des Conduites	K _n Conductivité hydraulique pour écoulements non parallèles (rugosité relative = 0,2) .		Re Nombre de Reynolds pour une vitesse de v = 50 m./heure = 0,0139 m./s.	J Gradient hydraulique nécessaire pour la vitesse de 50 m./h .
	Laminaire	Turbulent		
0,2 mm	6,86 · 10 ⁻³		2,8	2,02
2 mm	6,86 · 10 ⁻¹		27,8	2,02 · 10 ⁻²
5 mm	4,29		69,4	3,23 · 10 ⁻³
1 cm	17,15		139	8,10 · 10 ⁻⁴
10 cm		2,74	1389	2,57 · 10 ⁻⁵
1 m		8,66	13889	2,57 · 10 ⁻⁶
2 m		12,25	27778	1,28 · 10 ⁻⁶

Tableau 2

Diamètre	S _p / V _e	t (75%)	t (90%)	t (95%)	vitesse en écoulement non parallèle
0,2 mm	20'000	2,31 min.	3,83 min.	4,99 min.	v = 0,00686 · J
2 mm	2'000	23,1 min.	38,3 min.	49,9 min.	v = 0,686 · J
5 mm	800	57,7 min.	1,59 h.	2,08 h.	v = 4,29 · J
1 cm	400	1,92 h.	3,2 h.	4,15 h.	v = 17,15 · J
10 cm	40	0,80 j.	1,33 j.	1,73 j.	v = 2,74 · √J
1 m	4	8,02 j.	13,3 j.	17,3 j.	v = 8,66 · √J
2 m	2	16,04 j.	26,6 j.	34,6 j.	v = 12,25 · √J

Les vitesses d'écoulement moyennes v peuvent être calculées par $v = K_h \cdot J$ pour les écoulements laminaires et par $v = K_h \cdot \sqrt{J}$ pour les écoulements turbulents, J étant le gradient hydraulique. Pour ne pas surestimer l'ordre de grandeur des conductivités hydrauliques, nous avons admis une rugosité relative $\varepsilon/D = 0,2$ et nous avons utilisé les lois de perte de charge proposées par LOUIS (1974, p.351) pour les écoulements non parallèles.

Les valeurs de K_h sont calculées, en m/s, par :

$$K_h = \frac{g \cdot D^2}{32\nu [1 + 8,8 \cdot (\frac{\varepsilon}{D})^{1,5}]}$$

pour les écoulements laminaires "non parallèles" et par

$$K_h = 2 \cdot \log \left(1,9 \cdot \frac{D}{\varepsilon} \right) \cdot \sqrt{2gD}$$

pour les écoulements turbulents "rugueux". Dans ces formules g est l'accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$), ν est la viscosité cinématique de l'eau ($\sim 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) et D est le diamètre du conduit (m). Les valeurs du nombre de Reynolds Re , calculées pour une vitesse moyenne de $v = 50 \text{ m/heure}$ ($= 0,0138 \text{ m/s}$), laissent supposer que l'écoulement restera laminaire dans les conduits ayant un diamètre inférieur ou égal à 1 cm. Remarquons que cette vitesse de 50 m/heure pourrait être largement dépassée dans les conduits ayant un diamètre supérieur à 1 cm (voir la valeur des gradients dans le tableau No 1), mais elle ne sera certainement pas atteinte dans les intersections des fissures fines où l'on devrait admettre des vitesses d'écoulement plus "raisonnables" : de l'ordre de 0,2 à 2 m/heure environ pour les diamètres inférieurs à 1 mm.

Passons maintenant à l'estimation du "temps de réponse" t (X %) du Ca dans les différents types

de conduit. En partant de l'équation 4 du chapitre 2 nous pouvons écrire :

$$t (X\%) = - \frac{V_e}{S_p} \cdot \frac{1}{D_a} \cdot \ln \cdot \frac{100-X\%}{100}$$

où D_a est le coefficient de diffusion apparent à travers la couche limite ($\sim 5 \cdot 10^{-7}$ m/s pour le Ca), $X\%$ est la concentration exprimée en % de la concentration de saturation ($C_s = 100\%$) et S_p / V_e est la surface de contact eau - roche par unité de volume d'eau. Les valeurs numériques du tableau 2 montrent mieux que de longues explications, l'influence du milieu poreux sur les temps de réponse (voir aussi ROQUES, 1969) : si le diamètre des conduits augmente 10'000 fois (par exemple, de 0,2 à 2 m), la surface de contact S_p / V_e devient 10'000 fois plus petite. S'il faut 5 minutes environ pour que l'eau arrive à 95% de la concentration de saturation dans un conduit de $D = 0,2$ mm, il faut 35 jours (!) pour que l'eau arrive à la même concentration dans un boyau karstique de $D = 2$ m. Il va sans dire que ces temps de réponse représentent une première approximation seulement, car on ne connaît pas la variation du coefficient D_a en fonction de la vitesse d'écoulement ou du type d'écoulement. Toutefois, les valeurs du tableau 2 ont leur importance même dans ce cas, car elles permettent de prévoir, au moins d'une façon approximative, les conséquences "chimiques" de nos hypothèses sur l'hétérogénéité du milieu et des infiltrations.

Supposons, dans un premier cas, que l'infiltration se fasse d'une façon homogène dans le bassin versant d'une source karstique et que l'eau doive traverser d'abord une série relativement peu perméable sur plusieurs mètres (ou dizaines de mètres) avant d'arriver dans le réseau karstique principal et

à la source. Si le diamètre des conduits est inférieur ou égal à 0,5 mm dans la partie peu perméable, la solution arrivera à 95% de la concentration de saturation après un parcours de quelques dizaines de cm déjà (avec un gradient de 0,01) ou après un parcours de quelques m (avec un gradient de 0,1), car $K_h < 0,043$ m/s et $t(95\%) < 12,5$ minutes. Cela signifie que la solution sera déjà tout près de la saturation quand l'eau arrive dans le réseau principal ($D > 10$ cm) et la minéralisation de la source ne devrait, pour ainsi dire, pas varier pendant la crue et la décrue consécutives à la période d'alimentation. Dans ce cas, les éventuels changements de minéralisation observables à la source seraient dus aux changements de la concentration de saturation C_s , elle-même déterminée par des facteurs physico-chimiques comme la température, la pression partielle du CO_2 dans l'atmosphère des sols, le pH, etc. Il va sans dire que ces changements seraient plutôt saisonniers et seraient indépendants de la succession des phases d'alimentation, de crue, de décrue et de tarissement. Soulignons que l'hydrogramme d'une telle source réagira d'une façon relativement "paresseuse" aux périodes d'alimentation.

Dans le second cas, nous admettons les hypothèses suggérées par l'hydrogramme des sources karstiques "nerveuses" et par le résultat des modèles hydrodynamiques : les perméabilités sont hétérogènes dans la région alimentaire et une partie appréciable de l'alimentation est drainée rapidement vers le réseau principal, sans passer obligatoirement par les conduits de très faibles diamètres. Ainsi, par exemple, l'eau qui s'infiltré dans les conduits d'ouverture centimétrique peut parcourir plusieurs centaines de mètres jusqu'à ce que sa concentration en Ca atteigne 50% de la concentration de saturation (voir tableau 2). Si, après ce trajet, l'eau aboutit dans le

réseau principal d'ouverture métrique, elle pourrait parcourir encore plusieurs kilomètres, donc arriver à la source, avant que sa concentration en Ca atteigne 75% de la saturation. Il se peut que, suivant le degré de karstification de l'aquifère, une partie des eaux de drainage superficielles se perde directement dans le réseau principal. Si ces eaux étaient saturées à 50% à la perte, elles pourraient cheminer encore pendant plusieurs jours dans le réseau avant que la concentration arrive à 75% de la saturation. Dans le cas, par contre, où les eaux s'infiltrant dans les parties peu perméables de l'aquifère, elles s'écouleront plus lentement et seront déjà fortement minéralisées en arrivant dans le réseau karstique principal.

On comprend intuitivement que dans ces conditions la minéralisation observée aux exutoires devraient varier en fonction des évènements reflétés par l'hydrogramme caractéristique des sources karstiques:

1. Dans la phase d'alimentation, les infiltrations rapides déterminent une subite augmentation des potentiels hydrauliques dans le réseau principal et déclenchent la montée de la crue. Lors de la montée de la crue ce sont les eaux "anciennes" et déjà fortement minéralisées qui seront expulsées d'abord du réseau principal et dans cette première phase, on devrait observer une augmentation rapide du débit de la source, sans changement notable de la minéralisation. C'est pendant la montée de la crue que les inversions de gradient se produisent entre le réseau et les blocs peu perméables.

2. Avec l'arrivée des eaux ayant abouti rapidement dans le réseau principal (vitesse d'écoulement élevée, surface de contact S_p / V_e faible), la minéralisation des sources karstiques devrait diminuer

assez brusquement. L'importance de cet "effet de dilution" ainsi que la "position" de l'évènement sur l'hydrogramme de la source (avant ou après le pic de la crue, pendant la montée ou la décrue rapide) dépendront aussi bien de l'organisation du réseau de drainage que de l'hétérogénéité de l'alimentation (rapport entre alimentation "concentrée" et infiltration dans les blocs peu perméables) ou de "l'histoire hydrodynamique" de la nappe (importance et fréquence des alimentations, durée des décrues et des tarissements précédents, etc.). Etant donné que, pour une même source, l'effet de dilution pourrait être assez différent d'un type de crue à un autre, c'est sa variation qui nous donnera des renseignements utiles sur l'hétérogénéité du milieu et des infiltrations. Soulignons que dans cette phase de dilution, des valeurs de minéralisation très différentes peuvent correspondre à des valeurs de débit semblables et plutôt élevées de la source.

3. Après le passage des "infiltrations rapides" (= dilution maximale), ce sont les eaux provenant des parties de moins en moins perméables du bassin qui arriveront dans le réseau principal et à la source (écoulement lent, surface de contact S_p / V_e considérable). Dans cette phase la minéralisation de la source devrait augmenter progressivement, au fur et à mesure que son débit diminue. Pendant le tarissement le réseau principal est alimenté, de nouveau, uniquement par les blocs peu perméables et, théoriquement, on devrait retrouver la minéralisation maximale si la durée du tarissement est assez grande. Mentionnons, pour terminer, que la concentration de saturation C_s , elle-même, pourrait être influencée par l'hétérogénéité des infiltrations : dans les régions où l'infiltration est rapide (drainage efficace déjà dans la zone non saturée), la concentration de saturation pourrait être plus faible que dans les

régions où l'infiltration est relativement lente (présence de sols, couverture quaternaire peu perméable, etc.).

Finalement, les renseignements les plus importants qui se dégagent de ces deux cas théoriques extrêmes peuvent être résumés de la façon suivante :

a). Il est à prévoir que les variations de la minéralisation des sources karstiques augmenteront avec le volume, l'intensité et l'hétérogénéité des infiltrations, de même qu'avec l'organisation du réseau de drainage hiérarchisé.

b). Les variations de la minéralisation suivent une séquence bien déterminée en fonction de l'hydrogramme des sources. Cette séquence est répétitive : elle apparaît avec chaque crue et décrue, indépendamment des saisons, avec plus ou moins d'intensité suivant l'histoire des recharges et des vidanges de la nappe.

c). Les relations entre minéralisation et débit des sources sont différentes suivant les phases que l'on peut distinguer sur l'hydrogramme des crues et des décrues. Si l'on n'échantillonne pas toutes les phases, ou si l'on ne tient pas compte de la succession des phases, l'analyse des relations débit / chimisme est vouée à l'échec.

Après ces considérations théoriques nous présentons, à titre d'exemples concrets, une crue simple de la source de l'Areuse et une triple crue de la source de l'Ubena (Jura neuchâtelois).

5. CHIMISME ET HYDROGRAMME DES SOURCES : QUELQUES RESULTATS PRELIMINAIRES.

Le but de ce chapitre n'est pas de présenter l'étude hydrogéologique complète et détaillée d'une région, mais d'illustrer, à l'aide des résultats préliminaires de notre campagne d'observation, la variation du chimisme en fonction de l'hydrogramme de deux sources karstiques, la source de l'Areuse et la source de l'Ubena (Jura neuchâtelois). BURGER (1959), TRIPET (1971) et MULLER (à paraître) donnent une description détaillée des conditions hydrogéologiques et hydrométéorologiques de la région concernée et l'on trouvera quelques renseignements sur la modélisation du bassin de la source de l'Areuse dans TRIPET (1971), KIRALY et MOREL (1976b).

5.1. Une crue simple de la source de l'Areuse.

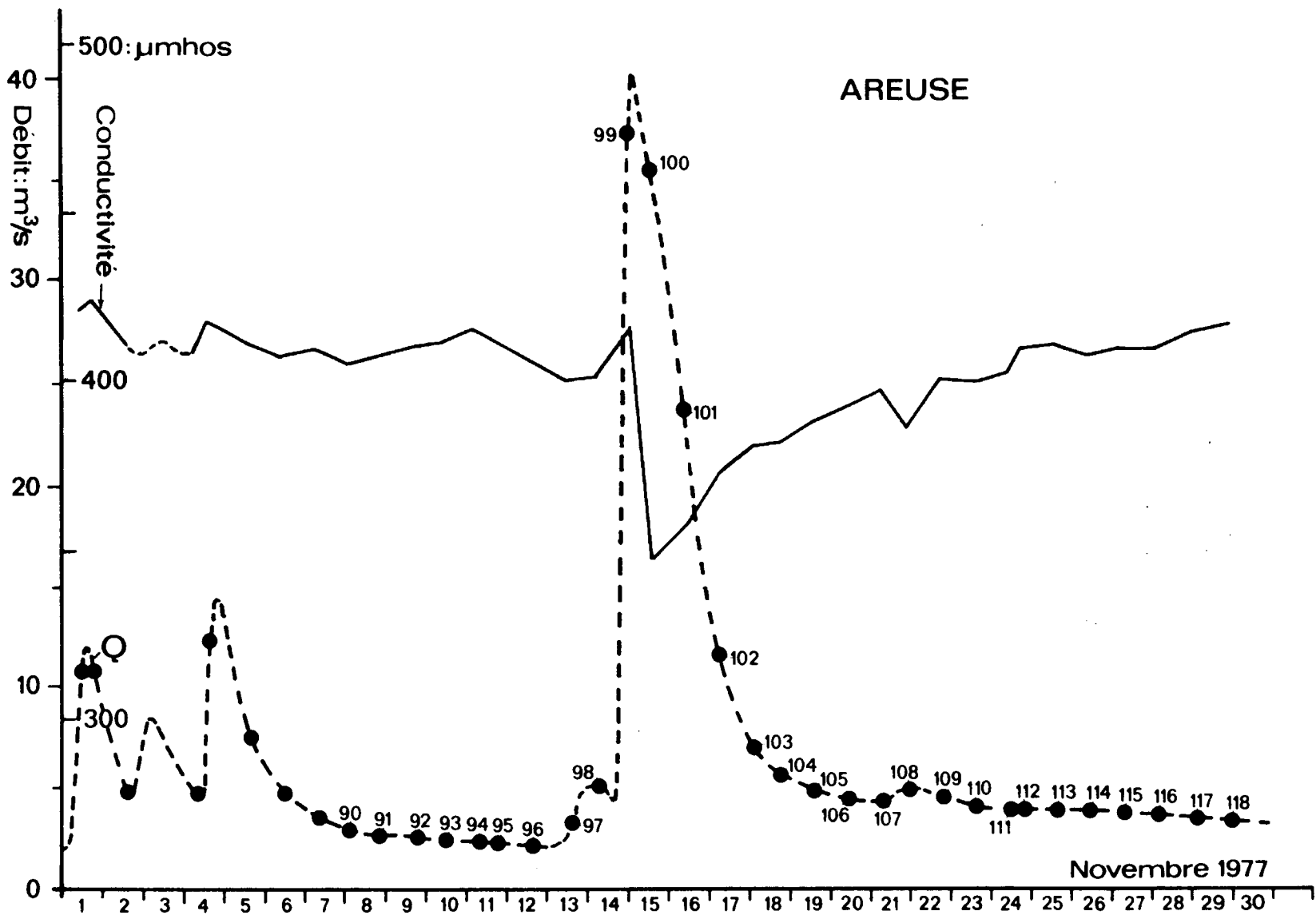
Le figure 2 montre l'hydrogramme de la source de l'Areuse, la "position" des échantillons et la conductivité des eaux (mesurée sur les échantillons) pour le mois de novembre 1977. La crue du 15 novembre est précédée d'une phase de tarissement (échantillons 90 à 96) et la décrue rapide est suivie d'une autre phase de tarissement jusqu'au 5 décembre (échantillons 111 à 123).

La courbe de la conductivité donne une première idée des changements de la minéralisation (proportionnelle à la conductivité) en fonction des phases que l'on peut distinguer sur l'hydrogramme :

1. Pendant le tarissement qui précède la crue principale (échantillons 90 à 96; vidange des blocs peu perméables dans le réseau), la minéralisation varie très peu, de même que le débit de la source: le rapport entre débit et minéralisation reste à peu près constant.

2. Pendant la montée de la crue (échantillons

Figure 2 : Hydrogramme, conductivité et position des échantillons pour la source de l'Areuse.



97 à 99; arrivée des infiltrations rapides dans le réseau) la minéralisation ne change pas considérablement, alors que le débit augmente 20 fois.

3. Entre les échantillons 99 et 100 se produit l'effet de dilution, c'est-à-dire l'arrivée "physique" des infiltrations rapides à la source.

4. Pendant la décrue rapide (échantillons 100 à 103; "vidange" du réseau principal) la minéralisation augmente, alors que le débit diminue très rapidement.

5. Enfin, pendant la décrue lente et le tarissement (échantillons 104 à 123; vidange des blocs peu perméables dans le réseau), la minéralisation augmente progressivement alors que le débit diminue très lentement (sauf pour la petite "crue" entre les échantillons 107 à 110).

Ces résultats montrent clairement que les changements de minéralisation sont conformes (du moins dans le cas d'une grande crue isolée) à la séquence théorique prévue, autrement dit, que nos hypothèses sur l'organisation du milieu karstique et sur l'hétérogénéité des infiltrations sont raisonnables, car elles "expliquent" à la fois l'hydrogramme de la source et les variations de sa minéralisation.

Examinons maintenant le problème très controversé, des relations entre teneur en carbonate des eaux et débit des sources.

Sur le diagramme de la figure 3 nous avons représenté la teneur en calcium de chaque échantillon en fonction du débit instantané lu sur l'hydrogramme, chaque point représentatif étant identifié par le numéro de l'échantillon correspondant. La comparaison de la figure 3 et de la figure 2 montre immédiatement que la variation de la teneur en calcium est liée, elle aussi, aux différentes phases d'écoulement

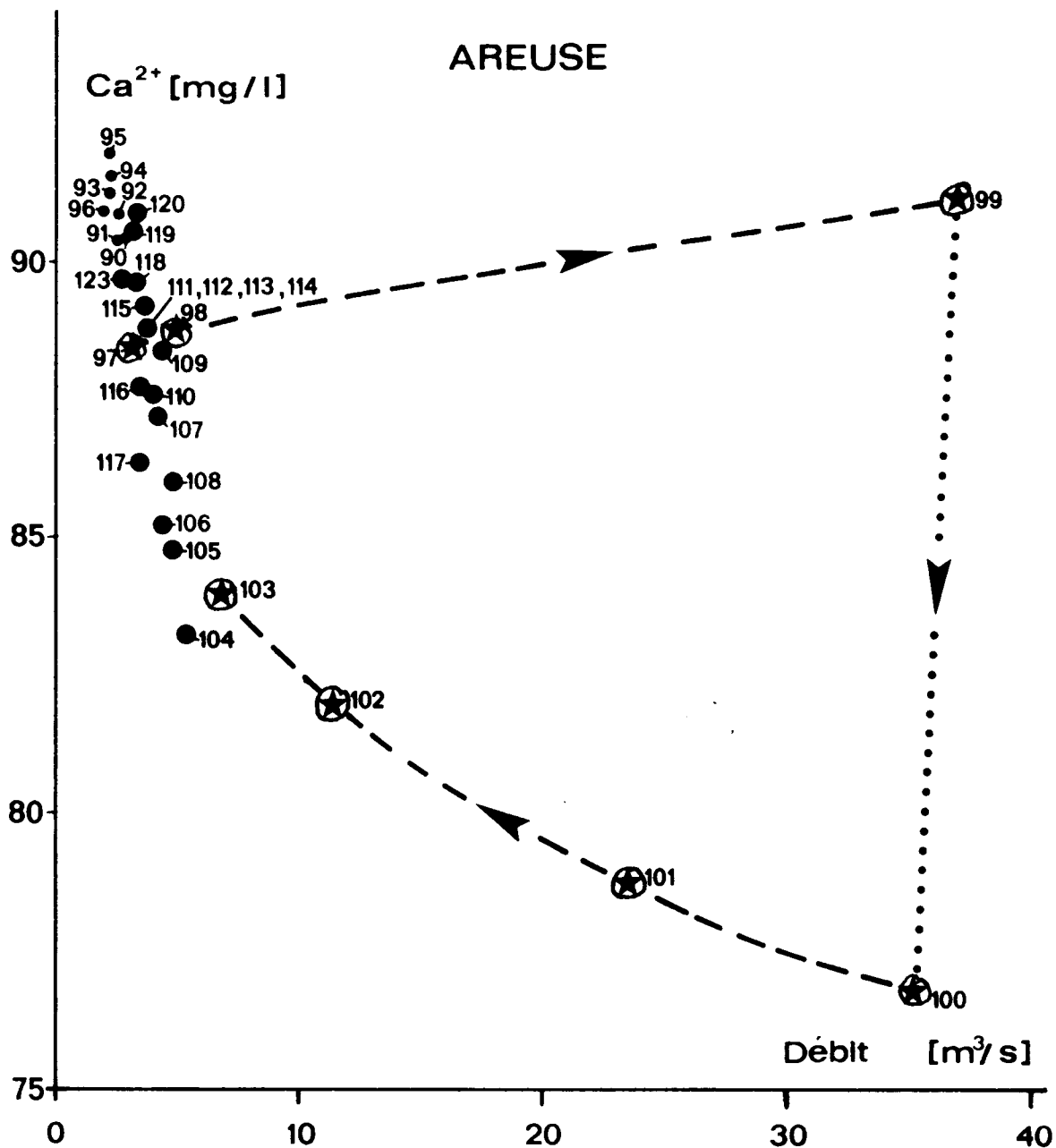


Figure 3 : Ca²⁺ en fonction du débit.

reflétées par l'hydrogramme:

1. Les échantillons 90 à 96 (tarissement précédent la crue, vidange des blocs peu perméables) forment un groupe légèrement étiré : corrélation linéaire négative (à très forte pente) du calcium avec le débit. Les teneurs en Ca sont élevées; les débits sont faibles.

2. Les échantillons 97 à 99 (montée de la crue, infiltrations rapides dans le réseau) forment un groupe très étiré parallèlement à l'axe des débits : corrélation positive à faible pente du Ca avec le débit. La légère augmentation des teneurs en Ca dans cette phase de la crue fait penser à un "effet de piston".

3. Le "saut vertical" entre les échantillons 99 à 100 montre l'effet de dilution (arrivée des infiltrations rapides à la source).

4. Les échantillons 100 à 103 représentent la "vidange rapide" du réseau principal et la disparition de l'inversion des gradients : corrélation négative et non linéaire du calcium avec le débit.

5. Enfin, les échantillons 104 à 123 (tarissement, vidange des blocs peu perméables) forment de nouveau, un groupe fortement étiré dans le sens des concentrations : corrélation linéaire négative (à très forte pente) entre le calcium et le débit. Débits faibles, teneurs en Ca élevées.

Le diagramme de la figure 3 montre non seulement la bonne correspondance entre les observations de terrain et la séquence théorique prévue, mais encore il permet de mettre en évidence les causes de certains résultats discordants obtenus à partir de l'étude empirique des "corrélations" entre teneur en carbonates et débit des sources karstiques.

La première et, peut-être, la plus fréquente cause de ces résultats discordants doit être cherchée dans le sens très restrictif que l'on attribue

implicitement (donc de manière difficilement détectable) au terme "relation". En effet, certains auteurs, généralement peu familiarisés avec les écoulements en milieu hétérogène, semblent admettre que la relation entre teneur en calcium et débit des sources, si elle existe, devrait rester la même pour tous les états de la nappe, indépendamment de l'histoire des recharges et des vidanges de l'aquifère. Guidés par cette idée sous-jacente, ils ne séparent pas les différentes phases hydrodynamiques ou les différentes crues sur le diagramme de concentration versus débit et ils cherchent à représenter la totalité des observations, c'est-à-dire des phénomènes très différents, par une même "régression" ou par une même "loi" statistique. La plupart de ces tentatives sont, évidemment, vouées à l'échec, car non seulement la trajectoire des points représentatifs fait des "boucles" pendant les séquences crue-décruetarissement (voir figure 3), mais encore ces boucles peuvent se déplacer, ou changer de forme, d'une crue à une autre (voir figure 7). Puisque la totalité des échantillons ne pourra pas être décrite par une seule "bonne" courbe de régression, on arrive à la conclusion erronée (mais apparemment pleine de "bon sens") qu'il n'y a pas de relation entre les teneurs en calcium et le débit des sources karstiques.

Il va sans dire que les diagrammes où l'on a mélangé toutes les observations, sans distinction, sont inutilisables pour contrôler nos hypothèses sur les écoulements karstiques, quelle que soit, par ailleurs, la perfection des analyses chimiques et de l'étude thermodynamique des équilibres. Il suffit, pour s'en convaincre, d'effacer les trajectoires et le numéro des échantillons sur les figures 3 et 7 : les diagrammes perdent leur signification hydrogéologique (pas de comparaison possible avec

l'hydrogramme!) et ils ne serviront qu'à obscurcir les véritables problèmes.

Une autre cause des résultats discordants réside, sans doute, dans l'échantillonnage inadéquat des différentes phases d'écoulement. Imaginons, en effet, que l'échantillon 99 de la figure 3 n'existe pas, c'est-à-dire nous n'avons aucun échantillon dans la montée de la crue. Sans le point 99 (et sans connaissance théorique du phénomène de dilution) on relierait le point 98 au point 100 par une courbe parallèle à la trajectoire de la décrue rapide et l'on serait tenté d'exprimer la concentration du calcium en fonction du logarithme du débit. Dans ce cas précis la "corrélacion" serait peut-être excellente, mais en admettant la même "loi", ou la même trajectoire, pour la montée de la crue que pour la décrue rapide et le tarissement, nous aurions une fausse information sur le système. Si nous utilisons cette information pour tester nos hypothèses sur la structure du milieu et sur l'hétérogénéité des infiltrations, il est peu probable que les hypothèses retenues correspondent vraiment à la réalité! Pour éviter des malentendus, il faut souligner tout de suite que, à priori, nous n'avons rien contre un éventuel parallélisme des trajectoires pendant la crue et la décrue, pour autant que ce parallélisme empirique (correspondant à une structure particulière du milieu) soit prouvé par un échantillonnage adéquat de toutes les phases d'écoulement, y compris la montée rapide de la crue. En effet, si l'on veut donner une signification hydrogéologique non triviale aux variations du chimisme, il faut échantillonner en fonction des écoulements, c'est-à-dire on ne peut ignorer (ou faire semblant d'ignorer) les interprétations hydrodynamiques possibles de l'hydrogramme des sources karstiques.

Pour terminer la description de cette crue isolée de l'Areuse, nous donnons une représentation "multivariée" des échantillons, chaque échantillon étant caractérisé par 8 variables : conductivité de l'eau, dureté totale, TAC (titre alcalimétrique complet) et teneurs en Ca, Mg, Na, K et Sr. La représentation simultanée de toutes les variables et de tous les échantillons se fait dans le plan des composantes principales 1 et 2, calculées à partir de la matrice des coefficients de corrélation des variables mentionnées. Cette technique étant décrite en détail par les traités (par exemple : LEBART et FENELON, 1975), nous ne mentionnons que les principaux résultats obtenus.

La matrice des coefficients de corrélation est donnée par le tableau 3, et le tableau 4 nous renseigne sur les liaisons entre les variables originelles et les composantes principales ("facteurs") calculées. La figure 4 montre la projection des variables originelles dans le plan des facteurs 1 et 2 : la composante 1 est influencée surtout par la minéralisation totale, tandis que le Sr, le Mg et le Na influenceront plutôt la composante principale 2. En projetant tous les échantillons dans le même plan factoriel (1 et 2) on obtient la figure 5. Etant donné que les échantillons sont numérotés, on suit facilement l'évolution de la composition chimique "globale" en fonction de l'hydrogramme de la figure 2 :

1. Les échantillons 90 à 99 forment un groupe assez compact montrant par là que la composition chimique globale varie relativement peu pendant le tarissement précédant la crue et pendant la montée de la crue. Les valeurs du facteur 2 sont négatives.

2. Le grand "saut" entre les échantillons 99 et 100 indique l'effet de dilution pour toutes les variables.

Tableau 3 AREUSE

MATRICE DE COVARIANCE RESP. DE CORRELATION

	COND	Dtot.	TAC	Ca	Mg	Sr	Na	K
COND	1,00							
Dtot	0,89	1,00						
TAC	0,96	0,90	1,00					
Ca	0,92	0,91	0,91	1,00				
Mg	0,76	0,63	0,76	0,61	1,00			
Sr	0,23	0,39	0,25	0,40	-0,28	1,00		
Na	0,52	0,26	0,42	0,33	0,71	-0,47	1,00	
K	0,82	0,77	0,75	0,75	0,76	0,00	0,68	1,00

Tableau 4

Areuse C.P.N. 8.11.77 au 5.12.77						
COMPOSANTES DES VARIABLES						
No	Nom	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3	Fact. 4	Fact. 5
4	Cond.	-0,9765	-0,0867	-0,0058	0,1269	0,0453
5	D tot.	-0,9106	-0,3187	-0,0832	-0,1863	0,0248
6	TAC	-0,9548	-0,1434	-0,1700	0,1300	0,0221
8	Ca	-0,9204	-0,3028	-0,0037	0,0488	0,1625
9	Mg	-0,8331	0,4285	-0,2582	0,0147	-0,2184
10	Sr	-0,1588	-0,9359	0,2399	0,1021	-0,1744
11	Na	-0,5883	0,7103	0,3326	0,1778	0,0005
12	K	-0,9007	0,1824	0,2538	-0,2848	-0,0315

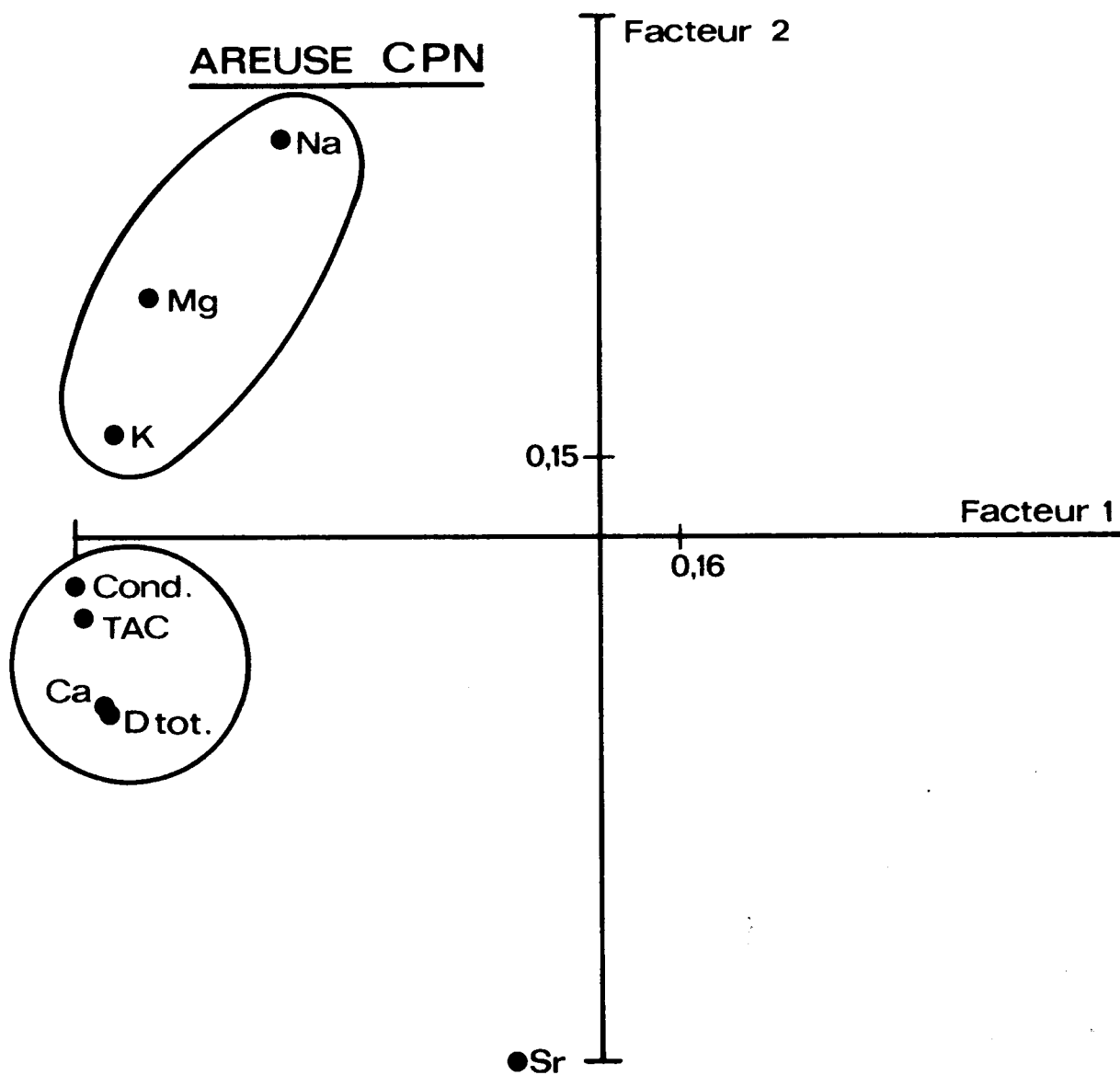


Figure 4 :

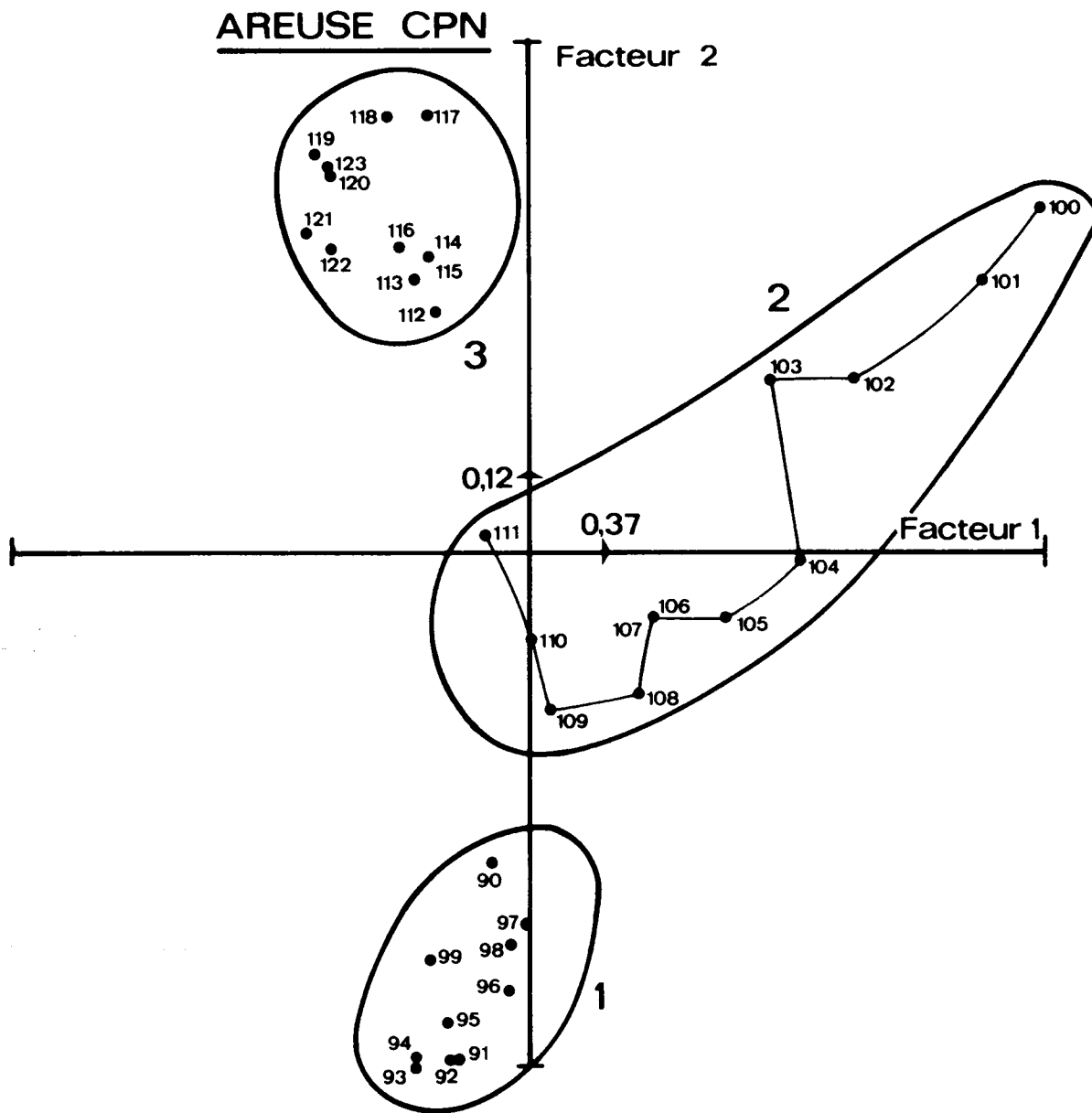


Figure 5 :

3. La trajectoire des échantillons comprise entre le numéro 100 et le numéro 111 montre l'augmentation de la minéralisation pendant la décrue rapide (de 100 à 103) et le début du tarissement. La trajectoire se redresse à partir de l'échantillon 109 : c'est l'influence de la teneur en sodium (en augmentation) qui se fait sentir.

4. En fin de tarissement les points représentatifs sont regroupés de nouveau (à partir de l'échantillon 112), mais cette fois les valeurs du facteur 2 sont positives. Ainsi, la composition chimique globale n'est pas la même pour le tarissement précédant la crue que pour le tarissement venant après la crue! Cette différence provient des cations influençant le facteur 2 (surtout Na et Mg) : leurs teneurs sont nettement plus élevées pour le long tarissement succédant à la crue que pour le premier tarissement de courte durée (voir figure 2).

Ainsi, la représentation "multivariée" des échantillons constitue un apport très précieux pour notre travail, car non seulement elle confirme "globalement" la plupart des prévisions théoriques, mais encore elle met en évidence le rôle de certains "éléments mineurs" (Mg, Na, K, Sr) dans l'étude de la vidange des blocs peu perméables.

5.2. Trois crues successives de la source de l'Ubena:

La figure 6 montre l'hydrogramme de la source, la "position" des échantillons et la conductivité des eaux (mesurée sur les échantillons) pour le mois de Février 1978. Les basses eaux (jusqu'au 15 Février) sont suivies de trois crues importantes entre le 16 et le 28 Février. Le but de cette présentation est de montrer que certains phénomènes mis en évidence dans le cas d'une crue isolée, en particulier l'influence des écoulements rapides sur la minéralisation, se retrouvent tout aussi nettement dans la succession

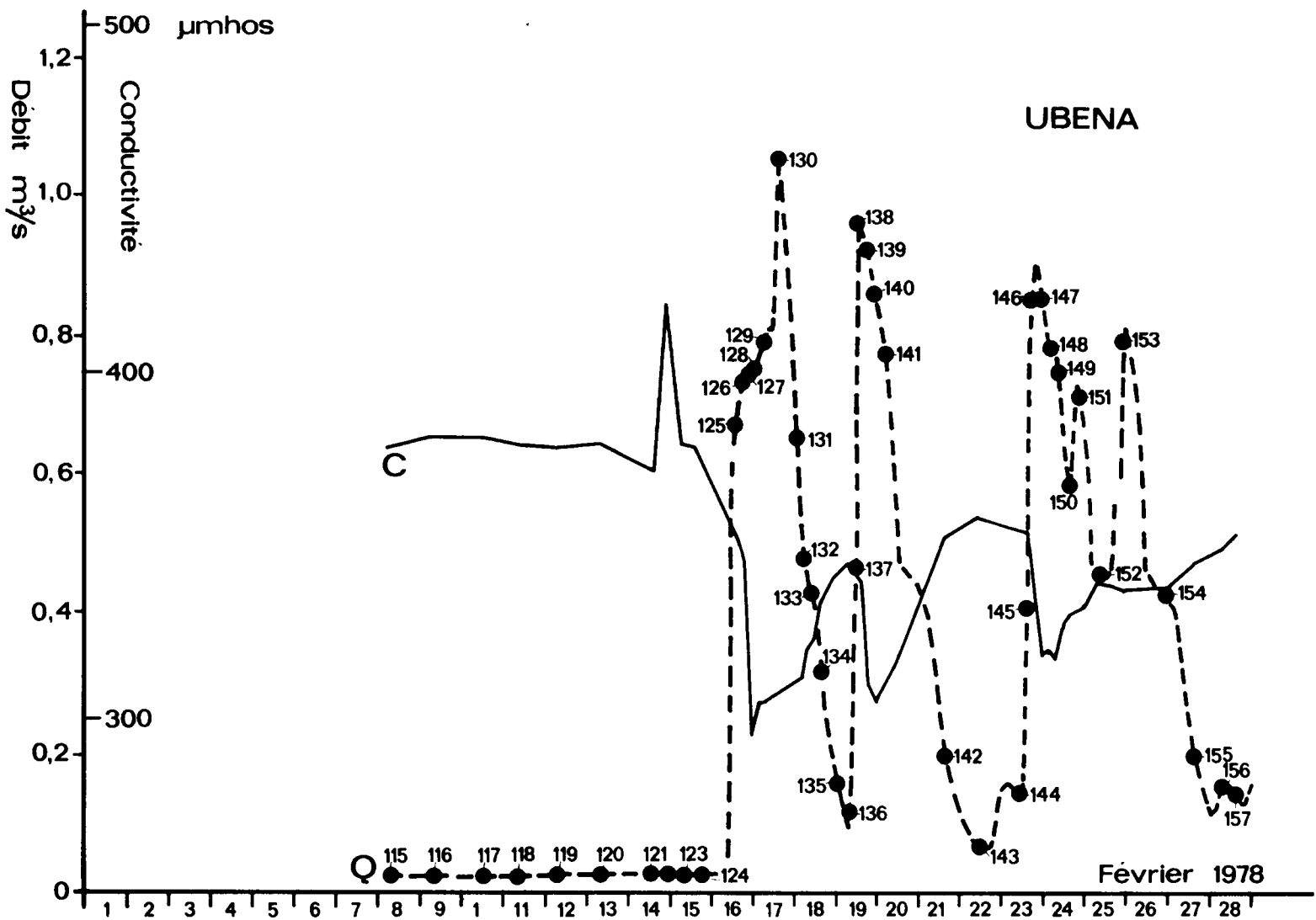


Figure 6 : Hydrogramme, conductivité et position des échantillons pour la source de l'ubena.

rapide de plusieurs crues. La démarche est la même que dans le paragraphe précédent (5.1.) et les graphiques rendent les longues explications superflues.

La figure 6 montre que chaque crue est accompagnée d'un effet de dilution, même si l'importance de cet effet varie d'une crue à une autre. Cet effet de dilution variable est particulièrement bien visible sur la figure 7 où nous avons représenté la teneur en calcium de chaque échantillon en fonction du débit. Les échantillons correspondant au tarissement (de 115 à 124) sont de nouveau bien groupés. La dilution commence d'abord faiblement avec la montée de la crue (échantillons 125 et 126) pour "culminer" entre les échantillons 126 et 127. La trajectoire des échantillons montre quelques complications entre les points 127 et 129 : il s'agit de l'influence du petit "replat" visible sur l'hydrogramme. Pendant la première décrue rapide la teneur en calcium augmente régulièrement, jusqu'à l'arrivée de la deuxième crue. La trajectoire n'a pas la même forme pour la deuxième crue - décrue (échantillons 136 à 143) que pour la première : l'effet de dilution est moins important. Enfin, la troisième crue (elle-même "tricéphale") détermine une troisième trajectoire, avec un effet de dilution encore moins important. En examinant ces trajectoires, la relation entre les teneurs en calcium et l'hydrogramme de la source ne fait aucun doute, même si cette relation varie avec l'état de la nappe et la rapidité des décrues. Ce qui est important, car interprétable par l'hydrogéologue, c'est la variation séquentielle des concentrations en fonction de l'hydrogramme. La séquence est répétitive : elle apparaît avec chaque crue et décrue, indépendamment des saisons, avec plus ou moins d'intensité suivant l'histoire de recharges et des vidanges de la nappe.

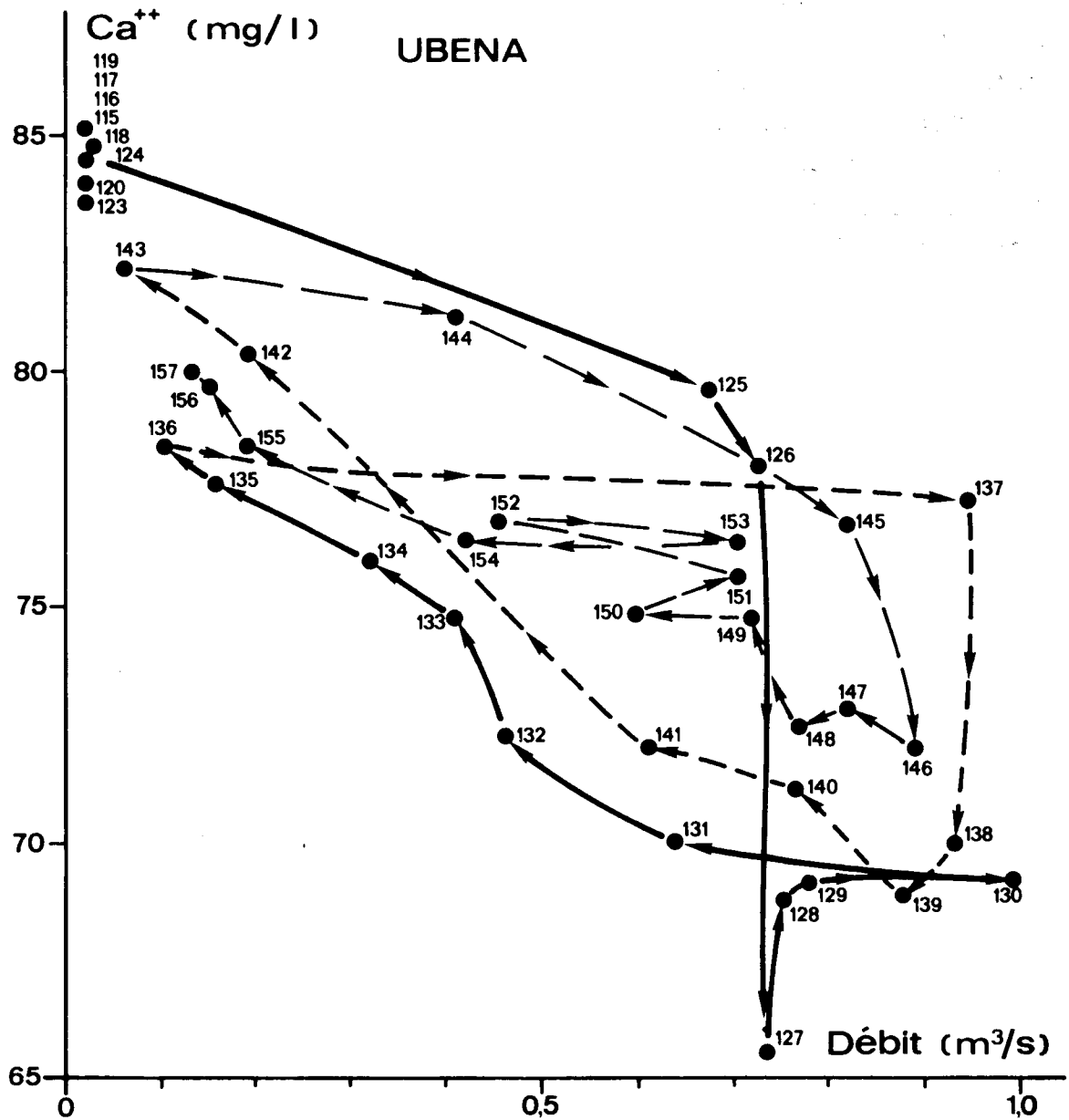


Figure 7 : Ca²⁺ en fonction du débit.

La représentation "multivariée" des échantillons confirme la variation séquentielle de la composition chimique "globale". Les variables chimiques prises en considération sont les mêmes que dans le cas précédent, et le tableau 5 montre la matrice des coefficients de corrélation utilisée pour calculer les composantes principales (voir tableau 6). La figure 8 représente la projection des variables chimiques dans le plan factoriel 1-2 : si le facteur 1 correspond bien à la minéralisation totale, comme dans le cas précédent, l'influence du Na et du Mg sur le facteur 2 est nettement moindre. Il n'y a que le Sr qui soit franchement lié au facteur 2. Sur la figure 9 tous les échantillons sont projetés dans le plan des facteurs 1 et 2. Cette fois les échantillons correspondant aux basses eaux (de 115 à 124) ne sont pas groupés, mais décrivent une trajectoire subparallèle à l'axe 2. Il s'agit là de l'influence quelque peu exagérée du Sr sur le facteur 2: la teneur en Sr augmente, en effet, relativement rapidement pendant le tarissement qui précède les crues. En suivant les numéros des échantillons on identifie facilement les "boucles" ou séquences correspondant aux trois crues successives :

- échantillons 124 à 136 pour la première crue
- échantillons 137 à 143 pour la deuxième crue
- échantillons 144 à 157 pour la troisième crue

Ces quelques résultats préliminaires de notre campagne d'observation montrent, ainsi, très clairement que les variations du chimisme des sources karstiques sont bel et bien influencées par le champ des écoulements souterrains, donc par la structure du milieu karstique. Il y a, par conséquent, bon espoir de pouvoir utiliser les analyses chimiques pour contrôler nos hypothèses sur les écoulements karstiques, à condition de ne pas oublier...l'hydrogéologie!

Tableau 5 UBENA

MATRICE DE COVARIANCE RESP. DE CORRELATIONS

	COND	Dtot.	TAC	Ca	Mg	Sr	Na	K
COND	1,00							
Dtot	0,98	1,00						
TAC	0,98	0,99	1,00					
Ca	0,99	0,99	0,99	1,00				
Mg	0,84	0,78	0,77	0,78	1,00			
Sr	-0,35	-0,36	-0,34	-0,35	-0,36	1,00		
Na	0,81	0,75	0,76	0,77	0,85	-0,40	1,00	
K	0,74	0,68	0,66	0,66	0,94	-0,48	0,82	1,00

Tableau 6

Ubena C.P.N. 8.2.78 au 28.2.78						
COMPOSANTES DES VARIABLES						
No	Nom	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3	Fact. 4	Fact. 5
4	Cond.	-0,9764	-0,1860	0,0957	-0,0211	0,0032
5	D tot.	-0,9539	-0,2137	0,1910	-0,0576	0,0278
6	TAC	-0,9487	-0,2402	0,1960	-0,0094	0,0171
8	Ca	-0,9525	-0,2271	0,1903	0,0001	-0,0187
9	Mg	-0,9133	0,1108	-0,3455	-0,1354	-0,1251
10	Sr	0,4709	-0,7700	-0,4300	-0,0034	0,0179
11	Na	-0,8871	0,1104	-0,2383	0,3793	0,0035
12	K	-0,8523	0,3144	-0,3736	-0,1526	0,1073

UBENA CPN

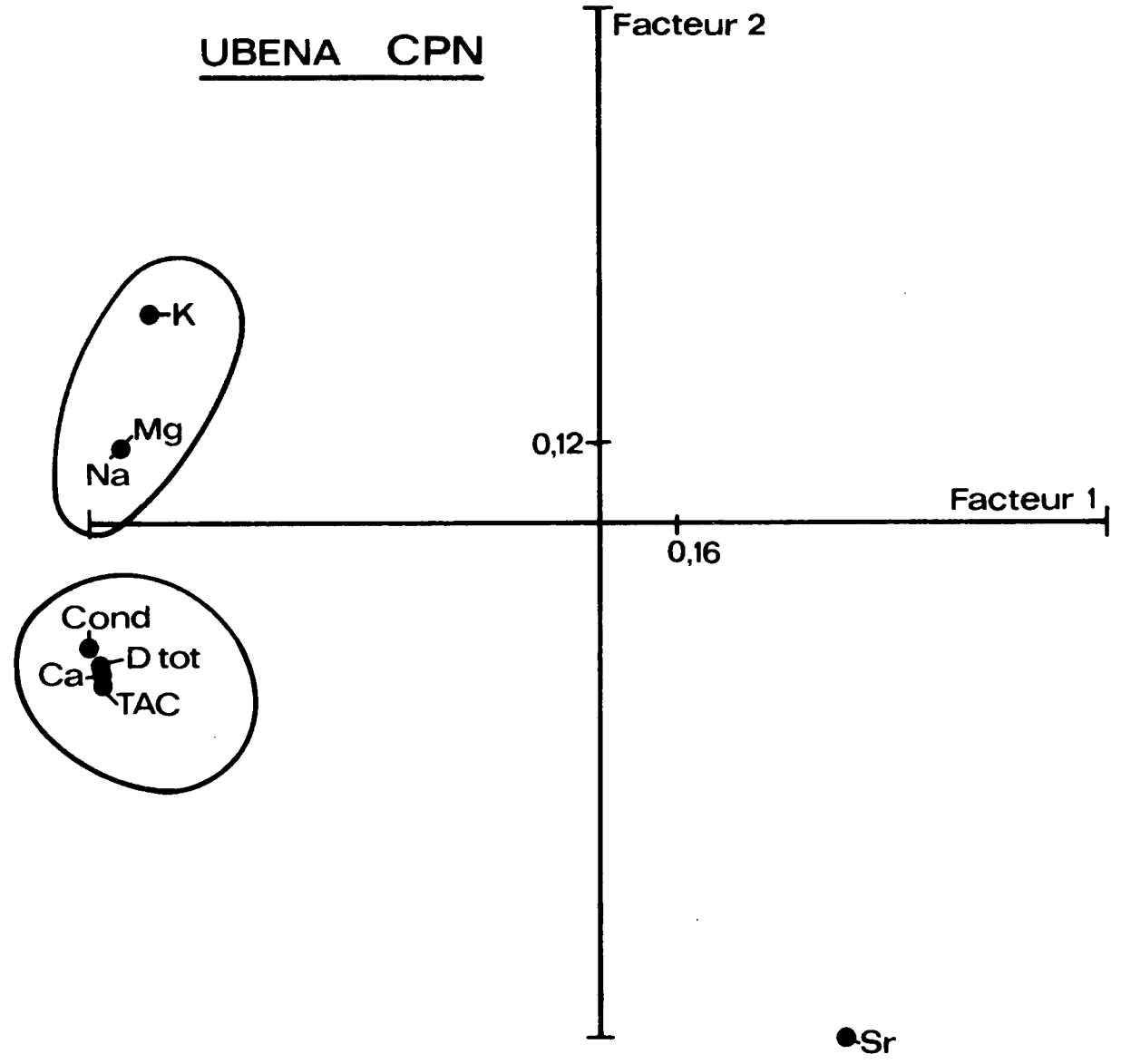


Figure 8 :

UBENA CPN

Facteur 2

Facteur 1

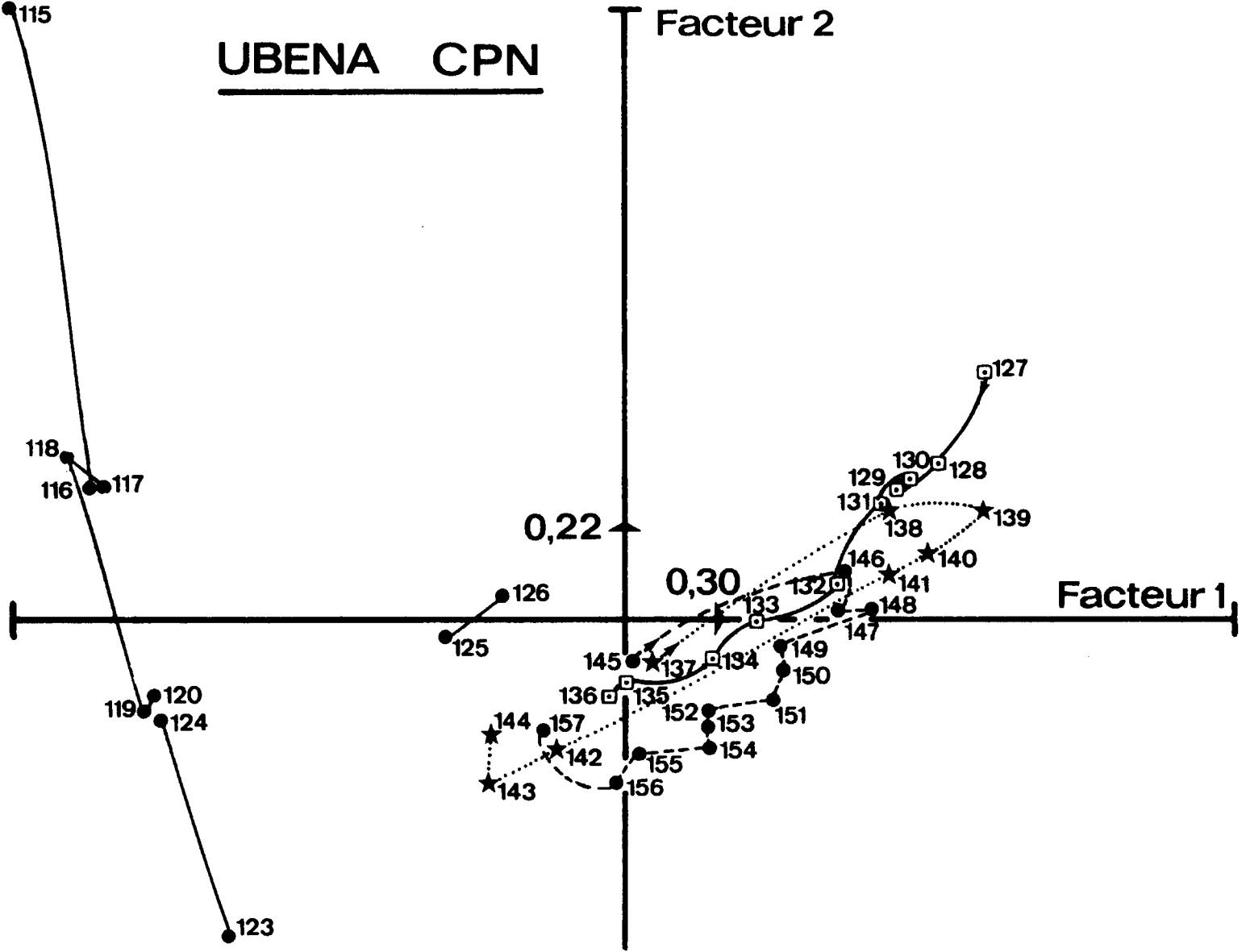


Figure 9 :

6. CONCLUSION

L'analyse cohérente des relations entre la structure du milieu poreux, l'évolution hydrodynamique des nappes et la variation du chimisme des sources karstiques exige la définition explicite d'un cadre théorique basé sur les équations de transport de l'eau et des substances dissoutes. En travaillant dans un tel cadre théorique on peut faire des prévisions raisonnables sur les variations du débit et du chimisme des sources karstiques en fonction des hypothèses admises sur la structure du milieu et sur l'alimentation de l'aquifère. L'observation simultanée du chimisme et de l'hydrogramme des sources permet de contrôler les prévisions théoriques et permet d'apporter des modifications aux hypothèses admises sur l'hétérogénéité du milieu et des infiltrations.

Les résultats préliminaires de notre campagne d'observation confirment, en particulier, la variation séquentielle de la minéralisation de deux sources karstiques en fonction des phases d'écoulement reflétées par leurs hydrogrammes. Les séquences apparaissent à chaque crue et décrue, avec plus ou moins d'intensité suivant l'hétérogénéité du milieu ou des alimentations et suivant l'histoire des recharges ou des vidanges de la nappe.

Il faut souligner que les relations entre minéralisation et débit des sources peuvent être différentes suivant les phases que l'on distingue sur l'hydrogramme des crues et des décrues. Si l'on n'échantillonne pas toutes les phases, ou si l'on ne tient pas compte de la succession des phases, l'analyse des relations entre débit et chimisme est vouée à l'échec.

Le problème de la variation du chimisme à l'échelle du cycle hydrologique sera abordé dans des notes ultérieures (en préparation), de même que l'interprétation des mesures isotopiques et l'estimation de la recharge des blocs capacitifs en fonction de l'intensité et de la durée des précipitations.

REMERCIEMENTS :

Le travail décrit dans cette note fait partie d'une étude plus générale sur l'évaluation des ressources en eau en milieu fissuré et karstifié. L'étude est réalisée dans le cadre du Programme National "Cycle de l'eau" et elle est financée par le Fonds National pour la recherche scientifique. Nous exprimons toute notre reconnaissance à cette Institution.

Nous remercions le personnel technique du Centre d'Hydrogéologie (en particulier Mlle R. BUHLER et M. RINCON) et du Laboratoire de Minéralogie et de Géochimie pour la récolte et l'analyse chimique des échantillons.

Nos remerciements vont aussi à tous les membres du Spéléo Club du Val-de-Travers pour l'aide considérable qu'ils nous ont apportée sur le terrain.

Enfin, nous remercions le Groupe de Recherche en Méthodes Quantitatives pour avoir mis à notre disposition les programmes d'analyse multivariée.

BIBLIOGRAPHIE

- AXELRUD, G.A. -(1974): Transfert de masse en système système solide-liquide (en hongrois). Müszaki Könyvkiado, Budapest; 167 p.
- BERTRAND, J. et Alii. -(1973): Inversion temporaire du gradient hydraulique dans un karst et hétérogénéité de la perméabilité. Bull.Soc. neuch. Sc. Nat., 96 : 97-103.
- BONNET, M. et Alii. -(1978): Premiers éléments de l'étude du mécanisme hydraulique des karsts. Expériences sur le site de l'Hortus. Supplément au Bulletin B.R.G.M., p.117-118.
- BURGER, A. -(1956): Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse, Jura neuchâtelois (Suisse). Bull.Soc.neuch. Sc. Nat., 79 : 49-54.
- (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. Bull. Soc. neuch. Géogr., N.S., No 11/ Tome 52, fasc. 1., p. 5-304
- CARO, P. -(1965): La chimie du gaz carbonique et des carbonates et les phénomènes hydrogéologiques karstiques. Chronique d'Hydrogéologie 7 : 51 - 77.
- DROGUE, C. -(1967): Essais de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Chronique d'Hydrogéologie, 10:43-47.
- (1971): De l'eau dans le calcaire. Sciences, Progrès, Découvertes, No 3433: 39-46.
- (1972): Analyse statistique des hydrogrammes de décrue des sources karstiques. J. of Hydrology 15: 49-68.
- FORKASIEWICZ, J. PALOC, H. -(1967): Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Chronique

d'Hydrogéologie 10:59-73.

KIRALY, L. -(1969): Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. *Eclogae Geol.Helv.*, 62/2: 613-619.

-(1973): Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. *Suppl. Bull.Soc.neuch.Sc.Nat.*, 96; 15 p. 6 fig., 1 table, 1 carte.

-(1975): Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains*; éditeurs A.BURGER et L. DUBERTRET, A.I.H., Paris, pp.53-67.

-(1978): La notion d'unité hydrogéologique. *Bull.Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, No 2: 83 - 216.

KIRALY, L.

MOREL, G. -(1976a): Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bull.Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, No 1 : 37 - 60.

-(1976b): Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. *Bull.Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, No 1 : 19-36.

LOUIS, C.,-(1974): Introduction à l'hydraulique des roches. *Bull. B.R.G.M. (2), III/4.*: 283-356.

MANGIN, A., -(1970): Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de tarissement. *Ann. Spéléol.* 25/3: 581 - 610.

-(1975): Contribution à l'étude hydrodynam-

mique des aquifères karstiques. Thèse,
Laboratoire Souterrain du C.N.R.S., Moulis.

MIJATOVIC, B.

BAKIC, M. -(1967): Le karst du Liban. Etude de son évolution d'après les recherches hydrogéologiques. Chronique d'hydrogéologie, 10: 225 - 230.

MISEREZ, J.J.-(1973): Géochimie du karst jurassien. Thèse, Neuchâtel, 313 p.

MULLER, I.-(1978): La variabilité des caractéristiques physico-chimiques des eaux dans la zone d'infiltration du karst jur. et préalp. Actes du 6^e Congr. Spéléol. Porrentruy pp.131-137.
-(à paraître): Neue Ergebnisse Hydrochemischer Untersuchungen im Neuenburger Jura. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, Graz, Bd.32.(1980).

ROQUES, H. -(1969): Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines. Ann. Spéléol., 24/3: 455 - 494.

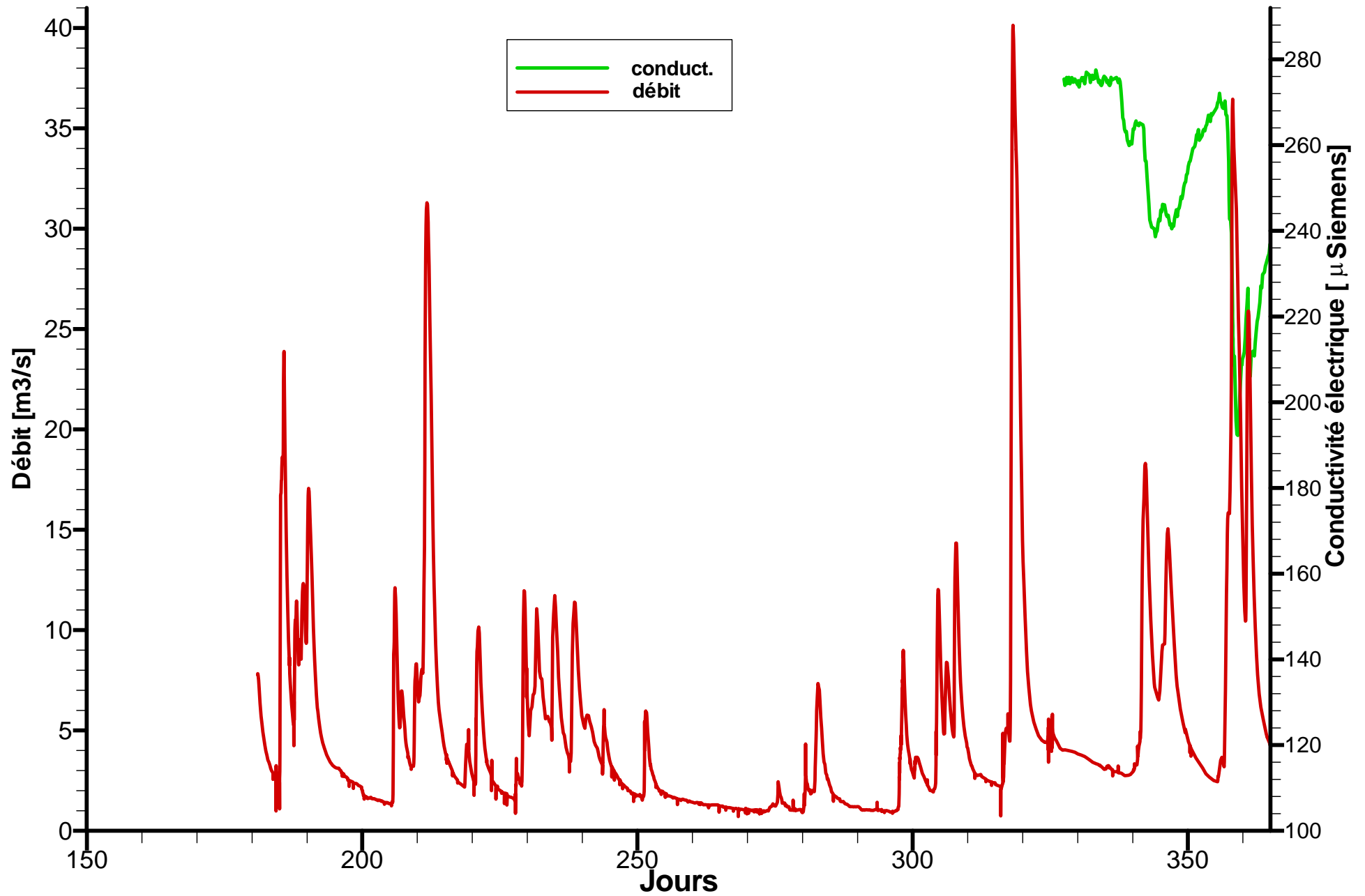
SCHOELLER, H. -(1967): Hydrodynamique dans le karst. Chronique d'Hydrogéologie, 10: 7-21.

TRIPET, J.P. -(1973): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Mat. Géol. Suisse, hydrologie, 21, 183 p.

BEAR, J., ZASLAVSKI, D., IRMAY, S.- (1968): Physical principles of water percolation and seepage. UNESCO; 465 p.

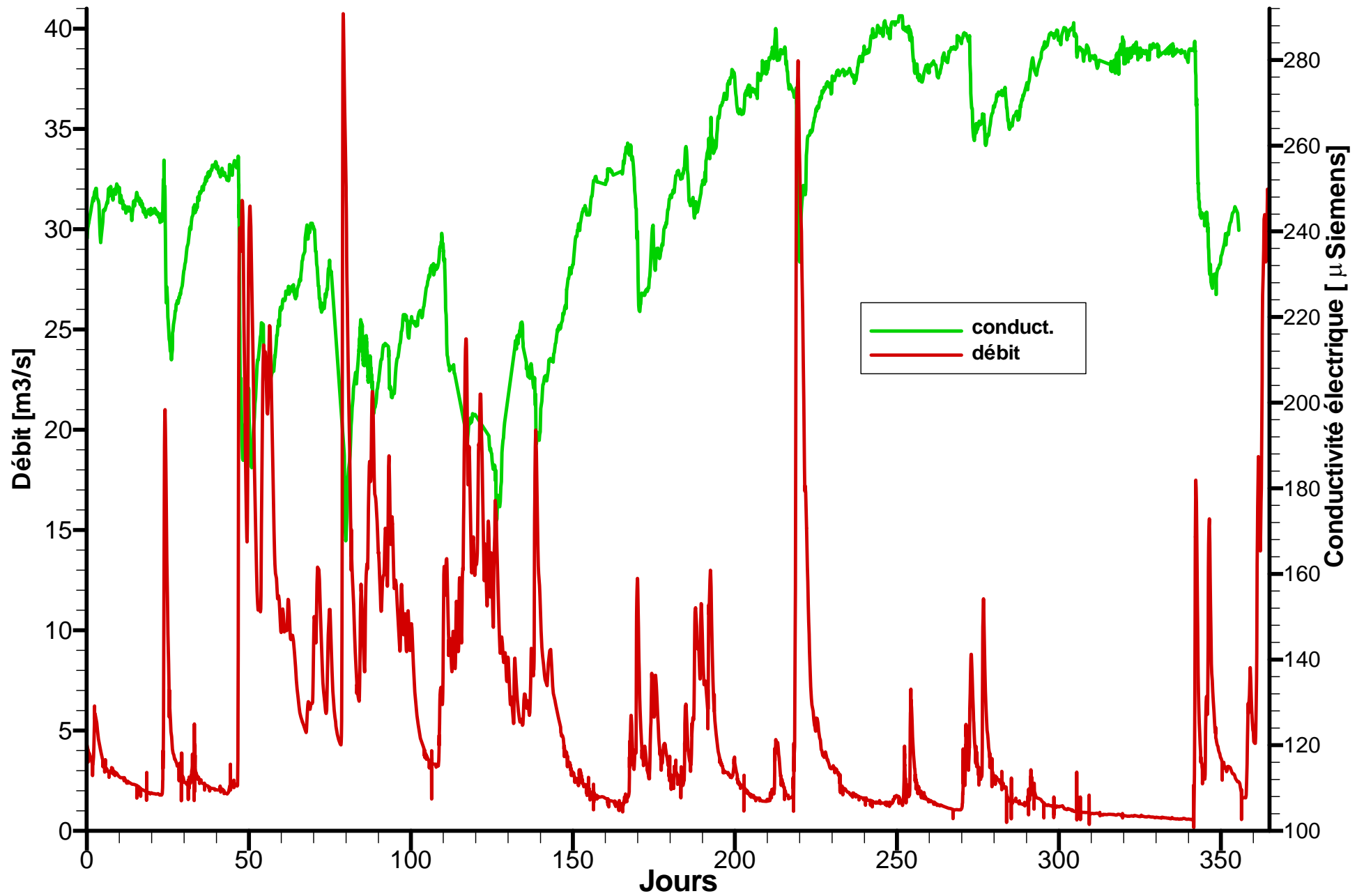
LEBART, L., FENELON, J.P. -(1975): statistique et informatique appliquées. Dunod, Paris, 3^{ème} édit., 439 p.

Source de l'Areuse - Débit + Conductivité électrique - 1977



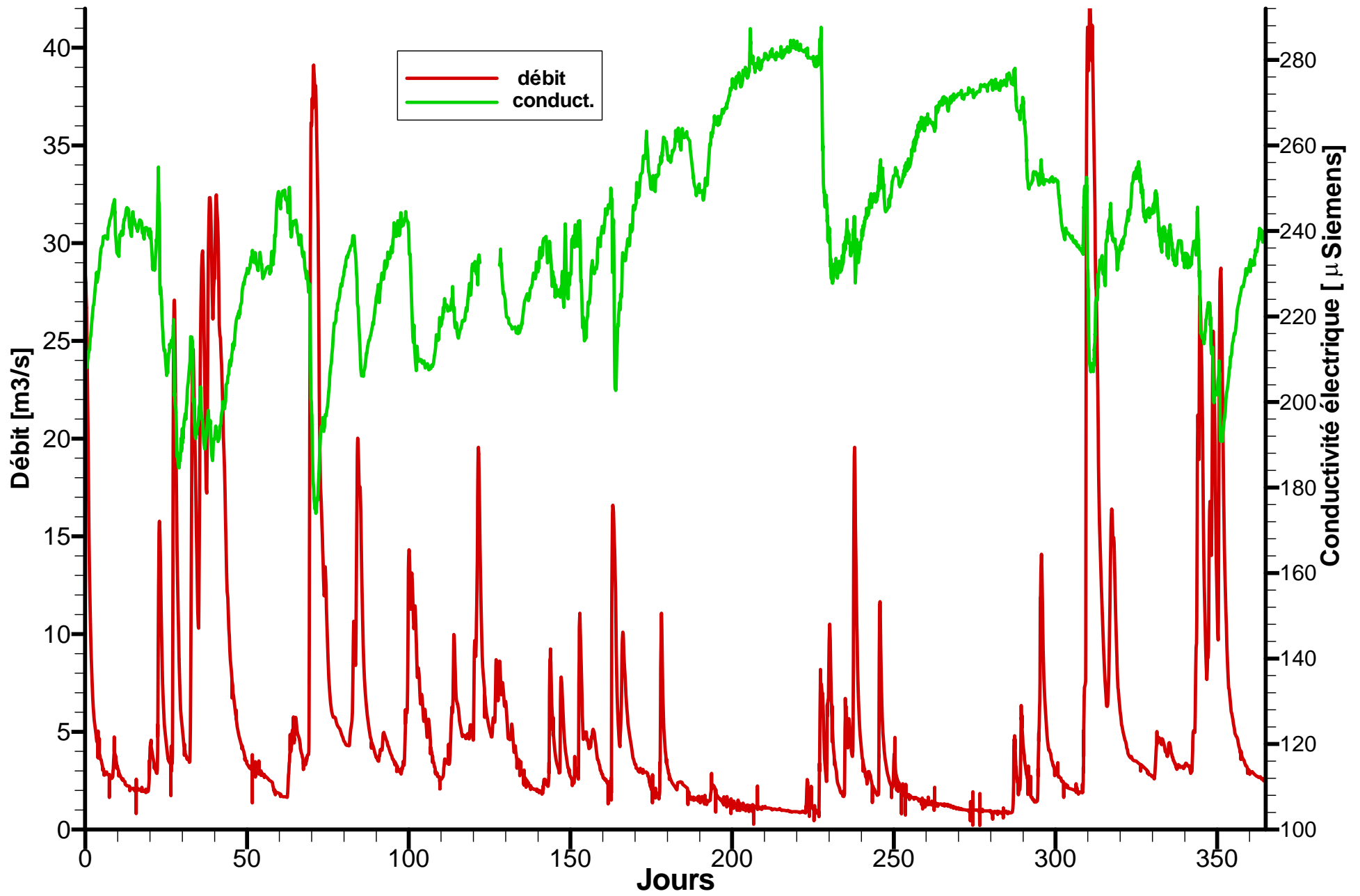
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Débit + Conductivité électrique - 1978



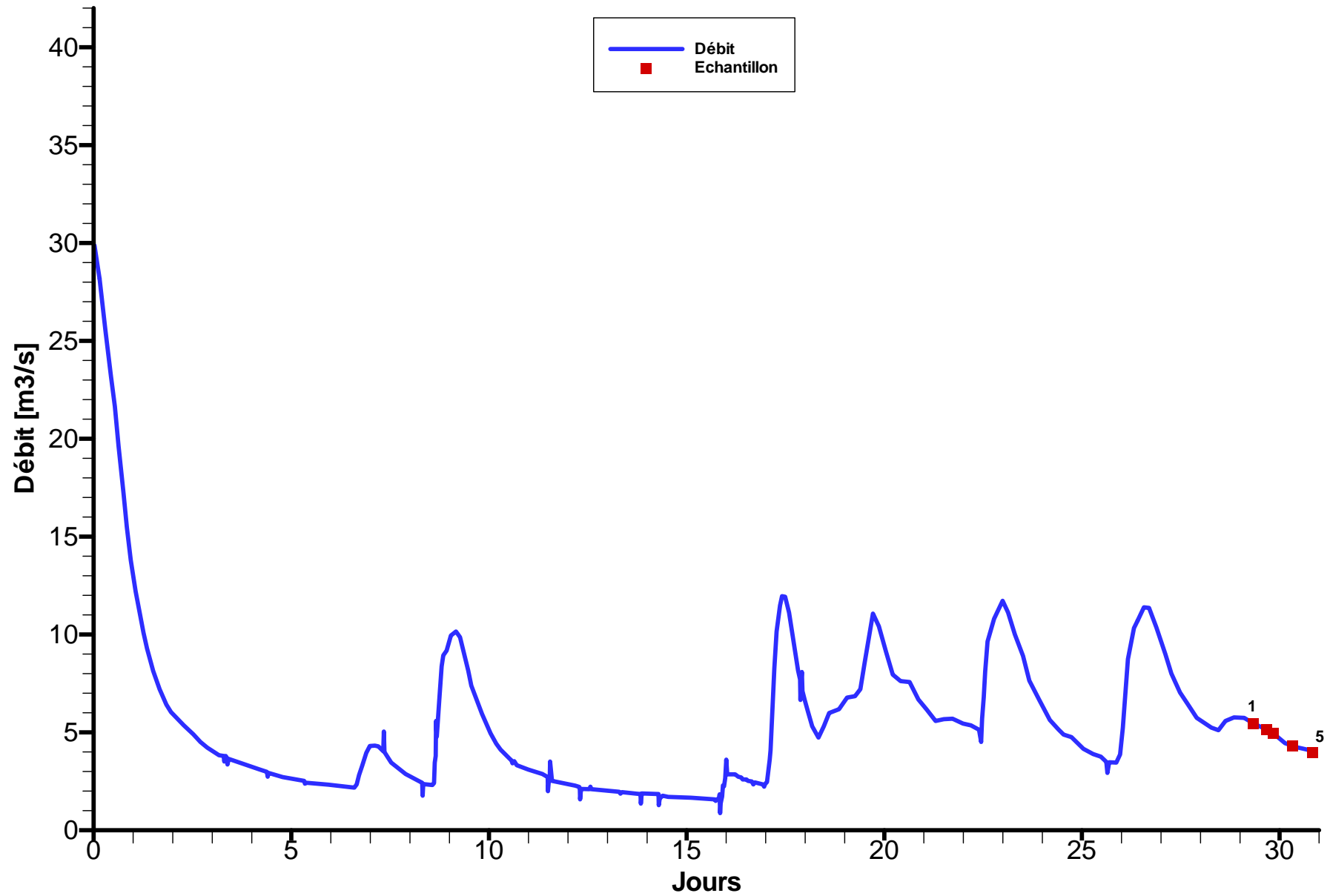
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Débit + Conductivité électrique - 1979



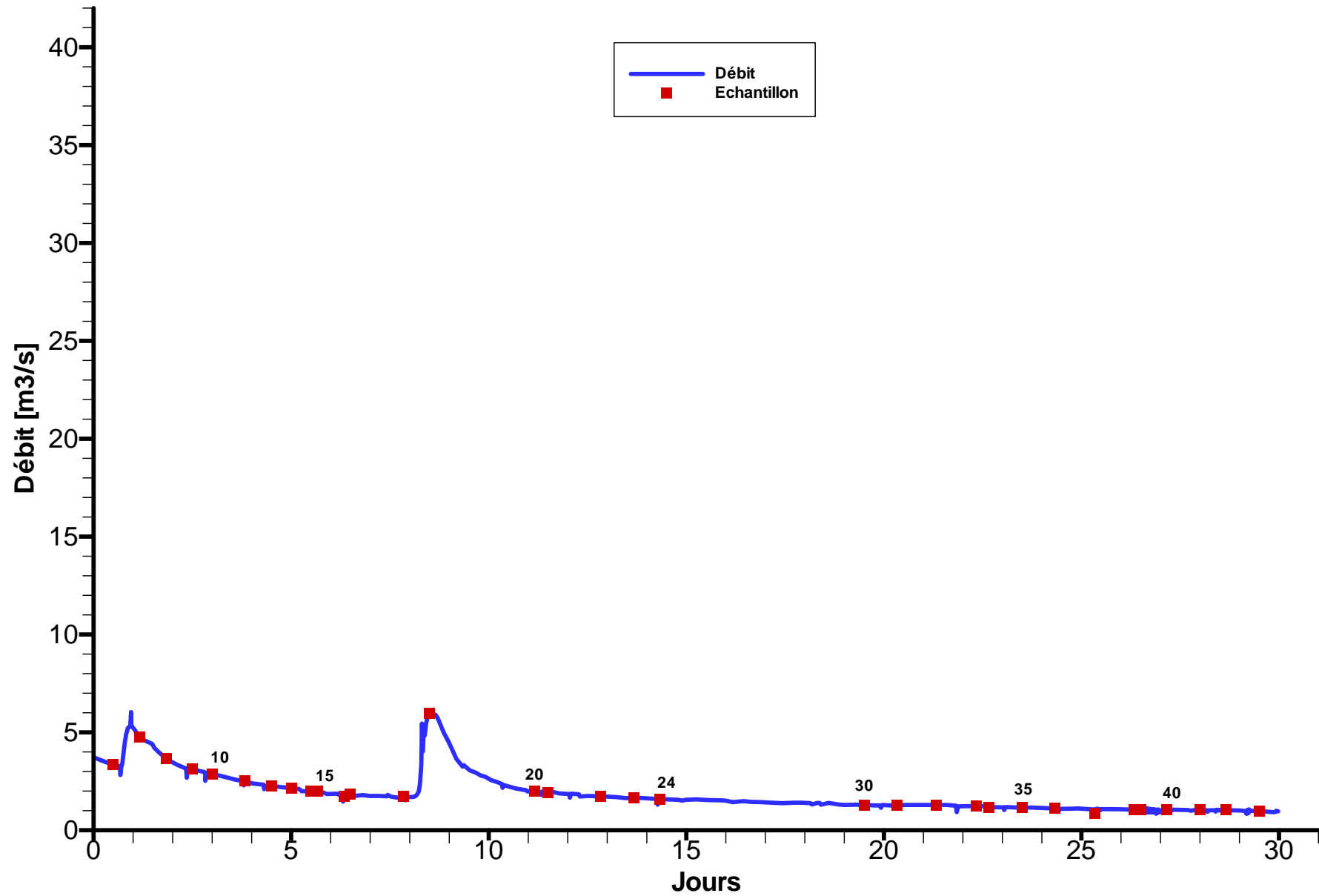
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Août 1977

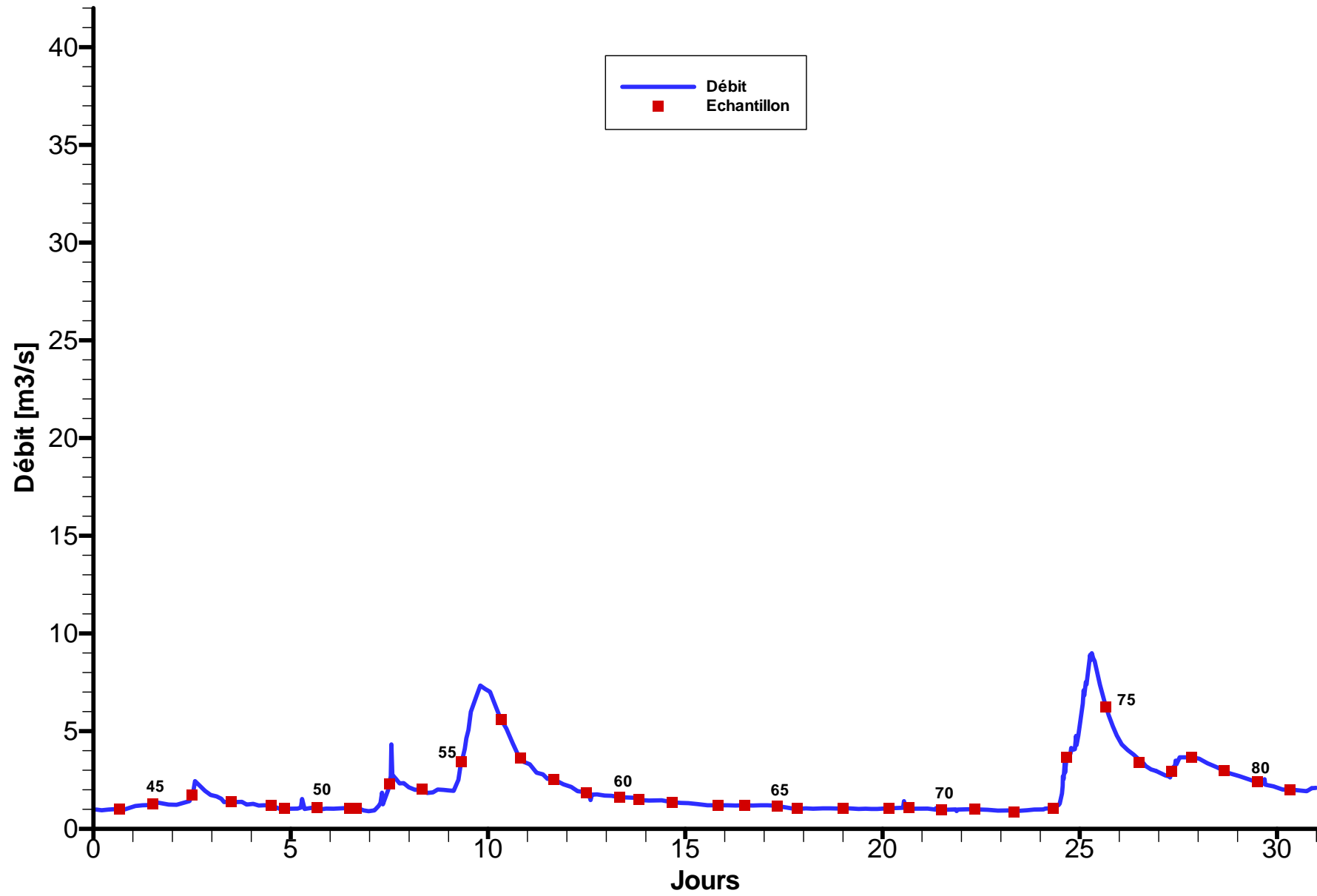


(Kiraly et Muller, 1979)

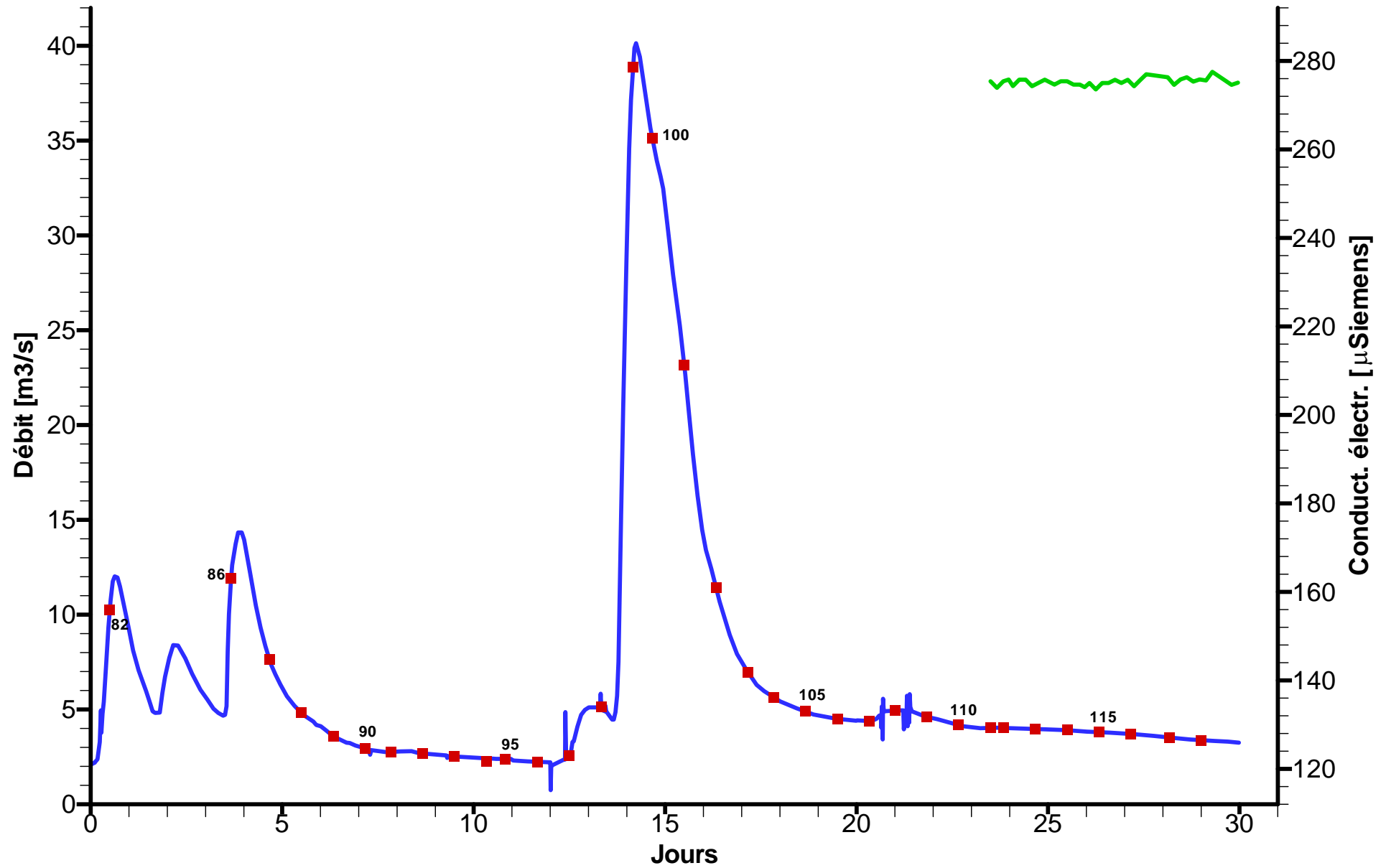
Source de l'Areuse - Septembre 1977



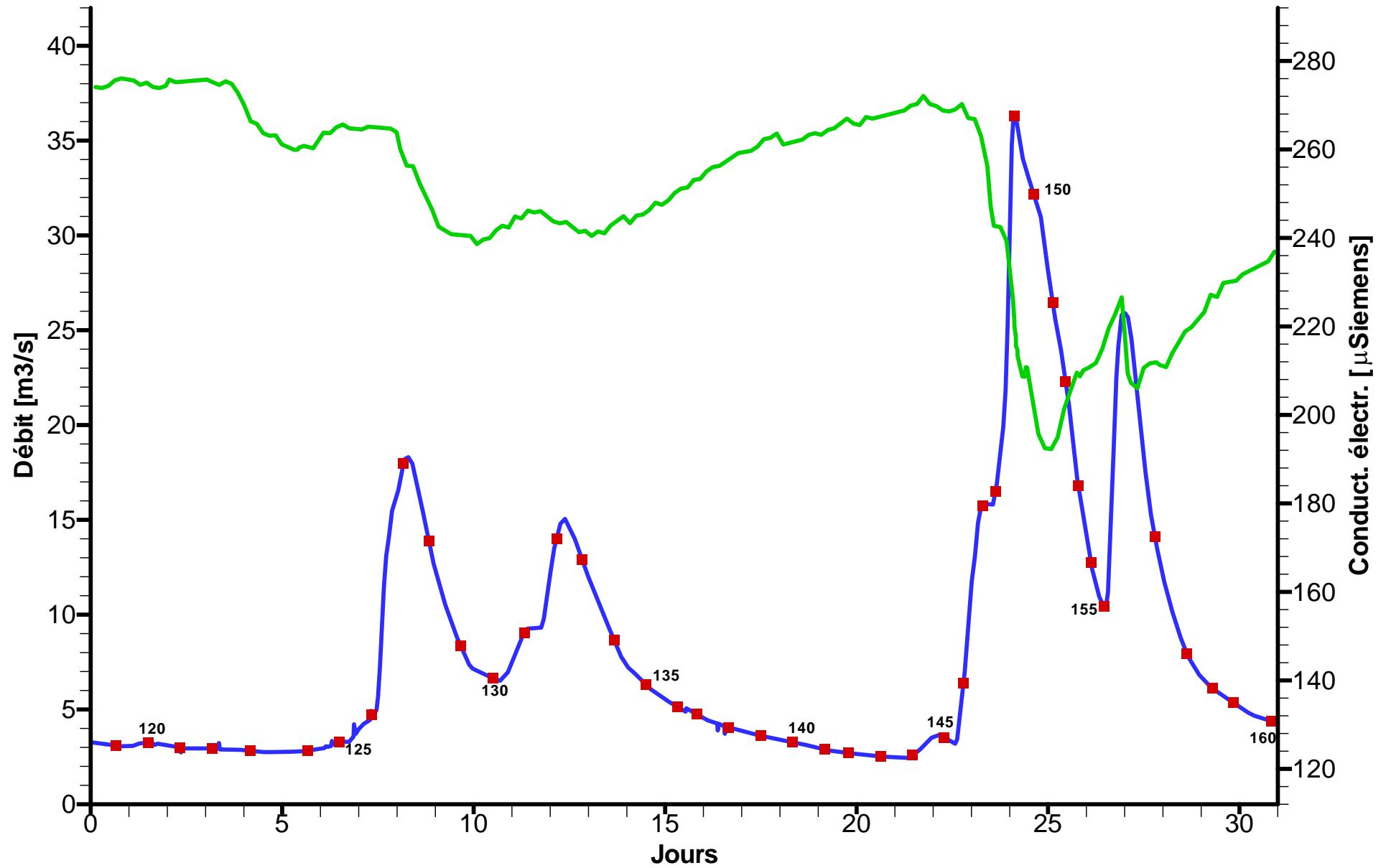
Source de l'Areuse - Octobre 1977



Source de l'Areuse - Novembre 1977

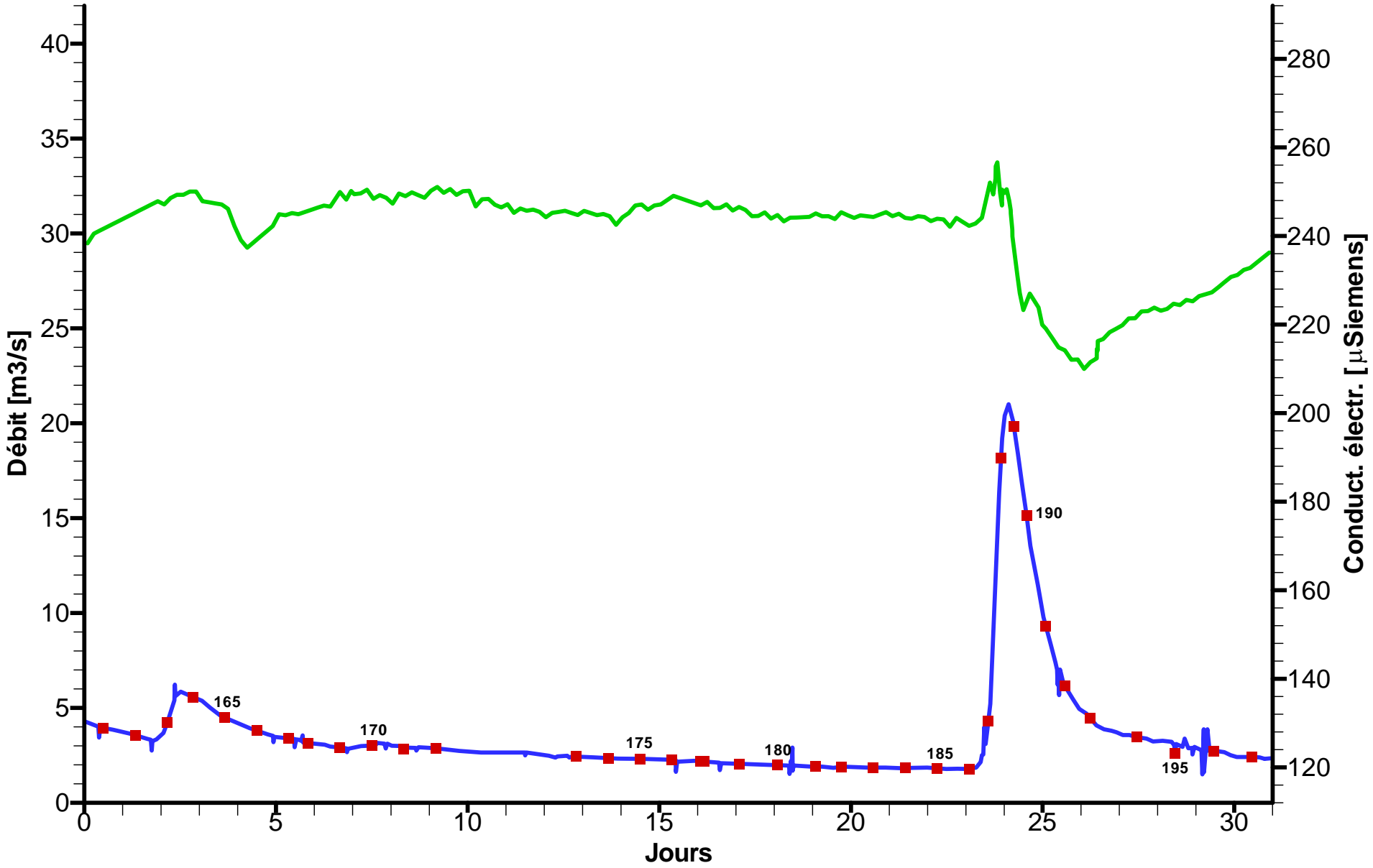


Source de l'Areuse - Décembre 1977



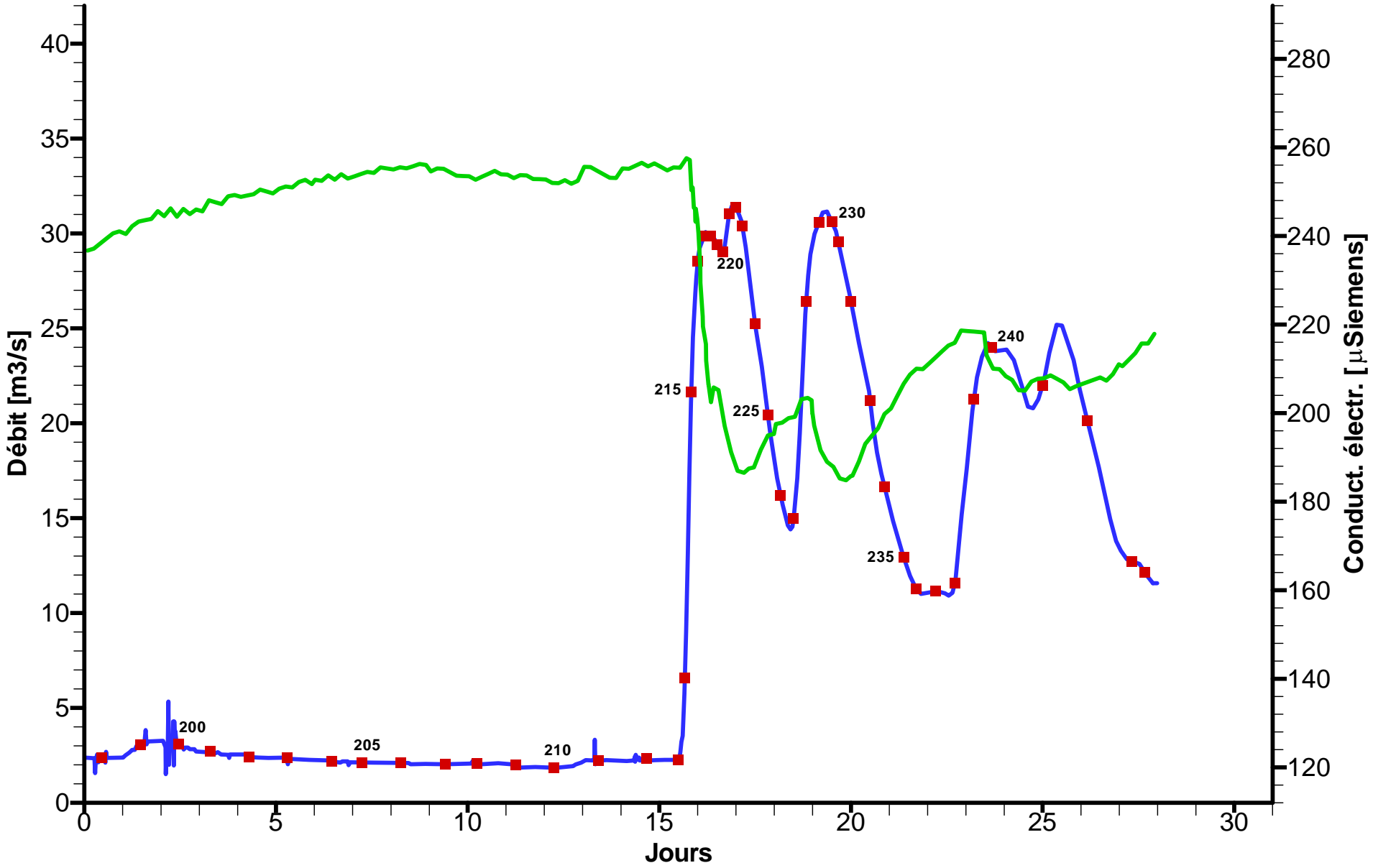
Source de l'Areuse - Janvier 1978

- Débit
- Echantillon
- Cond. électr.



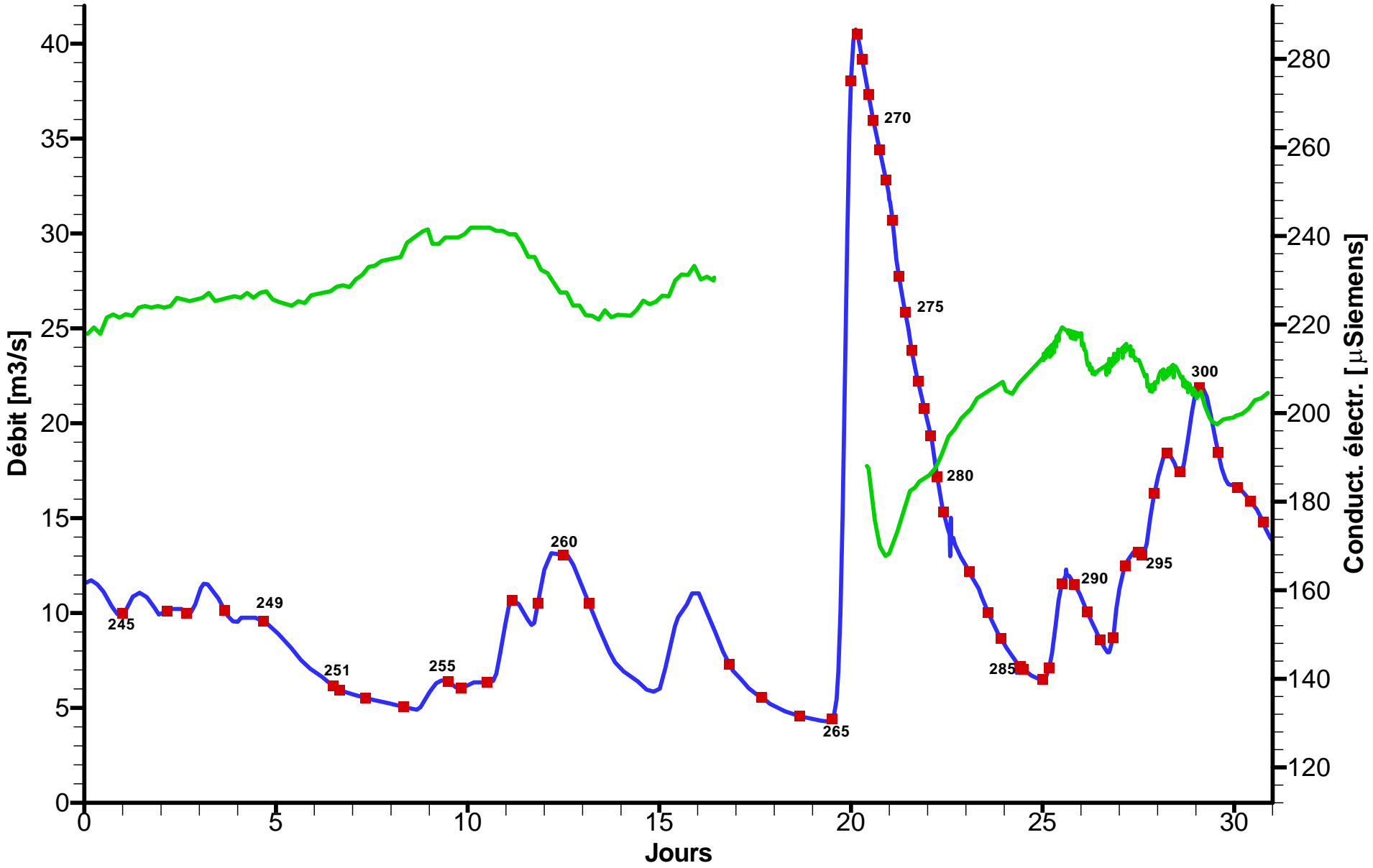
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Février 1978



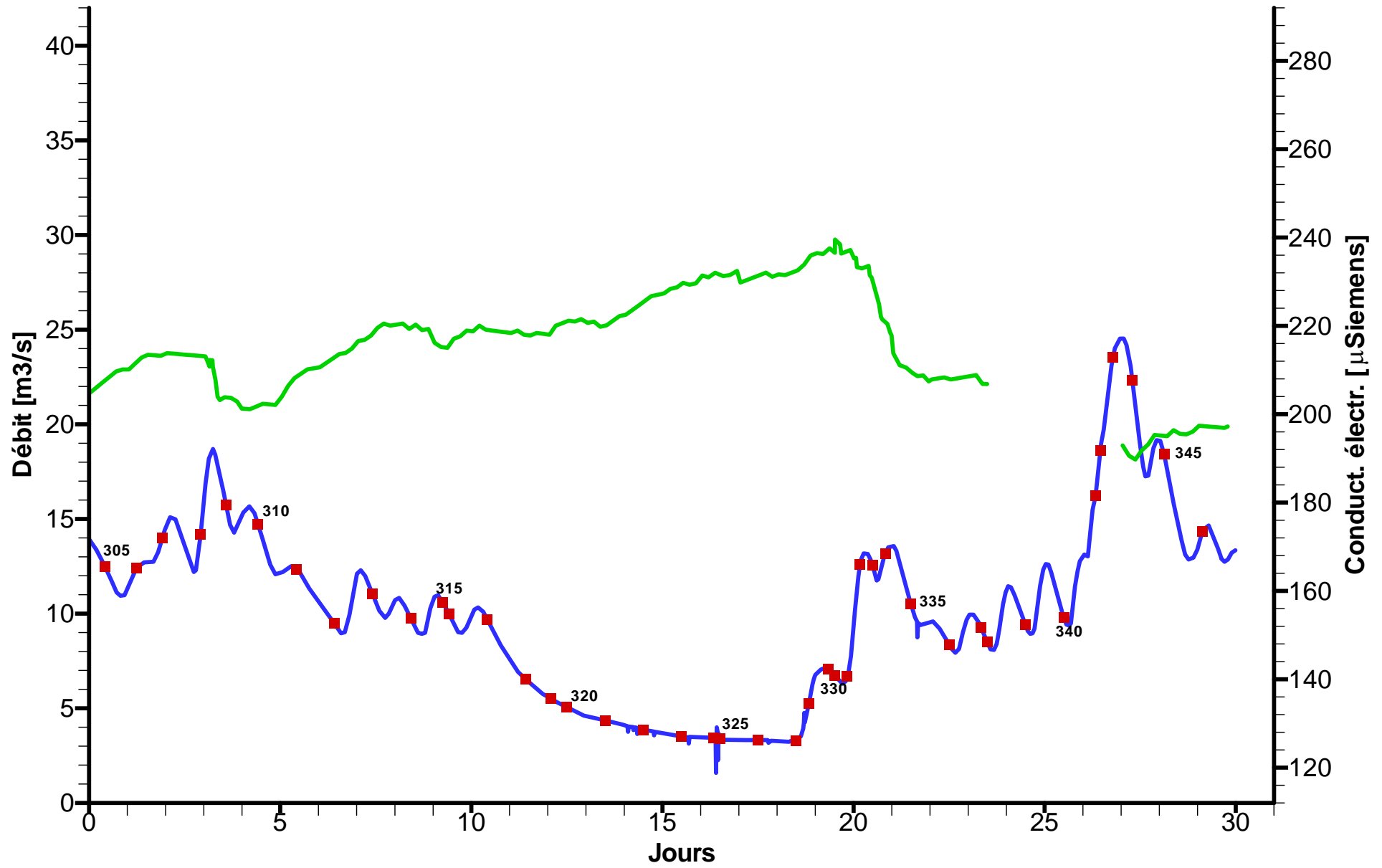
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Mars 1978



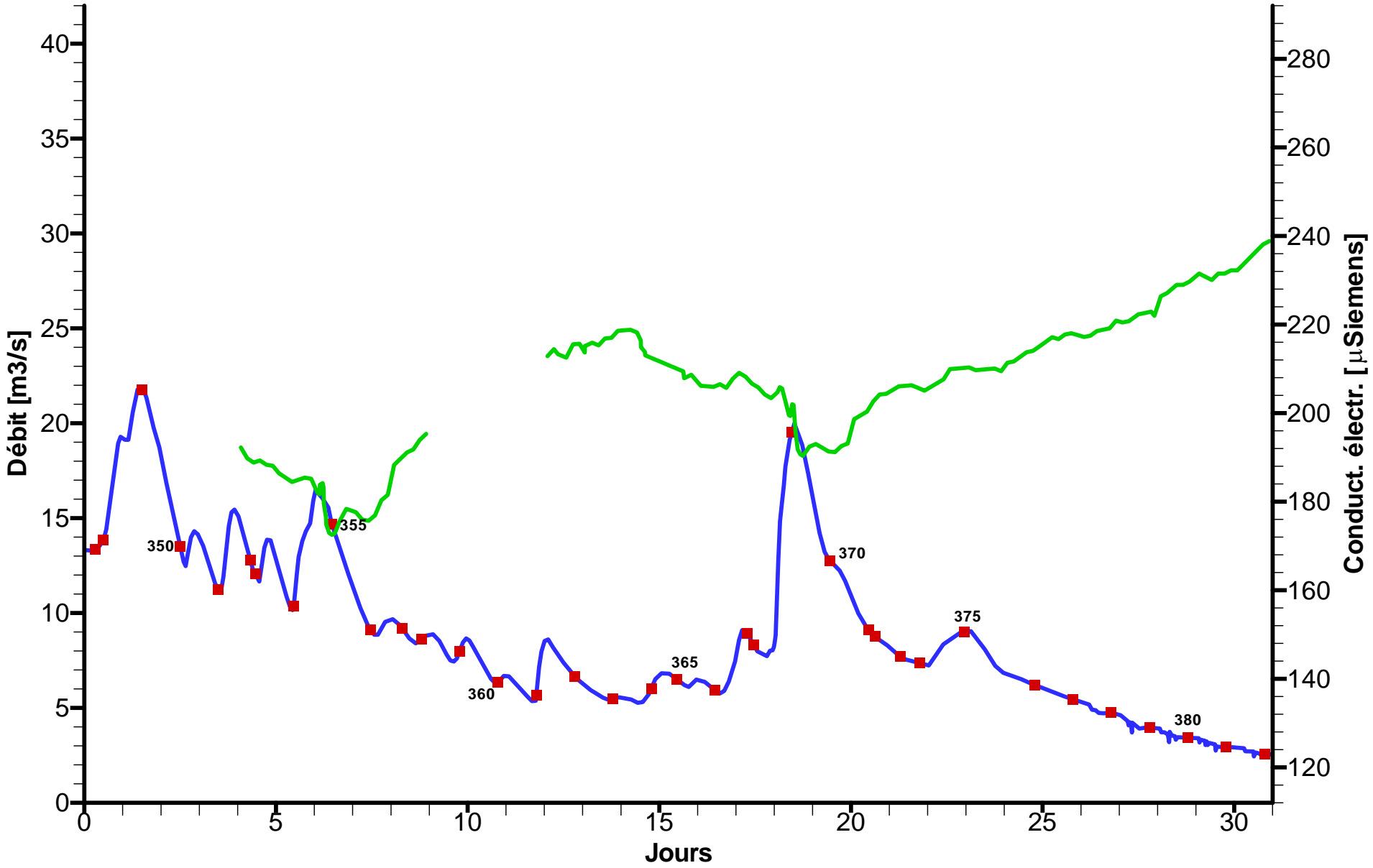
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Avril 1978



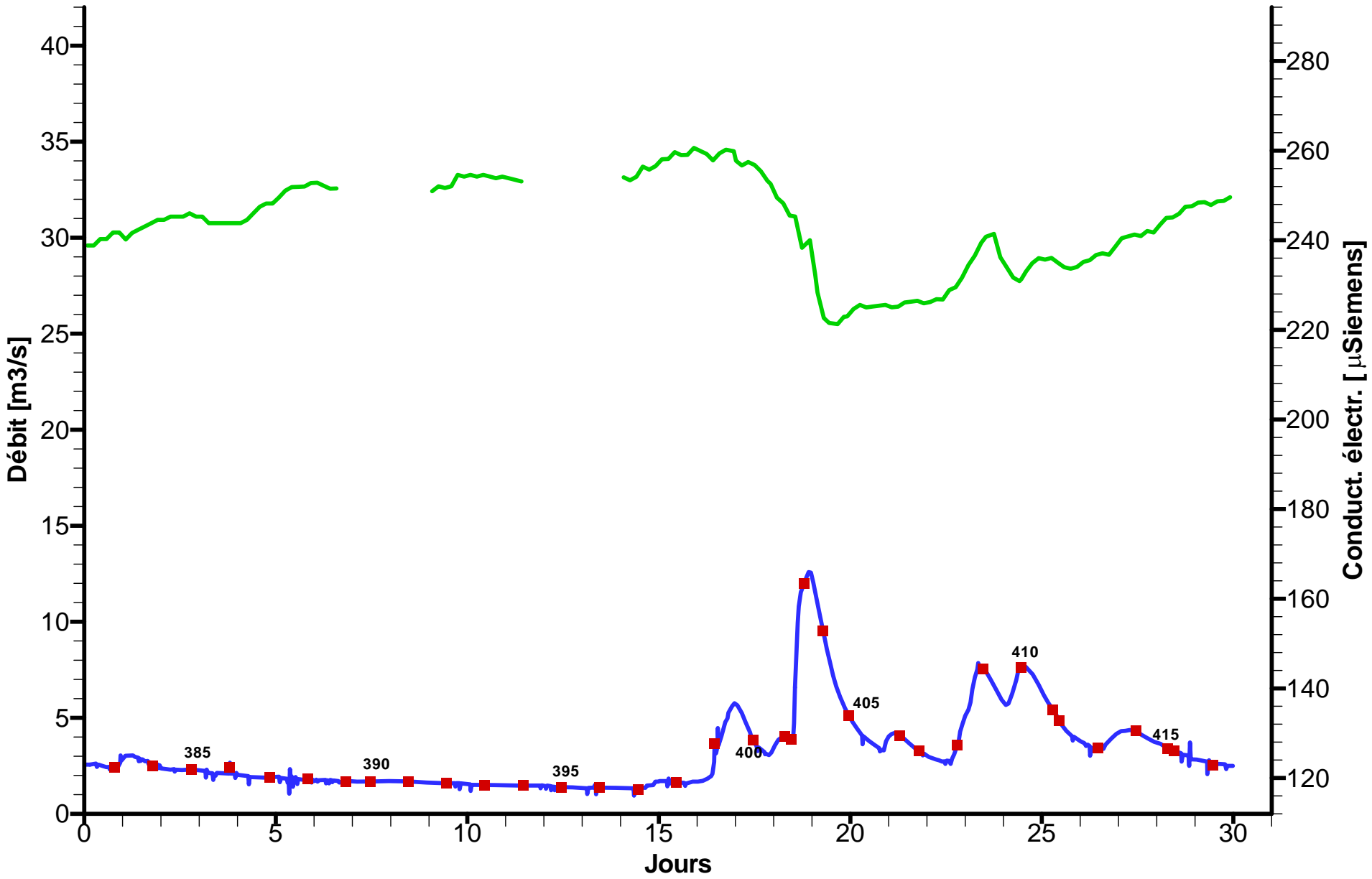
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Mai 1978



(Kiraly et Muller, 1979)

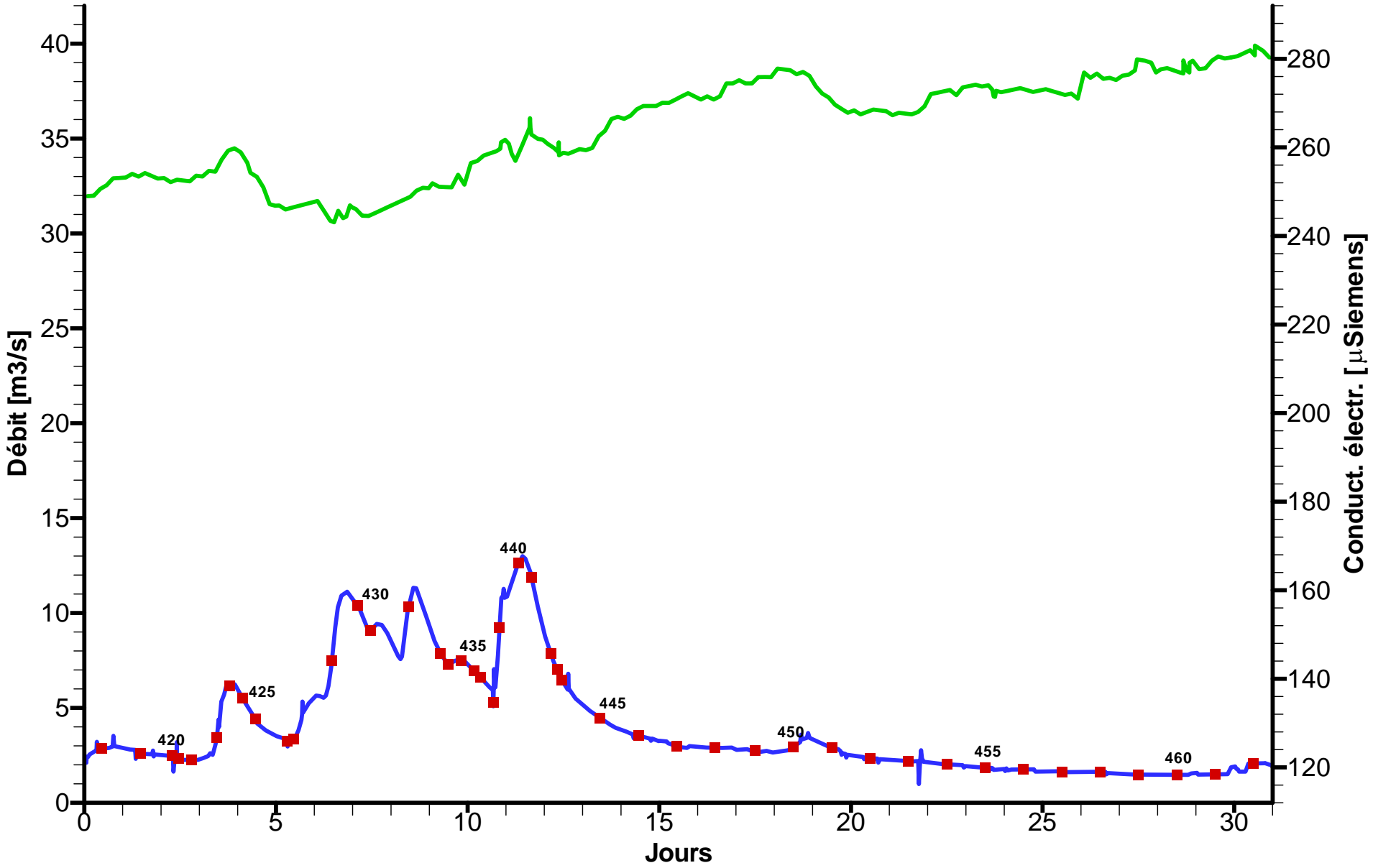
Source de l'Areuse - Juin 1978



(Kiraly et Muller, 1979)

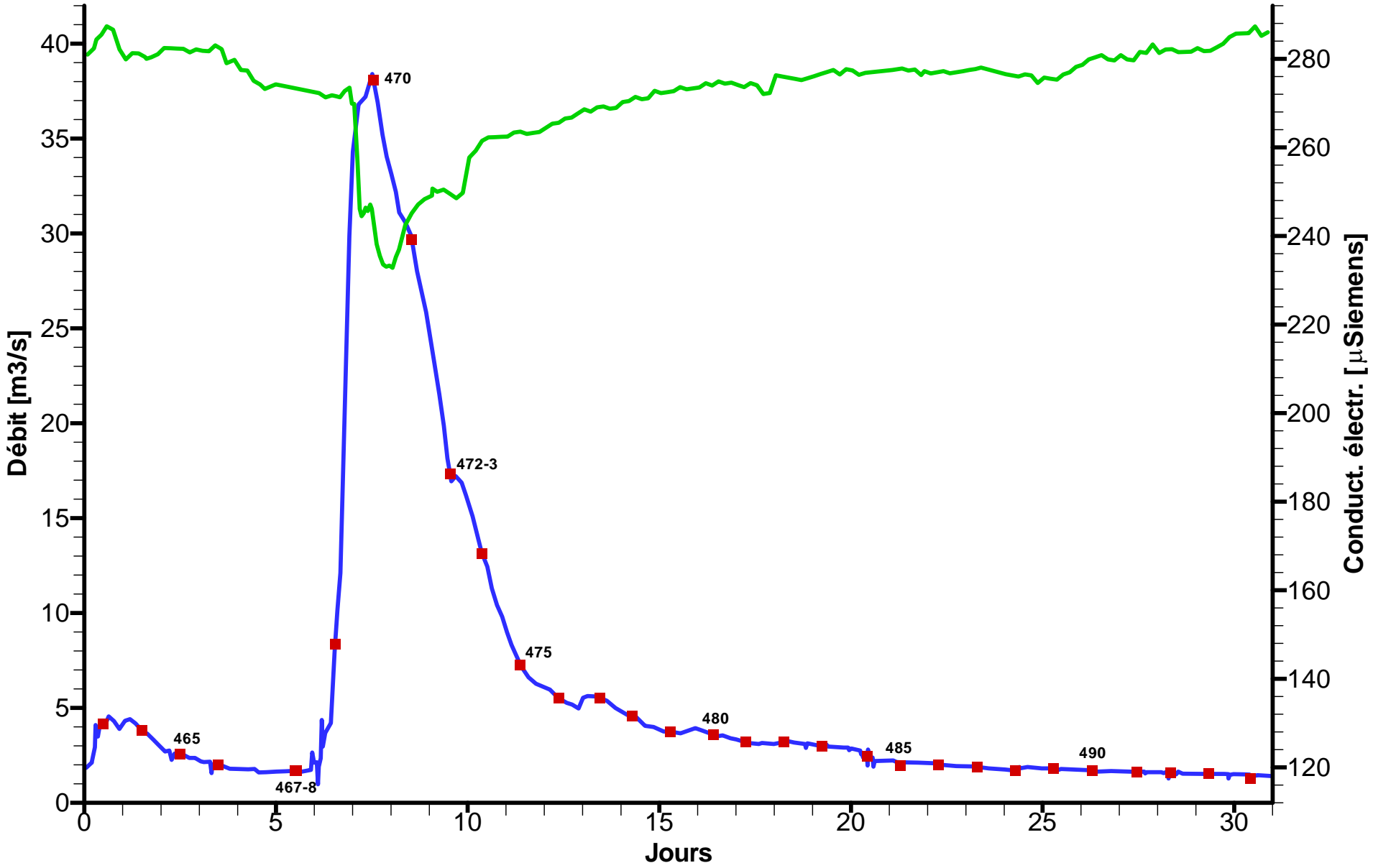
Source de l'Areuse - Juillet 1978

- Débit
- Echantillon
- Cond. électr.



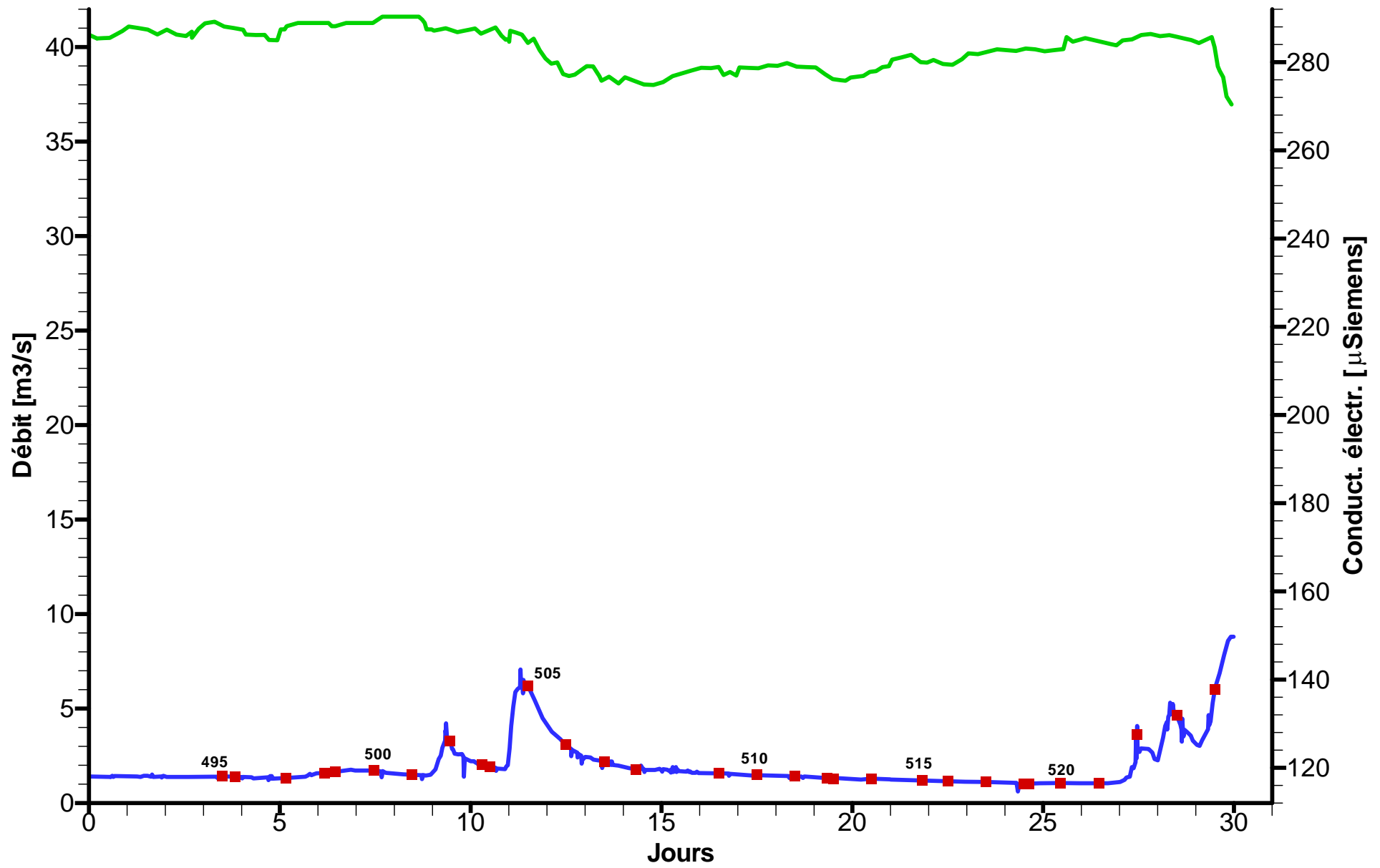
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Août 1978



(Kiraly et Muller, 1979)

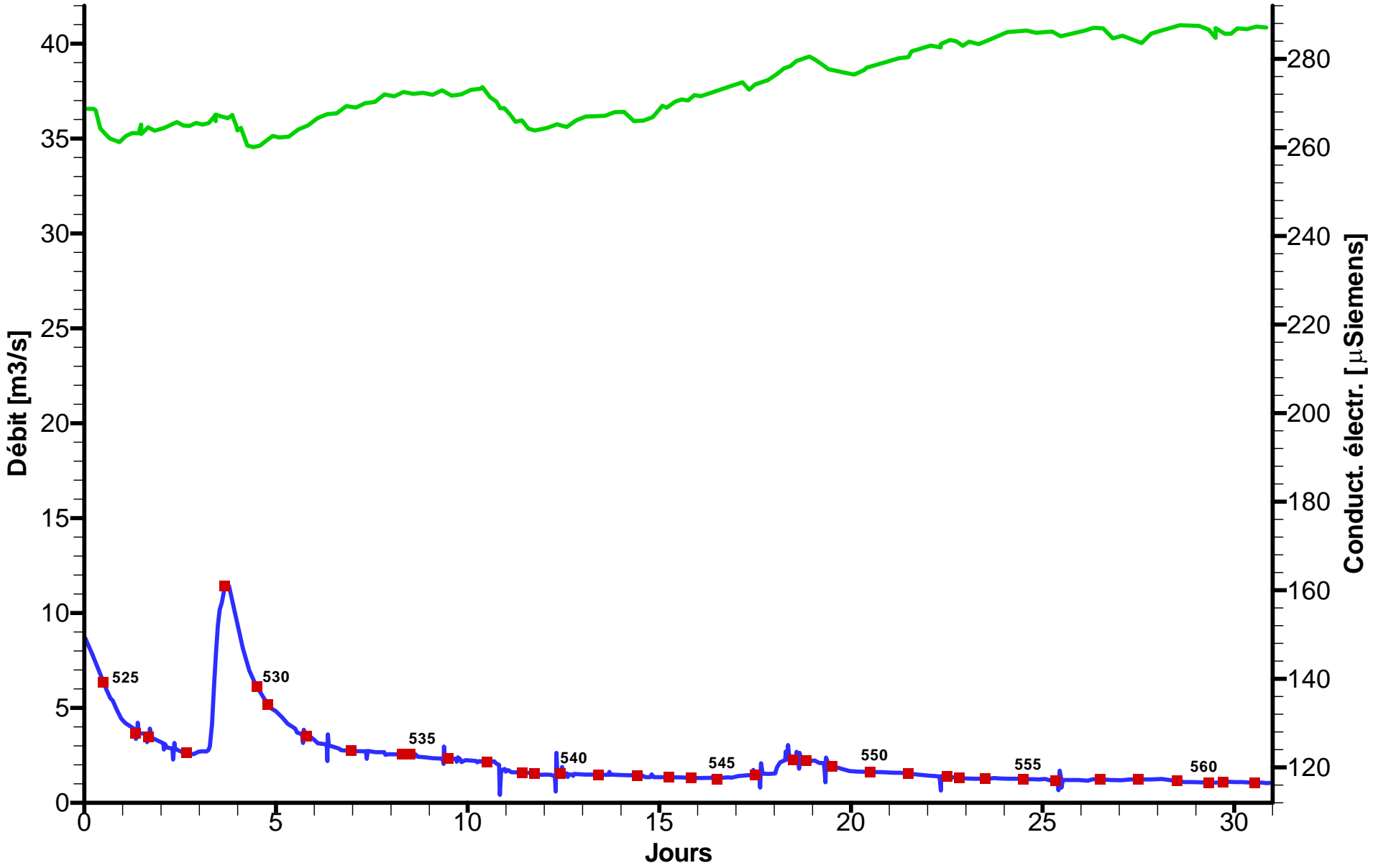
Source de l'Areuse - Septembre 1978



(Kiraly et Muller, 1979)

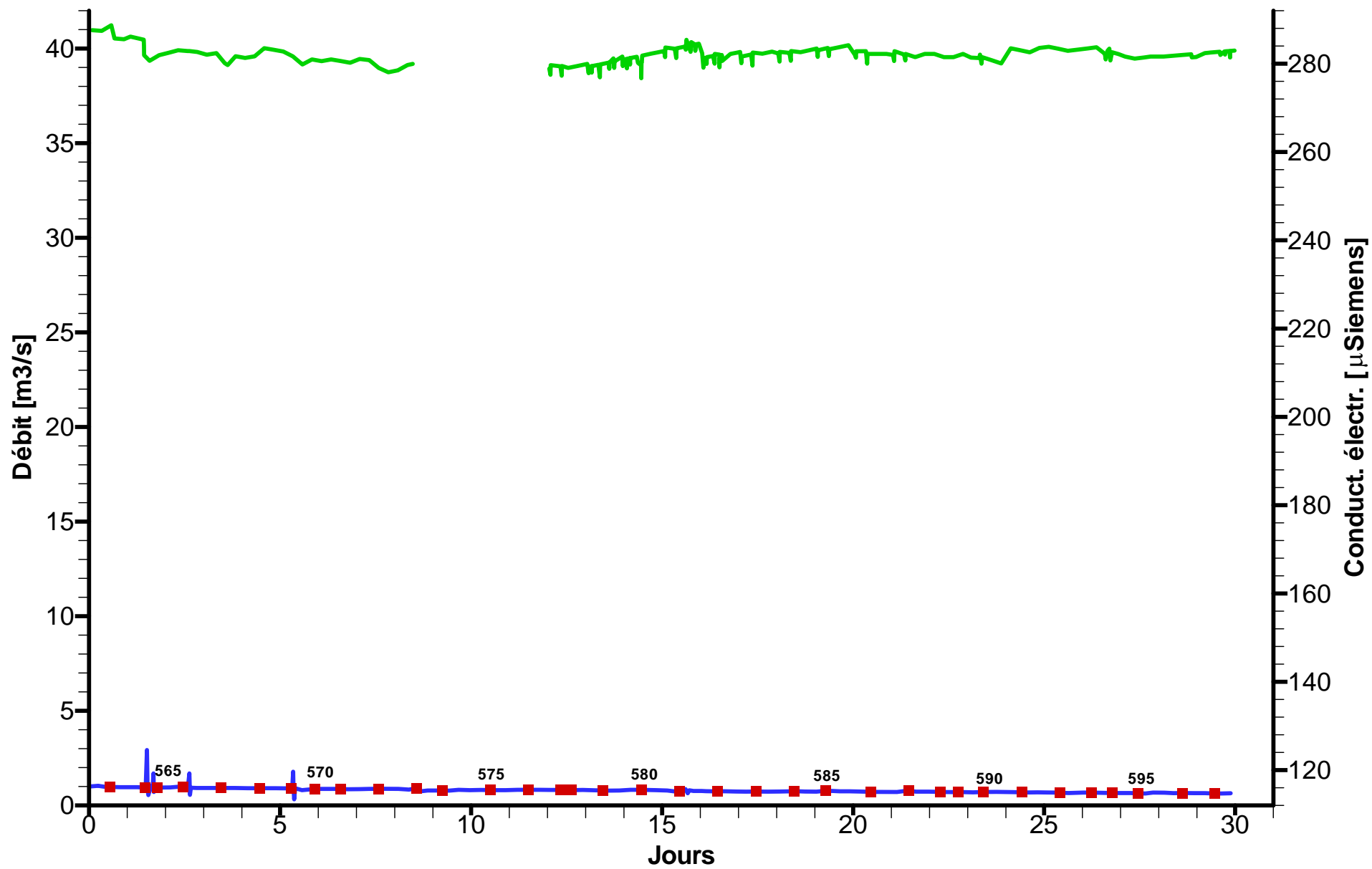
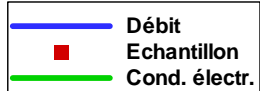
Source de l'Areuse - Octobre 1978

- Débit
- Echantillon
- Cond. électr.

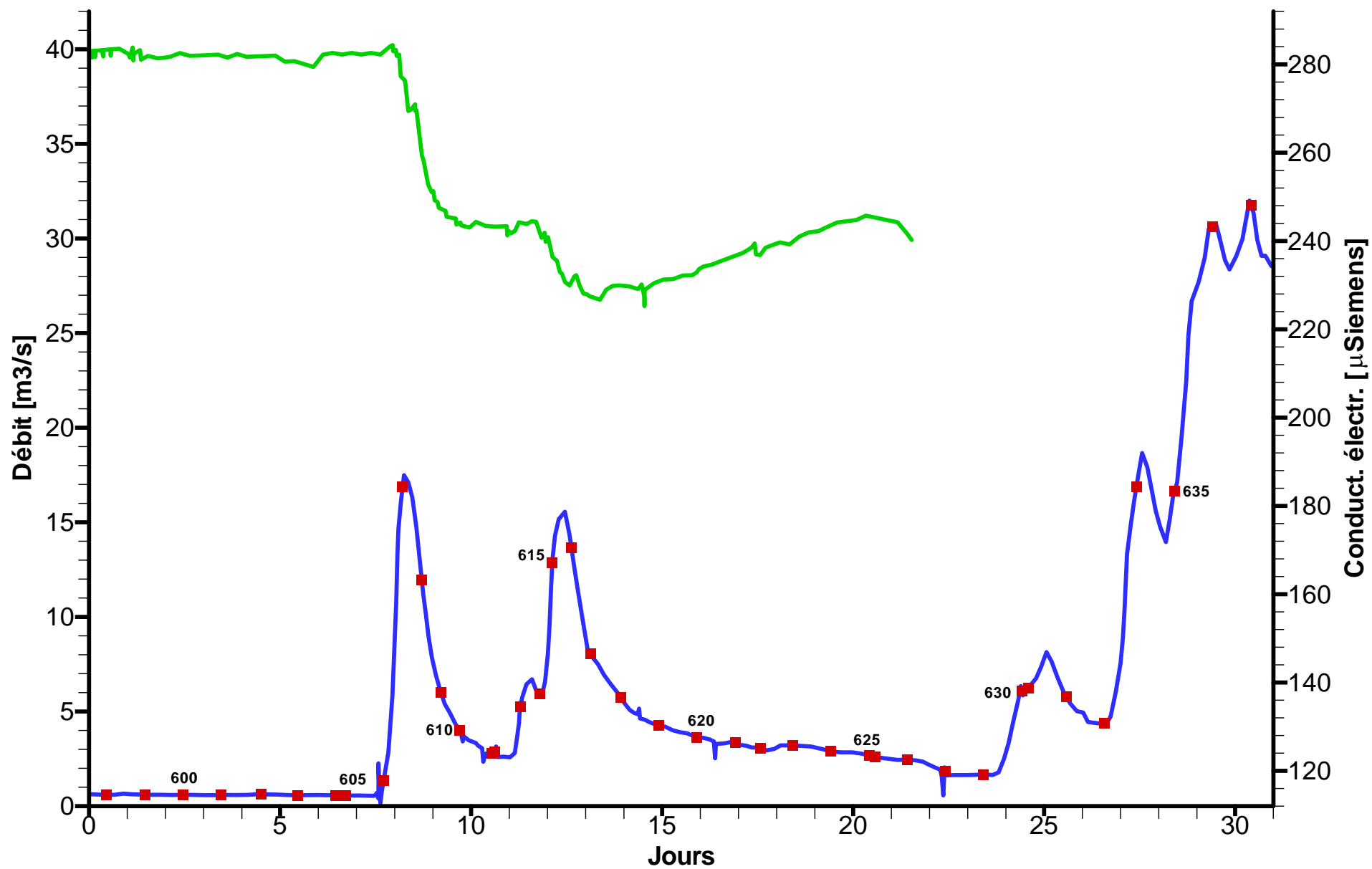


(Kiraly et Muller, 1979)

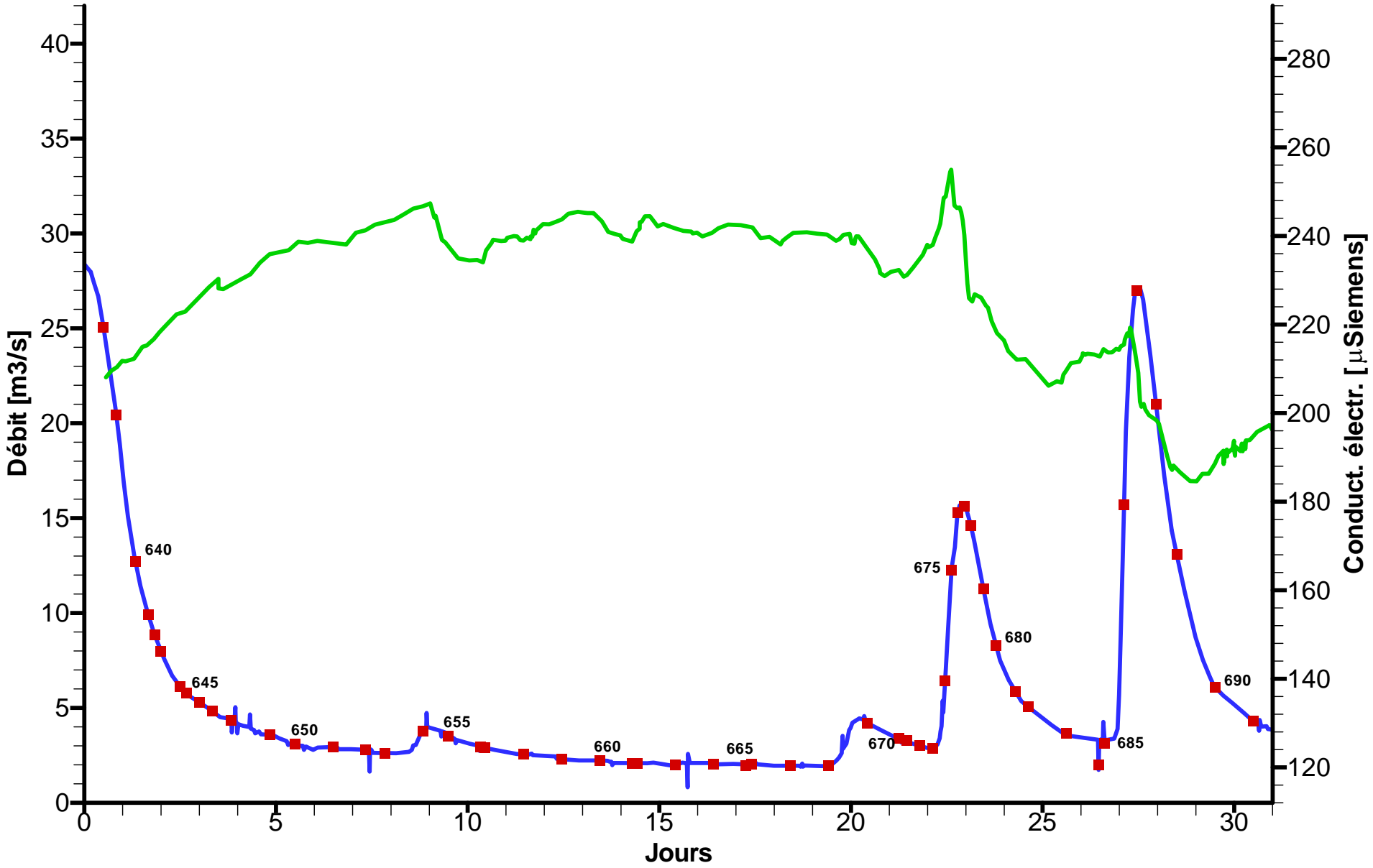
Source de l'Areuse - Novembre 1978



Source de l'Areuse - Décembre 1978

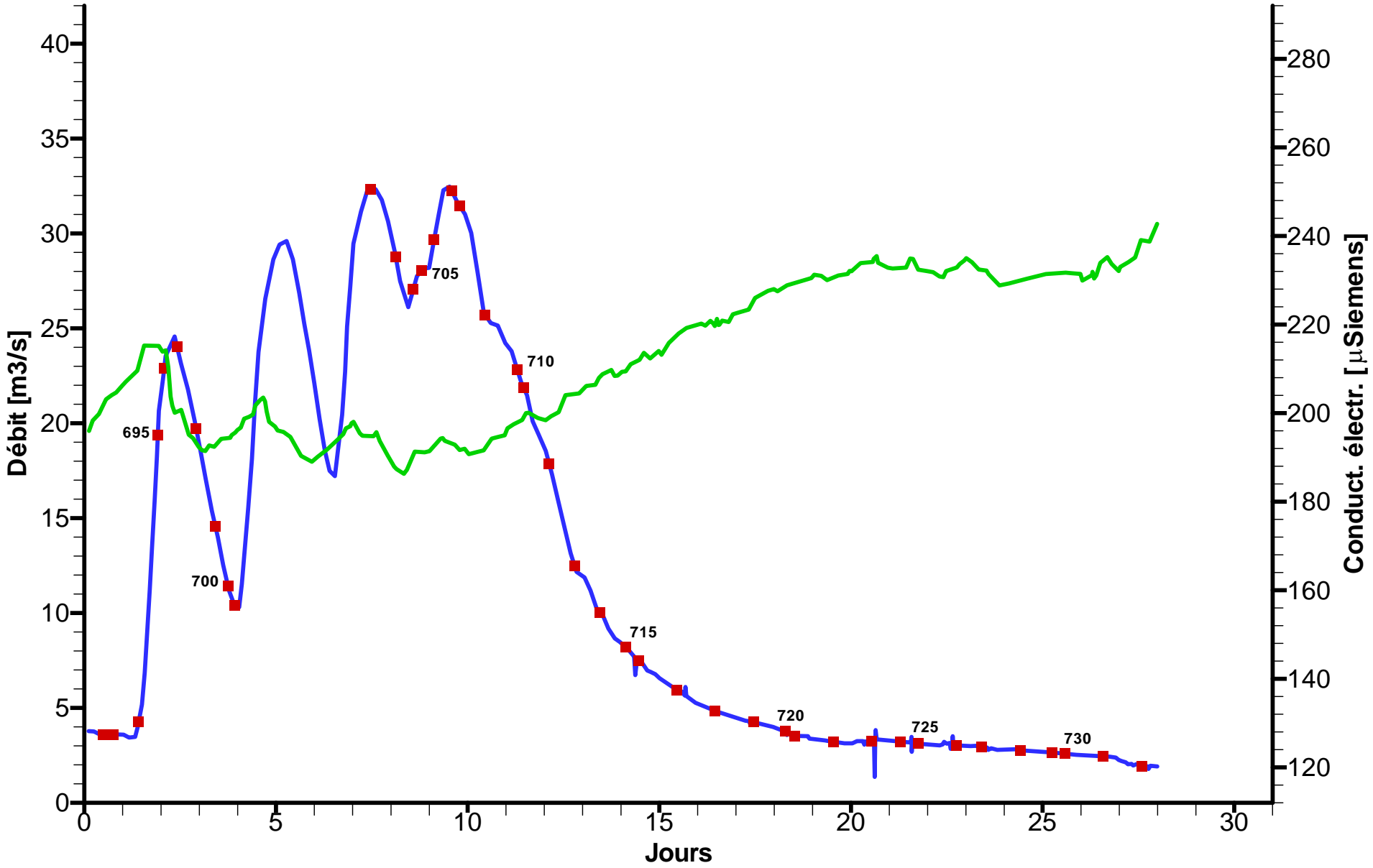


Source de l'Areuse - Janvier 1979



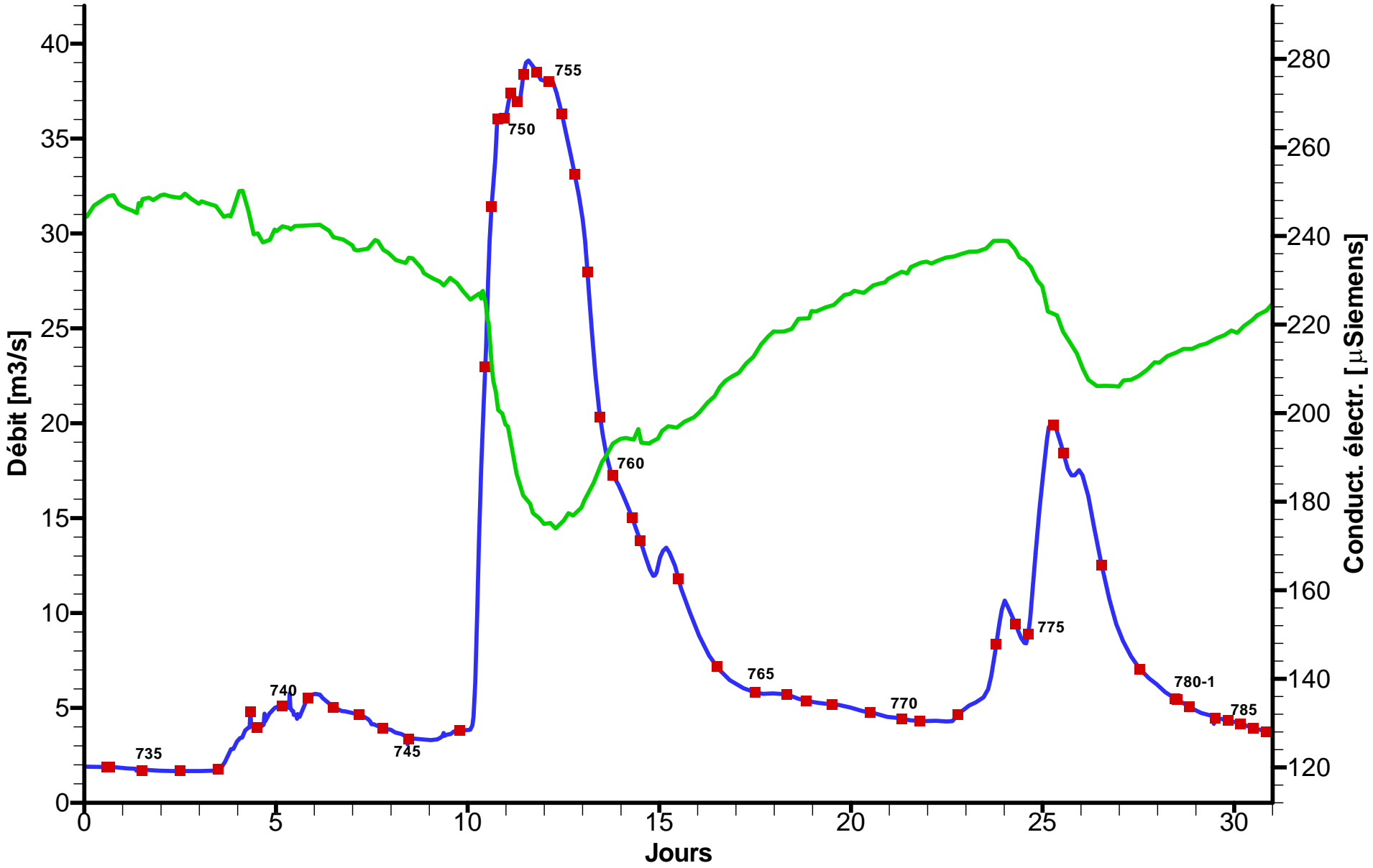
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Février 1979



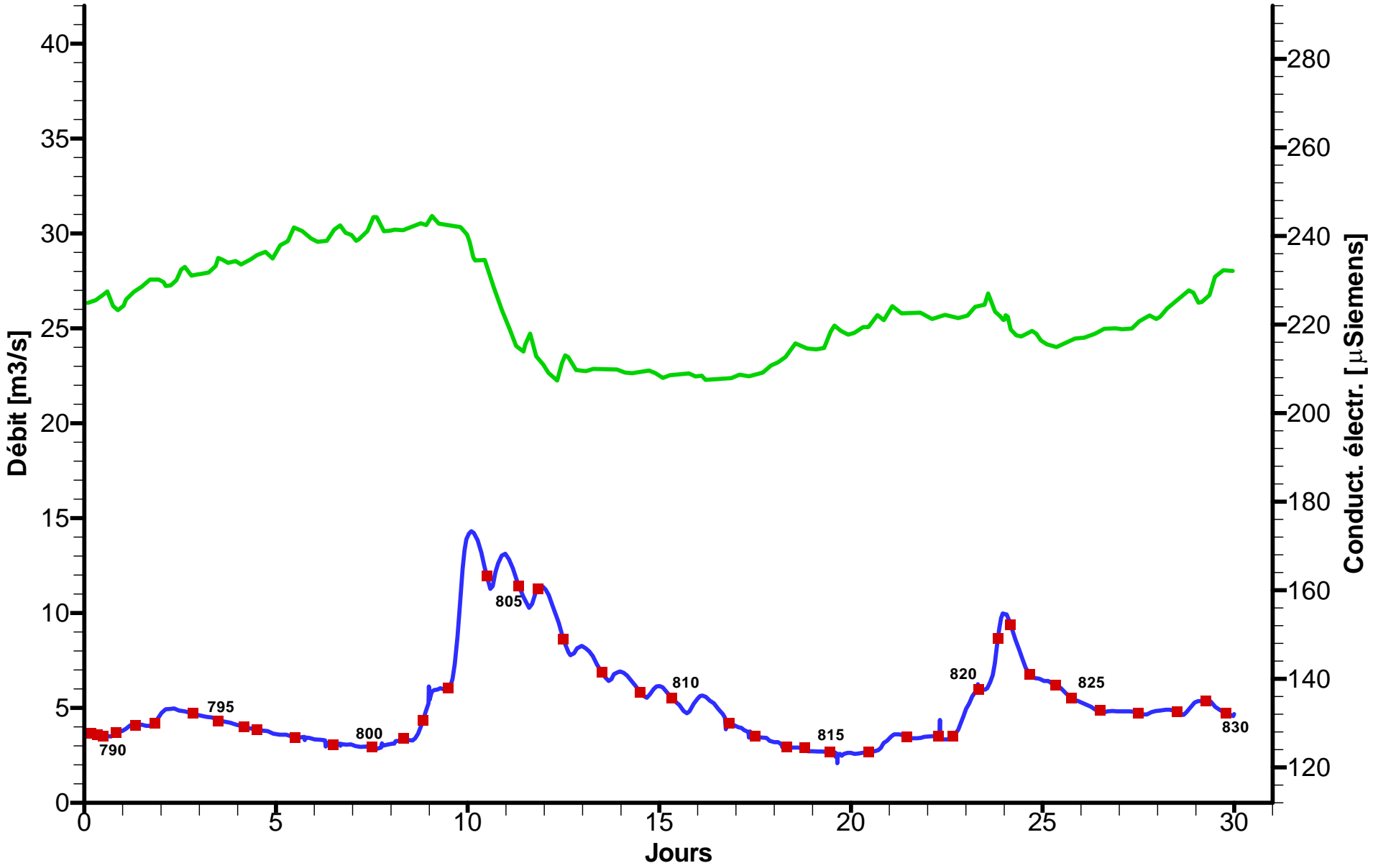
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Mars 1979



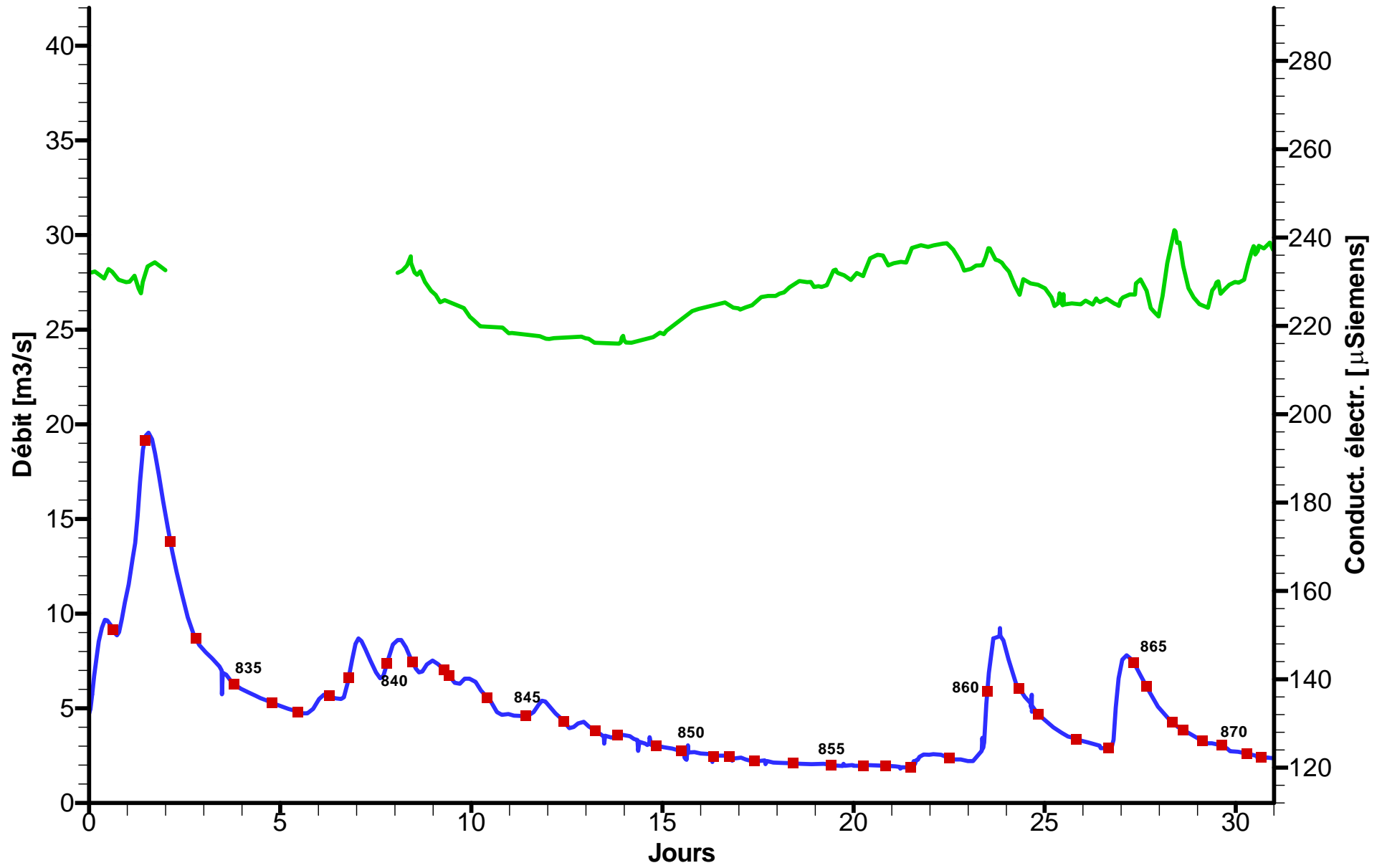
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Avril 1979



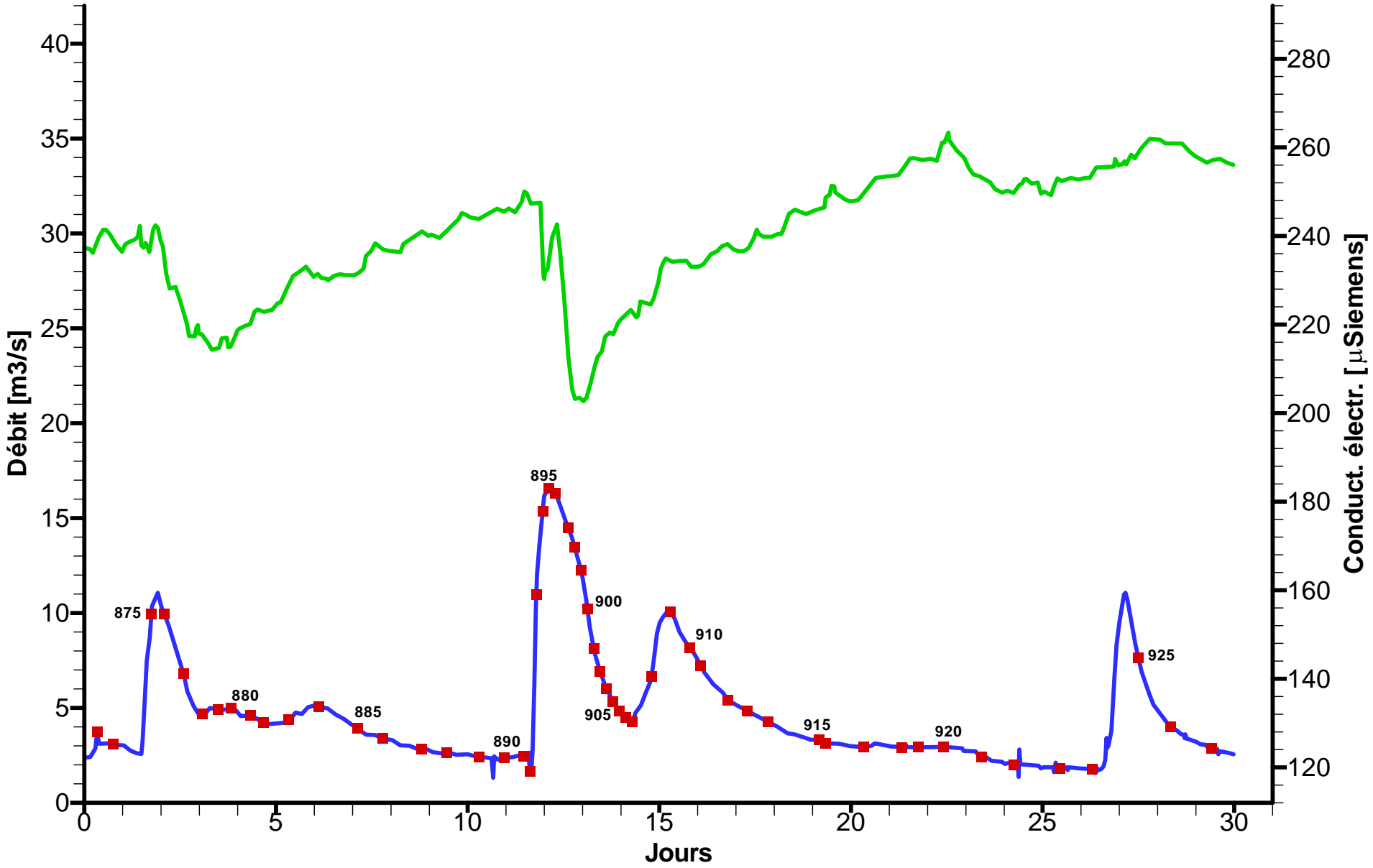
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Mai 1979



(Kiraly et Muller, 1979)

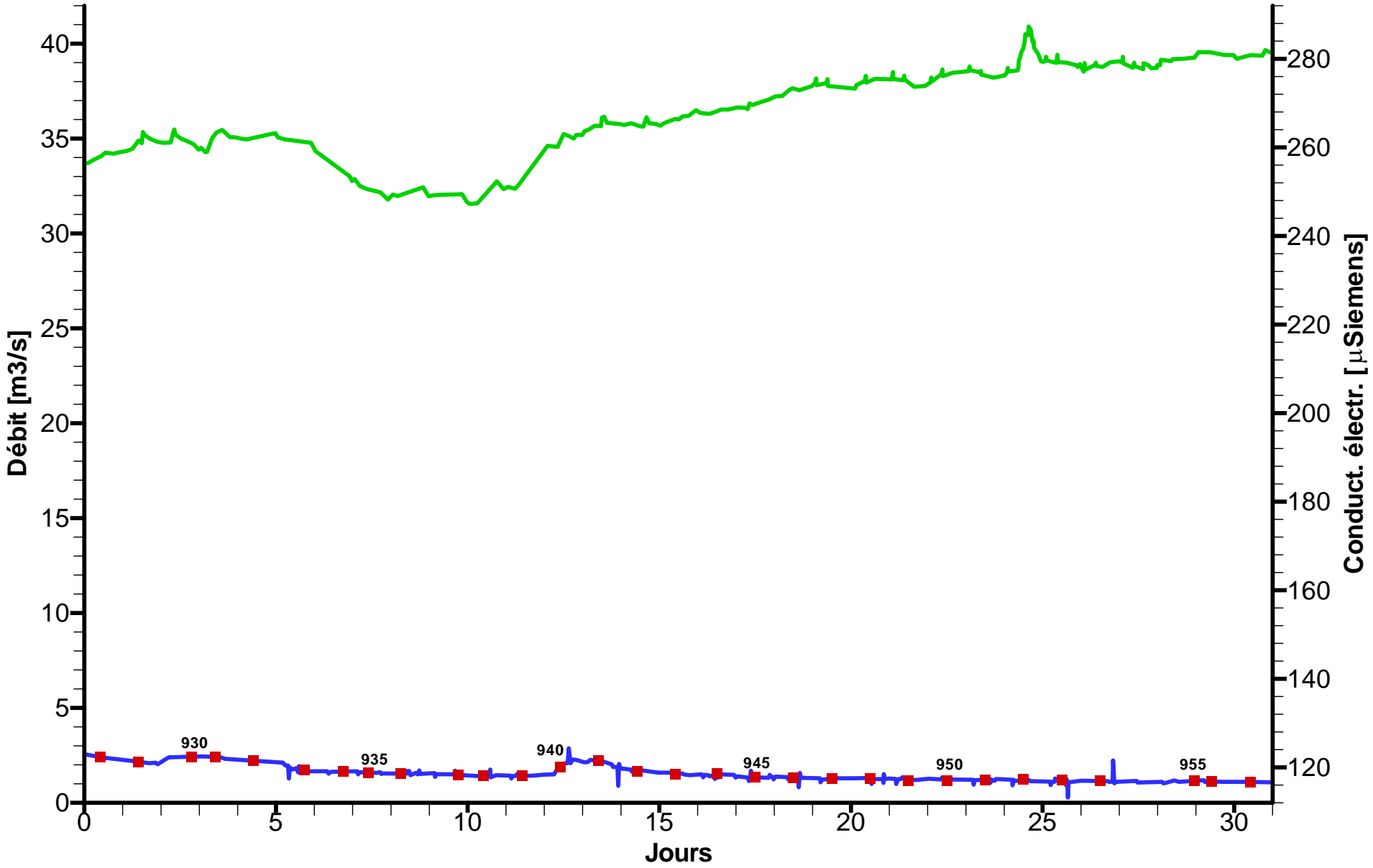
Source de l'Areuse - Juin 1979



(Kiraly et Muller, 1979)

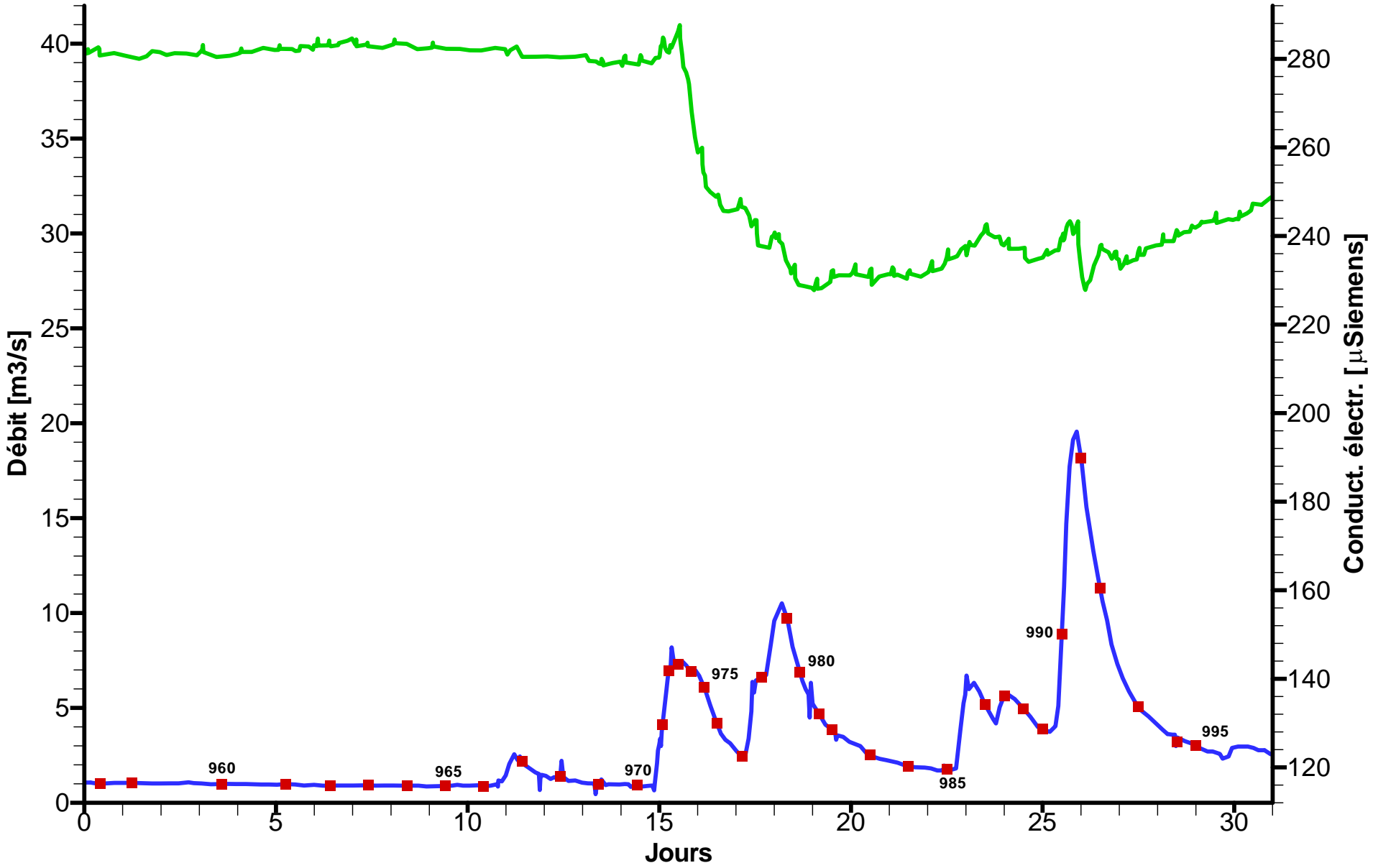
Source de l'Areuse - Juillet 1979

- Débit
- Echantillon
- Cond. électr.



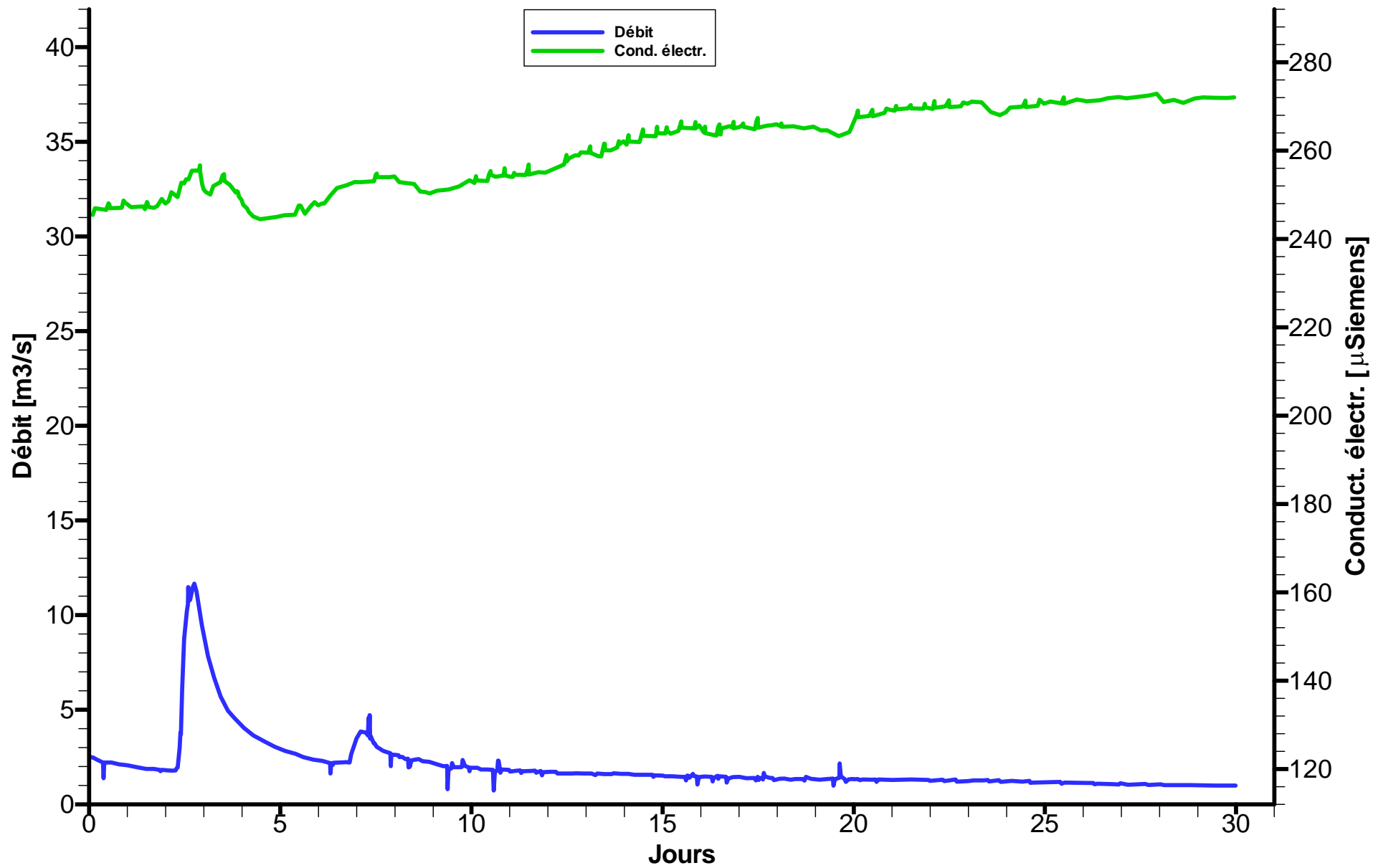
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Août 1979



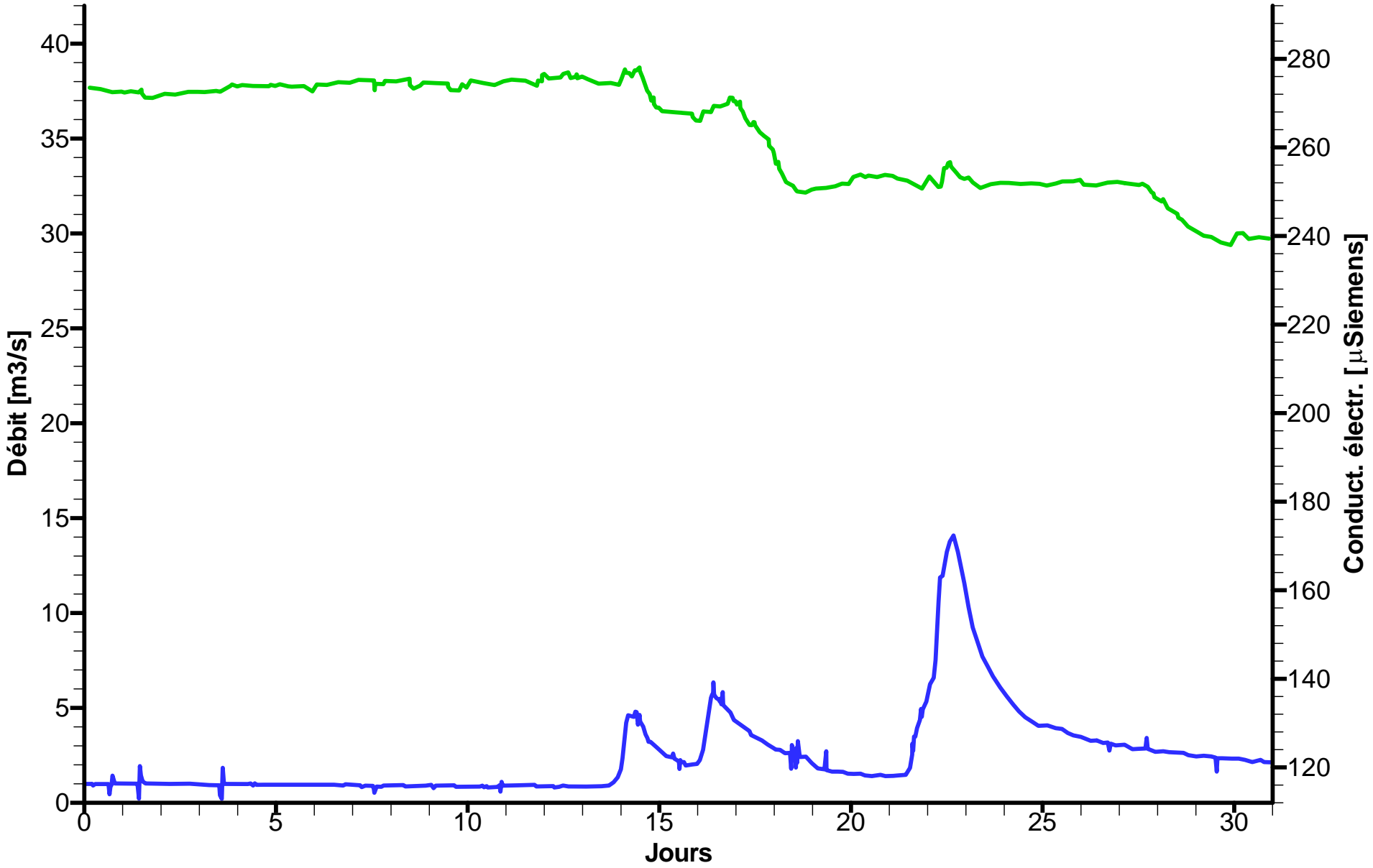
(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Septembre 1979



Source de l'Areuse - Octobre 1979

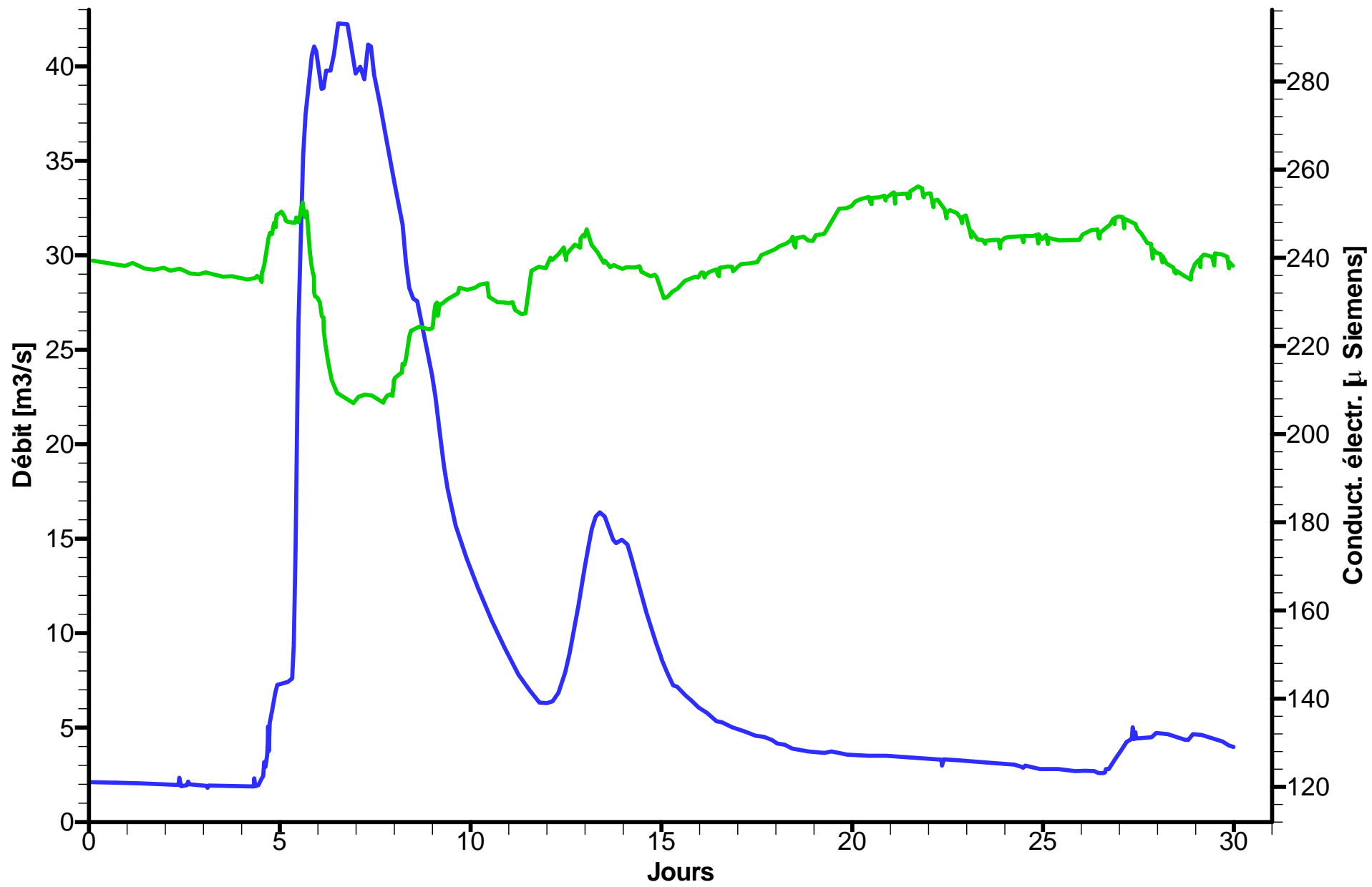
Débit
Cond. électr.



(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Novembre 1979

— Débit
— Cond. électr.



(Kiraly et Muller, 1979)

Source de l'Areuse - Décembre 1979

Débit
Cond. électr.

