



HAL
open science

Analyse des variations de la température du proche sous-sol : interprétation ; application à certains problèmes géotechniques

Marc Barret

► **To cite this version:**

Marc Barret. Analyse des variations de la température du proche sous-sol : interprétation ; application à certains problèmes géotechniques. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00756452

HAL Id: tel-00756452

<https://theses.hal.science/tel-00756452>

Submitted on 23 Nov 2012

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

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



THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

d
Marc BARRET

SUJET

**ANALYSE DES VARIATIONS
DE LA TEMPÉRATURE DU PROCHE SOUS-SOL.
INTERPRÉTATION.
APPLICATION A CERTAINS PROBLÈMES GÉOTECHNIQUES.**

Soutenu le 18 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. G. BIGUENET	
M. J. LETOURNEUR	Invités
M. F. THOUVENOT	

26 OCT. 1984

UNIVERSITE DE GRENOBLE 7
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.48

THESE de 3^e Cycle GÉOLOGIE APPLIQUÉE

Titre de l'ouvrage :

**ANALYSE DES VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE
DU PROCHE SOUS-SOL
INTERPRÉTATION. APPLICATION A
CERTAINS PROBLÈMES GÉOTECHNIQUES**

Vom de l'auteur : Marc BARRET

Établissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires de
Géologie et de Mécanique

RÉSUMÉ

La première partie est consacrée à un rappel théorique des propriétés thermiques des matériaux, à des notions sur les flux et transferts thermiques ainsi qu'à la définition du modèle étudié où les variations de température sont des ondes thermiques sinusoïdales et où les transferts se font uniquement par conduction. On étudie ensuite les facteurs influençant les échanges thermiques de ce modèle, et notamment la conductivité et la diffusivité.

Dans la deuxième partie, après avoir examiné des exemples de données, on montre la nécessité de les traiter pour parvenir à l'extraction de certains paramètres du modèle choisi. Les outils de traitement sont l'analyse spectrale, globale et par fenêtre mobile, et le filtrage fréquentiel numérique. Quelques méthodes de calcul de la diffusivité, du flux thermique conductif et du stock de chaleur sont alors exposées ainsi que les conditions de leur validité, tant d'un point de vue théorique que lors d'applications numériques sur données réelles et synthétiques.

Deux exemples d'application géotechnique sont présentés dans la troisième partie où l'on utilise la température du proche sous-sol.

* Le premier exemple concerne le problème de la fiabilité des données transmises par un câble enterré lors de variations temporelles de la température. Il apparaît alors nécessaire de connaître la diffusivité thermique des terrains rencontrés. Celle-ci est calculée à partir d'enregistrements de température par les méthodes présentées dans la deuxième partie. La différence de comportement thermique entre les terrains est ainsi mise en évidence.

* Dans le deuxième exemple, on cherche à déceler des circulations d'eau dans le proche sous-sol par les anomalies qu'elles sont susceptibles d'y provoquer.

MOTS-CLÉS

Proche sous-sol ; Transfert thermique par conduction ; Diffusivité thermique ; Flux thermique ; Analyse spectrale ; Fenêtre mobile ; Équation de la chaleur ; Géotechnique ; Détection de circulation d'eau ; Glissements de terrain ; Plateau de Bure ; Thermométrie.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

Marc BARRET

UNIVERSITE DE GRENOBLE III
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.49

26 OCT. 1984

SUJET

**ANALYSE DES VARIATIONS
DE LA TEMPÉRATURE DU PROCHE SOUS-SOL.
INTERPRÉTATION.
APPLICATION A CERTAINS PROBLÈMES GÉOTECHNIQUES.**

Soutenu le 18 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. G. BIGUENET	
M. J. LETOURNEUR	Invités
M. F. THOUVENOT	

GRENOBLE

10079796

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé par
leur participation directe ou indirecte à ce travail.

à mes parents
à Marianne

25 OCT. 1984

S O M M A I R E

AVANT - PROPOS

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

I. GENERALITES

- I.1. Rappel de quelques notions sur les transferts de chaleur
- I.2. Température du proche sous-sol

DEUXIEME PARTIE

II. ETUDE DES VARIATIONS NATURELLES

- II.1. Introduction
- II.2. Examen des données brutes
- II.3. Outils de traitement numérique utilisés
- II.4. Méthodes de calcul
- II.5. Résultats

TROISIEME PARTIE

III. DEUX ELEMENTS D'APPLICATION GEOTECHNIQUE

- III.1. Protection d'un câble enterré contre les chocs thermiques
- III.2. Détection de circulations d'eaux souterraines dans le proche sous-sol des versants (prospection thermométrique).

CONCLUSION

ANNEXE

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

SYMBOLES ET UNITES

<u>Symbole</u>	<u>Nom</u>	<u>Unité</u>
a	diffusivité thermique	cm ² .s ⁻¹
λ	conductivité thermique	cal.cm ⁻¹ .s ⁻¹ .°C ⁻¹
ρ	masse volumique	g.cm ⁻³
c	chaleur spécifique	cal.g ⁻¹ .°C ⁻¹
C _v	chaleur spécifique par unité de volume	cal.cm ⁻³ .°C ⁻¹
w	teneur en eau	% (en poids)
φ	flux thermique	cal.cm ⁻² .s ⁻¹
θ	température	°C
t	temps	s
T	période	s
φ	phase	rd
A	amplitude	°C
Q	quantité de chaleur	cal
Z	profondeur	cm
v	vitesse de propagation	cm.s ⁻¹
ν	fréquence	s ⁻¹

I N T R O D U C T I O N

Les propriétés thermiques sont parmi les moins étudiées des diverses propriétés physiques du proche sous-sol (résistivité électrique, constantes mécaniques...).

Le but de ce travail est d'en améliorer la connaissance et de définir l'influence qu'elles ont sur les ajustements de la température souterraine à diverses influences externes ou internes.

Après un rappel des lois physiques en cause, la première partie du mémoire décrit le modèle étudié, où les variations de l'influence thermique se définissent par des ondes sinusoïdales et où les transferts se font uniquement par conduction. Vient ensuite l'examen des facteurs influençant les échanges dans ce modèle et notamment conductivité et diffusivité.

Dans la seconde partie, après une analyse critique de séries de données enregistrées, on montre la nécessité d'un traitement destiné à permettre d'extraire du modèle choisi des paramètres fiables. Les outils de ce traitement sont l'analyse spectrale, globale et par fenêtre mobile, et le filtrage fréquentiel numérique. Quelques méthodes de calcul de la diffusivité, du flux thermique conductif et du stock de chaleur sont alors exposées ainsi que les conditions de validité, tant d'un point de vue théorique que lors d'applications sur données réelles et synthétiques.

Deux exemples d'application géotechnique sont présentés dans la troisième partie, où l'on utilise la température du proche sous-sol :

* le premier concerne le problème de la fiabilité des données

transmises par un câble enterré lorsque celui-ci est soumis, dans le temps, à des variations de température. Il apparaît alors nécessaire de connaître la diffusivité thermique des terrains traversés. Celle-ci est calculée à partir d'enregistrements de température par les méthodes présentées dans la deuxième partie. La différence de comportement thermique des divers terrains est ainsi mise en évidence ;

* dans le deuxième exemple, on cherche à déceler des circulations d'eau dans le proche sous-sol par les anomalies thermiques qu'elles sont susceptibles d'y provoquer.

Enfin, on trouvera en annexe l'ébauche d'une méthode permettant de calculer la réponse d'une tranche de sol à une excitation thermique donnée.

PREMIERE PARTIE

I. GENERALITES

Les variations de la température d'un milieu quelconque dans le temps et dans l'espace sont fonction des transferts de chaleur entre ce milieu et les milieux avec lesquels il est en contact.

I.1. RAPPEL DE QUELQUES NOTIONS SUR LES TRANSFERTS DE CHALEUR

Un transfert de chaleur est un transfert d'énergie ; cette énergie est soit initialement sous forme de chaleur ou bien en résulte par dégradation d'autres formes d'énergie : mécanique, électromagnétique, chimique...

En dépit de cela, nous mesurerons les quantités de chaleur non en joules mais en calories , avec l'équivalence $1 \text{ cal} = 4,18 \text{ joules}$ (1 cal : quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1°C la température de 1 g d'eau autour de 15°C). De même, nous emploierons les unités du système CGS sauf indications contraires.

I.1.1. PROPRIETES THERMIQUES D'UN CORPS

Le comportement thermique d'un corps, c'est-à-dire son aptitude à transférer de la chaleur, peut être décrit à l'aide des propriétés suivantes :

* chaleur spécifique : c (cal.g⁻¹.°C⁻¹)

C'est la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1°C la température de 1 g de ce corps.

Cette grandeur dépend de la température ; elle double par exemple pour les roches entre 0°C et 500°C .

$$c = \frac{dQ}{d\theta}$$

dQ étant la quantité de chaleur gagnée par unité de poids et dθ la variation de température qui en résulte.

* capacité calorifique C_v (cal.cm⁻³.°C⁻¹)

ou chaleur spécifique par unité de volume.

C'est la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1°C la température de 1 cm³ de ce corps. Elle est liée à la chaleur spécifique par :

C_v = ρC' ρ étant la masse volumique (g.cm⁻³)

C_v = $\frac{dQ_v}{d\theta}$

dQ_v étant la quantité de chaleur gagnée par unité de volume et dθ la variation de température qui en résulte.

C_v représente l'aptitude d'un corps à stocker la chaleur.

* conductivité thermique : λ (cal.cm⁻¹.s⁻¹.°C⁻¹)

Elle est définie comme le rapport du flux de chaleur φ au module du gradient de température $\overrightarrow{\text{grad } \theta}$ (loi de Fourier) :

λ = $\frac{-\phi}{\text{grad } \theta}$

Elle caractérise l'aptitude d'un corps à transmettre la chaleur.

* diffusivité thermique : a (cm².s⁻¹)

C'est le rapport de la conductivité thermique à la capacité calorifique :

a = $\frac{\lambda}{C_v} = \frac{\lambda}{\rho c}$

Elle caractérise la facilité avec laquelle la chaleur est diffusée dans le corps.

* inertie thermique : p (cal.cm⁻².s^{-1/2}.°C⁻¹)

p = $\frac{\lambda}{\sqrt{a}}$

La réponse d'un sol à un apport de chaleur est inversement proportionnelle à l'inertie thermique.

I.1.2. NOTION DE FLUX THERMIQUE

Un transfert de chaleur peut se faire essentiellement par trois processus (GOGUEL (1975)) :

- * par conduction : le transfert se fait de proche en proche à travers un corps ;
- * par convection : la chaleur est véhiculée par un fluide en déplacement, le moteur de ce déplacement étant les différences de température ;
- * par rayonnement électromagnétique

En ce qui concerne le sol, en l'absence d'autres sources de chaleur que les flux géothermique et atmosphérique, nous considérerons uniquement les transferts par conduction.

Pour caractériser un transfert de chaleur par conduction selon une direction, on parle de son flux φ (cal.cm⁻².s⁻¹) qui est la quantité de chaleur transférée par unité de temps et par unité de surface perpendiculaire à cette direction.

Le flux est donc un vecteur défini par :

$\vec{\phi} = -\lambda \overrightarrow{\text{grad } \theta}$

où $\vec{\text{grad}} \theta$ est un vecteur de composantes $\frac{\partial \theta}{\partial x}, \frac{\partial \theta}{\partial y}, \frac{\partial \theta}{\partial z}$

(on suppose que le milieu conducteur est isotrope par rapport à λ)

Par abus de langage, quand on parlera de flux, on parlera en fait du module du vecteur flux.

Dans le sol, et à profondeur suffisante pour être à l'abri de l'influence des variations atmosphériques, on appelle flux géothermique le flux provenant du centre de la Terre :

$$\phi = - \lambda \frac{d\theta}{dz}$$

Sa valeur moyenne est de $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ cal.cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

I.1.3. TRANSFERTS DE CHALEUR PAR CONDUCTION

Soit ϕ_z le flux thermique écoulé dans la direction Oz. Si celui-ci est constant dans le temps (régime permanent), il peut s'écrire :

$$\phi_z = \frac{dQ}{t \cdot ds} \quad \text{où } dQ \text{ est la quantité de chaleur fournie à travers}$$

une surface ds perpendiculaire à Oz pendant un temps t.

On a alors :

$$\frac{dQ}{t \cdot ds} = - \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

Si le flux ϕ_z varie dans le temps, l'équation (1) devient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{dQ}{ds} \right) = - \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2)$$

L'état thermique d'un milieu purement conducteur est régi par l'équation de la chaleur :

$$\text{div} (\lambda \vec{\text{grad}} \theta) = \rho c \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

$$\text{soit } \lambda \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) = \rho c \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

c'est-à-dire :

$$a \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3)$$

L'intégration de cette équation va alors exprimer la température θ comme une fonction de x, y, z et t.

Si l'on impose à un milieu semi-infini, homogène et isotrope, en sa surface une variation de température sinusoïdale d'amplitude A_0 , de période T et de phase ϕ_0 , la température en surface $\theta_0(t)$ sera :

$$\theta_0 = A_0 \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + \phi_0 \right) \quad (4)$$

Si la surface du milieu est contenue dans xOy, l'équation (3) devient :

$$a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (5)$$

L'intégration de (5) avec l'équation (4) pour $z = 0$ donne :

$$\theta(z, t) = A_0 e^{-z\sqrt{\pi/a T}} \sin \left(\frac{2\pi t}{T} - z\sqrt{\pi/a T} + \phi_0 \right) \quad (6)$$

A la profondeur z, la température variera donc dans le temps selon une sinusoïde d'amplitude $A(z)$ et de phase $\phi(z)$:

$$A(z) = A_0 e^{-z\sqrt{\pi/a T}} \quad (7)$$

$$\phi(z) = \phi_0 - z\sqrt{\pi/a T} \quad (8)$$

Les équations (7) et (8) montrent que, pour une période T et une diffusivité thermique a données l'amplitude et le déphasage des variations de température sont des fonctions respectivement exponentielle décroissante et linéaire croissante de la profondeur z (fig. I.1 à I.3).

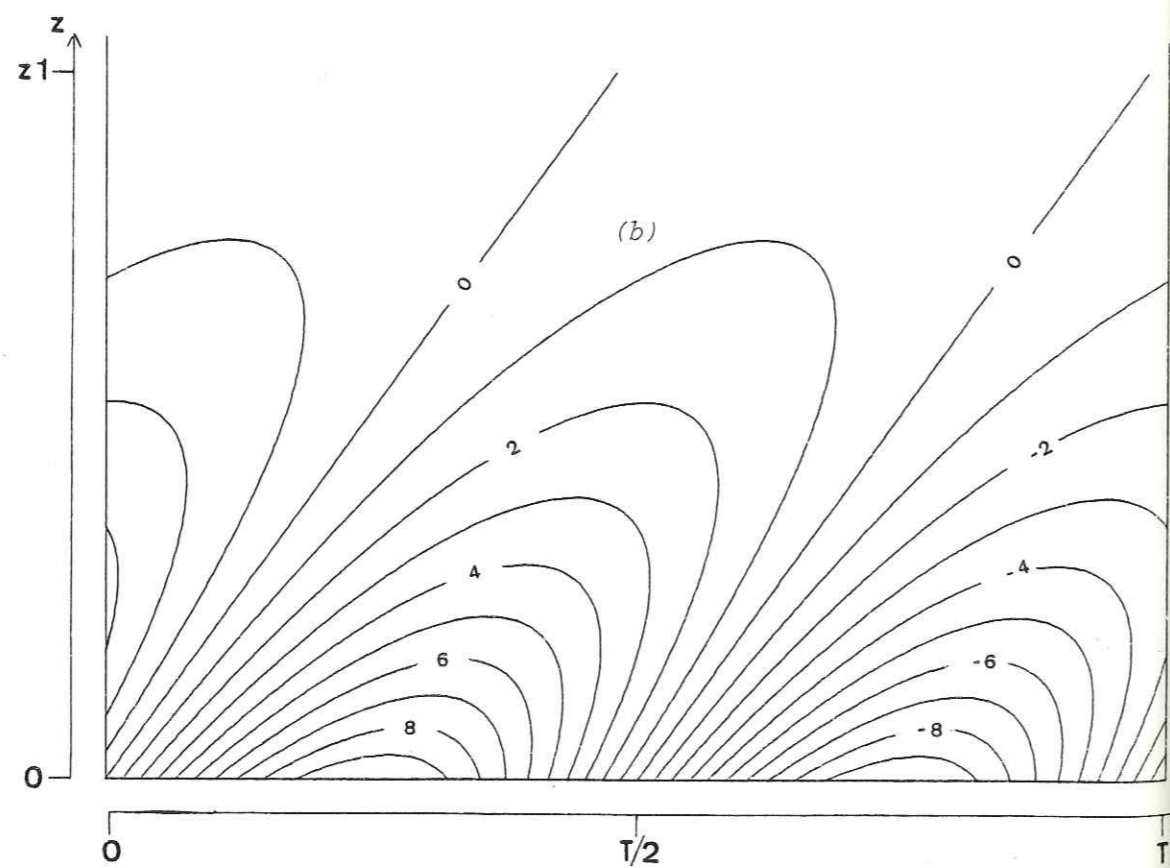
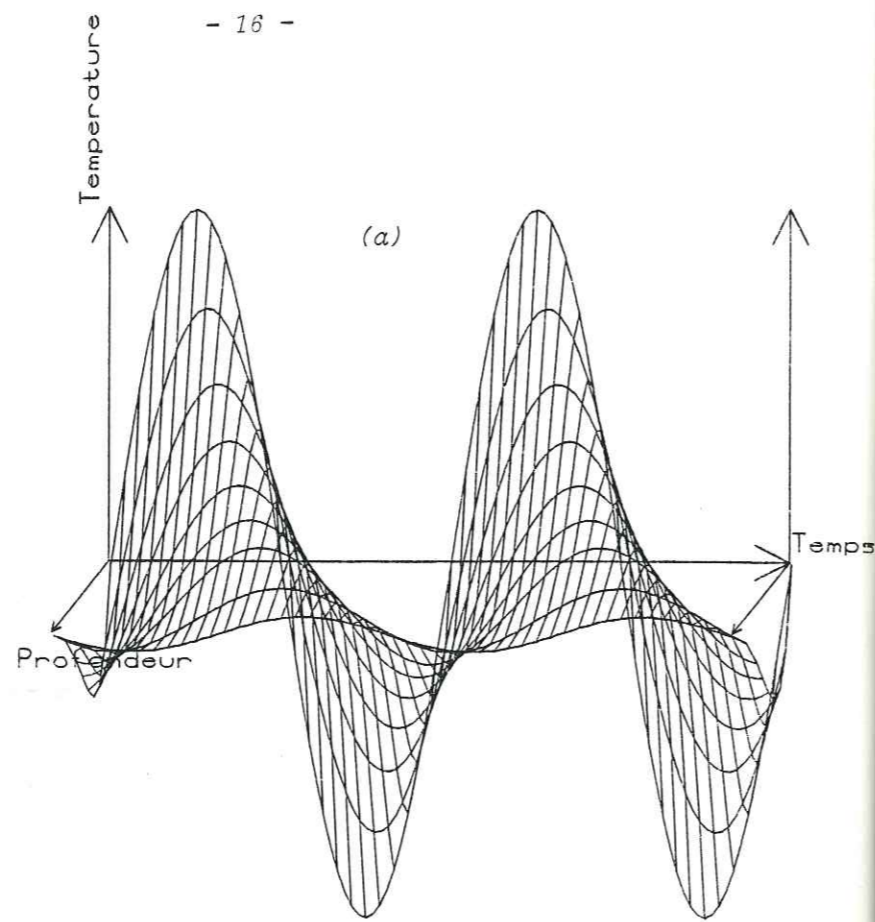


Figure I.1.-Représentation de l'expression (6) $\theta=f(z,t)$ dans les 3 dimensions θ, z, t (fig. a) et en isothermes fonctions de z et t (fig. b) pour $a=0,010 \text{ cm}^2/\text{s}$. z_1 vaut 50 cm si $T=24$ heures et 955 cm si $T=365$ jours pour $A=10^\circ\text{C}$.

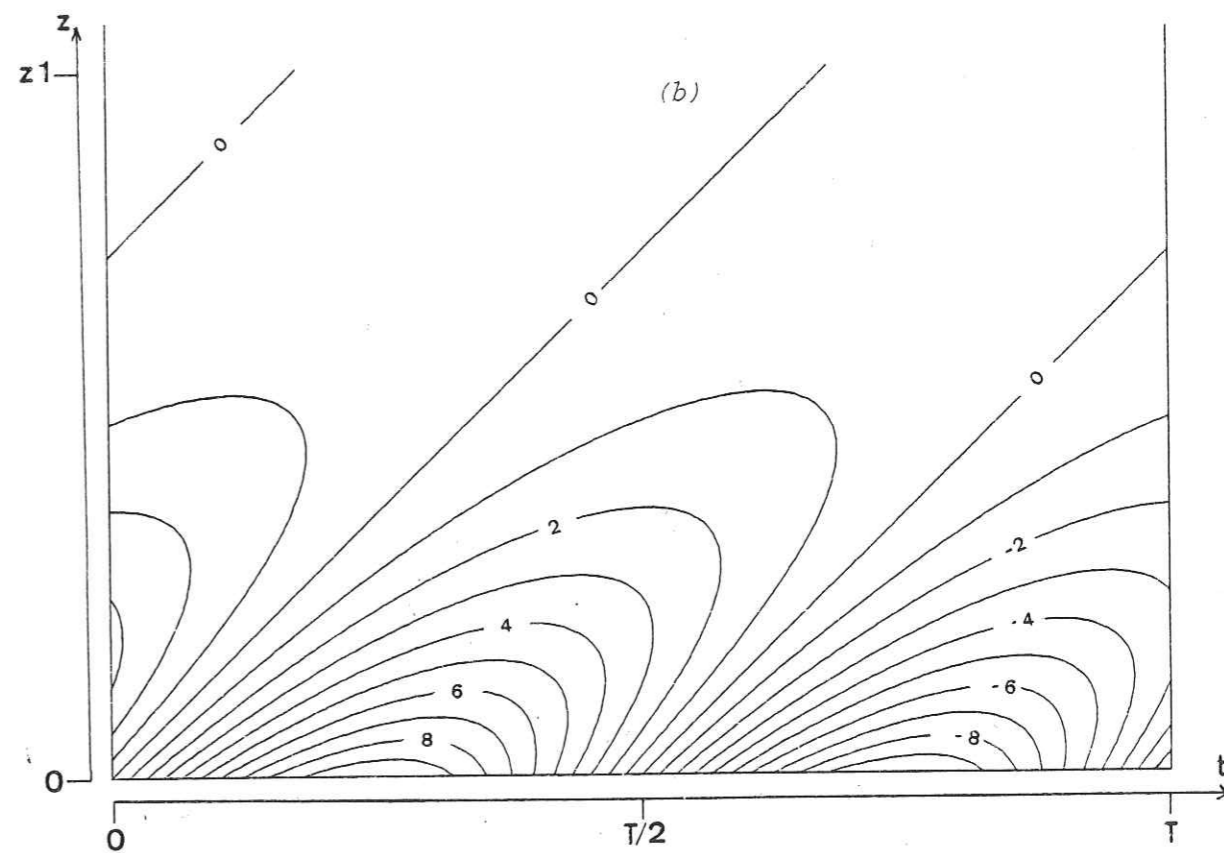
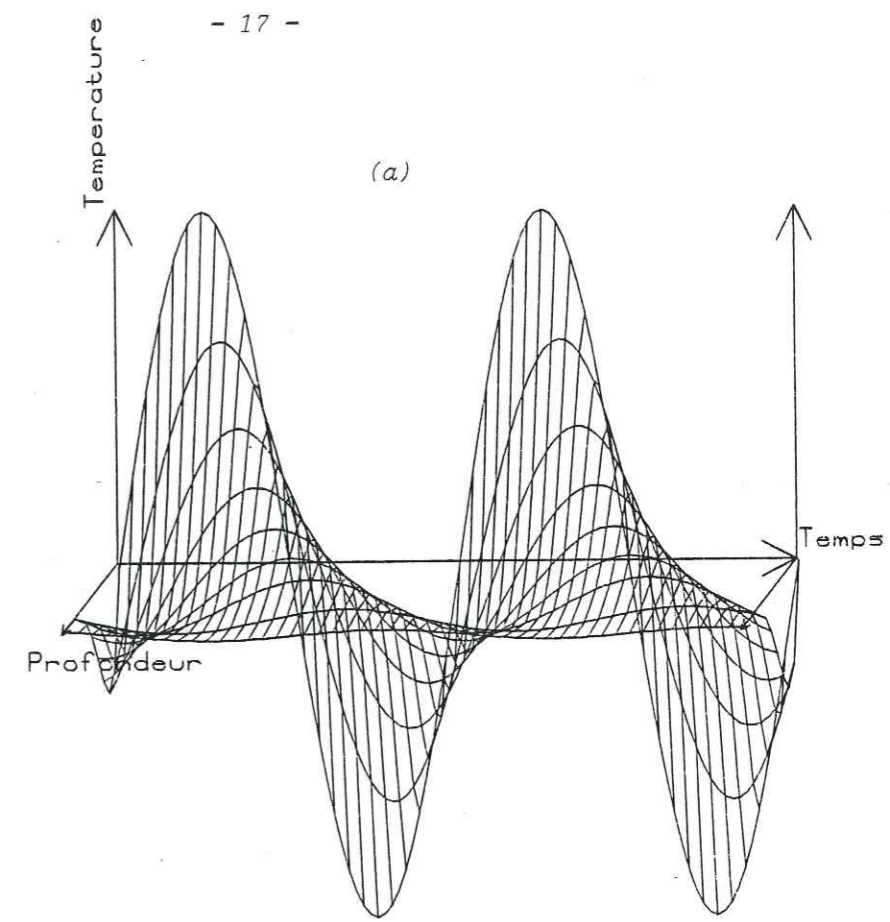


Figure I.2.-Représentation de l'expression (6) $\theta=f(z,t)$ dans les 3 dimensions θ, z, t (fig. a) et en isothermes fonctions de z et t (fig. b) pour $a=0,005 \text{ cm}^2/\text{s}$. z_1 vaut 50cm si $T=24$ heures et 955cm si $T=365$ jours pour $A=10^\circ\text{C}$.

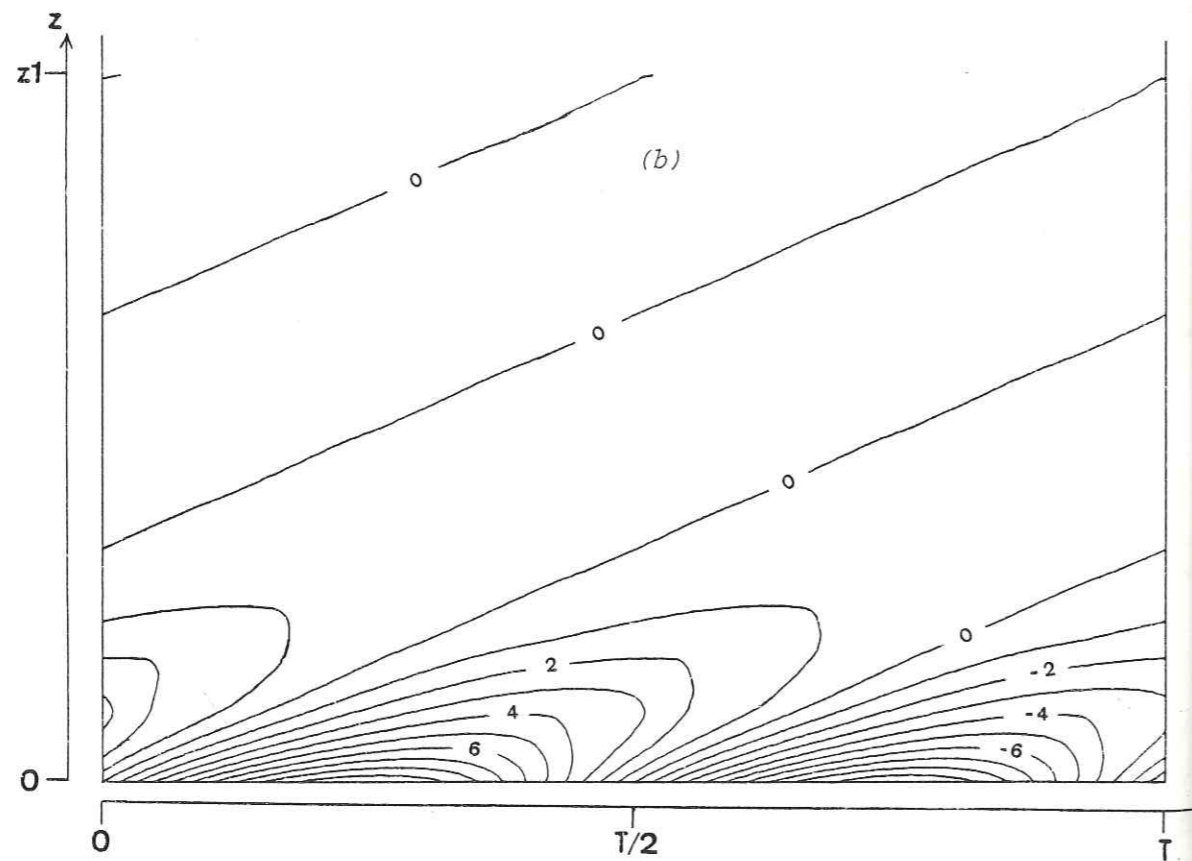
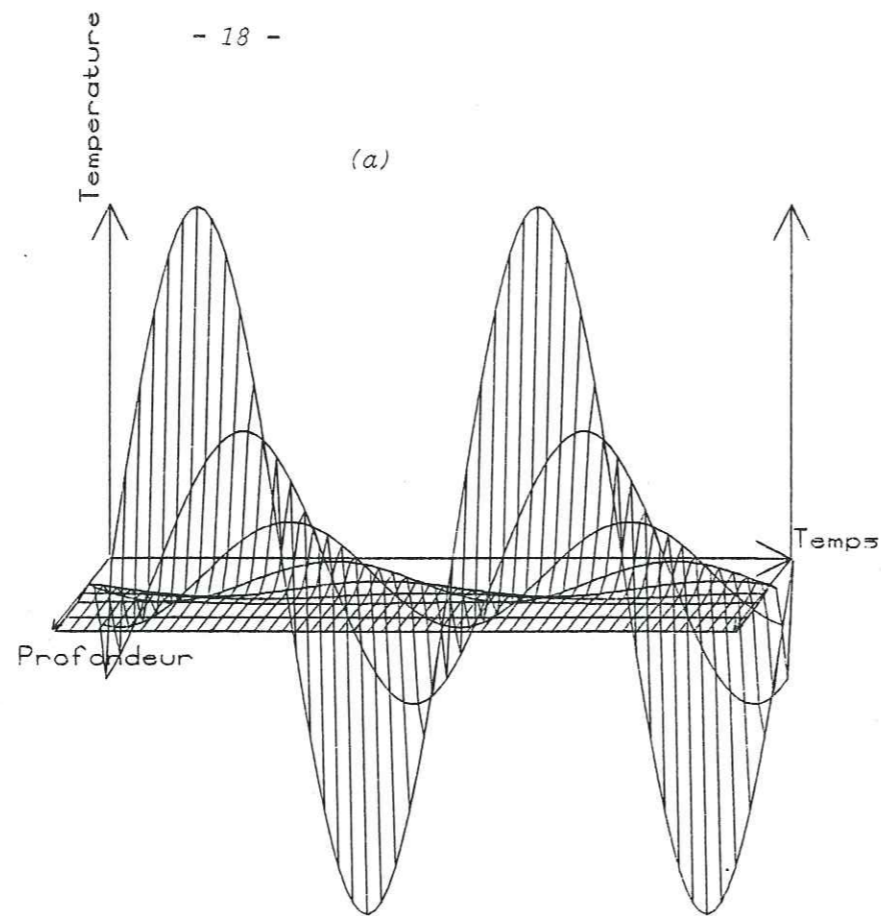
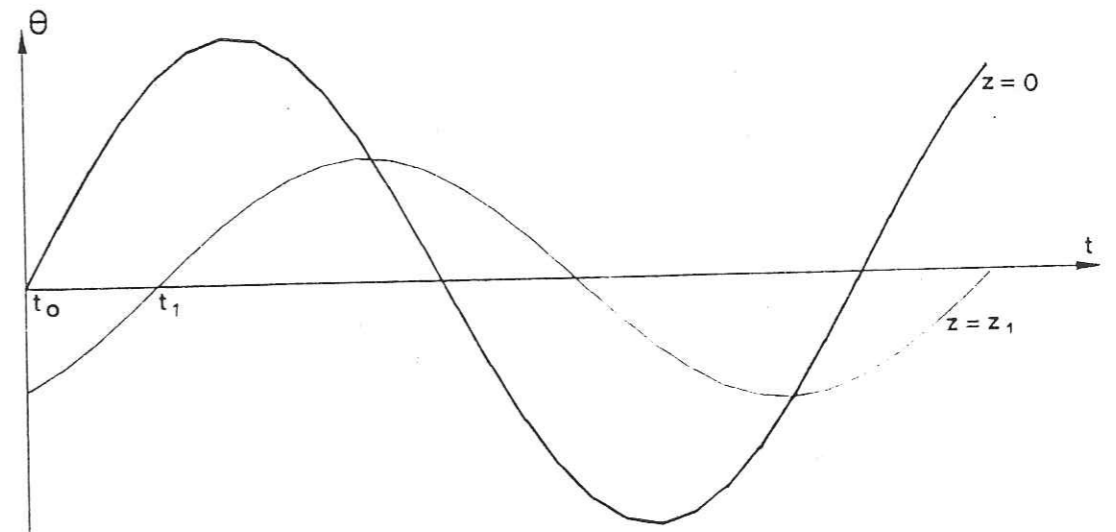


Figure I.3.-Représentation de l'expression (6) $\theta=f(z,t)$ dans les 3 dimensions θ, z, t (fig. a) et en isothermes fonctions de z et t (fig. b) pour $a=0,001 \text{ cm}^2/\text{s}$. z_1 vaut 50cm si $T=24$ heures et 955cm si $T=365$ jours pour $A=10^\circ\text{C}$.

On constate également qu'une onde thermique de courte période aura un amortissement plus rapide et un déphasage plus petit qu'une onde thermique de période plus grande.

* vitesse de propagation

Considérons une onde thermique aux profondeurs $z_0 = 0$ et $z_1 > z_0$.



la vitesse de propagation sera :

$$v = \frac{z_1 - z_0}{t_1 - t_0}$$

On a :

$$\theta(z_1, t_1) = 0 = A e^{-z_1 \sqrt{\pi/aT}} \sin\left(\frac{2\pi t_1}{T} - z_1 \sqrt{\pi/aT}\right)$$

Mise à part la solution évidente $z_1 = \infty$, on a :

$$\sin\left(\frac{2\pi t_1}{T} - z_1 \sqrt{\pi/aT}\right) = 0 \implies \frac{2\pi t_1}{T} - z_1 \sqrt{\pi/aT} = 2k\pi$$

avec $k = \{0, 1, 2, \dots\}$

Le cas qui nous intéresse est $k = 0$ ce qui donne :

$$t_1 = \frac{1}{2} z_1 \sqrt{T/a\pi}$$

d'où, en posant $t_0 = 0$:

$$v = 2 \sqrt{a\pi/T} \quad (9)$$

Cette équation montre bien qu'une onde thermique de courte période se propagera plus vite qu'une onde de période plus grande.

Le retard Δt de l'onde thermique, par rapport à l'onde de surface, à la profondeur z peut alors s'exprimer par :

$$\Delta t = \frac{z}{v}$$

d'où

$$\Delta t = \frac{1}{2} z \sqrt{T/a\pi} \quad (10)$$

* profondeur d'inversion

C'est la profondeur z pour laquelle la variation de température est déphasée de $T/2$, c'est-à-dire la profondeur à laquelle à un maximum (ou minimum) en surface correspond un minimum (ou maximum). D'après (10), on peut écrire :

$$\frac{1}{2} T = \frac{1}{2} z_i \sqrt{T/a\pi}$$

d'où :

$$z_i = \sqrt{a\pi T} \quad (11)$$

L'amplitude des variations à cette profondeur z_i est donnée par (7) :

$$A(z_i) = A_0 e^{-\sqrt{a\pi T} \sqrt{\pi/aT}}$$

$$A(z_i) = A_0 e^{-\pi}$$

Le rapport $A_0/A(z_i)$ est donc constant et indépendant de la diffusivité thermique et de la période ; il vaut e^π soit environ 23,14.

I.2. TEMPERATURE DU PROCHE SOUS-SOL

Nous définirons "thermiquement" le proche sous-sol comme la tranche de sol ayant pour limite supérieure la surface de contact avec l'atmosphère et pour limite inférieure la surface en dessous de laquelle disparaissent les variations temporelles de température.

I.2.1. ECHANGES THERMIQUES DU PROCHE SOUS-SOL

Si l'on suppose qu'il n'y a pas création de chaleur dans le proche sous-sol, que celui-ci est homogène et isotrope quant à ses propriétés thermiques et que les seuls échanges qui s'y produisent ont lieu selon une direction verticale et s'y font par conduction, sa température sera alors le résultat des échanges thermiques entre celui-ci et les deux milieux qui l'entourent : l'atmosphère et le substra-

tum (défini comme le volume situé sous le proche sous-sol).

2.1.1.1. ECHANGES THERMIQUES AVEC LE SUBSTRATUM

Le substratum étant par définition en dehors de la zone d'influence atmosphérique, les échanges thermiques entre celui-ci et le proche sous-sol se font en régime permanent (flux constant dans le temps). Le substratum reçoit du centre de la Terre le flux géothermique défini par :

$$\phi = - \lambda \frac{d\theta}{dz}$$

Ce flux sera donc transmis au proche sous-sol, celui-ci ne fournissant, par définition, pas de chaleur au substratum.

La valeur moyenne du flux géothermique étant de l'ordre de $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ cal.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$, si l'on prend $\lambda = 0,003$ unités CGS (conductivité thermique d'un sol argileux), la différence de température créé par le flux géothermique entre deux points distants de 100 cm sur une même verticale peut être déduite de l'équation précédente et vaut 0.05°C .

I.2.1.2. ECHANGES THERMIQUES AVEC L'ATMOSPHERE

M.C. PERRISSET (1980) exprime le bilan énergétique à l'interface sol/atmosphère par l'expression algébrique suivante (en considérant comme positifs les apports d'énergie au sol) :

$$R_n + LE + \phi + Q = 0 \quad (12)$$

- * R_n : rayonnement radiatif net
- * LE : flux de chaleur latente, c'est-à-dire le flux absorbé ou cédé par les changements de phase de l'eau (évaporation, condensation, évapotranspiration).
- * ϕ : flux de chaleur sensible absorbé ou cédé à l'atmosphère par convection.
- * Q : flux de chaleur absorbé ou cédé par le sol par conduction.

Ne disposant pas d'appareils de mesure du rayonnement et ne nous intéressant pas à la température des premiers centimètres de sol, nous avons choisi de modéliser les échanges thermiques sol-atmosphère comme la réponse d'un milieu semi-infini, homogène et isotrope à une excitation thermique à sa surface ; cette excitation thermique est assimilée à la variation de la température de l'air à quelques centimètres du sol. Idéalement schématisée, cette excitation thermique peut être décomposée en deux excitations périodiques :

- * variation journalière de la température de l'air (période: 24 heures),
- * variation annuelle de la température de l'air (période: 365 jours).

La réponse à de telles excitations périodiques peut alors être étudiée au moyen de l'expression (6) si, par une grossière première approximation, on considère comme parfaitement sinusoïdales les variations journalières et annuelles.

I.2.1.3. BILAN THERMIQUE DU PROCHE SOUS-SOL

Dans ce modèle très simplifié des échanges thermiques s'opérant au sein du proche sous-sol, la température θ est une fonction de la profondeur et du temps :

$$\theta(z,t) = \theta_1(z,t) + \theta_2(z,t) + \theta_3(z) \quad (13)$$

avec :

$$\theta_1(z,t) = \bar{\theta}_1 - A_1 e^{-z\sqrt{\pi/aT}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T} + \phi_1 - z\sqrt{\pi/aT}\right)$$

- * $\bar{\theta}_1$ = température moyenne annuelle de l'air,
- * A_1 = amplitude de la variation annuelle de la température de l'air,

* $T_1 = 365$ jours soit $3,1536 \cdot 10^7$ s,

* ϕ_1 = phase en radians de la variation annuelle de la température par rapport à l'instant $t = 0$ choisi.

$$\theta_2(z,t) = \bar{\theta}_2 - A_2 e^{-z\sqrt{\pi/aT_1}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T_1} + \phi_1 - z\sqrt{\pi/aT_1}\right)$$

* $\bar{\theta}_2$ = température moyenne journalière de l'air,

* A_2 = amplitude de la variation journalière de la température de l'air,

* $T_2 = 24$ heures soit $86\,400$ s,

* ϕ_2 = phase en radians de la variation journalière de la température de l'air par rapport à l'instant $t = 0$ choisi.

$$\theta_3(z) = z \phi_g / \lambda \quad (\phi_g = \text{flux géothermique})$$

Nous pouvons calculer les flux thermiques associés aux fonctions $\theta_1(z,t)$ et $\theta_2(z,t)$ en dérivant (6) :

$$\phi_1 = -\lambda \frac{\partial \theta_1}{\partial z} \quad ; \quad \phi_2 = -\lambda \frac{\partial \theta_2}{\partial z}$$

d'où :

$$\phi_1(z,t) = \lambda A_1 \sqrt{\pi/aT_1} e^{-z\sqrt{\pi/aT_1}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T_1} - z\sqrt{\pi/aT_1} + \pi/4\right) \quad (14)$$

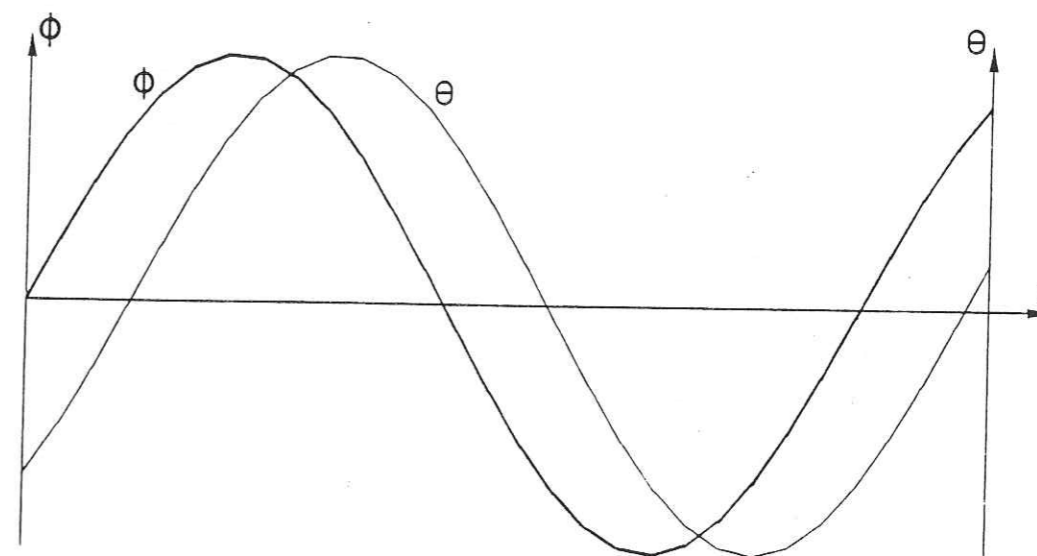
et de même pour ϕ_2 avec A_2 et T_2 .

Cette expression amène deux constatations :

* le flux associé aux variations journalière et annuelle

de la température de l'air varie sinusoidalement dans le temps et s'amortit exponentiellement avec la profondeur ; son expression montre qu'il est alternativement positif ou négatif, c'est-à-dire que le sol reçoit et cède alternativement de la chaleur.

* à une profondeur z , le flux thermique atmosphérique $\phi_i(z,t)$ avec $i = \{1,2\}$ est en avance de $\pi/4$ par rapport à la variation de température $\theta_i(z,t)$:



Le flux thermique journalier est donc en avance de trois heures sur la variation journalière et le flux thermique annuel est en avance de 46 jours sur la variation annuelle.

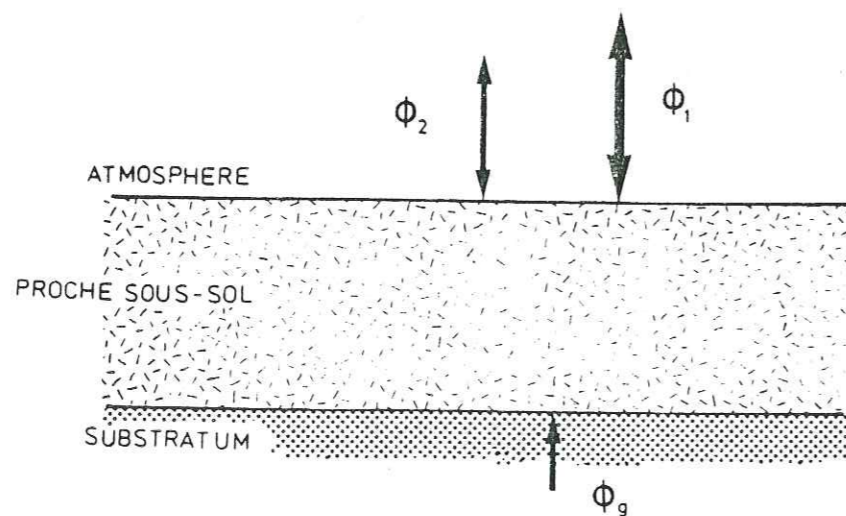
On peut donc exprimer le flux, dans ce modèle, de la même façon que la température dans l'expression (13) :

$$\phi(z,t) = \phi_1(z,t) + \phi_2(z,t) + \phi_g$$

avec ϕ_g = flux géothermique et ϕ_1 et ϕ_2 définis en (14).

Si l'on prend $a = 0,003$ CGS, $\lambda = 0,003$ CGS, $A_1 = A_2 = 7,5^\circ\text{C}$, l'amplitude des variations du flux thermique annuel à 50 cm de profondeur est, d'après (14), $1,37 \cdot 10^{-4} \text{ cal.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et celle de variations journalières à la même profondeur est de $1,38 \cdot 10^{-5} \text{ cal.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$. (Nous avons vu plus haut que la valeur moyenne du flux géothermique est de $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ cal.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$).

Ce modèle ne prend en compte, comme sources de chaleur dans le proche sous-sol, que les flux géothermique et atmosphérique, ce dernier étant la somme de deux flux ϕ_1 et ϕ_2 engendrés respectivement par les variations, supposées sinusoïdales, annuelle et journalière de la température de l'air :



Les critiques qui peuvent lui être faites sont nombreuses:

- * les variations atmosphériques journalière et annuelle, sont certes périodiques mais non sinusoïdales ;
- * les propriétés thermiques du proche sous-sol, supposées constantes dans le temps et dans l'espace, varient en fait ;
- * le rayonnement électromagnétique solaire, aussi bien reçu qu'émis, n'est pas pris en compte ;
- * les échanges thermiques par convection et changement de phase de l'eau (évaporation - condensation) ne sont pas pris en compte ;
- * il peut exister d'autres sources de chaleur dans le substratum ou dans le proche sous-sol qui peuvent générer ou absorber de la chaleur : circulation d'eau, décomposition d'éléments radioactifs ou de matières organiques, oxydation de sulfures...

I.2.2. FACTEURS INFLUENCANT LA TEMPERATURE DU PROCHE SOUS-SOL

I.2.2.1. FACTEURS TOPOGRAPHIQUES

A. L'altitude

Il est admis que la température de l'air décroît linéairement avec l'altitude à raison de $0,56^\circ\text{C}$ pour 100 m d'élévation.

La température du sol devrait donc décroître de la même façon.

D'après SCHOELLER (1949), la température du sol à 20 m de profondeur décroît linéairement de $0,44^\circ\text{C}$ pour 100 m d'élévation à partir de 700 m d'altitude (à une latitude de 48°N).

B. La latitude

Selon SCHOELLER (1949), la température du proche sous-sol décroît de 0,6°C par degré de latitude.

C. Pente et exposition

L'exposition et la pente de l'interface sol-atmosphère vont influencer sur la quantité de chaleur reçue par le sol du rayonnement électromagnétique solaire.

La surface recevant le maximum d'énergie d'un rayonnement électromagnétique est perpendiculaire aux rayons de celui-ci. Les rayons solaires ne gardant pas la même direction dans le temps tant à l'échelle journalière qu'annuelle, nous allons essayer de déterminer, à partir de résultats expérimentaux, l'influence de la pente et de l'exposition sur l'énergie reçue par le sol.

La figure I.4 montre la variation du flux solaire (total des moyennes mensuelles) reçu par le sol en fonction de la pente et de l'exposition à partir des résultats obtenus par R. Geiger à Vienne en 1930. Il en ressort que la pente diminue le flux reçu du soleil pour des surfaces exposées Nord et l'augmente pour des surfaces orientées Sud (ou pour des pentes $\leq 20^\circ$) par rapport à une surface horizontale.

La figure I.5 montre, pour les mêmes surfaces prises en compte à la figure I.4 l'évolution, au cours du cycle annuel, des flux reçus.

La figure I.6 montre le flux reçu du soleil par des surfaces horizontale, verticales orientées Nord, Sud et Est (=Ouest) et pentée de 45° vers le Sud. On remarque que cette dernière reçoit toujours un flux supérieur aux surfaces verticales, et que d'autre part, elle reçoit un flux supérieur à la surface horizontale sauf du 15 mai au 15 août, période pendant laquelle le plan de la trajectoire du soleil est proche de la verticale.

FLUX RECU DU SOLEIL PAR DES SURFACES HORIZONTALE ET INCLINEES (10° et 20°) SELON DIFFERENTES ORIENTATIONS
(Total annuel des moyennes mensuelles)

0 5000 cal/cm².jour

- Surface horizontale (5500 cal/cm².jour)
- Surface inclinée de 10°
- Surface inclinée de 20°

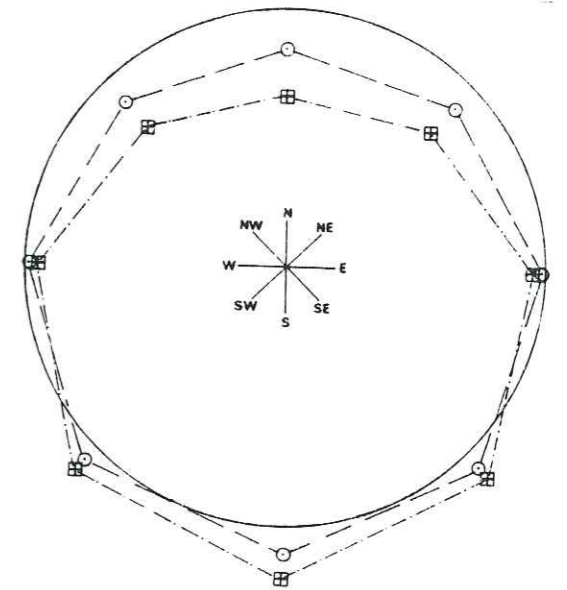


Figure I.4.

FLUX RECU DU SOLEIL (cal/cm².jour) PAR DES SURFACES HORIZONTALE ET INCLINEES DE 10° ET 20° VERS LE NORD ET LE SUD.

- A : Surfaces inclinées de 10°
- B : Surfaces inclinées de 20°
- Surface horizontale
- Surface inclinée vers le Nord
- ◇- Surface inclinée vers le Sud

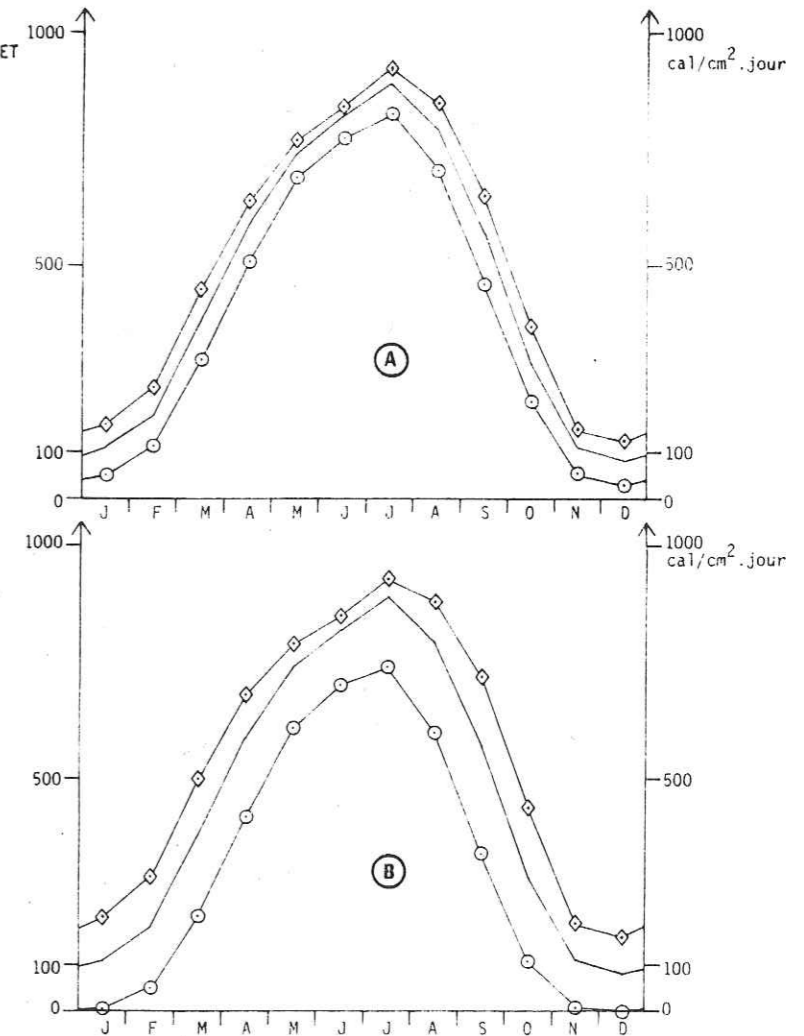
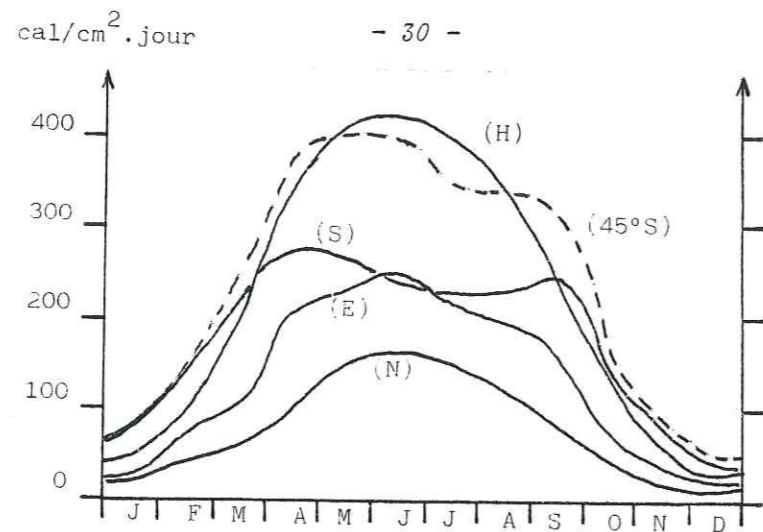
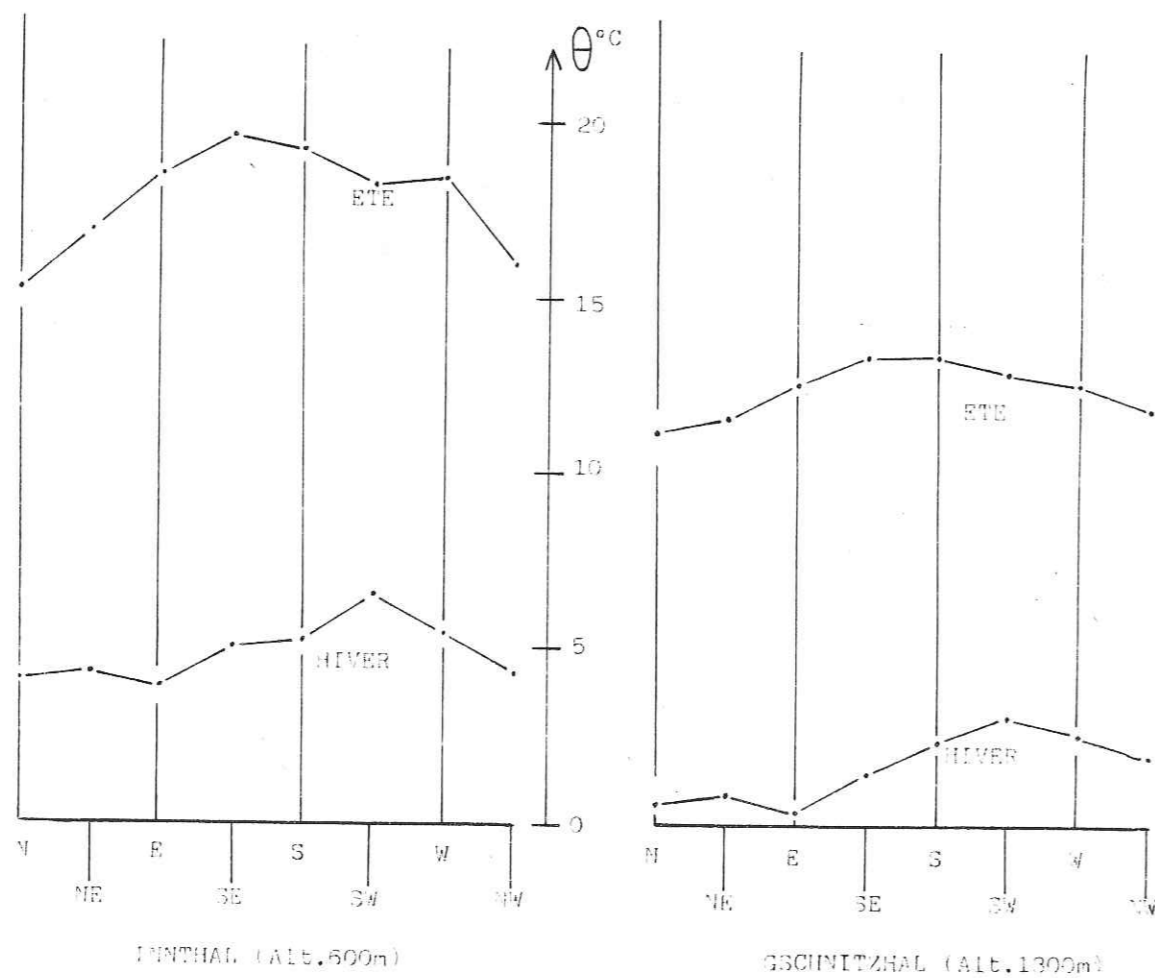


Figure I.5.



FLUX RECU DU SOLEIL PAR DES SURFACES HORIZONTALE (H),
VERTICALES (N,S,E) ET PENTEE DE 45° VERS LE SUD (45°S).

Figure I.6.



TEMPERATURE MOYENNE DU SOL EN ETE ET EN HIVER A 80 cm DE PROFONDEUR
POUR DIFFERENTES ORIENTATIONS A DEUX ALTITUDES (1560m et 1300m)

Figure I.7.

On remarque également qu'une surface verticale orientée au Sud reçoit un flux supérieur à celui reçu par une surface horizontale d'octobre à mars, période pendant laquelle le plan de la trajectoire du soleil est le plus bas sur l'horizon.

Des mesures de la température du sol à 80 cm de profondeur effectuées en Autriche en région montagneuse dans des pentes diversement orientées (figure I.7) montrent qu'en été, les maximums et minimums sont atteints respectivement pour les pentes SE et N alors qu'en hiver, ce sont des pentes SW et E qui présentent ces extrema (cette dissymétrie peut être introduite par le régime des vents et l'enneigement).

I.2.2.2. FACTEURS PHYSIQUES

A. Diffusivité thermique

Dans le modèle étudié, la diffusivité thermique a , supposée constante dans le temps et dans l'espace, est un paramètre de l'expression de la température du proche sous-sol $\theta = f(z,t)$ (expression (6)). Nous avons vu que l'amplitude des variations de température, dues aux variations atmosphériques, à une profondeur z est une fonction exponentielle croissante de la racine carrée de la diffusivité thermique a , et que le déphasage est une fonction linéaire décroissante de la racine carrée de a . Donc, plus la diffusivité thermique d'un corps sera grande, plus celui-ci transmettra "vite et bien" en profondeur les variations de température qu'il subit en sa surface.

Il est donc important d'apprécier cette grandeur et d'estimer les facteurs qui la feront varier dans le temps et dans l'espace.

La propriété thermique la plus étudiée dans la littérature est la conductivité thermique λ ; rappelons que celle-ci est liée à la diffusivité a par :

$$a = \frac{\lambda}{C_v}$$

Pour un corps granuleux, de teneur volumique en eau X_w , en phase solide X_s et phase gazeuse X_a , de chaleurs spécifiques respectives par unité de volume C_w , C_s et C_a , on peut exprimer la chaleur spécifique par unité de volume C_v par :

$$C_v = X_w C_w + X_s C_s + X_a C_a$$

avec

$$C_w = 1,00 \text{ cal.cm}^{-3} \cdot \text{°C}^{-1}$$

$$C_s = 0,308 \text{ cal.cm}^{-3} \cdot \text{°C}^{-1}$$

$$C_a \neq 0$$

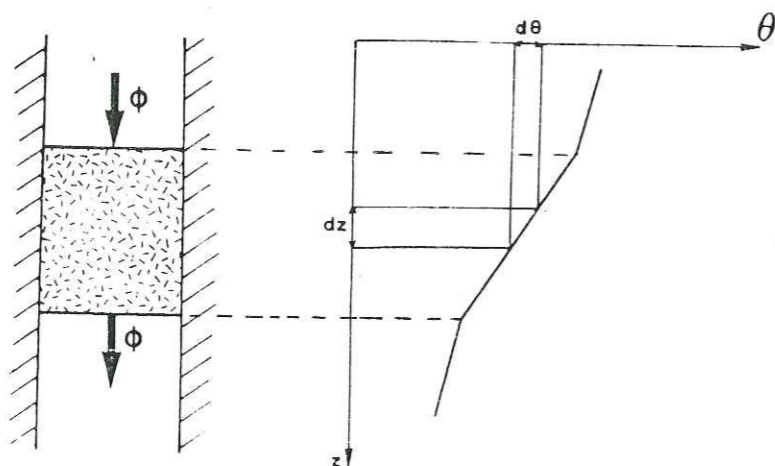
Le terme $X_a C_a$ peut être tenu pour négligeable devant les autres, vue la très faible conductivité thermique de l'air.

La conductivité thermique λ peut être mesurée de deux façons :

* en régime permanent en utilisant l'expression :

$$\phi = - \lambda \frac{d\theta}{dz}$$

le flux ϕ transmis à l'élément de volume étudié est fourni par une résistance électrique, et est donc connu et constant.



Après stabilisation, les mesures de $d\theta$ et dz donnent la valeur de λ .

* en régime variable :

On étudie la réponse thermique d'un échantillon à une excitation thermique transitoire ou périodique dont on impose la valeur ; différentes méthodes permettent de tirer de la courbe de réponse la valeur de a ou λ à partir de l'équation de la chaleur :

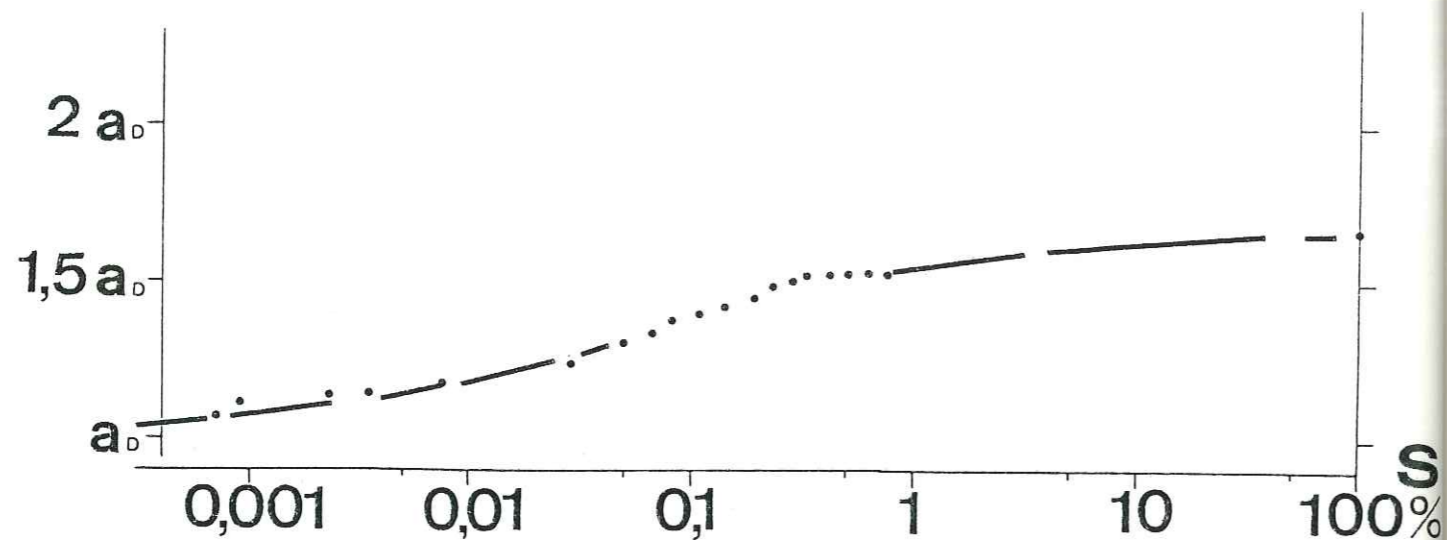
$$a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

M. DEVIENNE (1949) a étudié l'influence de l'humidité sur les propriétés thermiques des corps granuleux.

Pour cela, il a étudié la variation des propriétés thermiques d'un volume de billes de verre en fonction du pourcentage d'eau remplissant les espaces vides (indice de saturation S compris entre 0 et 100 % de la porosité totale). La figure I.8 montre ces résultats (a_d = diffusivité thermique de l'échantillon sans eau : $S = 0$). Nous pouvons en tirer deux constatations :

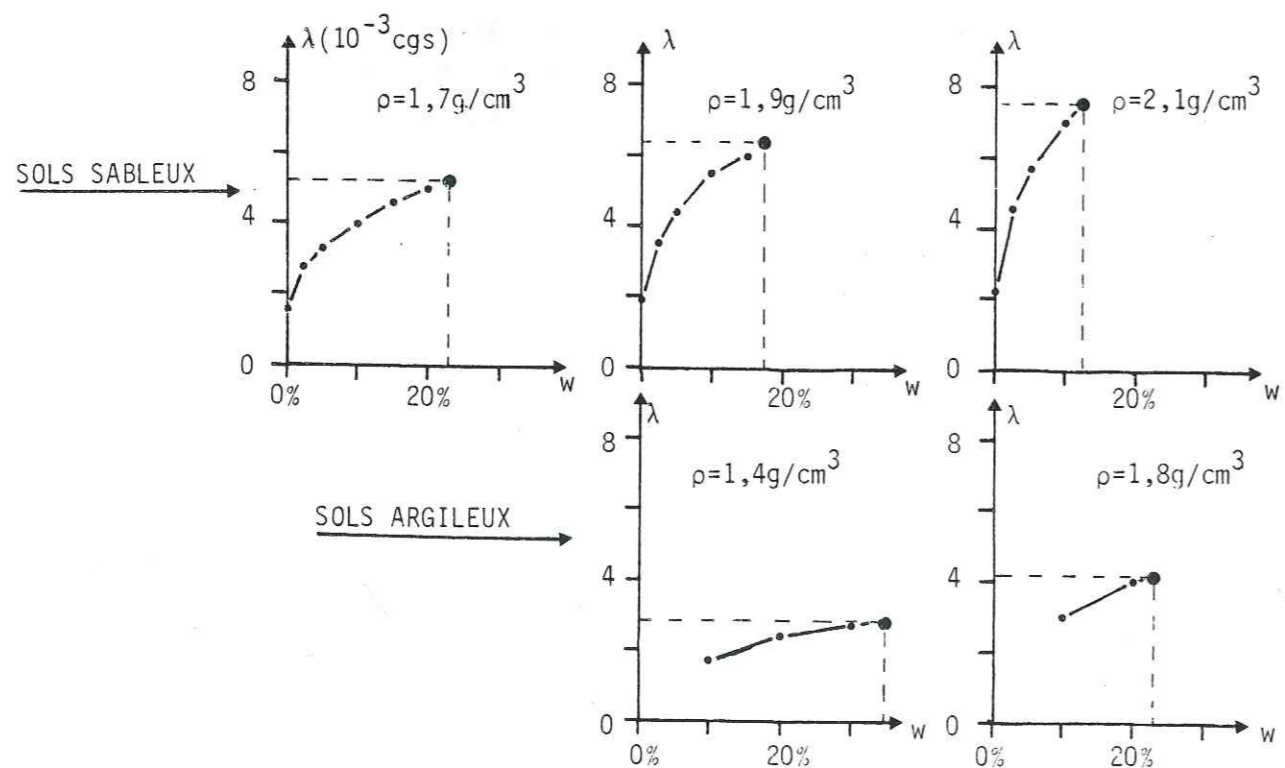
- * la saturation en eau ($S = 100$ %) d'un tel corps entraîne une augmentation de 66,9 % de sa diffusivité.
- * un indice de saturation, supposé homogène dans l'échantillon, de 0,1 à 10 % entraîne une augmentation d'environ 50 % de sa diffusivité.

Les résultats de M. DEVIENNE montrent également que la conductivité thermique d'un tel corps croît avec l'indice de saturation S de la même façon que la diffusivité jusqu'à des valeurs de $S = 1$ %. Au-delà, la conductivité thermique croît beaucoup plus rapidement pour atteindre 272 % d'augmentation pour $S = 100$ %.



Evolution de la diffusivité thermique a_D d'un corps granuleux (billes de verre) en fonction de l'indice de saturation S .

Figure I.8.



Evolution de la conductivité thermique λ de sols sableux et argileux en fonction de la densité ρ et de la teneur en eau w .

Figure I.9.

R. GADIERGUES (1952), dans une étude sur la conductivité thermique des matériaux, donne des valeurs de la conductivité des sols sableux et argileux en fonction de leur densité et de leur teneur en eau w .

Nous avons porté ces résultats sur la figure I.9. La porosité totale calculée des trois échantillons est 36 %, 28 % et 17 % (de très lâche à très compact).

Nous pouvons en tirer plusieurs constatations :

- * la conductivité augmente nettement avec la densité ρ , sauf pour $w = 0$ où l'augmentation est peu sensible.
- * la conductivité augmente avec la teneur en eau w .
- * l'augmentation de la conductivité en fonction de la teneur en eau est d'autant plus importante que la densité est grande.
- * cette augmentation devient moins rapide quand on approche de la saturation.
- * cette augmentation est plus sensible pour les sols sableux que pour les sols argileux.
- * les sols sableux sont plus conducteurs que les sols argileux.

Nous allons chercher, à partir de ces valeurs de λ , ρ et w , à calculer les valeurs correspondantes de a . Nous avons vu (16):

$$C_v = C_s X_s + C_w X_w + C_a X_a$$

où C_v est la chaleur spécifique par unité de volume du sol considéré, et ρ et w respectivement sa masse volumique et sa teneur en eau.

On a :

$$C_a = 0 \quad C_w = 1 \text{ CGS} \quad C_s = 0,308 \text{ CGS}$$

$$\rho_a = 0 \quad \rho_w + 1 \text{ g.cm}^{-3} \quad \rho_s = 2,65 \text{ g.cm}^{-3}$$

Soient V, V_s, V_w et P, P_s et P_w les volumes et poids d'un échantillon de sol, de sa phase solide, de sa phase liquide.

ρ et w sont sa masse volumique et sa teneur en eau.

On a :

$$X_s = \frac{V_s}{V} ; \quad X_w = \frac{V_w}{V} ; \quad w = \frac{P_w}{P_s}$$

Nous pouvons en tirer :

$$X_s = \frac{\rho}{\rho_s (1+w)} ; \quad X_w = \frac{w\rho}{\rho_w (1+w)}$$

d'où :

$$C_v(\rho, w) = C_s \frac{\rho}{\rho_s (1+w)} + C_w \frac{w\rho}{\rho_w (1+w)}$$

c'est-à-dire :

$$C_v(\rho, w) = \frac{0,308 + 2,65 w}{2,65 (1 + w)} \quad (17)$$

Nous pouvons alors calculer la diffusivité $a(\rho, w)$:

$$a(\rho, w) = \frac{\lambda(\rho, w)}{C_v(\rho, w)} \quad (18)$$

Nous avons appliqué cette formule aux valeurs de conductivité, densité et teneur en eau de R. CADIERGUES (1952). Les résultats sont portés figure I.10.

En ce qui concerne les sols sableux, on constate que la diffusivité croît rapidement avec la teneur en eau jusqu'à $w = 7,5 \%$, puis diminue lentement en se stabilisant jusqu'à saturation.

Pour les sols argileux, nous pouvons émettre quelques réserves quant aux résultats obtenus. En effet, ces valeurs de diffusivité sont calculées à partir de l'expression (17). Or cette formule s'applique à des corps granuleux, auxquels les sols sableux peuvent être assimilés, et dans lesquels l'eau joue un rôle uniquement de remplissage des espaces vides alors que, dans les sols argileux, l'eau modifie intimement les propriétés physiques de la phase minérale.

Les propriétés thermiques des boues marines ont également été étudiées dans le but de connaître les flux géothermiques au fond des océans. Les résultats nous permettent d'apprécier l'effet de très fortes teneurs en eau sur la conductivité thermique des sols très humides et boueux.

* RATCLIFFE (1960) montre qu'après être passé par un maximum autour de 30 à 40 % d'humidité en volume, la conductivité décroît avec cette dernière, quelle que soit la nature de la phase solide, et que pour 70 % en volume (soit environ 47 % en poids sec), elle est de l'ordre de 2.10^{-3} CGS.

* Bullard donne pour des boues marines et des argiles rouges la formule empirique suivante :

$$\lambda = 1 / (161 + 6.51 w) \quad \text{où } w \text{ est la teneur en eau exprimée en \%}$$

On trouve, pour $w = 20 \%$, $\lambda = 3,4 \cdot 10^{-3}$ CGS et pour $w = 50 \%$, $\lambda = 2,1 \cdot 10^{-3}$ CGS.

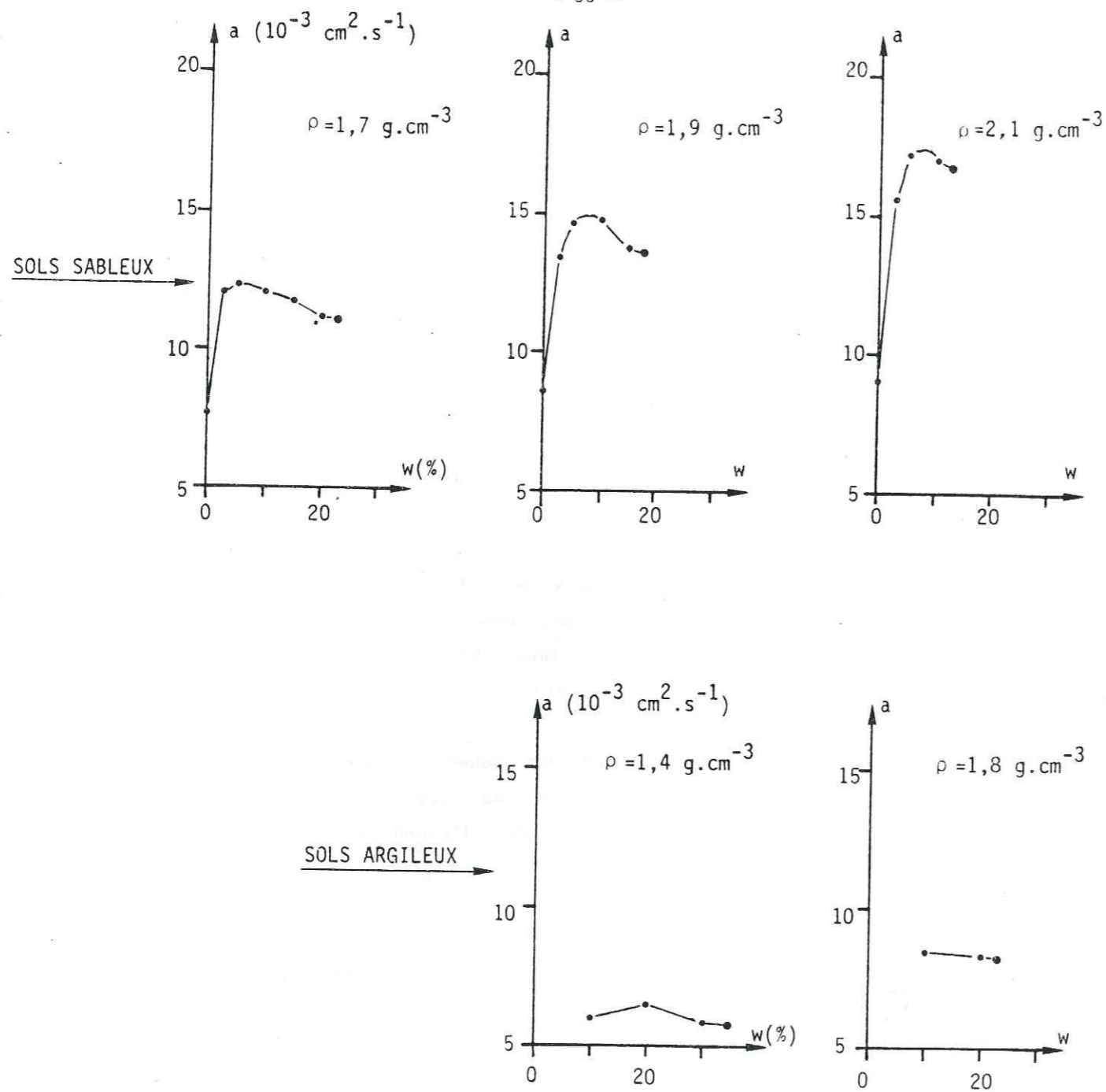


Figure I.10. - Evolution calculée d'après (17) et (18) de la diffusivité a de sols sableux et argileux en fonction de la densité ρ et de la teneur en eau w .

Ces valeurs sont comparables à celles obtenues par RATCLIFFE (1960).

On peut donc s'attendre à ce que les sols très humides et boueux aient des diffusivité et conductivité thermiques très faibles.

La figure I.11 obtenue à partir des résultats de R. CADIERGUES (1952) représente l'évolution de la conductivité thermique λ de sable, gravier, calcaire, grès et produits pulvérulents en fonction de la densité ρ .

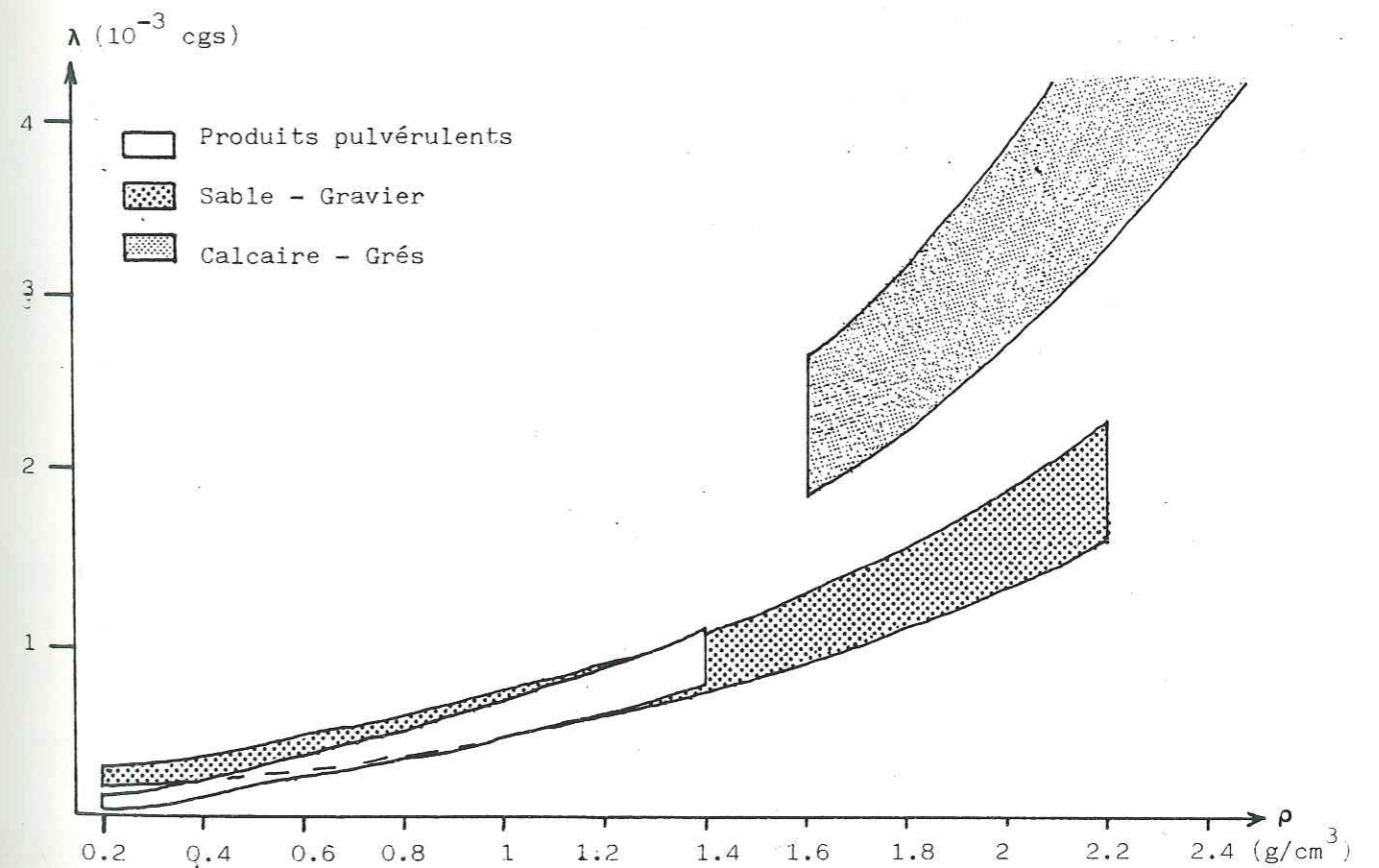


Figure I.11. - Evolution de la conductivité thermique λ de 3 matériaux en fonction de la densité ρ .

Pour chaque surface, la courbe inférieure est valable pour les matériaux "secs", la courbe supérieure pour les matériaux "humides". On note un accroissement de forme exponentielle de la conductivité en fonction de la densité.

Le tableau 1 présente des valeurs de λ et a relevées dans la littérature, avec leur origine et donne ainsi un aperçu des valeurs qui peuvent être rencontrées dans la nature.

En conclusion, nous pouvons retenir que :

* la densité est un facteur majorant de la conductivité et de la diffusivité, son influence est moins forte pour $w = 0$.

* la teneur en eau est un facteur majorant de la conductivité;

* la teneur en eau est un facteur majorant de la diffusivité des sols graveleux et sableux jusqu'à des teneurs en eau d'environ 7.5 %.

* la teneur en eau est un facteur minorant de la diffusivité des sols argileux de faible densité et forte teneur en eau (boues...);

* les sols sableux et graveleux sont plus conducteurs ($10 \cdot 10^{-3} > \lambda > 3 \cdot 10^{-3} \text{ cal.cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$) et diffusifs ($15 \cdot 10^{-3} > a > 6 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) que les sols argileux ($5 \cdot 10^{-3} > \lambda > 2 \cdot 10^{-3} \text{ cal.cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ et $7 \cdot 10^{-3} > a > 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

B. LA COUVERTURE VEGETALE

La couverture végétale modifie la quantité d'énergie électromagnétique reçue par le sol et forme, selon son épaisseur et sa densité, un écran plus ou moins isolant. Elle va donc freiner la propagation des variations atmosphériques de température dans le sol.

Valeurs de λ et a relevées dans la littérature

Nature lithologique	$\lambda (10^{-3} \text{ cgs})$	$a (10^{-3} \text{ cgs})$	Origine
Sol de limon de plateau	3.30	7.3	I
Sol nu déchaumé	3.13	6.4	I
Limon et gravier	2.59	8.7	I
Gravier et sable	2.72	6.1	I
Limon jaune	3.24	5.3	I
Limon brun de colluvion	4.43	6.6	I
Sable rouge	4.97	9.2	I
Sol argileux	2.68	6.0	I
Argile	2.53	4.7	I
Sol argilo-limoneux	2.37	4.7	I
Gravier	3.40	5.8	I
Basalte	8.89		II
Granite-gneiss	8.06		II
Grès	4.63		II
Calcaire	3.81		II
Brique	2.08		II
Acier	138.88		II
Glace	5.55		II
Neige ($\rho = .1 \text{ g/cm}^3$)	0.02		II
Neige ($\rho = .97 \text{ g/cm}^3$)	5.28		II
Eau	1.43	1.4	III
Sable brun	5.33	10.9	IV
Sable jaune aquifère	6.89	10.8	IV
Argile	4.40	5.8	IV
Limon jaune	3.49	5.8	IV
Tourbe	1.32	1.8	IV
Gravier calcifié	3.08	6.2	IV
Sable	4.62	10.2	IV
Argile saturée	2.15	2.5	IV
Argile sableuse brune	5.33	10.9	IV

Origine : (I) M.C Perisset (1980)
 (II) R.Cadiergues (1952)
 (III) Handbook of Chemistry and Physics
 (IV) Tabbagh(1977)

Tableau I-1

Nous avons représenté sur la figure I.12 les écarts des moyennes de température mensuelles relevées en Allemagne par Schuller (1949) entre un sol en friche et un sol boisé soit d'épineux, soit de hêtres ($\Delta\theta > 0$: sol en friche plus chaud). On constate que le sol en friche est plus chaud, en été, de 2,5° à 3°C et plus froid, en hiver, de 0,1 à 0,5°C. Sur l'ensemble de l'année, le sol en friche est plus chaud que les sols boisés.

Des résultats de même sens ont été trouvés entre un sol de prairie et un sol nu, ce dernier étant plus chaud l'été ($\Delta\theta = 1,7^\circ\text{C}$ à 20 cm de profondeur) et plus froid en hiver ($\Delta\theta = -0,5^\circ\text{C}$ à 20 cm).

Le couvert végétal joue donc un rôle d'isolant entre le proche sous-sol et l'atmosphère. Cependant, il "isole mieux de la chaleur que du froid". Ceci peut s'expliquer par le fait qu'en été, où le rayonnement électromagnétique solaire est le plus intense, le couvert végétal absorbe et réfléchit une partie plus ou moins importante de l'énergie électromagnétique, alors qu'en hiver, son importance est moindre car il ne joue plus qu'un rôle d'isolant par conduction. De plus, la végétation est moins dense en hiver.

C. Le manteau neigeux

Pour étudier ce problème, nous avons utilisé les données de la Météorologie Nationale relatives à la station du Col de Porte (Isère, Altitude 1326 m) pendant les hivers 1968-1969 et 1963-1964.

Ces données comportent :

- * les températures journalières extrêmes de l'air ;
- * les précipitations journalières sous forme de pluie (mm/j);

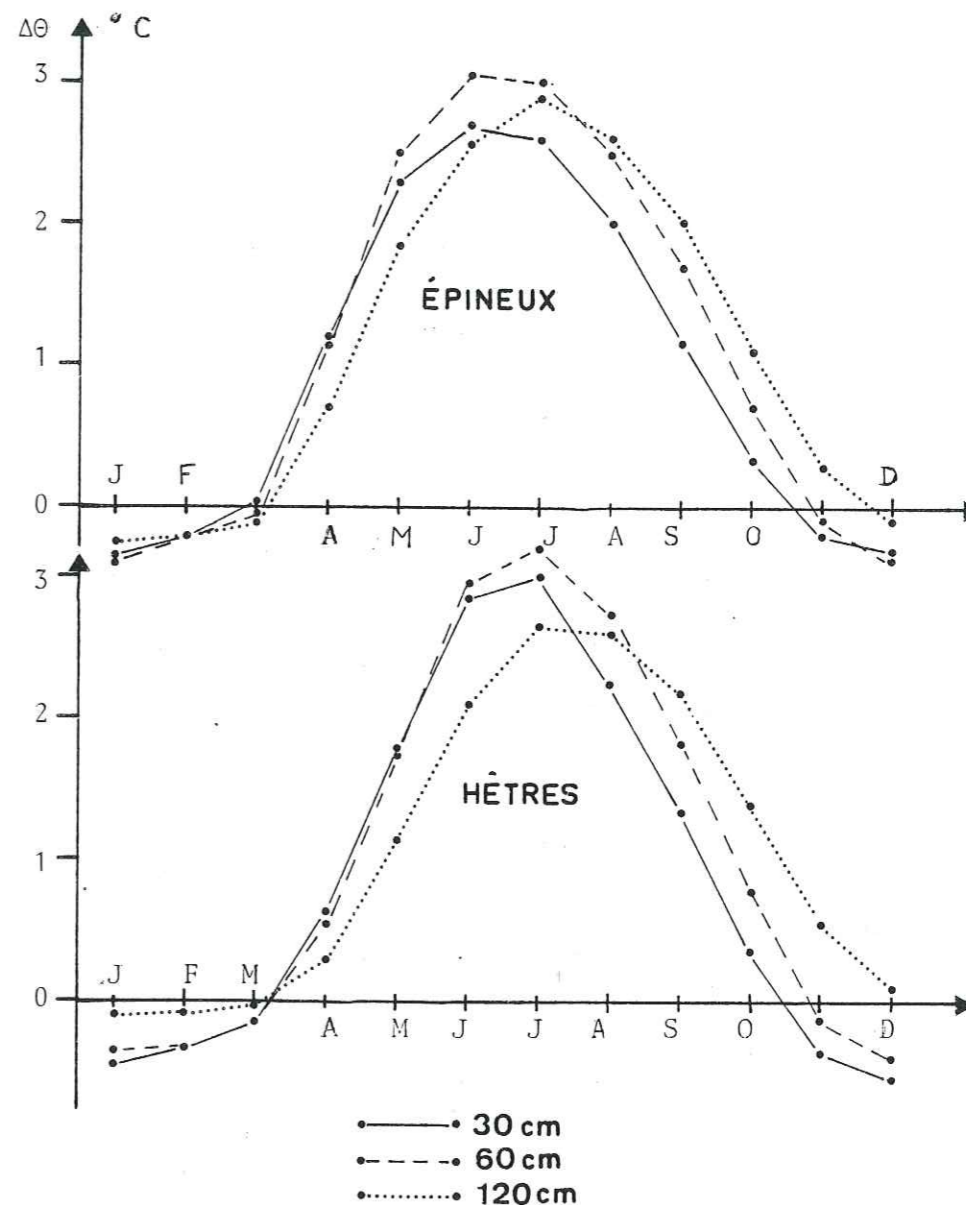


Figure I.12. - Différences des moyennes de température mensuelles entre un sol en friche et des sols recouverts d'épineux et de hêtres pour 3 profondeurs

* l'épaisseur du manteau neigeux et sa température ;

* la température du sol à différentes profondeurs jusqu'à 100 cm .

La figure I.13 rapporte ces observations pour l'hiver 1968-1969 ; nous y avons représenté les températures du sol et du manteau neigeux sous forme d'isothermes.

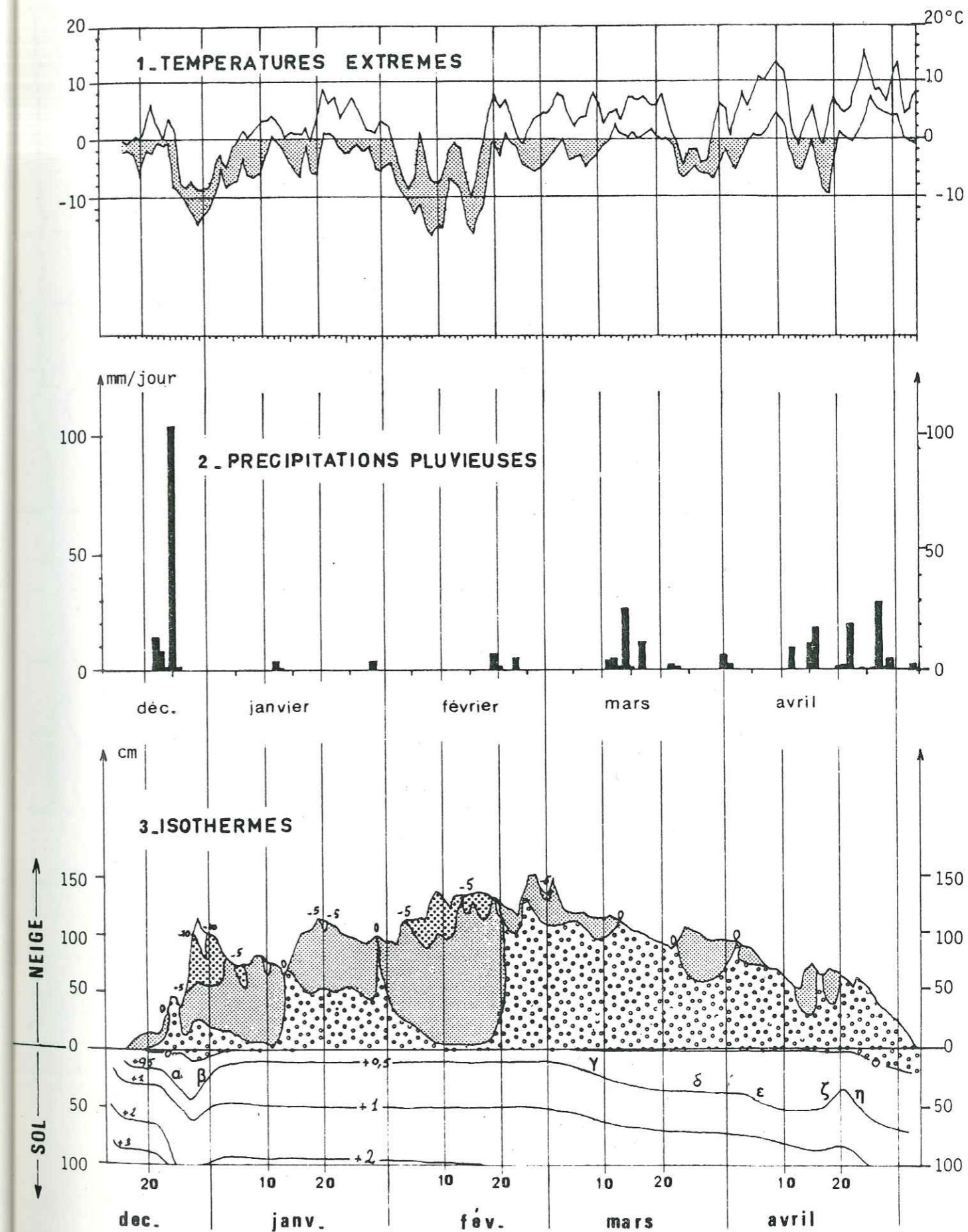
Si l'on observe l'évolution de la température du sol pendant la durée des mesures, on remarque d'abord une période couvrant les mois de janvier et février où la température du sol est constante, même à quelques centimètres de sa surface, et cela indépendamment des variations plurijournalières importantes de la température de l'air. On remarque également la quasi-absence de précipitations pluvieuses pendant cette période, alors que l'épaisseur du manteau neigeux augmente et que sa température diminue. Lorsque celui-ci est suffisamment épais et froid et ne subit pas de fonte, il joue un rôle d'isolant parfait à l'égard des variations atmosphériques. On peut constater également que, pendant cette période, la différence de température entre 50 et 100 cm est constante et égale à 1°C. Si l'on admet, comme valeur moyenne du flux géothermique $\phi_g = 1.5 \cdot 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, et que l'on applique l'expression du flux thermique en régime permanent, on obtient :

$$- 1,5 \cdot 10^{-6} = - \lambda \frac{1}{50}$$

d'où $\lambda = 0,75 \cdot 10^{-3} \text{ cal.cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$

Cette valeur faible de λ peut s'expliquer par le fait que le sol du Col de Porte est un sol argileux et qu'à cette époque de l'année il doit être saturé.

Pour la commodité de l'étude des accidents affectant la température du sol en dehors de cette période de stabilité, nous avons identifié ceux-ci par des symboles (lettres grecques) sur les isothermes du sol de la figure I.13.



* α Chute brutale de la température, et cela indépendamment de la profondeur. Cet accident survient alors que le manteau neigeux est peu important, que d'importantes précipitations pluvieuses ont lieu et que la température de l'air est négative ; il peut être attribué à l'infiltration des eaux météoriques et à la chute de la température de l'air.

* β Remontée brutale de la température, correspondant paradoxalement à une période où la température de l'air est fortement négative ($= -10^{\circ}\text{C}$) mais où le manteau neigeux s'est très sensiblement épaissi ($= 100\text{ cm}$) et refroidi en surface ($\theta = -10^{\circ}\text{C}$). On peut donc en conclure qu'un manteau neigeux important et très froid constitue, dès qu'il est tombé, un très bon isolant. Le seul échange thermique s'opérant dans le sol est alors dû au flux géothermique ; le sol va donc combler son déficit thermique jusqu'à l'établissement de l'équilibre (janvier-février). On peut également remarquer que dans ces conditions, la partie gelée du sol disparaît.

* γ Lente chute de la température du sol qui correspond au début de la fonte du manteau neigeux ; cet épisode peut donc être attribué à l'infiltration de l'eau de fonte et de l'eau des précipitations pluvieuses percolant à travers la neige fondante.

* δ Stabilisation de la température du sol correspondant à une baisse importante de la température de l'air et à une chute de neige interrompant la fonte. On se retrouve donc dans des conditions analogues à celles du cas β , avec cependant une isolation moins forte, la partie inférieure du manteau neigeux pouvant continuer à fondre.

* ϵ Chute de la température due à un accroissement de la température de l'air entraînant la reprise de la fonte. Cas analogue au cas δ .

* ζ Remontée rapide de la température, due aux conditions extérieures analogues aux cas β et δ .

* η Chute de la température du sol, due aux précipitations pluvieuses et au réchauffement atmosphérique impliquant la fonte de la totalité du manteau neigeux et donc l'infiltration d'une eau à 0°C .

La figure I.14 représente les mêmes paramètres que la figure I.13 pour l'hiver 1963-64. La température du sol n'est cependant pas représentée sous forme d'isothermes car nous ne disposons que de deux profondeurs de mesure (50 et 100 cm). Cet exemple diffère du précédent principalement par le fait que l'épaisseur du manteau neigeux y est peu importante (10 à 20 cm) et les précipitations pluvieuses nulles de décembre à février. Dans de telles conditions, le proche sous-sol suit les variations de la température atmosphérique, mises à part les périodes suffisamment longues de fort gel. A partir de mars, il tombe autant d'eau que de neige (mouillée), bonnes raisons pour que la compresse posée à la surface du sol soit toujours à environ 0°C , d'où l'accentuation du resserrement des isothermes. Cependant, l'écart de température entre 50 et 100 cm, durant la période stable (mars) est le même que dans le cas de l'hiver 1968-69 : 1°C .

En conclusion, nous pouvons dire que :

* Un manteau neigeux suffisamment épais et froid assure une isolation thermique efficace du proche sous-sol ;

* Une période de fort gel, en faisant cesser la fonte du manteau neigeux et si celui-ci est suffisamment important, se traduit par une stabilisation de la température du proche sous-sol ;

* Au contraire, un réchauffement de l'atmosphère suffisant pour provoquer la fonte du manteau neigeux entraîne l'infiltration d'eau à 0°C et donc un refroidissement du proche sous-sol.

D. Le gel

En l'absence de manteau neigeux suffisamment épais et froid,

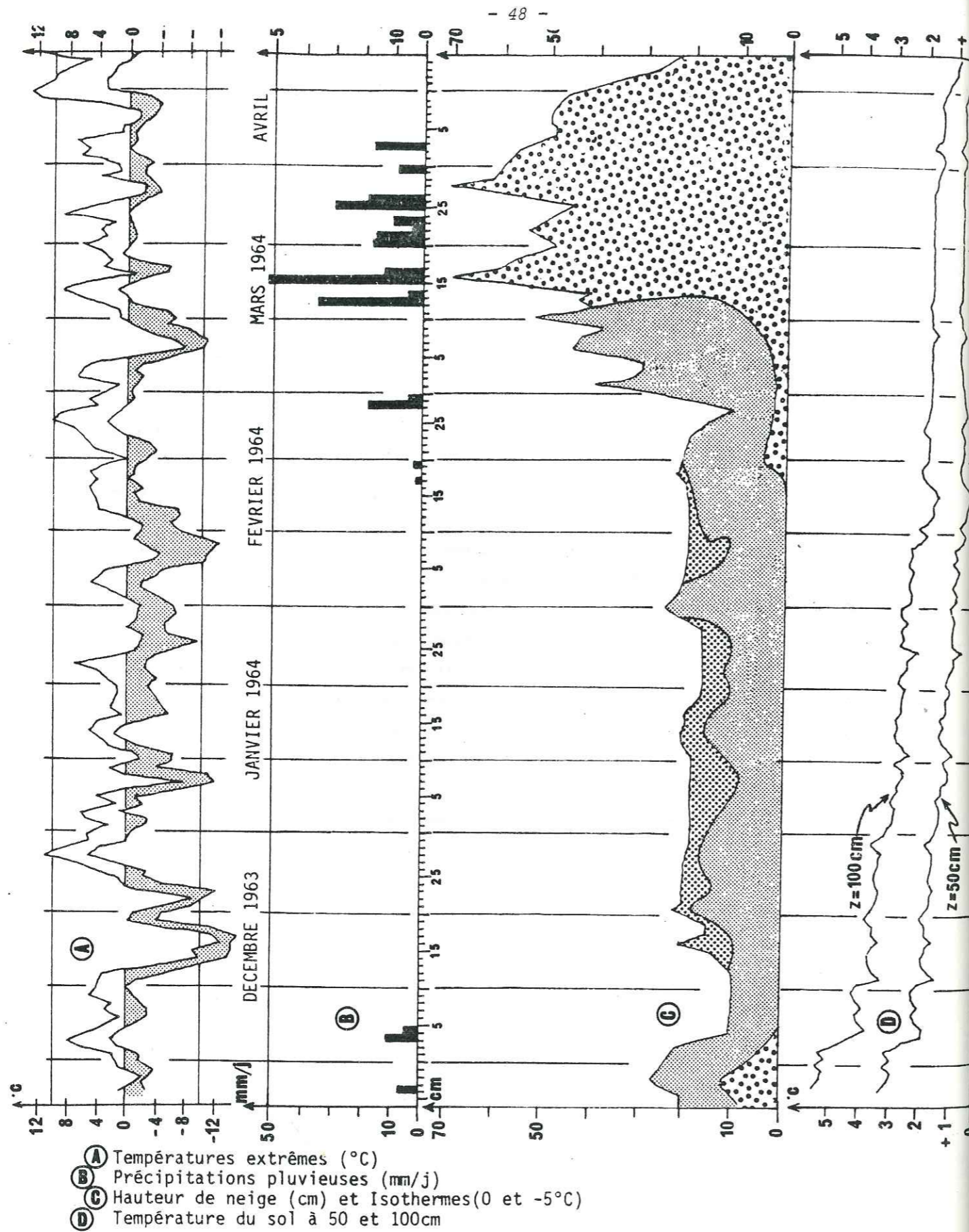


Figure I.14. - COL de PORTE (Hiver 1963-1964)

le gel va transformer en glace, sur une certaine profondeur, l'eau contenue dans le proche sous-sol, et donc modifier ses propriétés thermiques.

Entre 0 et 10°C, la chaleur spécifique de la glace est de 0,5 cal.g⁻¹.°C⁻¹, sa conductivité thermique de 0,0055 unités CGS et sa diffusivité thermique de 0,01 cm².s⁻¹; c'est-à-dire qu'un sol gelé sera plus conducteur et diffusif qu'un sol non gelé.

En raison des dégâts causés aux chaussées par le gel, les Ponts et Chaussées ont étudié le problème de la profondeur de pénétration du gel. A.PHILIPPE (1967) donne, pour évaluer cette profondeur, la formule de BERGGREN modifiée :

$$h = 60 \alpha \sqrt{\frac{48 \lambda I}{L}} \quad (19)$$

avec :

h : profondeur de pénétration du gel (cm) ;

α : paramètre sans dimension avec 1 > α > 0 ;

I : indice de gel (° C.j) ;

L : chaleur latente volumique de congélation.

L'indice de gel est défini comme l'aire de la partie négative de la courbe des températures en fonction du temps.

La valeur de λ est prise comme :

$$\lambda = \frac{1}{2} (\lambda_1 + \lambda_2)$$

avec :

λ₁ : conductivité du sol gelé (CGS) ;

λ₂ : conductivité du sol non gelé (CGS) .

λ_1 : conductivité du sol gelé (CGS) ;

λ_2 : conductivité du sol non gelé (CGS) ;

Le coefficient α est lié à la température moyenne annuelle et aux capacités calorifiques et diffusivités thermiques des sols gelé et non gelé.

La chaleur latente volumique de congélation est liée à la teneur en eau w en % et à la densité sèche γ_d par :

$$L = 80 (w/100) \gamma_d \text{ cal.cm}^{-3}$$

L'expression (19) fait apparaître la linéarité de la profondeur de pénétration du gel en fonction de la racine carrée de l'indice de gel ; cette linéarité est confirmée par les observations in situ et les mesures expérimentales.

E. Le vent

En présence de vent, des échanges thermiques par convection auront lieu entre le sol et l'atmosphère.

DEVEUGHELE (1983) donne l'expression :

$$F_c = h_c (v) \cdot (\theta_a - \theta)$$

avec :

F_c : flux de chaleur sensible échangé (unités SI) ;

θ_a : température de l'air ;

θ : température du sol ;

$$h_c (v) = (0,0007 + 0,0056 v) C_{va}$$

où :

v : vitesse du vent (m.s^{-1}) ;

C_{va} : capacité calorifique de l'air (unités SI).

F. La pluie

Outre les modifications des propriétés thermiques du sol qu'elle entraîne par accroissement de sa teneur en eau, la pluie peut apporter ou soustraire des calories au sol par différence de température.

De plus, si cette eau s'évapore, ce changement de phase consommant une certaine quantité de chaleur (chaleur latente de vaporisation), les calories nécessaires seront prises au proche sous-sol.

DEUXIEME PARTIE

DEUXIEME PARTIE

II. ETUDE DES VARIATIONS NATURELLES

II.1. Introduction

La variation dans le temps de la température du proche sous-sol est une fonction des échanges thermiques entre ce dernier et l'atmosphère. Nous avons, dans notre étude, limité et assimilé ceux-ci aux seuls transferts de chaleur par conduction.

Dans ce qui suit, nous emploierons le terme d' "onde thermique" pour une variation de température ayant une période bien définie.

Nous pouvons, dans un premier temps, nous intéresser aux variations de température du proche sous-sol engendrées par deux types d'ondes thermiques :

- l'onde thermique annuelle,
- l'onde thermique journalière.

Dans un second temps, nous pourrions considérer des événements se superposant à ces ondes thermiques et que nous pourrions, après un traitement approprié, assimiler à de nouvelles ondes thermiques. Un épisode de mauvais temps de plusieurs jours peut être, par exemple, assimilé à une onde thermique s'additionnant, pendant un certain intervalle de temps, à l'onde annuelle.

Nous nous intéresserons donc à la propagation de ces différentes ondes en profondeur.

II.2. Examen de données brutes

Comme exemple d'onde annuelle, nous avons pris les données de la Météorologie Nationale concernant la température de l'air et du sol à 20, 50 et 100 cm de profondeur à la station de Grenoble-Saint-Geoirs (Isère, altitude 384 m) pour l'année 1980.

La figure II.1 représente ces données, avec un pas d'échantillonnage $\Delta t = 1$ jour. Les valeurs de la température de l'air sont les moyennes journalières de la température de l'air sous abri, les valeurs aux différentes profondeurs sont mesurées à 12 h T.U. Le temps $t = 0$ est le 1er janvier 1980, l'axe des abscisses est gradué en jours.

La figure II.1-bis représente les mêmes données préalablement filtrées (cf. II.3.3.).

Pour les ondes journalières, nous avons effectué un enregistrement du 28 juin 1982 au 6 juillet 1982 de la température de l'air et du sol à 15, 30 et 50 cm de profondeur. Le lieu de mesure est une pelouse du Domaine Universitaire de Grenoble. Les capteurs sont des résistances à fil de platine. Ces résistances furent montées avec trois conducteurs, permettant ainsi de mesurer la résistance du conducteur, et donc de l'éliminer par différence de la valeur mesurée pour la résistance à fil de platine ; ce montage permet donc d'employer des fils, reliant les capteurs à l'enregistreur, de longueur quelconque. L'enregistreur est un enregistreur à papier à douze voies, de la marque MECI et prêté par l'Institut de Radio Astronomie Millimétrique (Grenoble). Les résultats de ces enregistrements, échantillonnés sur l'enregistrement avec un pas $\Delta t = 3$ h, sont représentés sur la figure II.2 ; l'instant $t = 0$ est le 28 juin 1982 à 09.00 h T.U., l'axe du temps est gradué en heures..

Au vu de ces enregistrements, on constate que, plus l'on descend en profondeur, plus les courbes sont lissées. Ce lissage vient de l'amortissement des (relativement) hautes fréquences. On remarque par exemple sur l'enregistrement à 50 cm de la figure II.2, que l'on n'y retrouve pratiquement plus les variations journalières alors que la montée de température, correspondant vraisemblablement vu l'époque de mesure à la variation annuelle, est nettement présente.

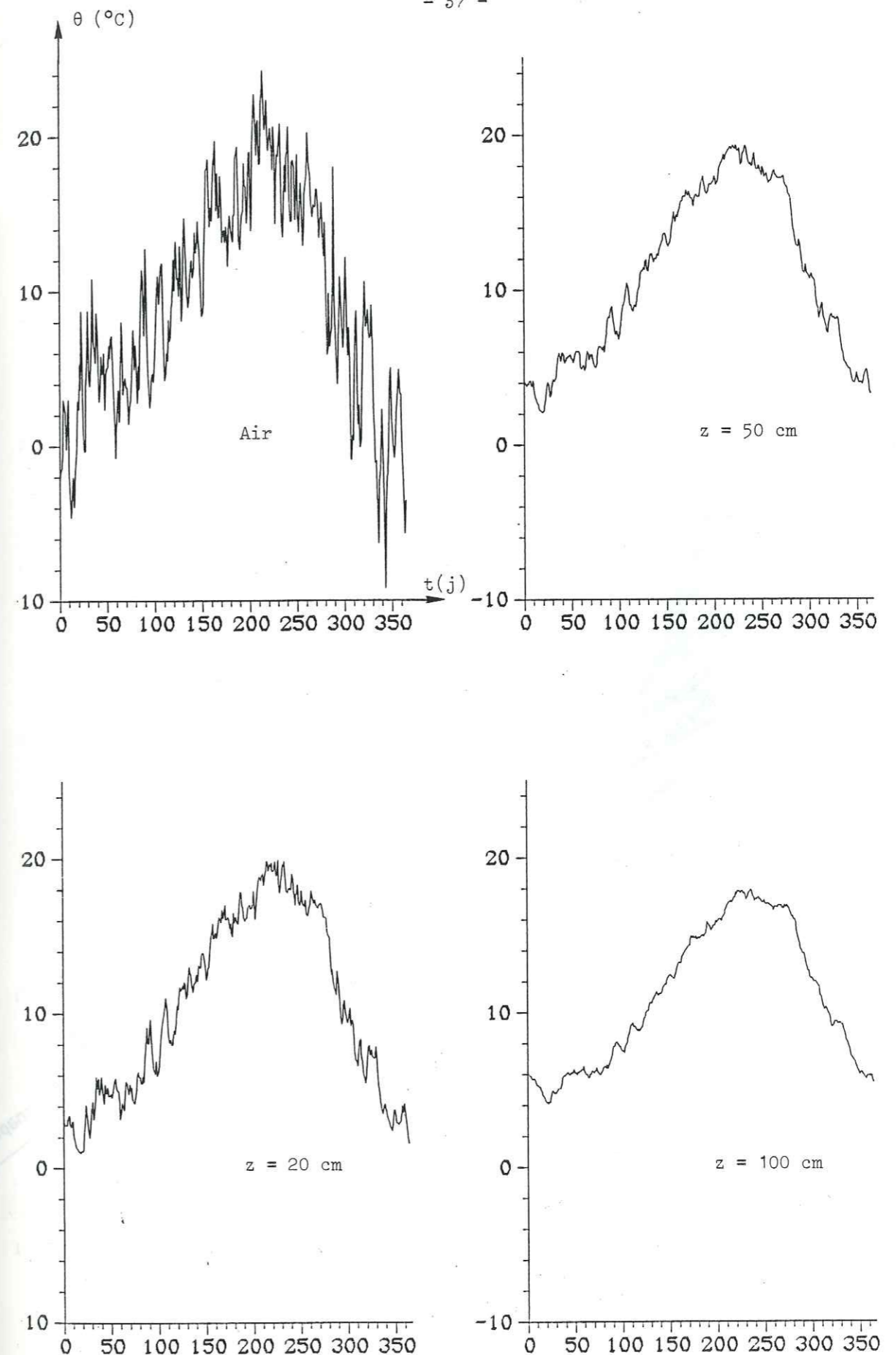


Figure II.1. - Variations de la température de l'air et du proche sous-sol à Saint-Geoirs (1980).

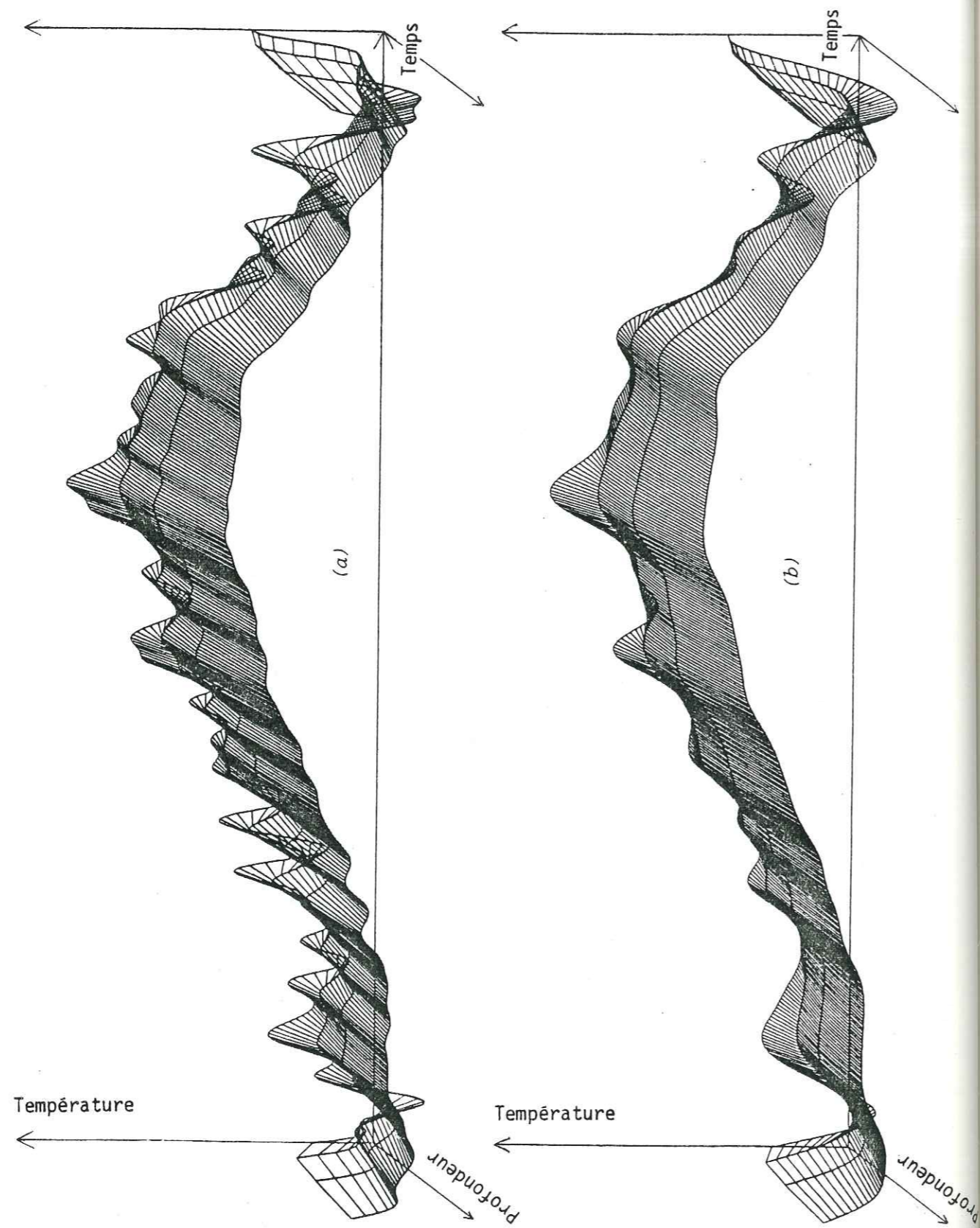


Figure II.1.-bis - Représentation 3D (temps, température, profondeur) des données de la figure II.1 préalablement filtrées en passe bas à 10 jours (a) et 20 jours (b).

Figure II.2.

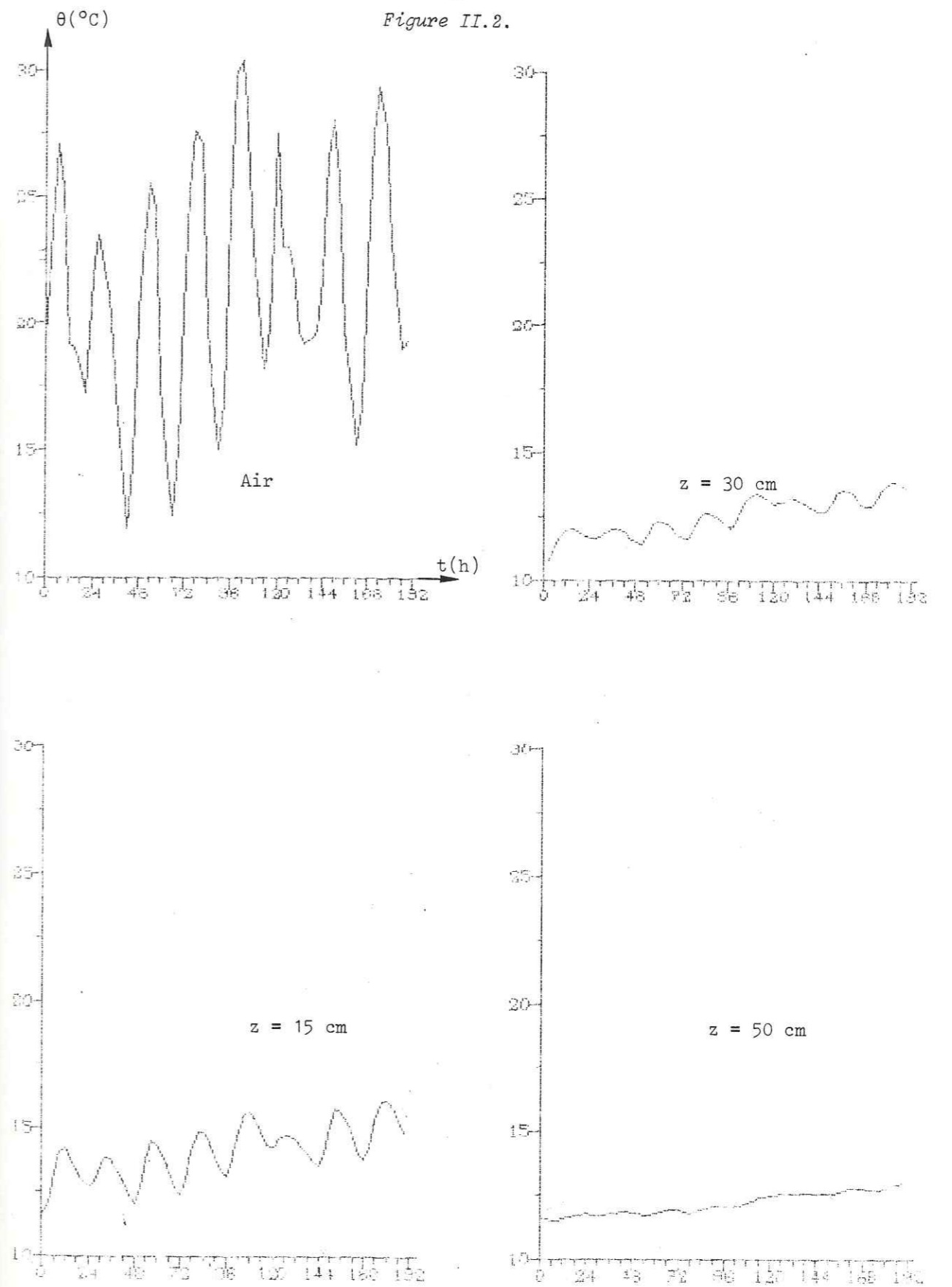


Figure II.2. - Variations de la température de l'air et du proche sous-sol du Domaine Universitaire (28/06/82 au 6/07/82).

La deuxième constatation triviale que l'on peut faire est que ces ondes ne sont pas des sinusoides ; les résultats théoriques du chapitre I.1.3 ne peuvent donc pas s'appliquer à ce stade de l'étude. Il est donc nécessaire de traiter ces données de façon à en extraire des sinusoides dont on connaîtrait les amplitudes, les périodes et les phases ; les techniques de traitement numérique du signal nous en offrent la possibilité.

II.3. Outils de traitement numérique utilisés

II.3.1. Analyse spectrale

Il y a un siècle, J.-B. FOURIER montrait qu'un signal $x(t)$ quelconque évoluant dans le temps pouvait être reconstitué en additionnant un certain nombre de signaux sinusoidaux élémentaires. L'analyse spectrale de $x(t)$ consiste à identifier ces signaux sinusoidaux élémentaires, c'est-à-dire déterminer leur fréquence ν , leur amplitude A et leur phase ϕ respectives. On établit alors une représentation amplitude/fréquence du signal original $x(t)$: cette représentation est appelée spectre.

Pour connaître le spectre $S_x(\nu)$ de $x(t)$, on effectue une opération mathématique connue sous le nom de "transformée de FOURIER".

On a :

$$S_x(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi\nu t} dt \quad (1)$$

avec $j^2 = -1$.

Inversement, si l'on connaît le spectre $S_x(\nu)$, on peut retrouver le signal original $x(t)$ grâce à la transformée de FOURIER inverse :

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} S_x(\nu) e^{j2\pi\nu t} d\nu \quad (2)$$

La transformée de FOURIER peut être appliquée aussi bien aux signaux périodiques que transitoires et aléatoires (figure II.3).

L'expression (1) s'applique à des signaux continus et de durée infinie. Pour un signal de durée T échantillonné sur N points espacés de $\Delta t = T/N$ dans le temps, on a l'expression de la transformée de FOURIER discrète (Welstead (1982)) :

$$S'_x(m\Delta\nu) = \frac{T}{N} \sum_{n=0}^{n-1} x(n\Delta t) e^{-j2\pi mn/N} \quad (3)$$

avec :

$$m = (0, 1, 2, \dots, N/2)$$

$$\Delta v = 1/T = 1/N\Delta t$$

Les abscisses d'un spectre sont donc des fréquences qui vont de $v_{\min} = 0$ à $v_{\max} = 1/2\Delta t = N/2T$.

L'expression (1) montre que, si $x(t)$ est exprimé en une unité u et si le pas d'échantillonnage Δt vaut n secondes, $S_x(v)$ sera exprimé en $n.(u.s)$.

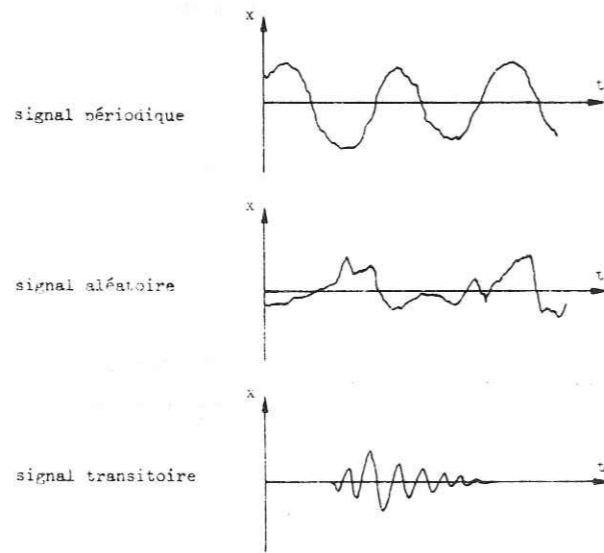


Figure II.3. - Exemples de signaux périodique, aléatoire et transitoire.

La discrétisation de la transformée de FOURIER pose le problème du pas d'échantillonnage Δt . Le théorème d'échantillonnage de SHANNON dit que, pour ne pas introduire d'erreur due à l'échantillonnage, il

est nécessaire et suffisant que la fréquence d'échantillonnage $F_e = 1/\Delta t$ soit supérieure ou égale à deux fois la plus haute fréquence F_M contenue dans le spectre (MAX, 1981) c'est-à-dire :

$$\Delta t \leq \frac{1}{2} T_M$$

$$\text{avec } T_M = 1/F_M$$

C'est sur l'expression (3) qu'est basé l'algorithme FFT (Fast FOURIER Transform) permettant de calculer rapidement le spectre $S_x(v)$ d'un signal $x(t)$. Cet algorithme impose d'avoir un nombre N d'échantillons temporels égal à une puissance de 2. Cette limitation permet des simplifications lors du calcul et en diminue donc le temps d'exécution.

Le fait d'analyser un signal de durée non infinie T introduit une erreur sur les valeurs d'amplitude obtenues ; l'erreur quadratique moyenne ϵ^2 ainsi introduite est (MAX, 1981) :

$$\epsilon^2 = \frac{1}{BT}$$

B étant la bande de fréquences où l'on obtient des résultats, c'est-à-dire $(v_{\max} - v_{\min})$ avec

$$v_{\max} = N/2T$$

$$v_{\min} = 0$$

donc

$$\epsilon^2 = 2/N \tag{4}$$

L'expression (4) montre que pour diminuer cette erreur, il est nécessaire de prendre N le plus grand possible.

Pour calculer le spectre $S(v)$ d'une variation de température

$\theta(t)$ contenant N échantillons espacés de Δt (N n'étant pas obligatoirement une puissance de 2), il faut modifier les données de façon à (figure II.4) :

1. obtenir un signal dont les valeurs sont centrées autour de 0 de façon à ne pas introduire de fréquence nulle (période infinie). Il faut donc retirer à chaque valeur, la valeur moyenne du signal,

2. obtenir un nombre de points d'échantillonnage N_2 tel que N_2 est la puissance de 2 désirée, les $(N_2 - N)$ points n'appartenant pas au signal sont mis à 0.

3. centrer le signal de durée $N\Delta t$ sur la durée $N_2\Delta t$.

4. "adoucir" les extrémités du signal. Pour cela, on utilise une "fenêtre d'apodisation". Une fenêtre est une fonction $f(t)$ de durée $N_2\Delta t$ et dont la valeur est comprise entre 0 et 1 quel que soit t . Le type de fenêtre que nous avons choisi d'utiliser est composé d'une partie appelée "plateau" où sa valeur est 1, de deux parties appelées "rampes" où sa valeur est comprise entre 0 et 1 ; sa valeur est 0 ailleurs. Nous avons pris, pour la forme des rampes, une branche de sinuséide dont l'équation est :

$$f(t) = 0,5 \cdot (1 + \cos(\pi t / (n+1) + \pi))$$

avec n = nombre de points de la rampe et $t \in \{\Delta t, N\Delta t\}$.

On effectue ensuite le produit $\theta(t) \cdot f(t)$ point par point, pour $t \in \{0, N_2\Delta t\}$. La figure II.4 montre qu'après cette opération, le signal est modifié sur ses extrémités ; cette modification est d'autant plus importante que la durée des rampes est longue. Un compromis est donc à chercher entre des rampes trop longues faisant perdre de l'information, et des rampes trop courtes n'assurant pas un passage suffisamment "doux".

On peut remarquer qu'une fenêtre "carrée" (dont les deux rampes sont verticales) de durée $N\Delta t$ ne modifie pas le signal.

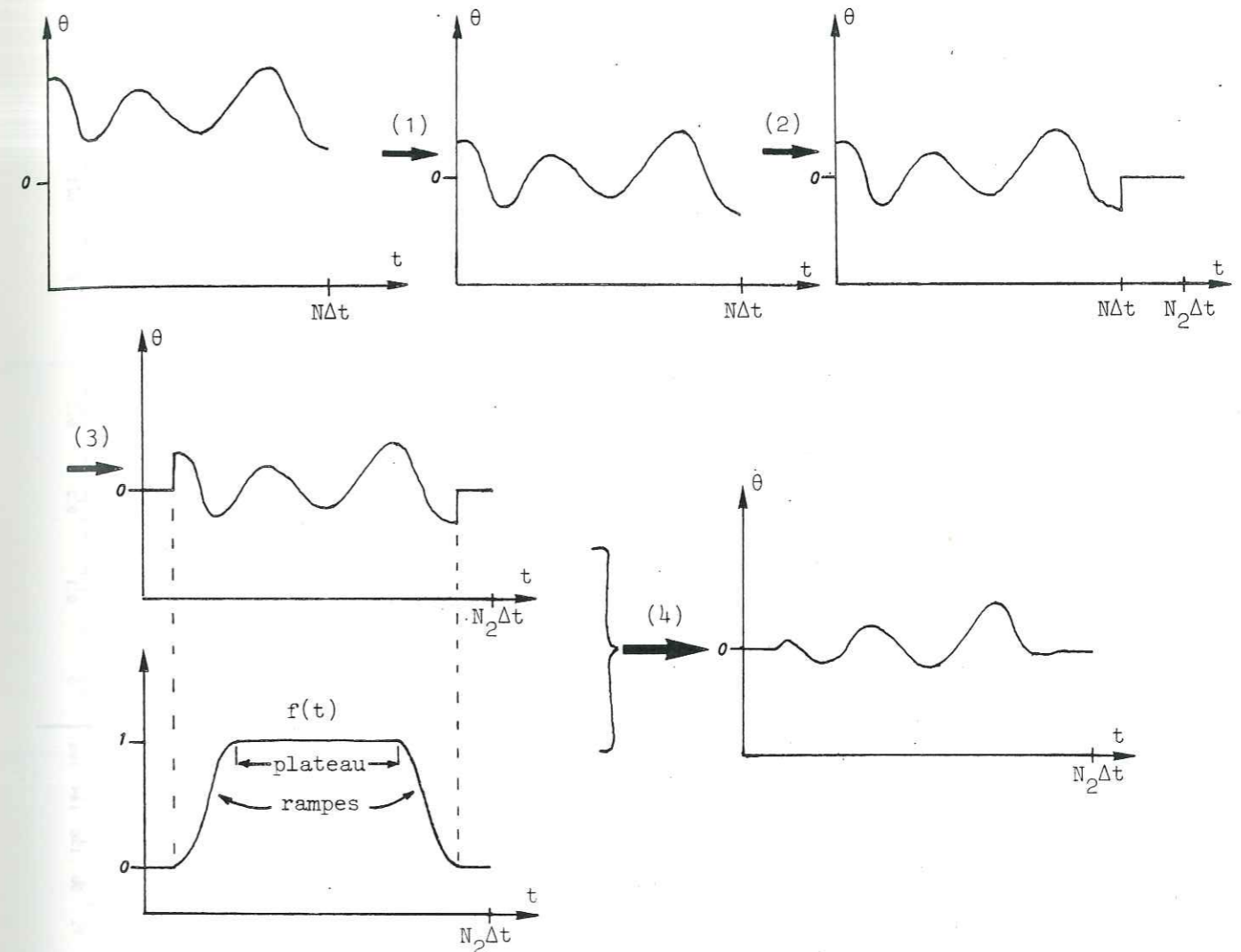
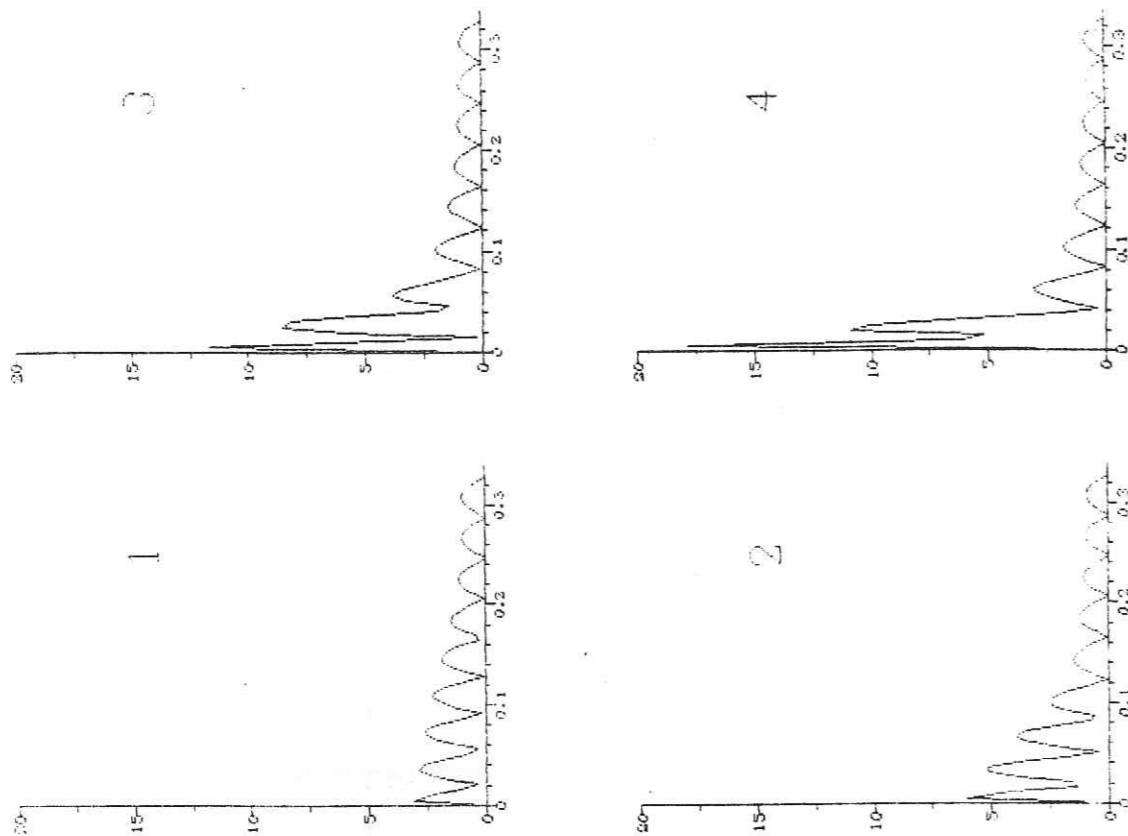


Figure II.4. - Etapes de transformation des données (cf. texte).

Nous avons porté sur la figure II.5 les résultats de tests effectués pour déterminer l'effet de la durée des rampes sur les spectres propres des fenêtres.

SPECTRES



FENETRES

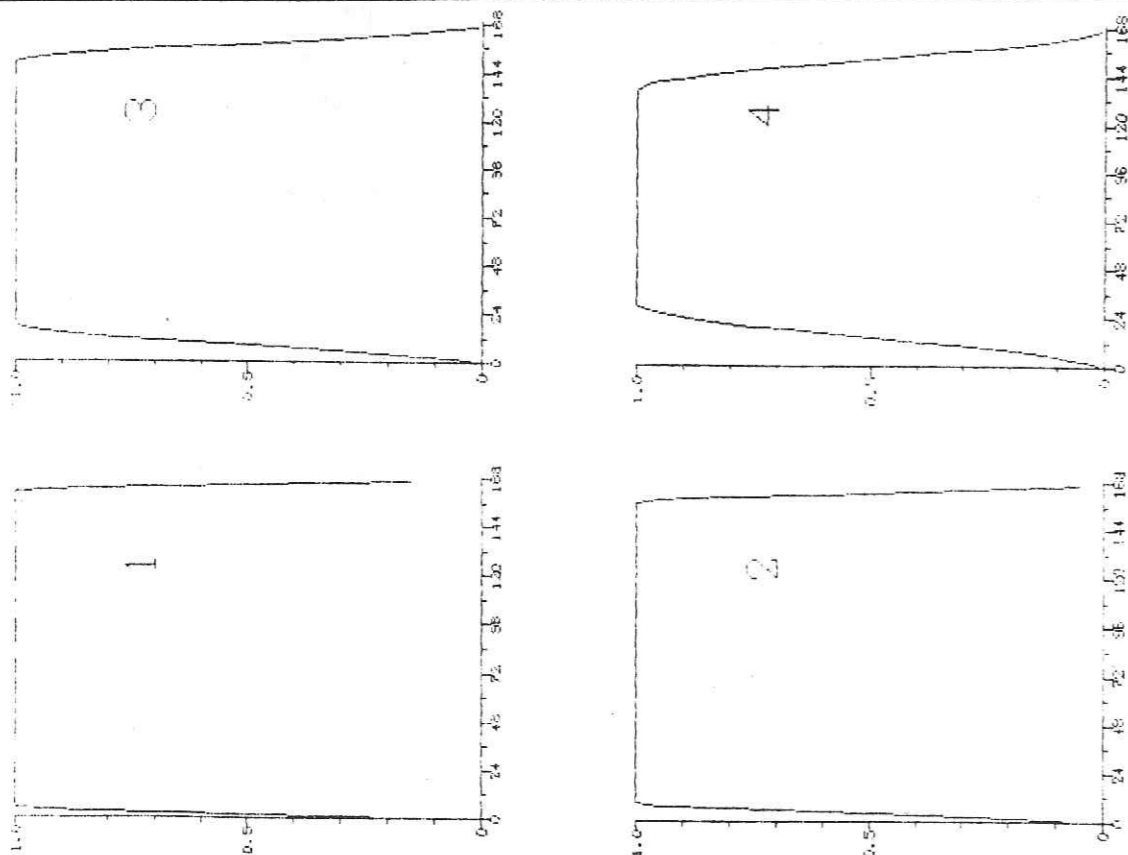


Figure II.5. - Influence de la durée de la rampe sur les spectres des fenêtres:
 (1) 3 points, (2) 6 points, (3) 12 points, (4) 20 points.
 Durée totale de l'échantillon : 128 points.

On sait qu'une multiplication dans le domaine temporel équivaut à une convolution dans le domaine fréquentiel et vice versa (théorème de PLANCHEREL) :

$$z(t) = x(t) \cdot y(t) \iff S_z(\nu) = S_x(\nu) * S_y(\nu)$$

Donc l'application d'une fenêtre à un signal temporel reviendra à convoluer son spectre avec le spectre de la fenêtre.

On constate, sur la figure II.5, que l'augmentation du nombre de points de la rampe augmente l'amplitude des basses fréquences du spectre de la fenêtre.

La figure II.6 montre les résultats de tests effectués sur une sinusoïde calculée de période 24 heures échantillonnée sur 128 points, à laquelle nous avons appliqué des fenêtres dont les rampes ont 3, 6, 12 et 20 points. Les fréquences étant portées en 1/heure, le spectre devrait être une raie unique ("Dirac") à $1/24 = 0,0417 \text{ h}^{-1}$. Nous observons en fait un pic plus ou moins étroit mais nettement centré sur cette fréquence.

Avec l'augmentation de la durée des rampes apparaissent :

- * un resserrement de la base du pic autour de la fréquence $1/24 \text{ h}$,
- * une apparition de (relativement) hautes fréquences.

II.3.2. Analyse spectrale par fenêtre mobile

Le calcul du spectre d'un signal ne nous donne pas assez d'informations si l'on s'intéresse à :

- * un type d'événement dont on sait ou soupçonne que ce signal contient plusieurs occurrences de caractéristiques (amplitude, phase) différentes ;

- * l'évolution dans le temps du contenu spectral de ce signal.

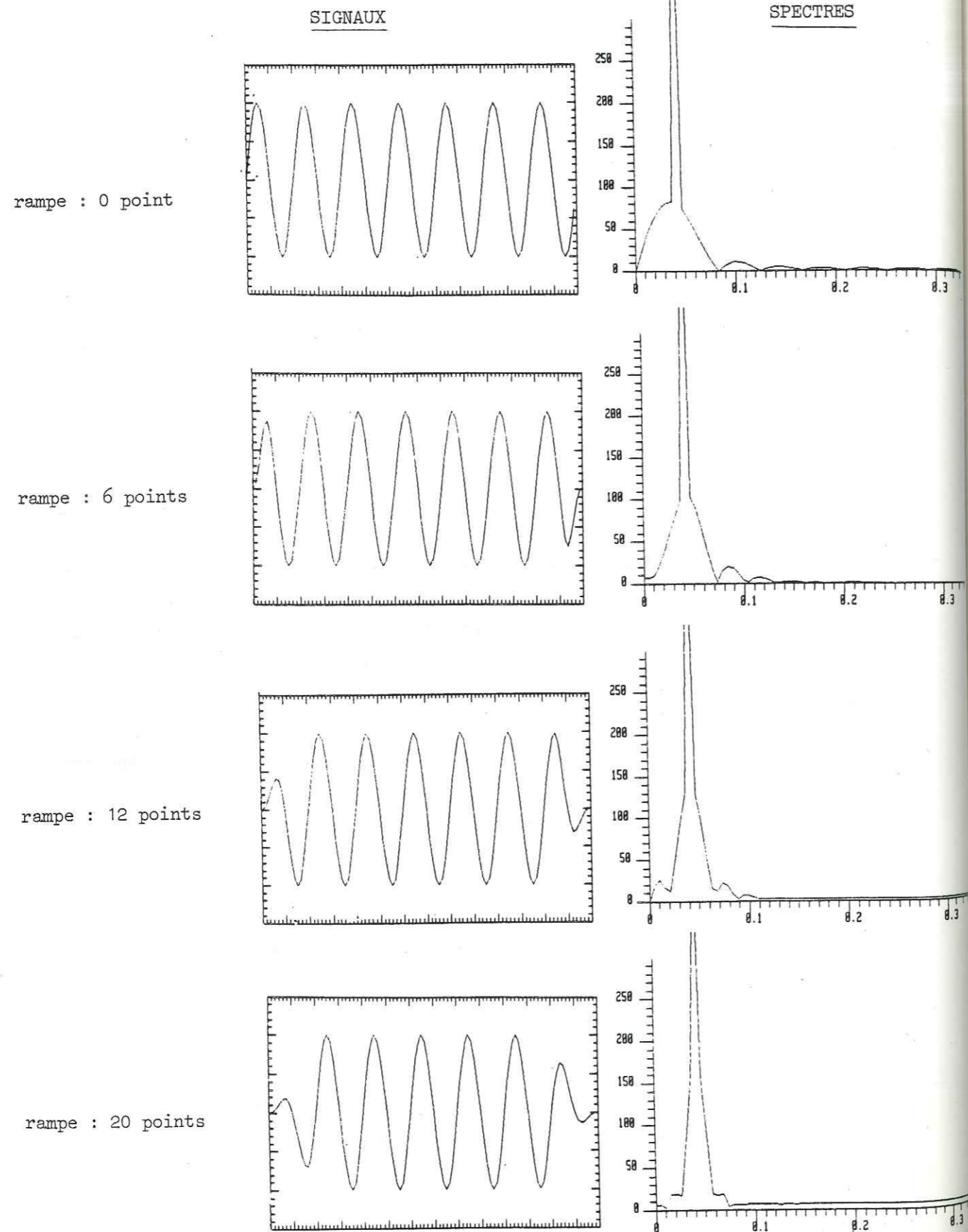


Figure II.6.

L'analyse spectrale par fenêtre mobile nous permet de calculer le spectre en prenant en compte uniquement la partie du signal qui nous intéresse.

On utilise pour cela une fenêtre dont la durée (plateau + rampes) est inférieure à $N\Delta t$ et choisie en fonction de ce que l'on désire étudier. On déplace cette fenêtre sur l'ensemble du signal en calculant le spectre du nouveau signal après chaque déplacement. Cette méthode permet donc d'étudier les périodes inférieures à la durée du signal et leur évolution pendant cette durée.

Par exemple, on peut ainsi étudier indépendamment sur un enregistrement annuel les épisodes plurijournaliers de "beau temps" et "mauvais temps" ; en effet, chaque épisode peut être assimilé, si la durée de la fenêtre est correctement choisie, à une onde thermique dont le spectre ainsi calculé nous donne les caractéristiques, alors que celles-ci sont "noyées" sur le spectre du signal total.

De la même façon, on peut étudier séparément chaque cycle journalier à partir d'un enregistrement pluri-journalier.

II.3.3. Filtrage fréquentiel numérique

Un filtre fréquentiel est un opérateur agissant sur un signal de telle façon qu'il élimine de celui-ci les composantes de certaines fréquences. On dit qu'un filtre est (figure II.7) :

- * "passe-bas" s'il élimine du signal d'entrée, les composantes de fréquences supérieures à une fréquence ν_{max} ;
- * "passe-haut" s'il élimine du signal d'entrée, les composantes de fréquences inférieures à une fréquence ν_{min} ;
- * "passe-bande" s'il élimine du signal d'entrée, les composantes de fréquences inférieures à ν_{min} et supérieures à ν_{max} .

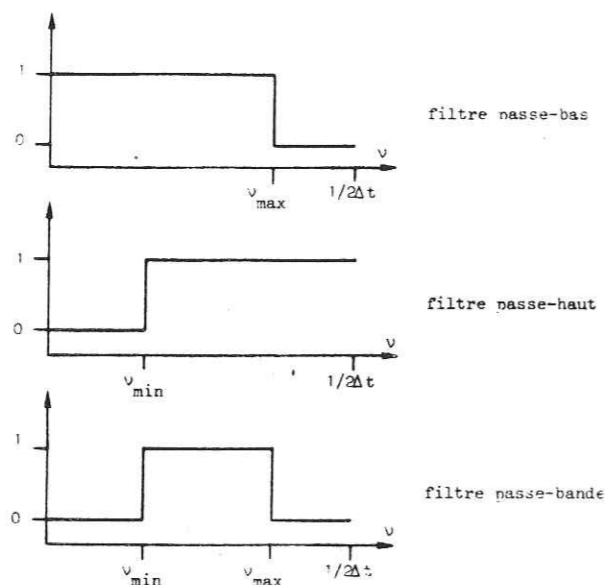


Figure II.7. - Différents types de filtres fréquentiels.

Un filtre passe-bande revient donc à appliquer une fenêtre carrée au spectre du signal d'entrée. On peut donc, par transformée de FOURIER inverse du spectre ainsi obtenu, calculer le signal filtré. Un tel filtrage impose deux calculs de transformée de FOURIER, ce qui est coûteux en temps de calcul.

Nous avons donc employé une routine de filtrage numérique de l'Institut de Physique du Globe de Paris ("subroutine filrec" de SOURIAU et VEINANTE). Pour tester cette subroutine, nous lui avons fait filtrer pour différentes bandes de fréquences centrées autour de $1/24 \text{ h}^{-1} = 0,0147$ un signal de 512 points avec un pas d'échantillonnage fixé à 1 h. Tous les points du signal valent 0 sauf le point 256 qui vaut 100. Le signal obtenu est la "réponse impulsionnelle" du filtre, c'est-à-dire le signal temporel avec lequel il faudrait convoluer le signal à filtrer pour obtenir le signal filtré. Ces réponses impulsionnelles sont portées figure II.8 avec les différentes bandes passantes correspondantes.

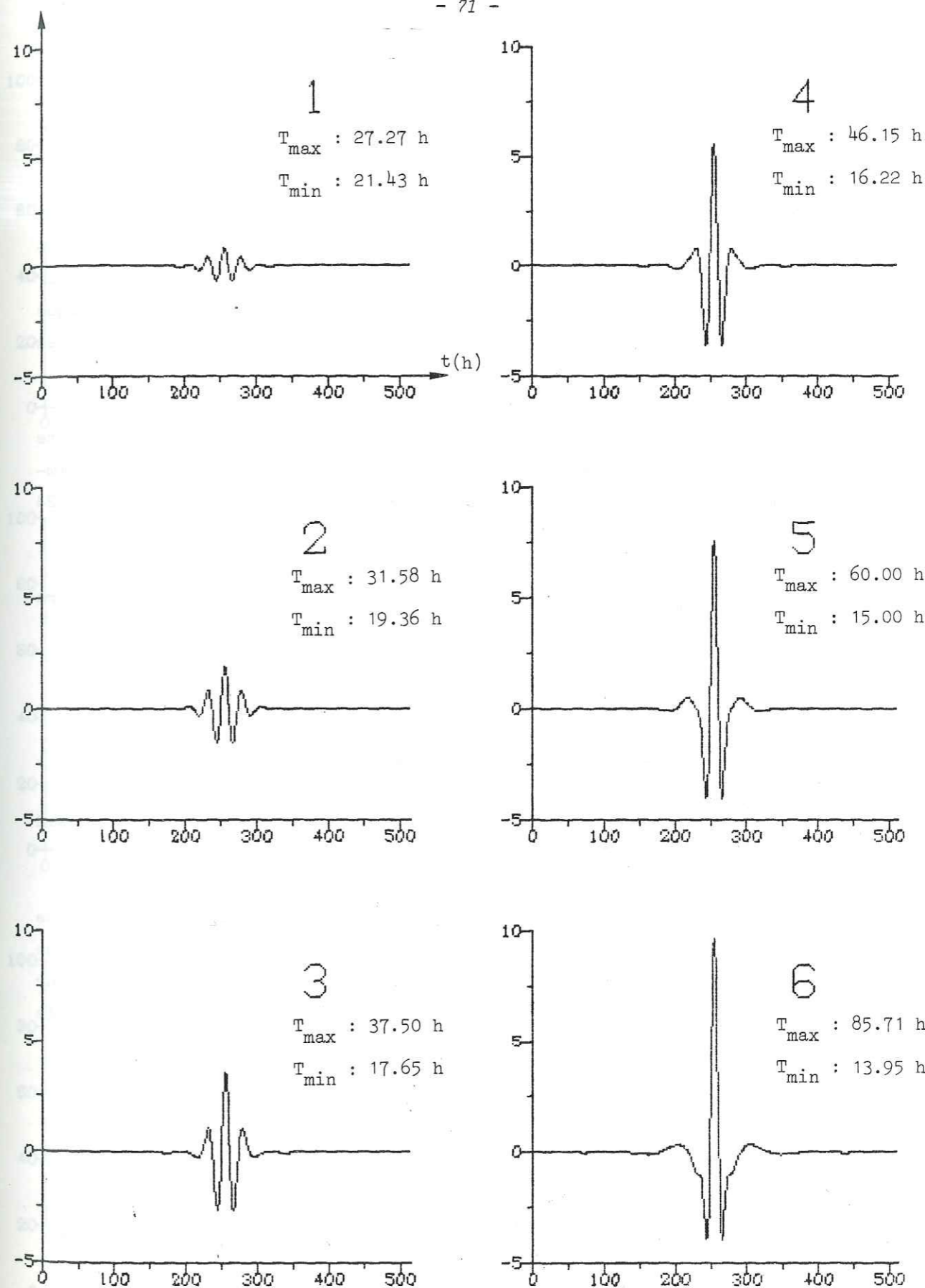


Figure II.8. - Réponses impulsionnelles du filtre passe bande utilisé pour différentes bandes de fréquence.

La figure II.9 représente les spectres de ces réponses impulsionnelles (ou fonction de transfert)* c'est-à-dire puisqu'une convolution temporelle équivaut à une multiplication fréquentielle, la fenêtre fréquentielle effectivement appliquée au spectre du signal d'entrée pour obtenir le spectre du signal filtré. Le tireté présent sur chaque spectre indique la fréquence 1/24 h, les deux flèches vers le haut indiquent les fréquences limites utilisées pour chaque filtrage.

Pour chaque fréquence ν_1 , on obtient le gain du filtre pour cette fréquence g_1 en faisant le rapport de l'amplitude A_1 sur la valeur de l'impulsion temporelle imposée (ici 100). Les gains pour la fréquence 1/24 sont notés g_{24} sur la figure II.9.

On constate, sur cette figure, ce qui est normal pour un filtre numérique, que :

- * la fenêtre fréquentielle n'est pas carrée ;
- * plus on élargit la bande-passante, plus le gain augmente ;
- * plus on élargit la bande-passante, plus les fréquences à gain maximal se décentrent vers les basses fréquences.

On peut noter, en regardant la figure II.8, que ce filtre a une réponse impulsionnelle qui débute avant l'événement ; c'est-à-dire que l'effet précède la cause, ce qui est évidemment impossible à réaliser pour un filtre analogique. Cette même remarque nous permet de prévoir que le signal filtré ne sera pas correctement filtré sur ses extrémités.

* cf. Annexe

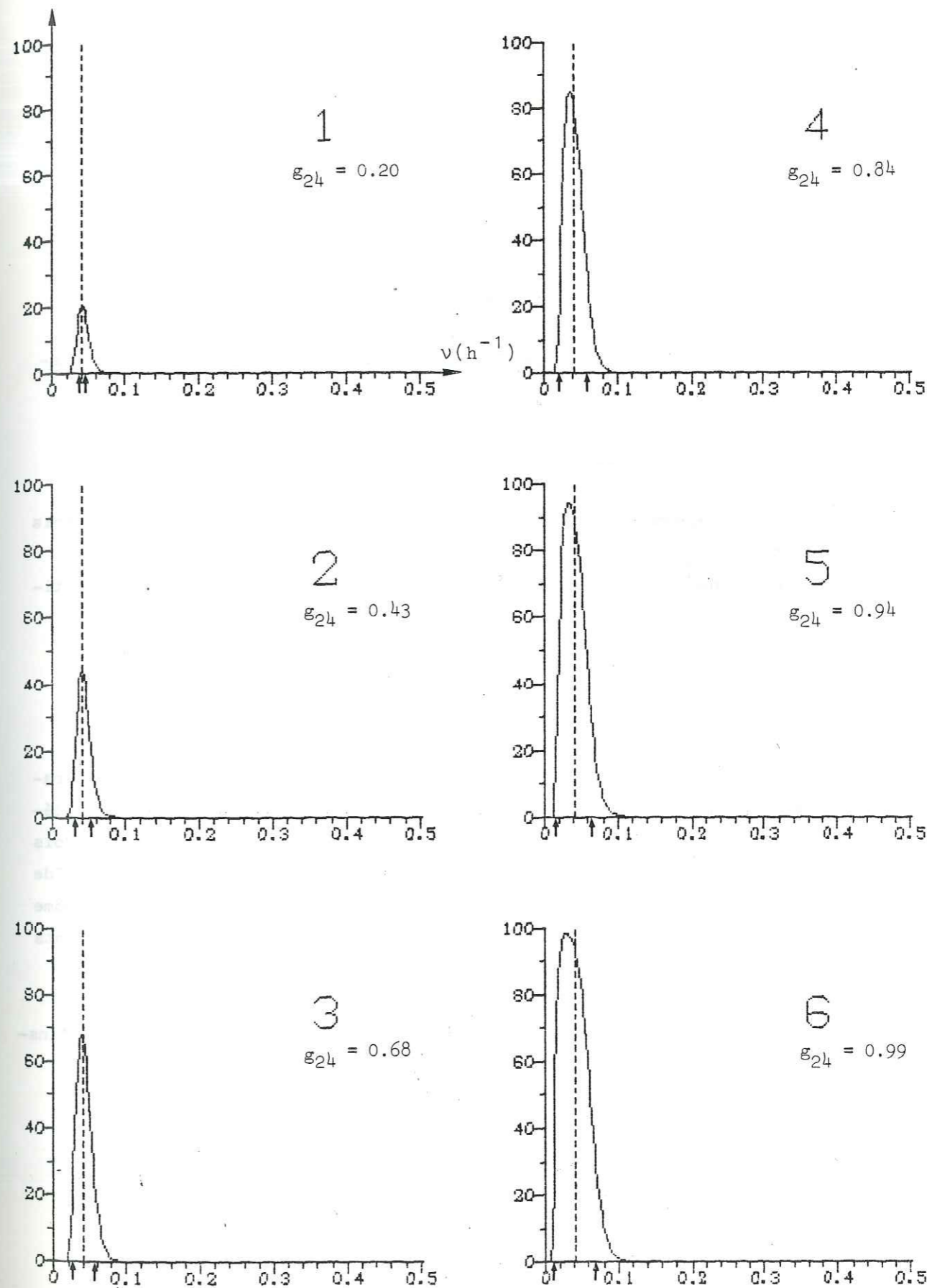


Figure II.9. - Fonctions de transfert du filtre utilisé pour différentes bandes de fréquence.

II.4. Méthodes de calcul

II.4.1. Calcul de la diffusivité thermique

II.4.1.1. Calcul par l'équation de la chaleur

Si l'on considère un transfert de chaleur par conduction, l'équation de la chaleur peut s'écrire (chapitre I) :

$$a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (5)$$

Disposant d'enregistrements simultanés de la température à trois profondeurs $z_1 < z_2 < z_3$, les valeurs de $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$ et $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ à chaque instant et à la profondeur z_2 peuvent être numériquement estimées.

* Estimation de $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$

Dans le modèle étudié au chapitre I, la variation de la température en fonction de la profondeur est une sinusoïde dont l'amplitude décroît exponentiellement avec la profondeur. Si la distance entre les trois profondeurs de mesure est petite devant la période T_z de cette sinusoïde ($T_z = 2\sqrt{aT}$), nous pouvons assimiler, à chaque instant t , $\theta(z)$ au polynôme d'interpolation de LAGRANGE du second degré qui passe par ces trois points (figure II.10).

Soient a, b et c les coefficients de ce polynôme tels que, à l'instant t :

$$\theta(z) = a z^2 + b z + c$$

Nous avons alors :

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = 2 a$$

* Estimation de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$

Dans le même modèle, la variation de la température en fonction du temps à la profondeur z_2 est une sinusoïde T .

Si le pas d'échantillonnage est petit devant T , nous pouvons assimiler, à cette profondeur z_2 , $\theta(t)$ au polynôme d'interpolation de LAGRANGE du second degré qui passe par les trois points (θ_{i-1}, t_{i-1}) , (θ_i, t_i) et (θ_{i+1}, t_{i+1}) (figure II.11).

Soient a', b', c' les coefficients de ce polynôme tels que, à la profondeur z_2 , et pour $t_{i-1} < t < t_{i+1}$:

$$\theta(t) = a' t^2 + b' t + c'$$

nous avons alors :

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_{t_i} = 2 a' t_2 + b'$$

La diffusivité thermique a , supposée constante entre t_{i-1} et t_{i+1} et entre z_1 et z_3 , peut alors être estimée au temps t_i et à la profondeur z_2 .

* Limites de la méthode

Les limites de cette méthode sont fixées par l'interpolation par le polynôme de LAGRANGE.

$$\text{Pour } T = 1 \text{ an et } a = 0.003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}, T_z = 616 \text{ cm.}$$

$$\text{Pour } T = 1 \text{ j et } a = 0.003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}, T_z = 32 \text{ cm}$$

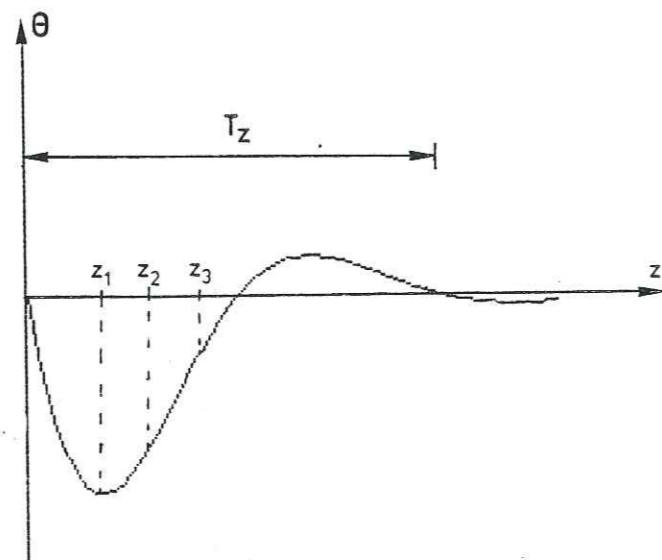


Figure II.10. - Echantillonnage de la température en fonction de la profondeur.

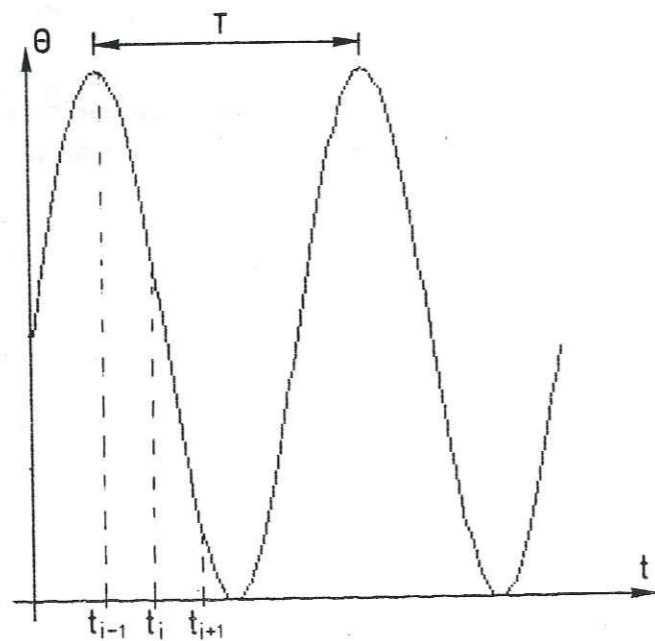


Figure II.11. - Echantillonnage de la température en fonction du temps.

Nous avons testé cette méthode sur des variations synthétiques de température. Ces données ont été calculées par l'expression (6) du paragraphe I.1.3, pour les profondeurs 0, 20, 50 et 100 cm, avec :

$$a = 0,003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{et} \quad A_0 = 10^\circ\text{C}.$$

Pour une période annuelle, le pas d'échantillonnage a été fixé à un jour. La diffusivité a été calculée par cette méthode pour les profondeurs (0,20,50) et (20,50,100).

La figure II.12 représente ces résultats ((a) et (b)) avec en référence $z_2(t)$ ((c) et (d)).

Si l'on retrouve bien, sur la majeure partie des valeurs obtenues, la valeur de a fixée dans le calcul des données synthétiques ($a = 0,003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), on remarque que, pour les instants où, à la profondeur z_2 , $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ s'approche de 0, les valeurs obtenues sont aberrantes, ce qui est normal puisque, en vertu de l'équation de la chaleur, si $\frac{\partial^2 \theta}{\partial t} = 0$ alors $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = 0$ et le rapport des deux est ainsi indéterminé.

La valeur moyenne de la diffusivité ainsi calculée est $a = 0,00311 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour $z_2 = 20 \text{ cm}$ et $a = 0,00298 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour $z_2 = 50 \text{ cm}$.

Pour les mêmes profondeurs de mesure, (0, 20, 50 et 100 cm), il est illusoire de vouloir employer cette méthode si l'on s'intéresse aux variations journalières. En effet, dans ce cas, $T_z = 32 \text{ cm}$ et l'estimation de $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$ n'a donc plus la signification escomptée.

II.4.1.2. Calcul par les amplitudes spectrales

Pour une variation sinusoïdale (d'amplitude A_0 et de période T) de la température en surface, l'amplitude des variations de la température dans un milieu semi-infini, homogène et isotrope, de diffusivité thermique a, à la profondeur z est :

$$A(z) = A_0 e^{-z \sqrt{\pi / aT}} \quad (6)$$

Pour ces deux profondeurs z_1 et z_2 , on a donc :

$$\frac{A(z_1)}{A(z_2)} = e^{(z_2 - z_1) \sqrt{\pi / aT}}$$

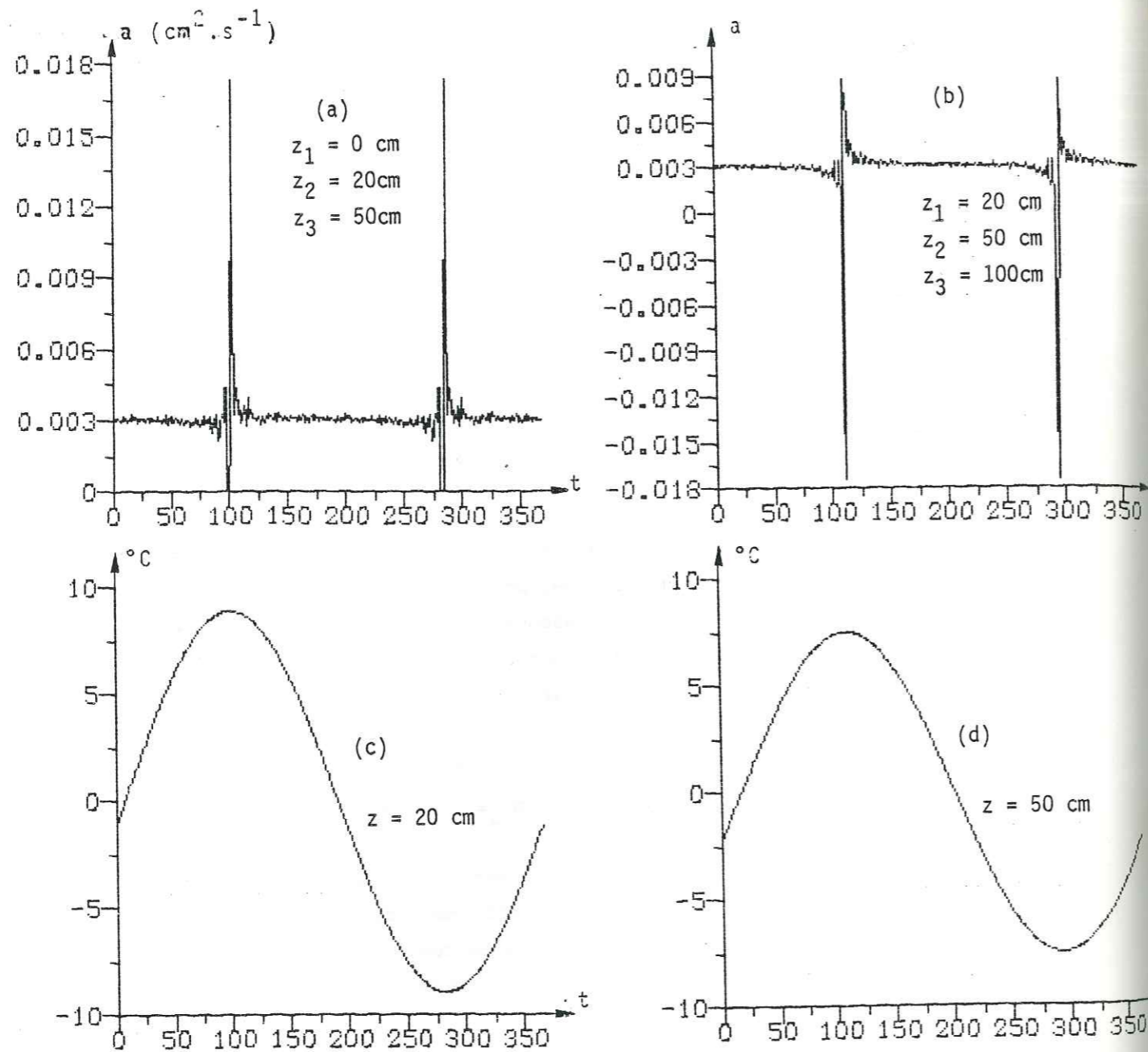


Figure II.12. - Tests de la méthode sur données synthétiques.

d'où l'on peut tirer :

$$a = \frac{\pi}{T} \frac{(z_2 - z_1)^2}{(\ln(A(z_1) / A(z_2)))^2} \quad (7)$$

Disposant d'enregistrements de température à différentes profondeurs, nous pouvons, par analyse spectrale, isoler la ou les principales sinusoïdes composant chaque enregistrement.

Nous avons alors, pour chaque profondeur, des valeurs d'amplitude A_i correspondant aux périodes $T_i = 1 / \nu_i$.

Pour une fréquence ν_i prédominante dans les spectres des deux enregistrements aux profondeurs z_j et z_k , nous pouvons appliquer (2) et calculer la diffusivité correspondante, notée a_i^{jk}

$$a_i^{jk} = \frac{\pi \nu_i (z_k - z_j)^2}{(\ln(A_i^j / A_i^k))^2} \quad (8)$$

où A_i^j est l'amplitude correspondant à la fréquence ν_i à la profondeur z_j . Nous dirons que ν_i est une fréquence prédominante ("pic") commune aux deux profondeurs z_j et z_k si (figure II.13) :

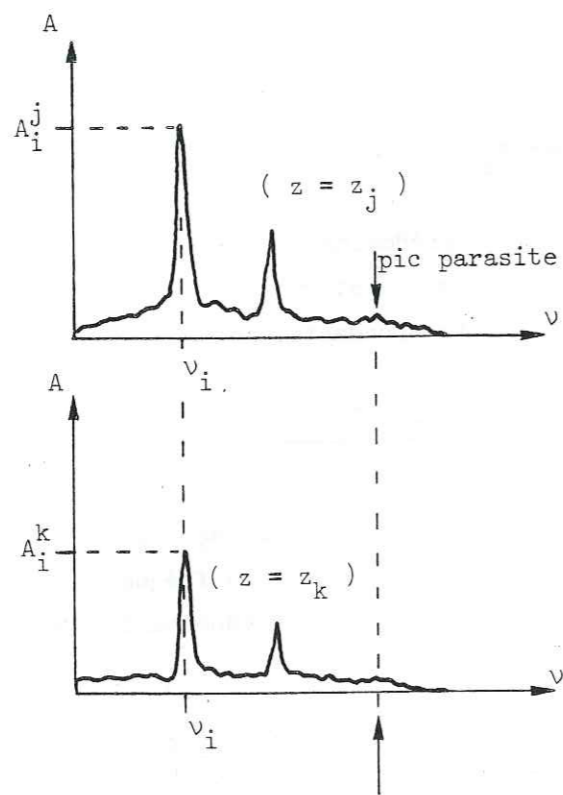
$$((A_{i-1}^j \ll A_i^j \gg A_{i+1}^j) \text{ et } (A_{i-1}^k \ll A_i^k \gg A_{i+1}^k))$$

On peut alors, par un programme lisant les amplitudes des deux spectres fréquence par fréquence, repérer les fréquences pic et calculer les diffusivités thermiques correspondantes.

Parmi les résultats obtenus, il faut éliminer les valeurs de diffusivité issues de pics parasites, c'est-à-dire des fréquences correspondant à des lobes secondaires sans signification physique mais présents dans les deux spectres.

Il faut noter que cette méthode donne des valeurs de la diffusivité calculées entre deux profondeurs et sur une durée NAt ; on suppose donc que celle-ci est constante dans :

- le temps compris entre le début et la fin de l'enregistrement,
- l'espace compris entre les deux profondeurs de mesure.



$$a_i^{jk} = \frac{\pi \nu_i (z_k - z_j)^2}{(\ln(A_i^j / A_i^k))^2}$$

Figure II.13. - Fréquences à prendre en compte pour le calcul de la diffusivité par les amplitudes et phases spectrales.

II.4.1.3. Calcul par les phases spectrales

De la même façon que pour les amplitudes spectrales, nous avons vu (cf. I.1.3) que la phase d'une onde thermique à la profondeur z est :

$$\phi(z) = \phi_0 - z \sqrt{\pi/aT} \quad (9)$$

Pour deux profondeurs z_1 et z_2 , on a :

$$\phi(z_2) - \phi(z_1) = (z_1 - z_2) \sqrt{\pi/aT}$$

d'où l'on peut tirer :

$$a = \frac{\pi}{T} \frac{(z_1 - z_2)^2}{(\phi_2 - \phi_1)^2} \quad (10)$$

Nous pouvons alors procéder de la même façon qu'en II.4.1.2, en calculant la diffusivité avec l'expression (10) :

$$a_i^{jk} = \frac{\pi \nu_i (z_k - z_j)^2}{(\phi_i^k - \phi_i^j)^2}$$

Les remarques sont les mêmes qu'en II.4.1.2.

II.4.1.4. Calcul par les amplitudes spectrales mobiles

Après l'analyse spectrale par fenêtre mobile de deux enregistrements simultanés de la température à deux profondeurs, nous disposons d'autant de spectres que de fois où la fenêtre a été déplacée; chaque paire de spectres représente le contenu spectral, aux deux profondeurs de mesure, des variations de température entre deux instants déterminés par la forme et le pas de déplacement de la fenêtre. Nous pouvons alors effectuer, pour chaque paire de spectres, le même calcul que celui décrit au chapitre II.4.1.2. (expression (8)). On peut ainsi étudier l'évolution de la diffusivité thermique dans le temps compris entre le début et la fin de l'enregistrement ; celle-ci est alors supposée constante pendant la durée d'application de la fenêtre.

II.4.1.5. Calcul par les phases spectrales mobiles

La méthode est la même que celle décrite en II.4.1.4, mais en utilisant l'expression (11) pour le calcul de la diffusivité.

II.4.2. Calcul du flux thermique conductif

Le flux thermique conductif peut être calculé à partir de l'expression :

$$\phi = - \lambda \frac{d\theta}{dz} \quad (12)$$

Si l'on suppose connue la conductivité thermique λ , on peut

estimer le flux après estimation numérique du terme $\frac{d\theta}{dz}$ de deux manières:

- par interpolation directe,
- par l'équation de la chaleur.

II.4.2.1. Par interpolation directe

Dans le modèle étudié, la variation avec la profondeur du flux thermique conductif associé à une variation de température sinusoïdale en surface de période T est une sinusoïde dont l'amplitude décroît exponentiellement en profondeur. Disposant à un instant t des températures $\theta_1, \theta_2, \theta_3$ aux profondeurs z_1, z_2 et z_3 , si la distance entre des trois profondeurs est petite devant la période Tz de cette sinusoïde ($Tz = 2\sqrt{aT}$), nous pouvons assimiler, à chaque instant t, $\theta(z)$ au polynôme de LAGRANGE du second degré et de coefficients a, b, c qui passe par ces trois points (cf. II.4.1.1) et donc calculer :

$$\left. \frac{d\theta}{dz} \right|_{z_2} = 2 az_2 + b$$

d'où :

$$\phi(z_2) = - \lambda (2 az_2 + b) \quad (13)$$

II.4.2.2. Par l'équation de la chaleur

Soit z_1 la profondeur où l'on admet que $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$.

En intégrant par rapport à z l'équation de la chaleur entre z_i et z_1 ($z_i > z_1$), on obtient :

$$a \int_{z_i}^{z_1} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} dz = \int_{z_i}^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_1} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_i} = \frac{1}{a} \int_{z_i}^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$$

Puisque $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ est nul en z_1 , $\phi(z_1)$ est le flux géothermique ϕ_g donc

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_1} = \phi_g / \lambda$$

Le flux à la profondeur z_i est alors :

$$\phi(z_i) = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_i} = -\lambda (\phi_g / \lambda - \frac{1}{a} \int_{z_i}^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz)$$

$$\phi(z_i) = C_v \int_{z_i}^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz - \phi_g \tag{14}$$

Si le pas d'échantillonnage est petit devant T , nous pouvons estimer $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ à chaque profondeur et à chaque instant par le polynôme d'interpolation de LAGRANGE (cf. II.4.1.1). La profondeur z_1 peut être fixée arbitrairement en utilisant l'expression (7) du paragraphe I.1.3 en fixant $A(z_1)$. L'intégrale est estimée en calculant l'aire de la courbe représentée figure II.14.

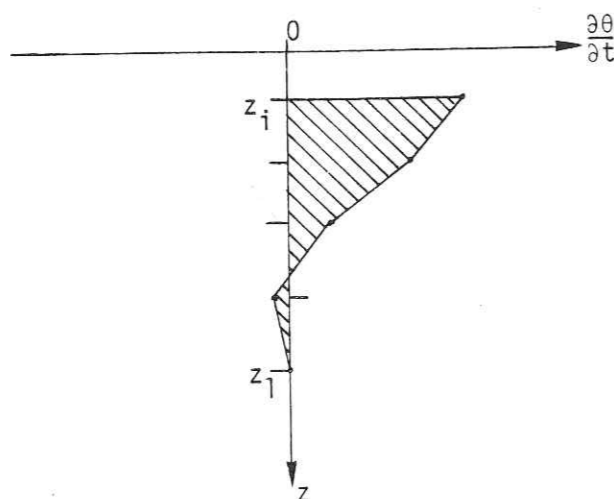


Figure II.14 : Calcul de l'intégrale de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ par rapport à z .

II.4.2.3. Limites des deux méthodes

La méthode par interpolation directe de $\frac{d\theta}{dz}$ impose d'avoir des profondeurs de mesure proches les unes des autres devant T_z . Pour $T = 1$ j, $T_z = 32$ cm et cette méthode ne peut donc être employée pour des profondeurs de mesure de 0, 20, 50 et 100 cm si l'on veut étudier le flux journalier.

La seconde méthode élimine cette contrainte, mais en impose une autre : celle de la profondeur où la température est constante dans le temps. En prenant $a = 0.003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $A_0 = 10^\circ\text{C}$, nous pouvons calculer, pour les périodes annuelle et journalière, les profondeurs z_1 telles que $A(z_1) = 0.1^\circ\text{C}$ (expression (7), paragraphe I.1.3) :

$$T = 1 \text{ an} : z_1 = 8 \text{ m}$$

$$T = 1 \text{ j} : z_1 = 42 \text{ cm}$$

Il apparaît donc qu'il est erroné d'employer cette méthode avec les profondeurs de mesure 0, 20, 50 et 100 cm pour étudier le flux annuel, puisqu'il faut alors fixer z_1 à environ 8 m, la valeur obtenue pour l'estimation numérique de l'intégrale étant ainsi presque uniquement fonction de la valeur de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ à la dernière profondeur (100 cm).

Ces remarques ont été confirmées par des tests sur des données synthétiques.

En conclusion, nous emploierons, pour des mesures à 0, 20, 50 et 100 cm, la méthode par interpolation directe pour étudier le flux annuel et la méthode par l'équation de la chaleur pour étudier le flux journalier.

II.4.3. Calcul du stock de chaleur

VAUCLIN (1977) exprime la quantité de chaleur emmagasinée dans un élément vertical de sol de section unité limité par deux plans horizontaux aux cotes z_1 et z_2 par :

$$S(t) = \int_{z_2}^{z_1} C_v \theta(z,t) dz$$

C_v étant supposé constant, l'intégration numérique de la température entre z_1 et z_2 se fait, à chaque instant de mesure, de la même façon qu'en II.4.2.2.

Ce stock de chaleur représente en fait le nombre de calories que l'on peut récupérer de cet élément de sol si on veut le refroidir à 0°C. Si l'on veut le refroidir à θ_f , le stock $S_f(t)$ est :

$$S_f(t) = \int_{z_2}^{z_1} C_v (\theta(z,t) - \theta_f) dz$$

c'est-à-dire :

$$S_f(t) = S(t) - (z_2 - z_1) \cdot \theta_f$$

II.5. Résultats

II.5.1. Diffusivité thermique

II.5.1.1. Valeurs obtenues à partir de l'équation de la chaleur

Pour les raisons indiquées au paragraphe II.4.1.1, cette méthode ne peut être employée, vu les profondeurs de mesure dont on dispose, pour calculer des valeurs de diffusivité à partir de variations de température où seraient présentes des variations journalières.

Nous l'avons donc appliquée aux données relatives à l'année 1980 à Saint-Geoirs. Ces données sont les moyennes journalières de la température de l'air, assimilées aux températures moyennes journalières du sol pour $z = 0$ cm, et les températures relevées chaque jour à 12 h T.U. à 20, 50 et 100 cm.

Pour $a = 0.003 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $T = 1 \text{ j}$ et $A_0 = 10^\circ\text{C}$, les amplitudes des variations de températures journalières aux trois profondeurs de mesure sont :

$$A(20) = 1.11^\circ\text{C}$$

$$A(50) = 0.04^\circ\text{C}$$

$$A(100) = 0.0002^\circ\text{C}$$

Les valeurs mesurées à 20 cm ne sont donc pas parfaitement représentatives de la moyenne journalière de la température à cette profondeur car dépendantes de la variation journalière.

De plus, la figure II.1 indique que les données traitées comportent un certain bruit engendré par les différents épisodes météorolo-

giques qui se superposent à la variation annuelle. Or, l'étude des limites de cette méthode a révélé qu'elle est particulièrement sensible à l'annulation du terme $\frac{\partial \theta}{\partial t}$. Ce phénomène se produisant pour chaque événement météorologique parasite, on peut s'attendre à ce que la qualité des valeurs obtenues en souffre.

Ces valeurs sont représentées sur la figure II.15.

Les valeurs $\ll 0$ ou $\gg 0.01 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ n'ont pas été représentées. Une ligne droite ne doit donc pas être interprétée comme une suite linéaire de valeurs mais comme une interpolation linéaire des valeurs manquantes entre deux valeurs.

Les figures II.15 (b) et (d) représentent les valeurs obtenues à partir des données des figures II.15 (a) et (c) préalablement filtrées en passe-bas à une fréquence de coupure = $1/30 \text{ J}^{-1}$. Le filtrage des données accroît le nombre des valeurs manquantes.

Si on admet, au vu des tests de la méthode effectués sur des données synthétiques (figure II.12) que les pics sont dus à des annulations de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$, on peut alors adopter comme valeurs de la diffusivité la valeur autour de laquelle oscillent ces pics, ce qui donnerait dans le cas des figure II.15 (a) et (c) :

$$a(z = 20 \text{ cm}) = 0.0015 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \text{ et } a(z = 50 \text{ cm}) = 0.004 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

Cependant, en fonction des réserves émises ci-dessus et au paragraphe II.4.1.1, il n'est pas possible d'attribuer à ces valeurs une grande certitude. De plus, dans ce calcul, les transferts thermiques autres que par conduction ne sont pas pris en compte et les événements tels que pluie, neige, gel, vent et rayonnement solaire sont négligés alors qu'ils varient dans le temps et influent certainement sur les données traitées.

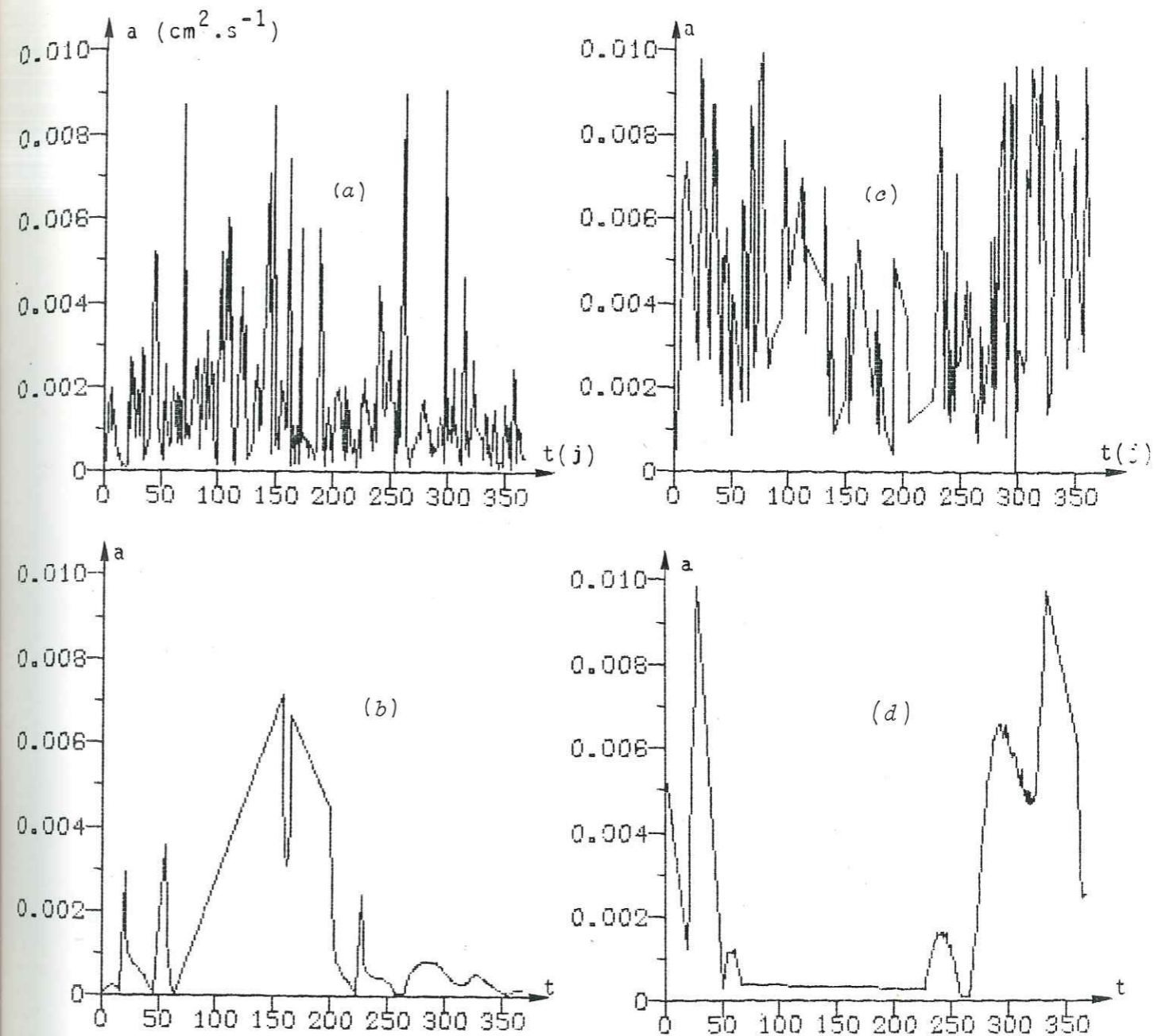


Figure II.15. - Diffusivité calculée pour les données de Saint-Geoirs (1980) :

- (a) et (b) : $z_1 = 0, z_2 = 20, z_3 = 50$;
 (c) et (d) : $z_1 = 20, z_2 = 50, z_3 = 100$;

II.5.1.2. Valeurs calculées par la méthode des amplitudes spectrales

Les valeurs présentées ici ont été calculées à partir des mêmes données qu'au paragraphe précédent et par la méthode décrite au paragraphe II.4.1.2.

Le tableau II.1 montre ces valeurs et les deux profondeurs z_1 et z_2 à partir desquelles elles ont été calculées. Les amplitudes prises en compte sont celles de la période annuelle.

z_1 (cm)	z_2 (cm)	a ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)
0	20	0.0050
0	50	0.0094
0	100	0.0076
20	50	0.0167
20	100	0.0176
50	100	0.0116

Tableau II.1. - Valeurs de la diffusivité thermique et profondeurs correspondantes calculées par la méthode des amplitudes spectrales.

II.5.1.3. Valeurs obtenues par les phases spectrales

Les valeurs présentées ici ont été calculées par la méthode décrite au paragraphe II.4.1.3, c'est-à-dire à partir des phases spectrales pour une certaine fréquence à deux profondeurs de mesure. Le tableau II.2 montre ces valeurs et les profondeurs z_1 et z_2 à partir desquelles elles ont été calculées, pour la période annuelle.

z_1 (cm)	z_2 (cm)	a ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)
0	20	0.0030
0	50	0.0074
0	100	0.0087
20	50	0.0196
20	100	0.0129
50	100	0.0104

Tableau II.2. - Valeurs de la diffusivité thermique et profondeurs correspondantes calculées par la méthode des phases spectrales.

II.5.1.4. Valeurs obtenues par les amplitudes spectrales mobiles

Les valeurs présentées ici ont été calculées par la méthode décrite au paragraphe II.4.1.4, c'est-à-dire à partir d'amplitudes spectrales de signaux ne représentant qu'une partie des signaux originels. Cette occultation s'obtient par l'application d'une fenêtre que l'on déplace progressivement sur l'ensemble des signaux.

La fenêtre (cf. II.3.1) employée pour traiter les données de Saint-Geoirs est constituée d'un plateau d'une durée de 27 jours et de deux rampes d'une durée de 10 jours (durée totale du signal = 366 jours). Le pas de déplacement de cette fenêtre a été fixé à 20 jours.

La figure II.16 montre le déplacement de cette fenêtre, l'axe du temps étant gradué en jours ; les figures II.17 à II.20 montrent les signaux obtenus après application de la fenêtre respectivement à 0, 20, 50 et 100 cm de profondeur ; les figures II.21 à II.24 représentent les spectres obtenus pour chacun de ces signaux (fréquence en j^{-1}).

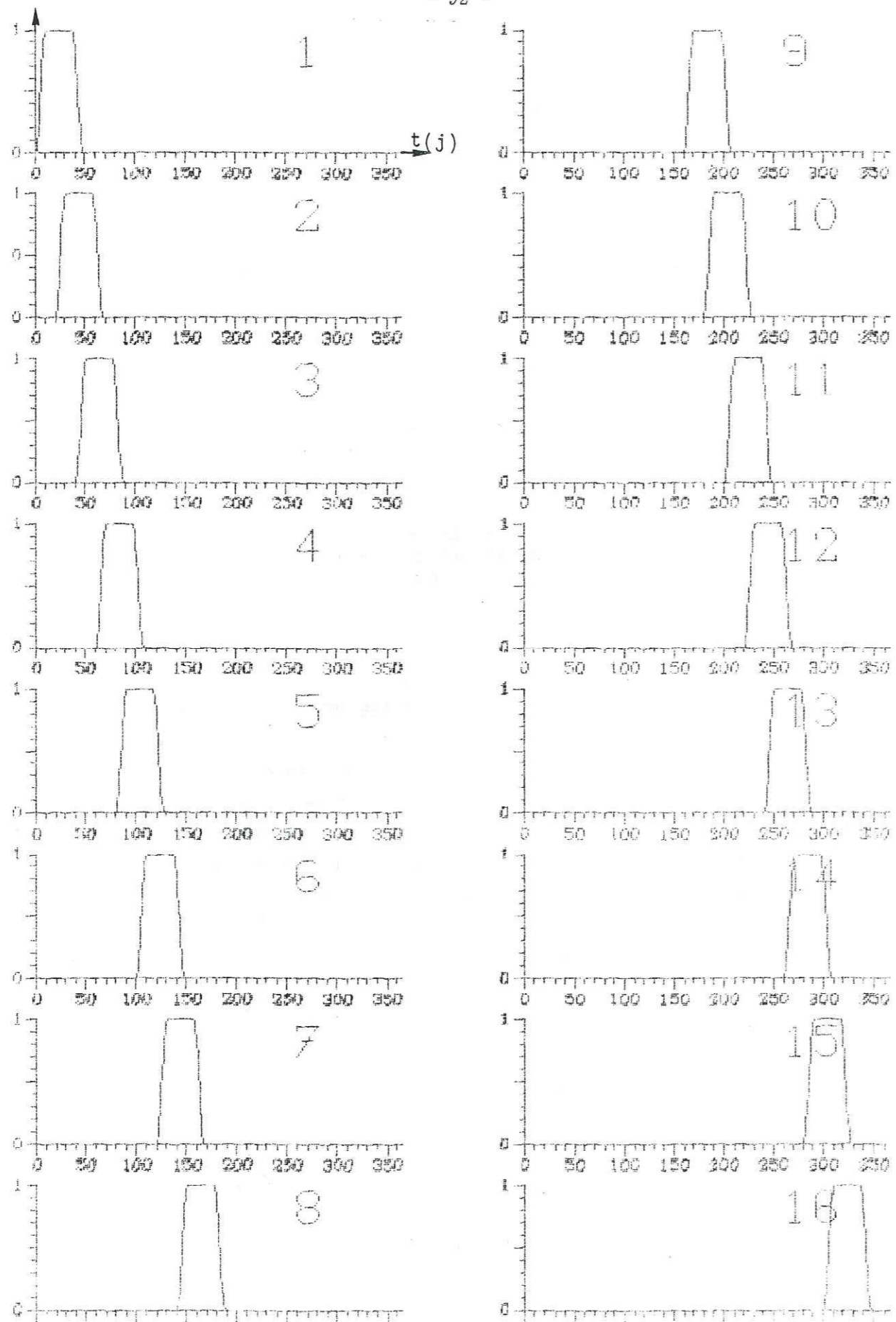


Figure II.16. - Etapes de déplacement de la fenêtre mobile.

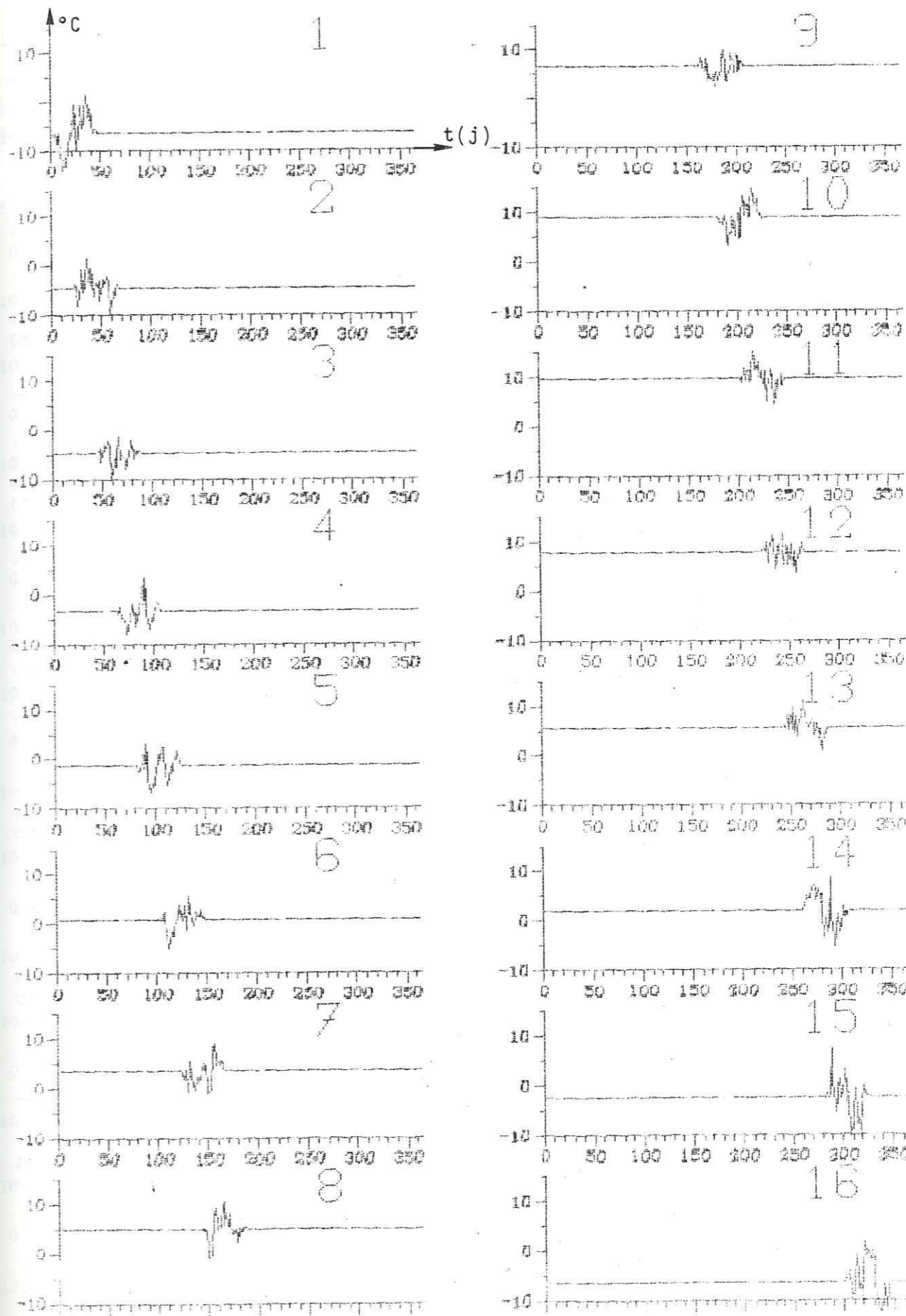


Figure II.17. - Application de la fenêtre mobile aux valeurs de la température de l'air.

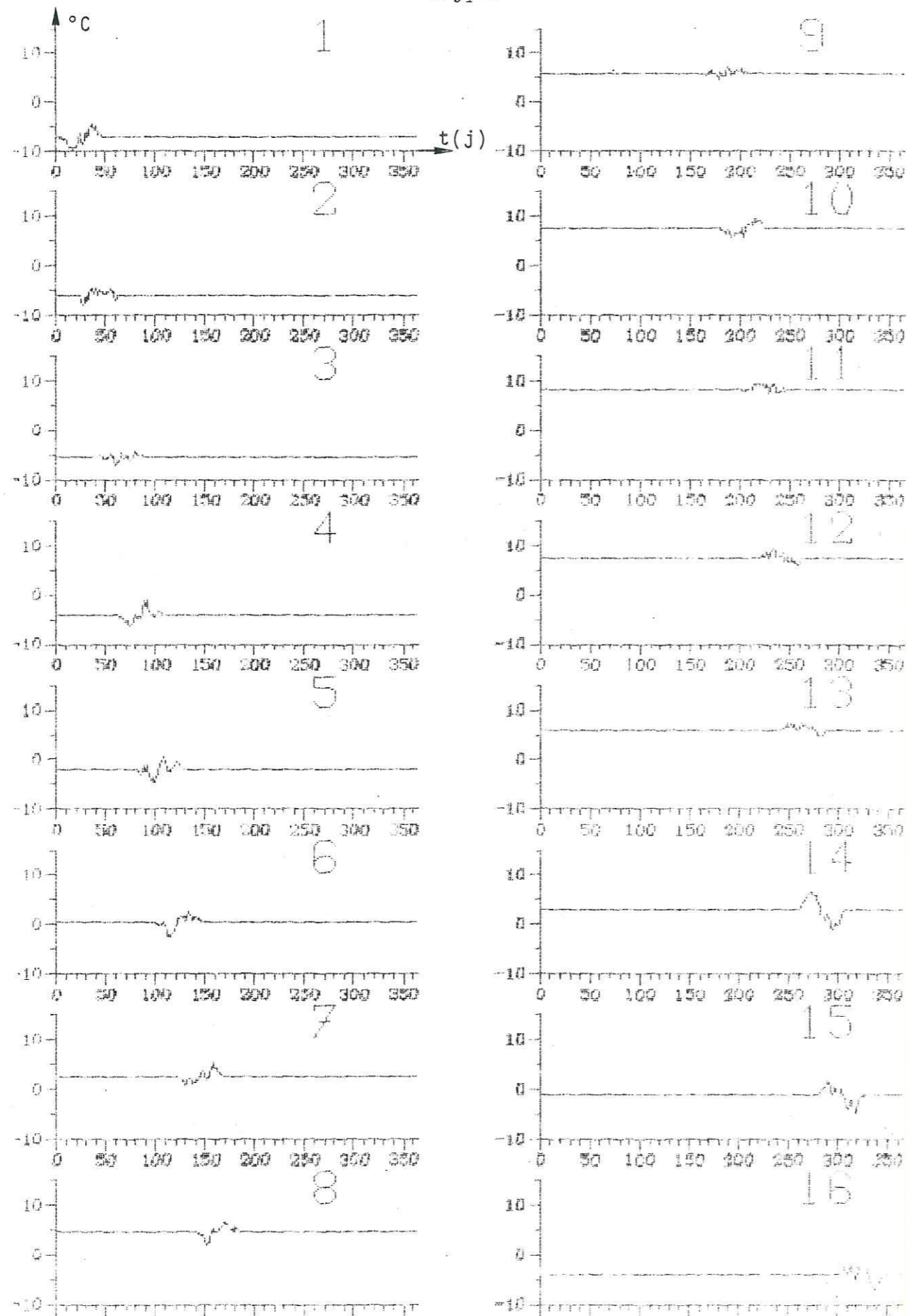


Figure II.18. - Application de la fenêtre mobile aux valeurs de la température à 20 cm.

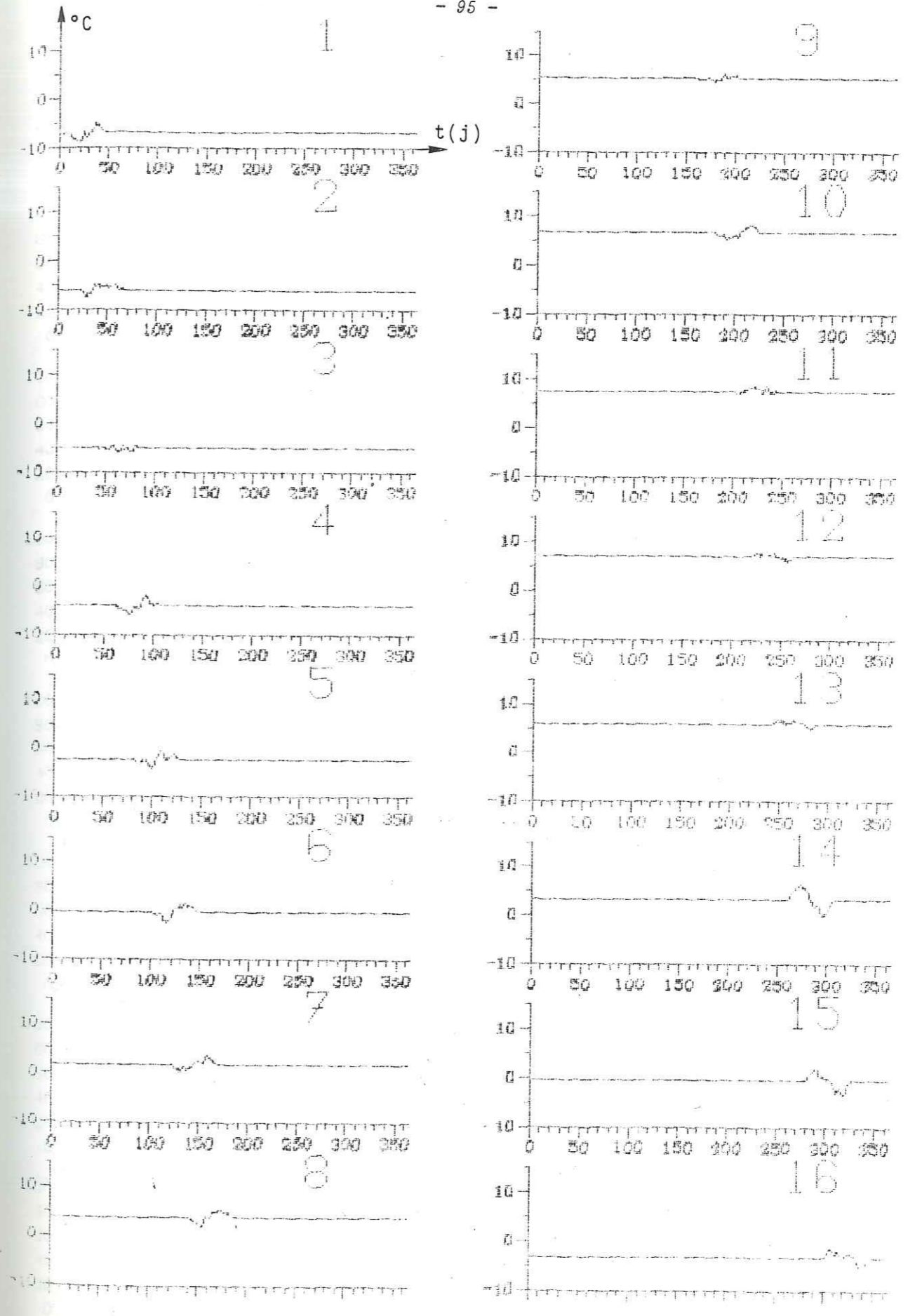


Figure II.19. - Application de la fenêtre mobile aux valeurs de la température à 50 cm.

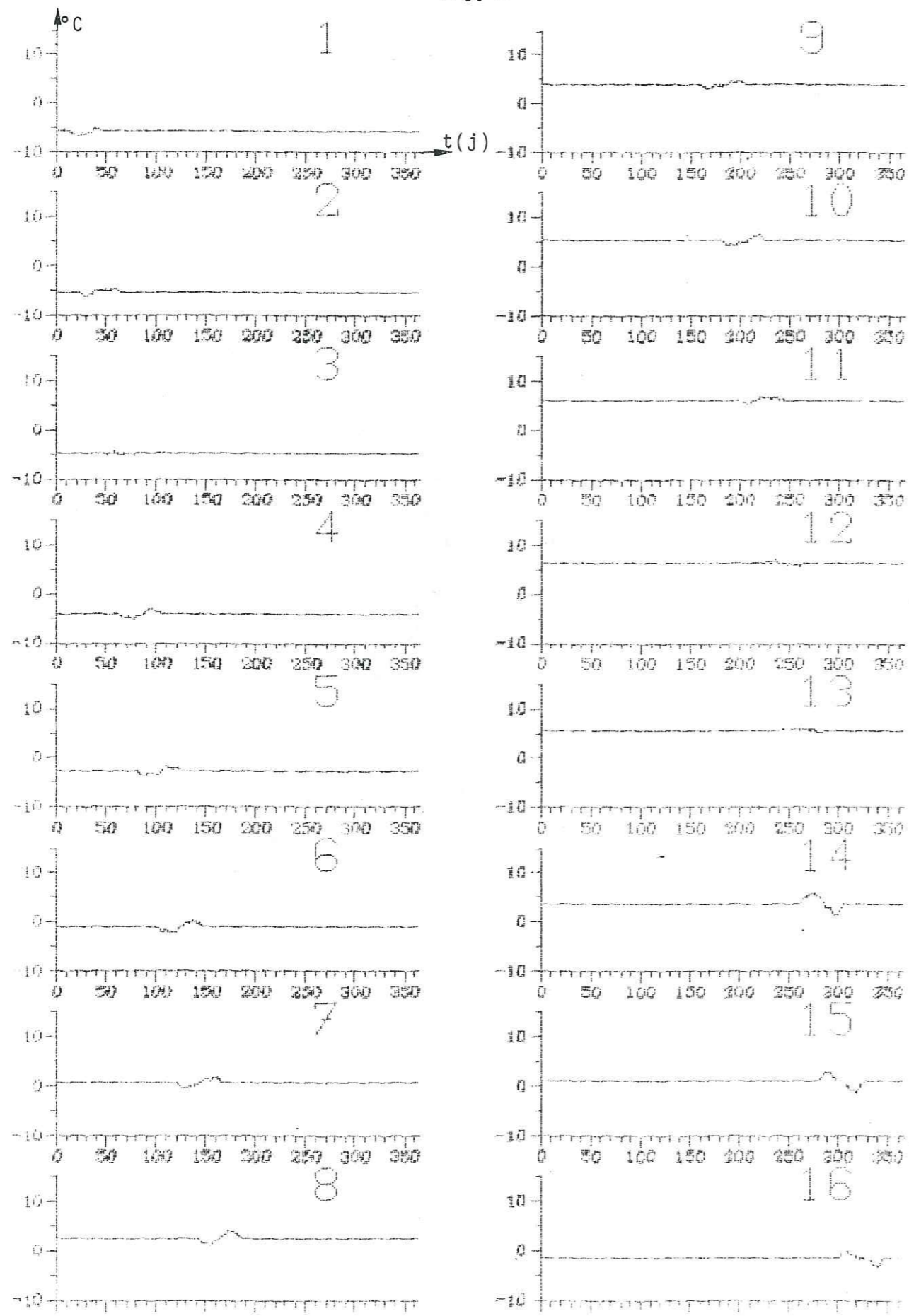


Figure II.20. - Application de la fenêtre mobile aux valeurs de la température à 100 cm.

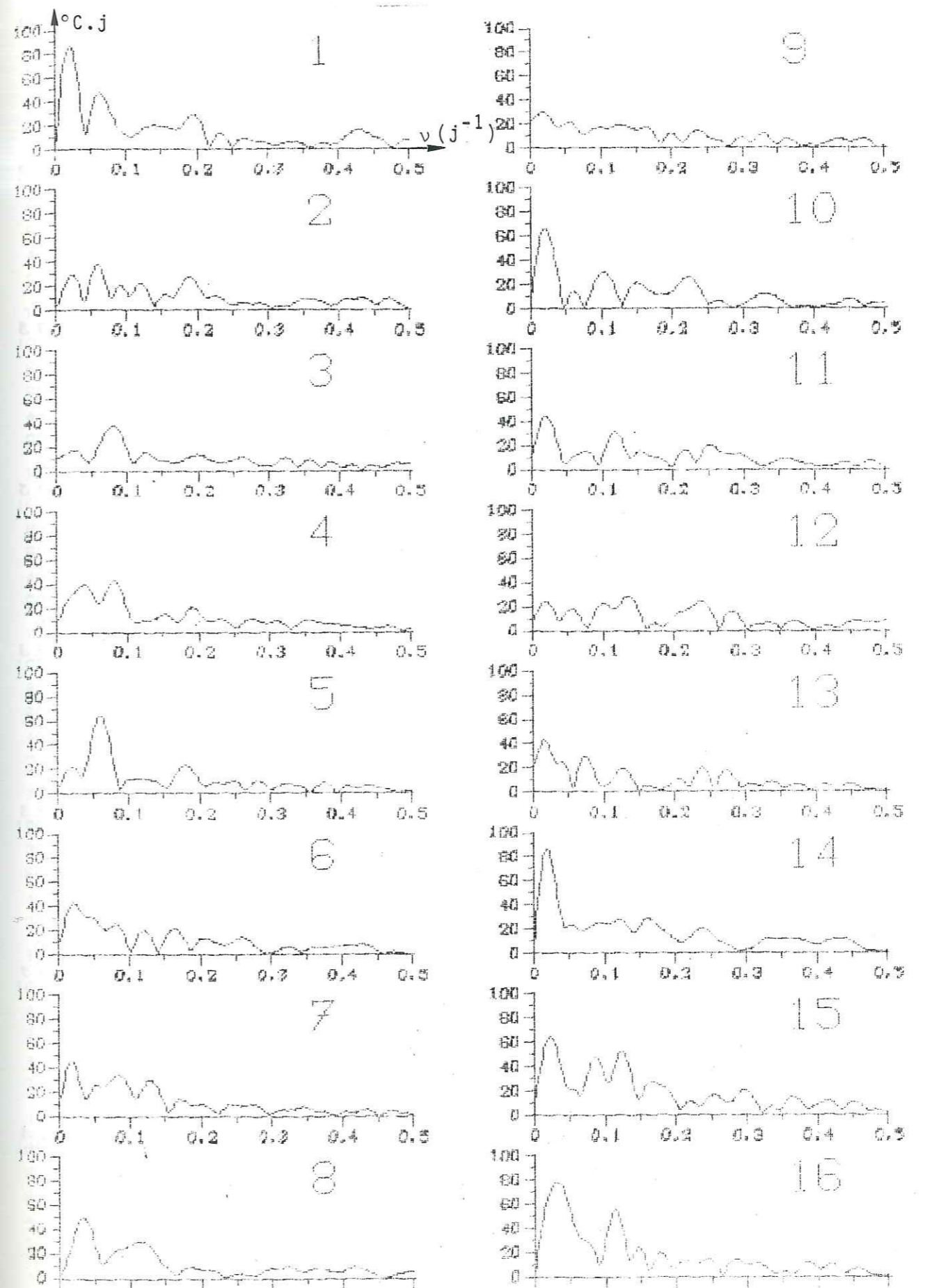


Figure II.21. - Modules des transformées de FOURIER des signaux de la figure II.17 (température de l'air).

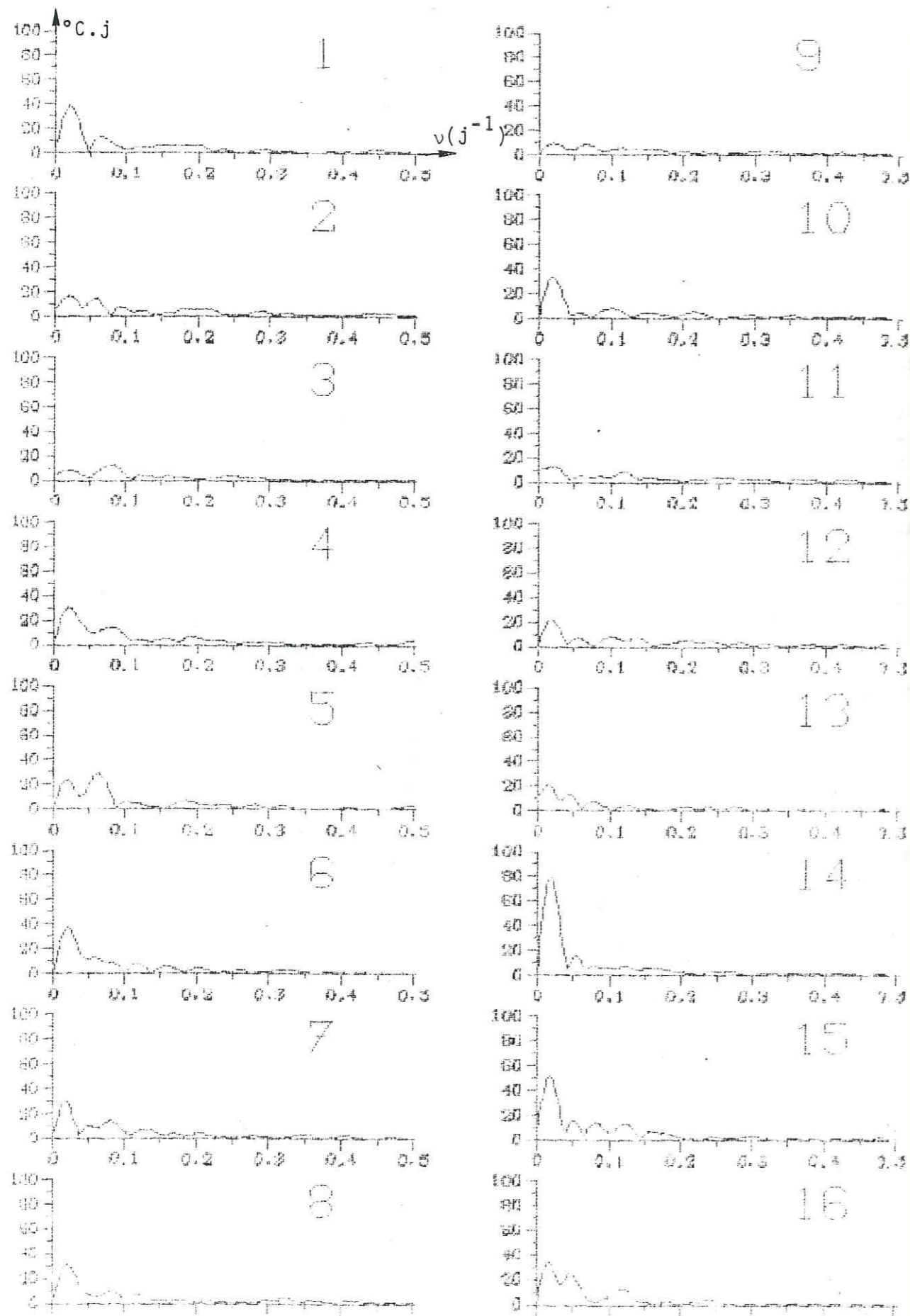


Figure II.22. - Modules des transformées de FOURIER des signaux de la figure II.17. (température à 20 cm).

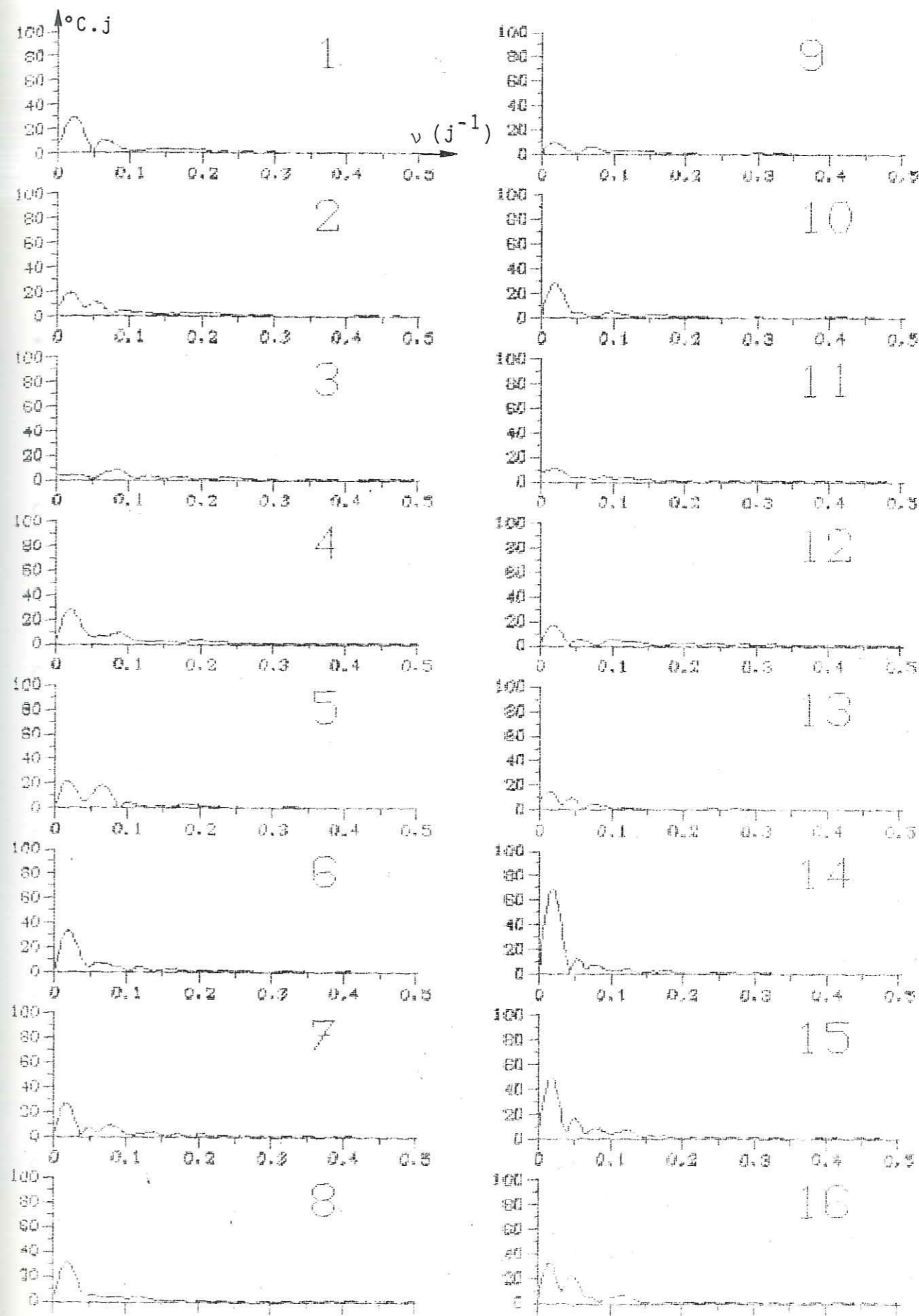


Figure II.23. - Modules des transformées de FOURIER des signaux de la figure II.19. (température à 50 cm).

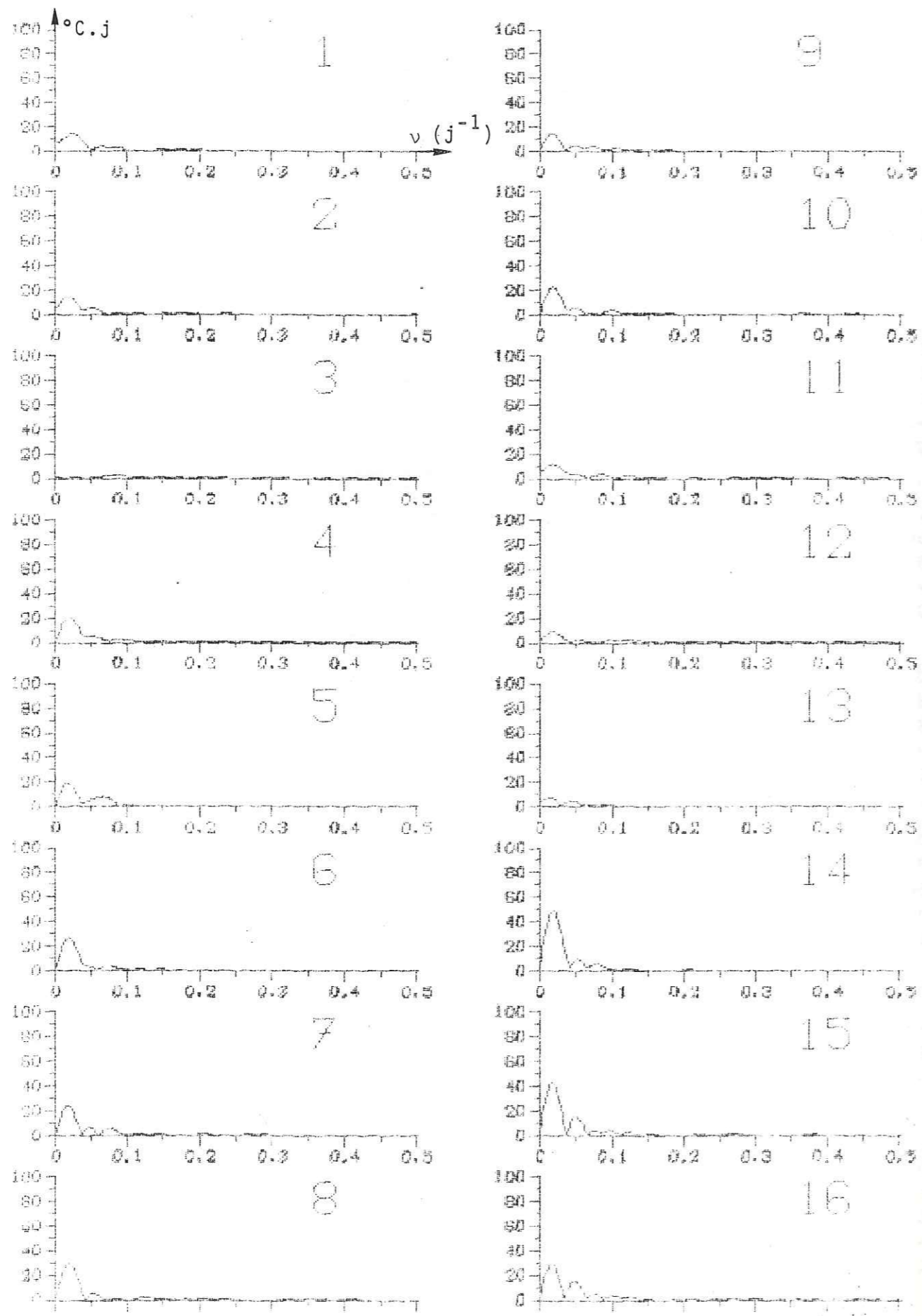


Figure II.24. - Modules des transformées de FOURIER des signaux de la figure II.20. (température à 100 cm).

Les valeurs de diffusivité et les deux profondeurs à partir desquelles elles ont été obtenues sont représentées sur la figure II.25. L'axe des abscisses représente l'étape de déplacement de la fenêtre et correspond à la numérotation présente sur les figures précédentes. Pour obtenir en jours la position x du centre de la fenêtre à l'étape n , on a :

$$x = (n - 1) \cdot 20 + 23,5 \text{ jours}$$

Pour une paire de profondeurs, l'absence de valeurs de diffusivité à une certaine étape est due à l'absence de pics communs aux deux spectres de cette étape.

II.5.1.5. Valeurs obtenues par les phases spectrales mobiles

Les valeurs présentées ici ont été calculées par la méthode décrite au paragraphe II.4.1.5 ; les phases sont issues des spectres calculés au paragraphe précédent, la fenêtre mobile et les signaux étudiés sont les mêmes que ceux des figures II.16 à II.20.

Les résultats sont portés sur la figure II.26 ; les commentaires sont les mêmes que pour la figure II.25.

II.5.1.6. Conclusion

A. Discussion des méthodes

Les cinq méthodes présentées donnent, en ce qui concerne

- Δ 0->20 cm
- 0->50 cm
- ◇ 0->100 cm
- × 20->50 cm
- + 20->100 cm
- ⊗ 50->100 cm

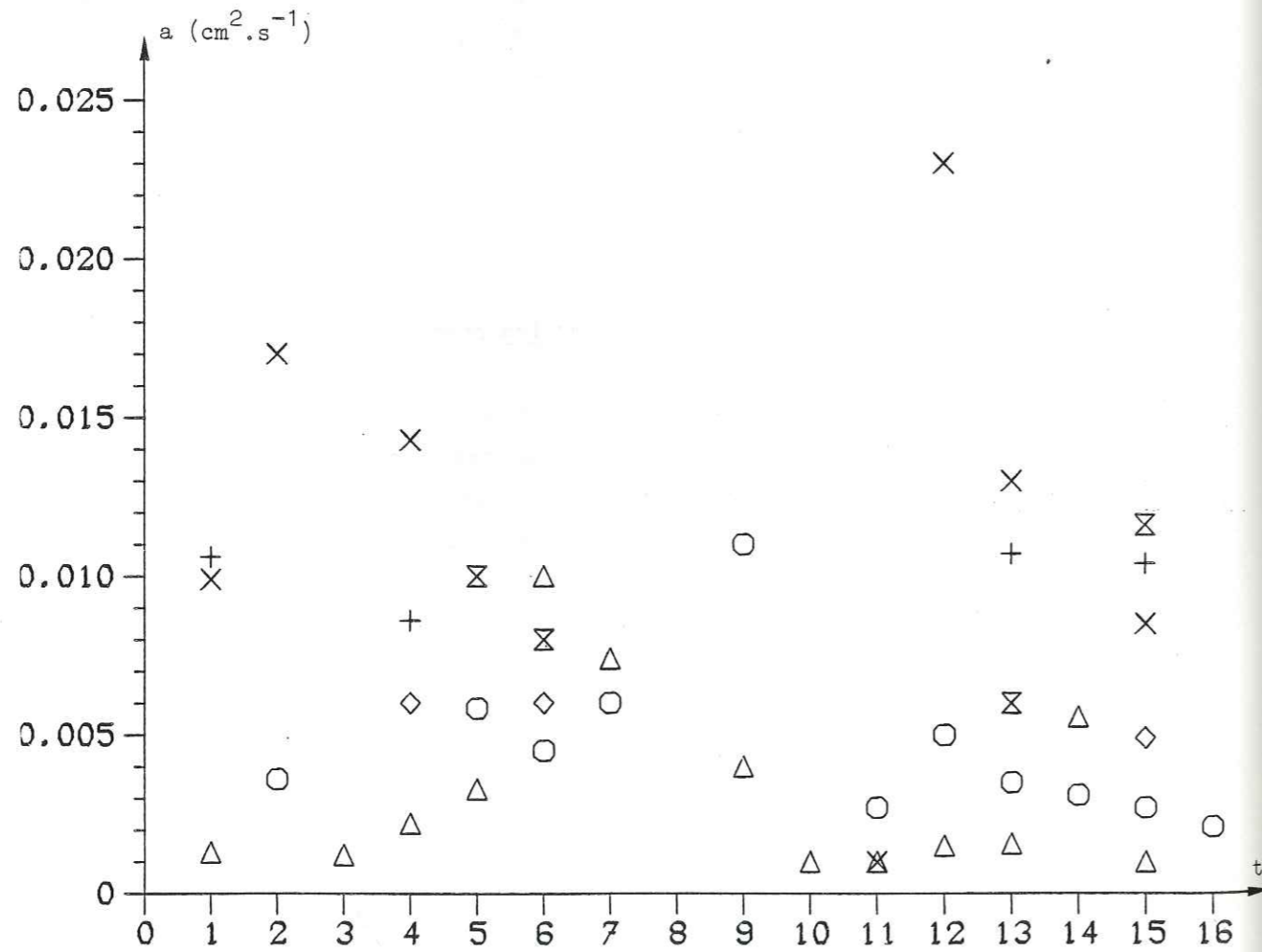


Figure II-25 : Valeurs de la diffusivité du proche sous-sol de S^t Geoirs calculées par la méthode des amplitudes spectrales mobiles.

- Δ 0->20 cm
- ▽ 0->50 cm
- ⊗ 0->100 cm
- 20->50 cm
- ◇ 20->100 cm
- 50->100 cm

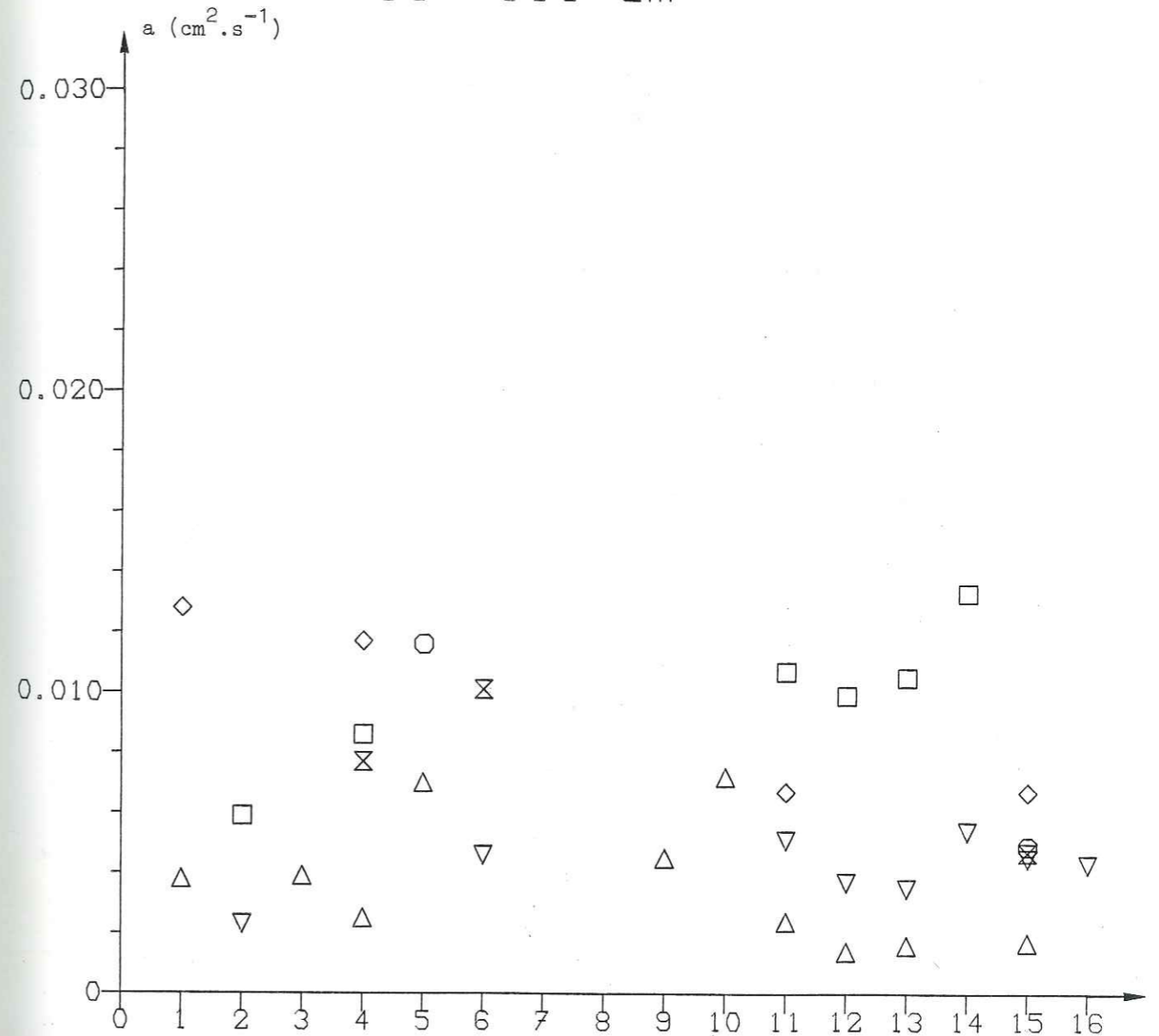


Figure II.25 : Valeurs de la diffusivité du proche sous-sol de S^t Geoirs calculées par la méthode des phases spectrales mobiles.

l'étude de la diffusivité thermique du proche sous-sol de Saint-Geoirs à partir des données de la Météorologie Nationale concernant l'année 1980, des résultats dans l'ensemble cohérents, entre eux et avec le peu de valeurs trouvées dans la littérature.

La première (équation de la chaleur) donne des résultats fortement influencés par le bruit contenu dans l'enregistrement. Le filtrage des données n'est pas suffisant pour éliminer l'effet du bruit et doit modifier la variation annuelle car les valeurs ainsi obtenues sont pour la plupart aberrantes.

Cette méthode est limitée, outre par le bruit, par les profondeurs de mesure et le pas d'échantillonnage dont les limites sont fonctions de la période des variations dans le signal.

Au vu des résultats sur données synthétiques, cette méthode devrait donner d'excellents résultats dans une étude de la diffusivité d'échantillons en laboratoire auxquels on imposerait une variation sinusoïdale de température dénuée de bruit et de période déterminée en fonction de la taille de l'échantillon et du dispositif de mesure.

La seconde et la troisième (amplitude et phase spectrale), en isolant les amplitudes et les phases de chaque fréquence, permettent de calculer la diffusivité à partir de ces dernières, et seulement pour la (les) fréquence (s) prédominante (s). Elles sont donc moins influencées par le bruit que la précédente. Le nombre d'échantillons temporels doit cependant être suffisamment grand, le pas d'échantillonnage inférieur à la moitié de la plus petite période présente dans le signal, et l'enregistrement doit contenir au moins un cycle complet de la plus grande période présente. Cette dernière remarque permet de penser que les résultats obtenus pour les données de Saint-Geoirs auraient pu être améliorés en analysant ensemble deux ou trois cycles annuels consécutifs.

Les deux dernières méthodes (amplitudes et phases spectrales

mobiles) permettent, en étudiant le signal partie par partie, de tirer l'information contenue dans le bruit. La durée de la fenêtre employée doit être choisie en fonction du type d'événement que l'on veut étudier. On peut ainsi étudier la propagation aux profondeurs de mesure d'un épisode météorologique pluri-journalier dont le contenu spectral serait noyé dans le spectre de la totalité de l'enregistrement.

B. Discussion des valeurs obtenues

En tenant compte des réserves émises au paragraphe II.5.1.1, les valeurs obtenues par la première méthode sont :

$$a = 0,0015 \quad \text{pour} \quad z = 20 \text{ cm}$$

$$a = 0,004 \quad \text{pour} \quad z = 50 \text{ cm}$$

Les deuxième et troisième méthodes donnent des résultats similaires (tableaux II.1 et II.2) et font apparaître des valeurs faibles (relativement aux autres des mêmes tableaux) lorsqu'on prend en compte les températures moyennes journalières de l'air.

La variation annuelle pénétrant bien en profondeur, nous proposons de retenir les valeurs calculées entre 50 et 100 cm de façon à être le plus possible à l'abri des transferts non conductifs tels que ceux engendrés par la pluie, le vent et le rayonnement solaire, soit en faisant la moyenne des deux :

$$a = 0,010 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{entre} \quad 50 \text{ et } 100 \text{ cm}$$

Pour discuter les valeurs fournies par les deux dernières méthodes, il convient de regarder les 16 signaux à partir desquels elles ont été calculées, et éliminer celles qui l'ont été à partir de signaux douteux. Nous constatons par exemple sur les figures II.19 et II.20 que les signaux analysés dans ces cas ne contiennent plus l'information souhaitée et résultent uniquement de la troncature du signal originel par la fenêtre. Nous proposons donc de retenir sur les figures II.25 et II.26 uniquement les valeurs calculées entre 0 et 20 cm. Ces valeurs

font apparaître une hausse de la diffusivité en période estivale :

$$0,001 \leq a \leq 0,004 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{en hiver entre } 0 \text{ et } 20 \text{ cm ;}$$

$$0,005 \leq a \leq 0,010 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{en été entre } 0 \text{ et } 20 \text{ cm.}$$

II.5.2. Flux thermique conductif

II.5.2.1. Valeurs obtenues par interpolation directe

Compte tenu des remarques du paragraphe II.4.2.3, nous avons appliqué cette méthode aux données relatives à la température du proche sous-sol de la station météorologique de Saint-Geoirs en 1980.

En fixant la conductivité thermique à 0,003 unités CGS, les valeurs ainsi obtenues sont présentées sur la figure II.27.

Dans la définition du modèle choisi, nous avons estimé au paragraphe I.2.1.3 que le flux thermique annuel devait avoir, à 50 cm de profondeur, une amplitude d'environ $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui est approximativement le cas sur la figure II.27 (b).

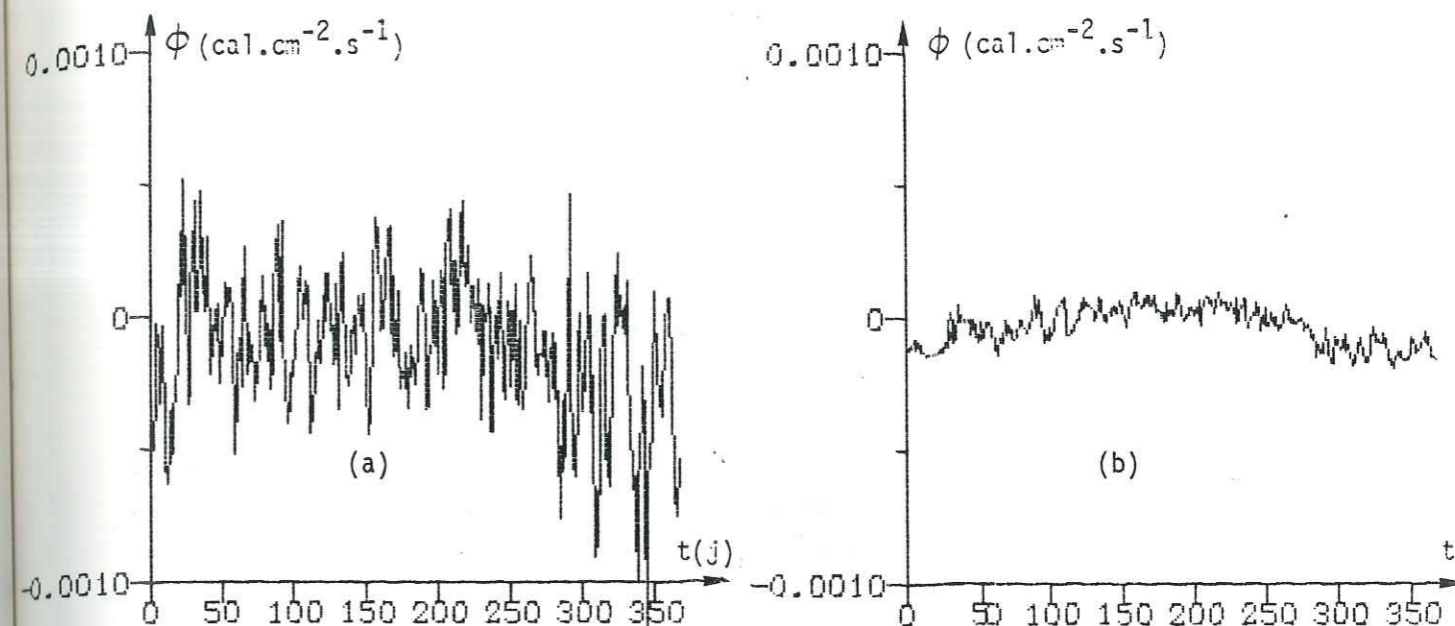
Ces valeurs étant celles d'un cycle annuel complet, leur somme devrait être nulle, ce qui n'est pas le cas :

$$\text{figure II.27 (a)} : \sum_i \phi_i = - 0,0426 \text{ cal} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$\text{figure II.27 (b)} : \sum_i \phi_i = - 0,0119 \text{ cal} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

Ce déficit indique que, pendant l'année 1980, le sol a perdu de la chaleur, et ce, de façon décroissante avec la profondeur. Pour essayer de savoir à qui le sol a cédé cette chaleur, nous envisagerons trois hypothèses :

(a) le sol a cédé de la chaleur à l'atmosphère ;



$$\begin{aligned} z_1 &= 0 \text{ cm} \\ z_2 &= 20 \text{ cm} \\ z_3 &= 50 \text{ cm} \\ \lambda &= 0,003 \text{ CGS} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} z_1 &= 20 \text{ cm} \\ z_2 &= 50 \text{ cm} \\ z_3 &= 100 \text{ cm} \\ \lambda &= 0,003 \text{ CGS} \end{aligned}$$

Figure II-27 : Calcul du flux thermique conductif dans le proche sous-sol de S^t Geoirs.

(b) l'eau présente dans le sol, en s'évaporant, prend de la chaleur au sol (chaleur latente de vaporisation) ;

(c) l'eau s'infiltrant en profondeur prend de la chaleur au sol.

L'hypothèse (a) signifie que le sol était, en 1980, en excès de chaleur par rapport à l'atmosphère, c'est-à-dire que cette dernière s'est refroidie cette année-là, ce qu'infirmes la Météorologie Nationale.

Si nous admettons l'hypothèse (b), nous pouvons calculer la quantité d'eau évaporée ayant entraîné ce déficit. Soit Q la quantité de chaleur écoulee à travers une surface de 1 cm². L'aire de la courbe Q (t) représente Q:

$$Q = \sum_i \phi_i \Delta t = \Delta t \sum_i \phi_i$$

avec $\Delta t = 1 \text{ j} = 86\,400 \text{ s}$.

Soit L la chaleur latente de vaporisation de l'eau avec :

$$L = 550 \text{ cal.g}^{-1}$$

On a alors :

$$Q = m L$$

m étant la masse d'eau évaporée.

En transformant les masses d'eau obtenues en tranches d'eau, nous obtenons les valeurs (pluviosité 1980 à Saint-Geoirs = 1152 mm):

$$z = 20 \text{ cm} : \text{tranche d'eau évaporée} = 68,5 \text{ mm}$$

$$z = 50 \text{ cm} : \text{tranche d'eau évaporée} = 18,7 \text{ mm.}$$

Si nous admettons l'hypothèse (c), nous pouvons calculer l'élévation de température de l'eau, cause du déficit thermique constaté :

$$Q = m c \Delta \theta$$

avec $m = 115,2 \text{ g}$ (masse d'eau tombée en 1980 à Saint-Geoirs sur 1 cm²)

$$c = 1 \text{ cal.}^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{g}^{-1}$$

$$Q = \Delta t \sum_i \phi_i$$

nous obtenons alors les valeurs :

$$z = 20 \text{ cm} : \Delta \theta = 31,9^\circ\text{C}$$

$$z = 50 \text{ cm} : \Delta \theta = 8,9^\circ\text{C}$$

Les valeurs calculées dans l'étude des hypothèses (b) et (c) supposent que seul le phénomène étudié (évaporation ou réchauffement de l'eau) entraîne le déficit.

Les élévations de température exagérément fortes obtenues (hypothèse (c)) montrent que ce phénomène n'entre certainement pas seul en jeu.

L'évaporation peut entrer en jeu en été et dans la partie superficielle du proche sous-sol.

Les échanges par convection avec l'atmosphère sous l'effet du vent peuvent également expliquer en partie ce déficit.

II.5.2.2. Valeurs obtenues par l'équation de la chaleur

Compte tenu des remarques du paragraphe II.4.2.3, nous avons appliqué cette méthode aux données enregistrées sous les pelouses du Domaine Universitaire en juin-juillet 1982.

La profondeur z_1 a été fixée à 150 cm et la capacité calorifique C_v à $0,33 \text{ cal.cm}^{-3}\text{°C}^{-1}$.

Les valeurs obtenues sont représentées sur la figure II.28.

En comparant cette figure avec la figure II.2, on constate que les flux sont bien en avance d'environ 3 heures sur les températures aux profondeurs correspondantes.

Les sommes des flux pour chaque figure sont positifs, ce qui est normal vu la période d'enregistrement (juin).

Il conviendrait de retirer à chacune de ces valeurs le flux géothermique, mais sa valeur, de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ cal.cm}^{-2}\text{.s}^{-1}$, le rend négligeable.

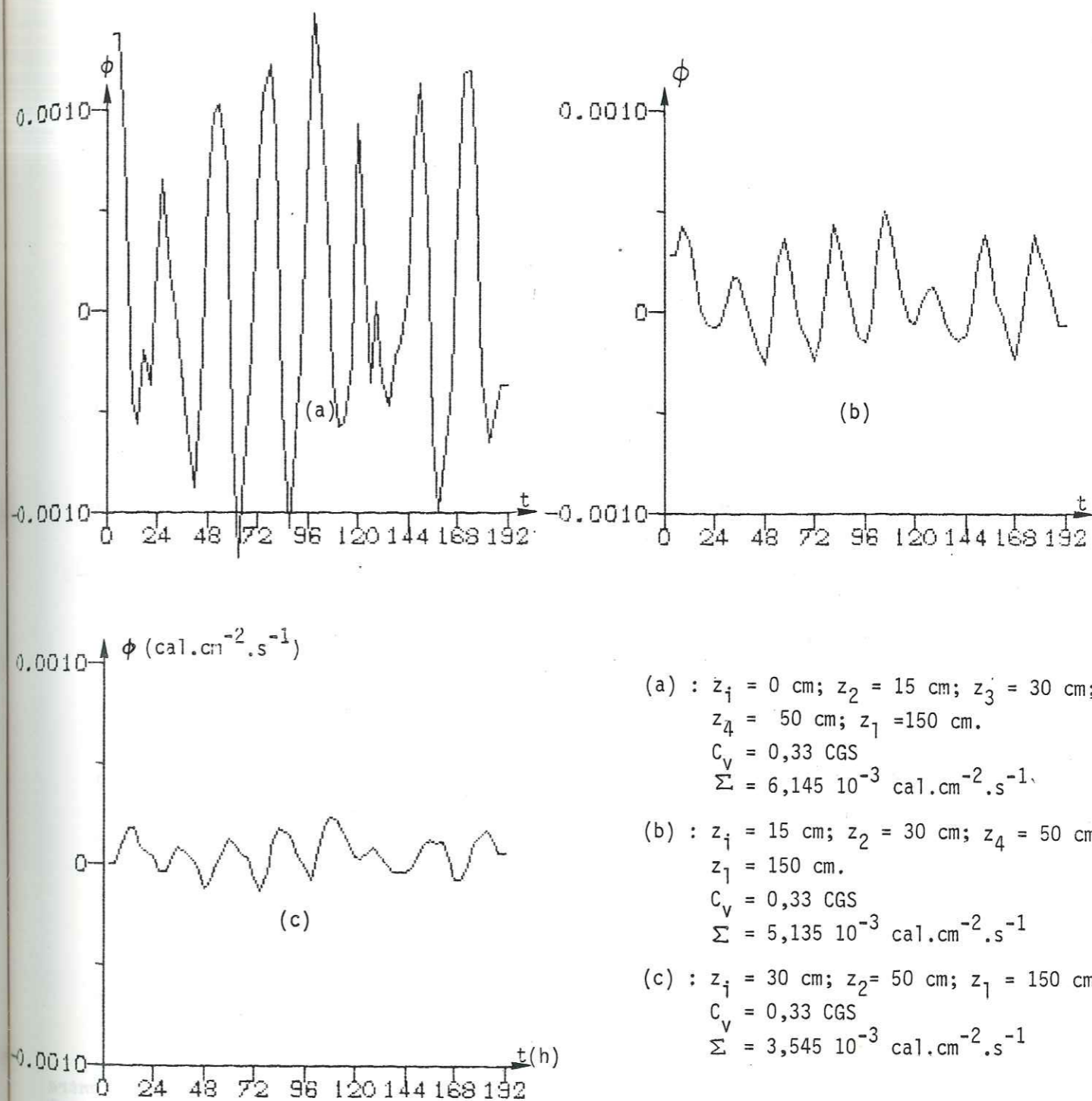


Figure II.28. - Calcul du flux thermique conductif dans le proche sous-sol du Domaine Universitaire de Grenoble.

II.5.3. Stock de chaleur

Les valeurs présentées ici ont été calculées par la méthode décrite au paragraphe II.4.3.

La figure II.29 représente ces résultats obtenus pour les enregistrements de l'année 1980 à Saint-Geoirs.

La figure II.30 représente les valeurs obtenues pour les enregistrements sous les pelouses du domaine universitaire en juin 1982.

Les résultats sont exprimés en cal.cm^{-3} , la température de référence est 0°C , la chaleur spécifique par unité de volume a été fixée à $0,33 \text{ cal.}^\circ\text{C}^{-1}.\text{cm}^{-3}$.

La figure II.31 représente l'évolution au cours de l'année 1980 à Saint-Geoirs de la différence en cal.cm^{-3} entre le stock de chaleur calculé entre 20 et 50 cm et le stock de chaleur calculé entre 50 et 100 cm. On constate que le stock de chaleur entre 20 et 50 est supérieur au stock entre 50 et 100 cm environ du 1er mai au 15 septembre, et inférieur en dehors de cette période.

L'aire de cette courbe est négative ($-33,8 \text{ cal.cm}^{-3} \cdot \text{j}$) et indique donc que sur l'ensemble de l'année 1980, le stock de chaleur est plus important entre 50 et 100 cm qu'entre 20 et 50 cm.

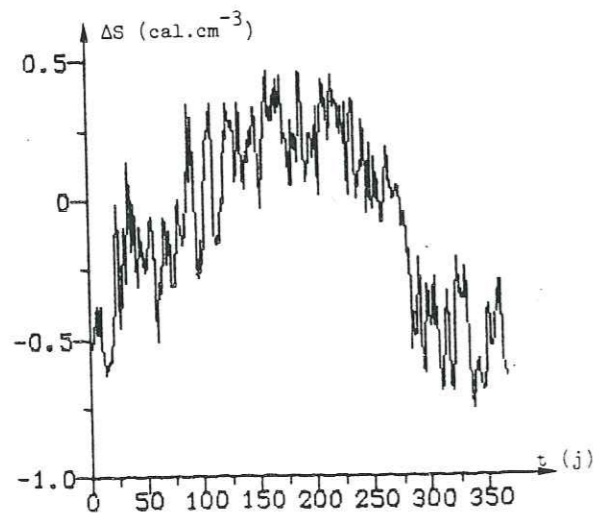


Figure II.31. - Différence entre les stocks de chaleur calculés entre 20 et 50 cm et entre 50 et 100 cm en 1980 à Saint-Geoirs.

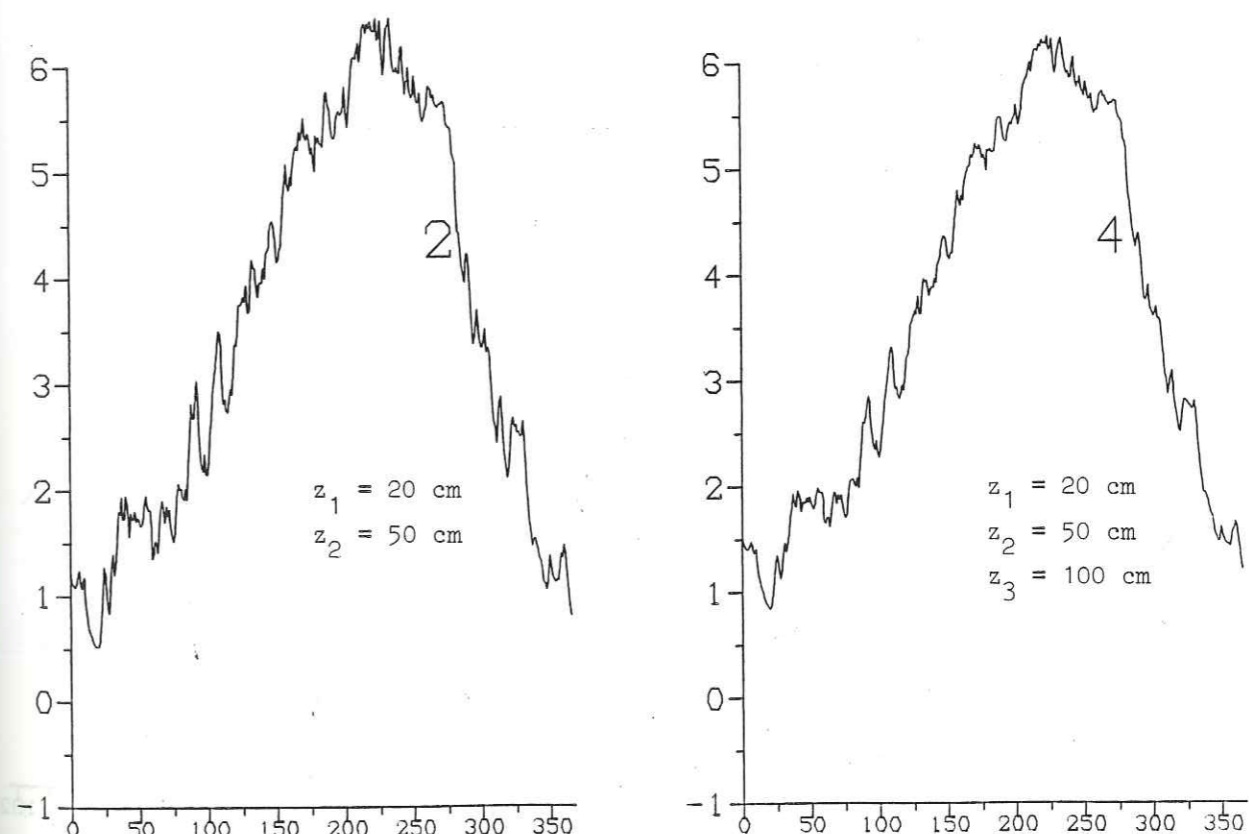
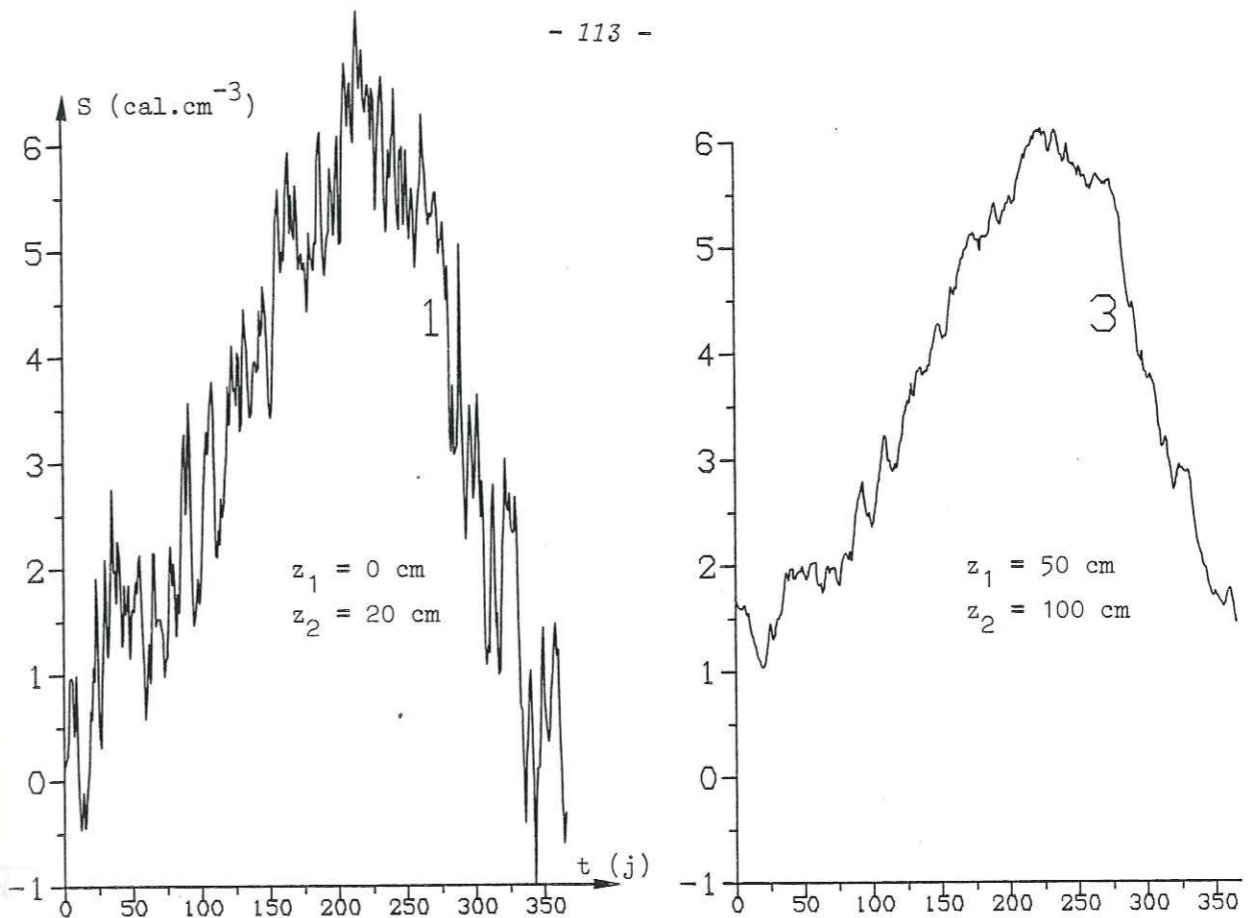


Figure II-29 ; Stock de chaleur dans le proche sous-sol de S^t Geoirs (1980).

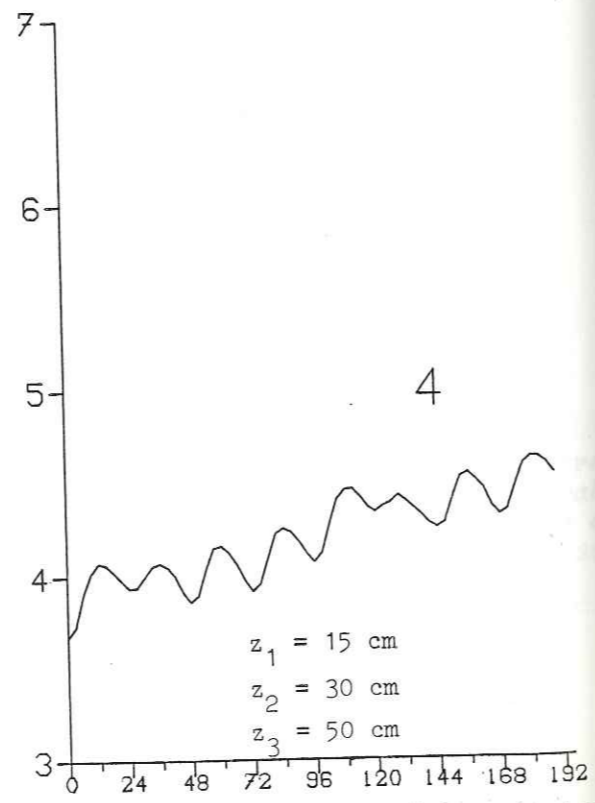
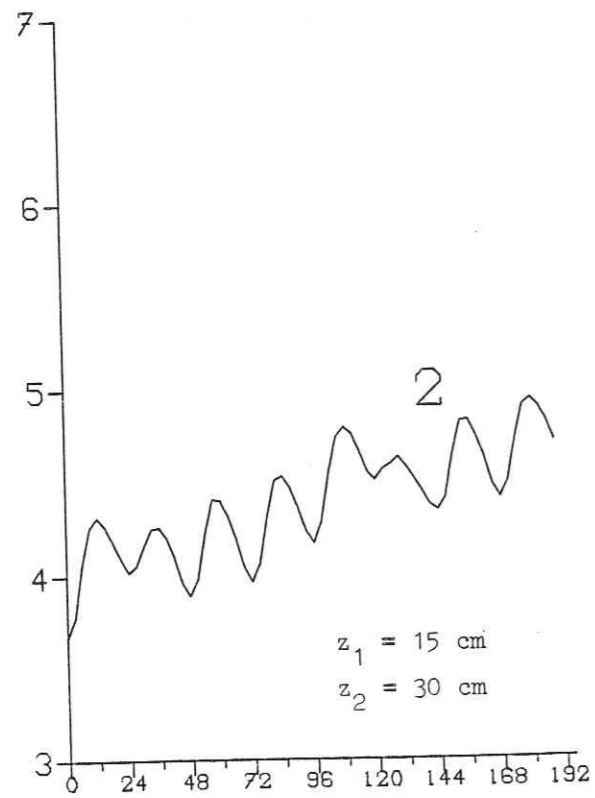
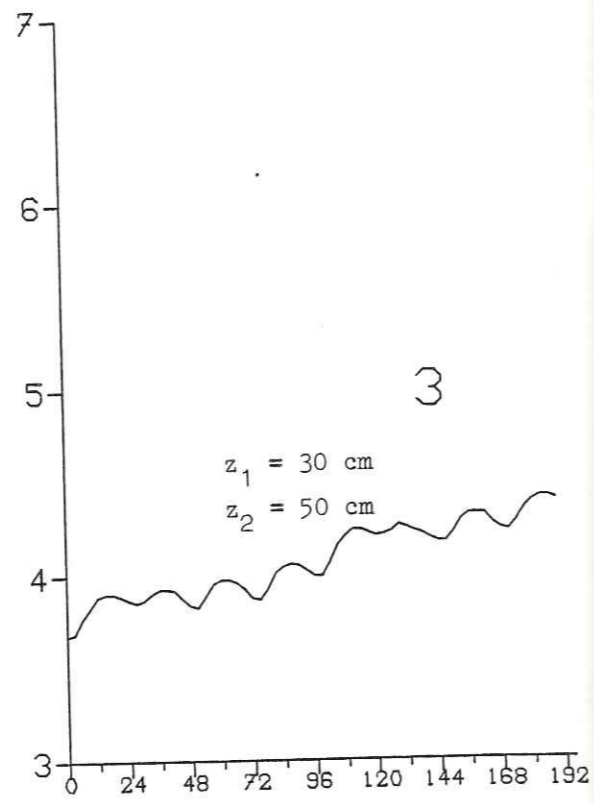
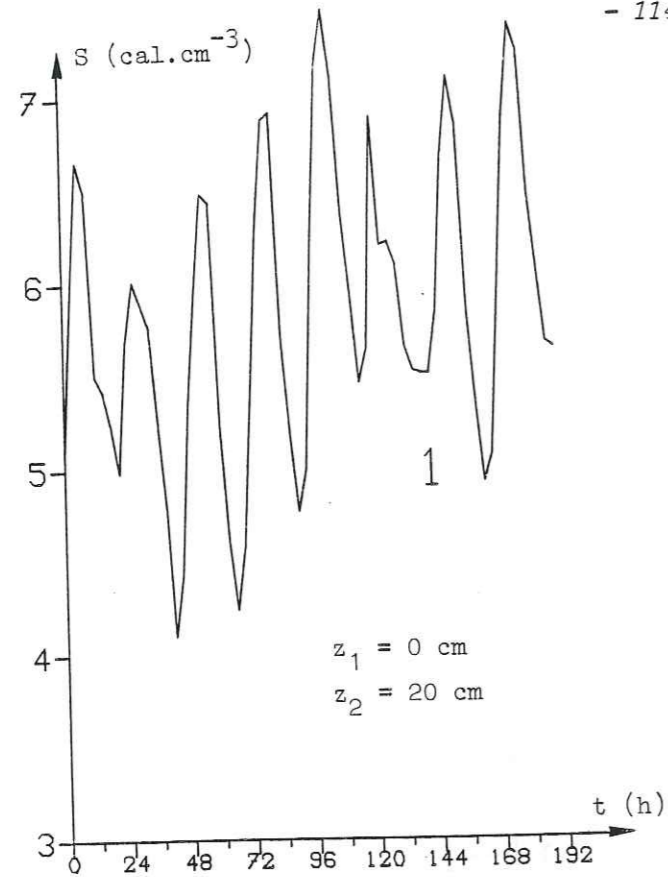


Figure II-30 : Stock de chaleur dans le proche sous-sol du Domaine Universitaire (Grenoble, juin-juillet 1982).

TROISIEME PARTIE

TROISIEME PARTIE

III. DEUX EXEMPLES D'APPLICATION GEOTECHNIQUE

III.1. Protection d'un câble enterré contre les chocs thermiques

III.1.1. Présentation du problème

L'édification en cours de l'observatoire de l'Institut de Radio Astronomie Millimétrique au Plateau de Bure (Hautes-Alpes, altitude 2 650m) a soulevé un problème dont la solution a pu être approchée par les méthodes décrites auparavant.

Cet observatoire est constitué de trois antennes de forme paraboloides, distantes les unes des autres d'une centaine de mètres. Les astrophysiciens mesurant des interférences d'ondes électromagnétiques millimétriques entre ces trois antennes, il est capital que les câbles conduisant les informations de chaque antenne au centre de mesure conservent la même longueur pendant la durée de la mesure. En effet, une variation de 0.5 mm de la longueur d'un de ces câbles mettrait, par exemple, en opposition de phase une onde de longueur d'onde = 1 mm. Il a été calculé que, pour satisfaire ces conditions, et compte tenu du coefficient de dilatation du câble, celui-ci ne devrait pas subir de variations temporelles de température supérieures à 1°C/heure.

Vu l'irrégularité de la surface topographique du plateau de Bure, ces câbles devront être soit enfouis dans le sous-sol, soit recouverts de remblais. Le proche sous-sol de ce site est constitué de calcaire sénonien, où l'on rencontre par endroits des poches de dissolution remplies

d'argile rouge de décalcification (terra rossa). Le remblai utilisé est constitué de blocs anguleux de calcaire déblayés sur place, de taille décimétrique. La profondeur d'enfouissement du câble n'étant jamais inférieure à 50 cm, il s'agissait de déterminer si cette profondeur était suffisante pour rester dans les limites de variations temporelles de température autorisées.

III.1.2. Position du problème

Les limites fixées imposent d'avoir, à chaque instant et en tout point de chaque câble :

$$\left| \frac{\partial \theta}{\partial t} \right| < 1 / 3 \ 600 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$$

Si l'on adopte le modèle défini dans la première partie (transferts de chaleur par conduction et variations temporelles sinusoïdales de la température), on a :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{2\pi}{T} A_0 e^{-z\sqrt{\pi/aT}} \cos(2\pi t/T - z\sqrt{\pi/aT}) \quad (1)$$

Cette expression étant celle d'une cosinusoïde fonction du temps, sa valeur absolue maximale est atteinte lorsque le terme en cosinus vaut + 1. Nous devons donc vérifier que :

$$2\pi A_0 e^{-z\sqrt{\pi/aT}} / T \leq 1/3 \ 600$$

c'est-à-dire :

$$a \leq z^2 \pi / (T \cdot \text{Log} (T / 3 \ 600 \cdot 2\pi A_0))^2 \quad (2)$$

Cette fonction est représentée sur la figure III.1 pour des valeurs de T allant de 2 à 48 heures.

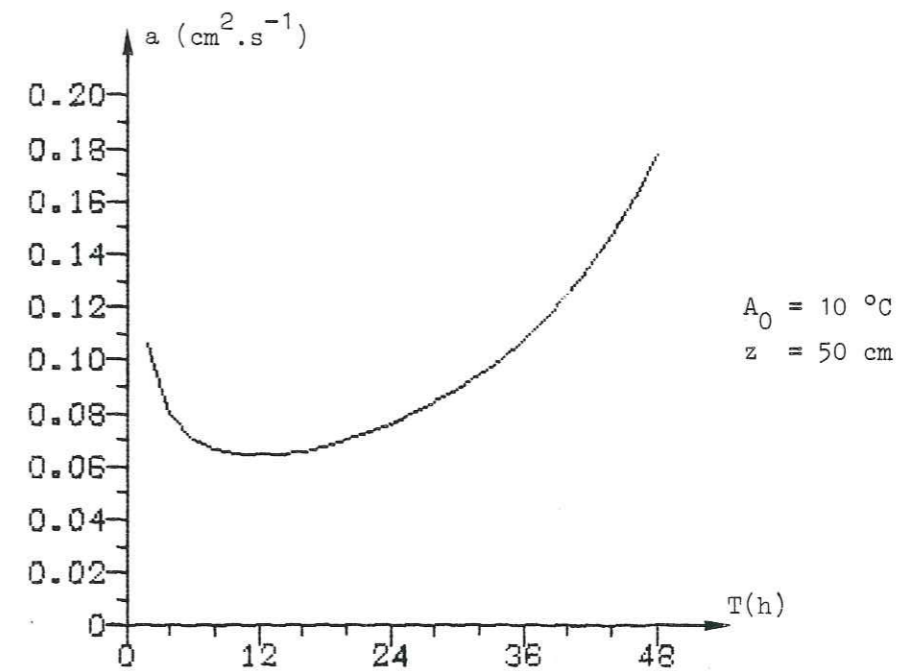


Figure III.1. - Valeurs limites de la diffusivité pour rester dans des conditions admises.

Pour chaque période, cette expression donne la diffusivité limite a_1 qu'il ne faut pas dépasser pour rester dans les limites imposées ($|\partial\theta/\partial t| < 1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{heure}$) à 50 cm de profondeur. Dans l'application numérique de la figure III.1, A_0 a été pris égal à 10°C , cette valeur plutôt élevée assurant une marge de sécurité. La valeur limite obtenue pour 24 heures est $a_1 = 0,08 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Après avoir calculé les diffusivités thermiques des trois types de sols que l'on peut rencontrer à Bure (calcaire, argile et remblai), nous comparerons les valeurs obtenues avec cette valeur limite.

0.08 cm².s⁻¹ .

Si l'un de ces terrains ne satisfait pas cette condition, nous pourrions alors calculer la profondeur z₁ minimale pour obtenir l'isolation requise. Cette profondeur peut se déduire de (2) :

$$z_1 \gg (a . T (\text{Log} (T / 3\ 600 . 2\pi A_0)))^2 / \pi)^{1/2} \quad (3)$$

III.1.3. Acquisition des données

Il a donc été décidé d'effectuer des enregistrements de températures dans l'air et dans les trois types de terrains à trois profondeurs 20, 50 et 100 cm.

Nous avons donc recherché un emplacement présentant en quasi-contiguïté les trois types de terrains. Le site choisi offrait une poche de décalcification, remplie d'argile sur une profondeur supérieure à 100 cm, un remblai haut de 2 m et large de 5 à son sommet, le tout dans un contexte calcaire. Des trous de mine furent forés aux différentes profondeurs dans chacun de ces matériaux (figure III.2). Pour assurer le contact thermique entre les capteurs (cf. II.2) et le fond de chaque trou, ceux-ci furent insérés dans des tronçons de tubes de cuivre de diamètre extérieur égal au diamètre des trous forés. Les capteurs mis en place, chaque trou fut comblé de billes de polystyrène afin d'éviter toute pollution thermique par l'atmosphère (figure III.3). Chaque capteur était relié à l'enregistreur décrit au paragraphe II.2. Celui-ci étant alimenté en 220 Volts alternatif, il a fallu installer un groupe électrogène à proximité et fonctionnant en permanence. Ces conditions difficiles nécessitant la présence permanente d'un opérateur pour assurer la maintenance de l'enregistreur et du groupe électrogène, ne nous ont pas permis d'effectuer un enregistrement de durée supérieure à sept jours.

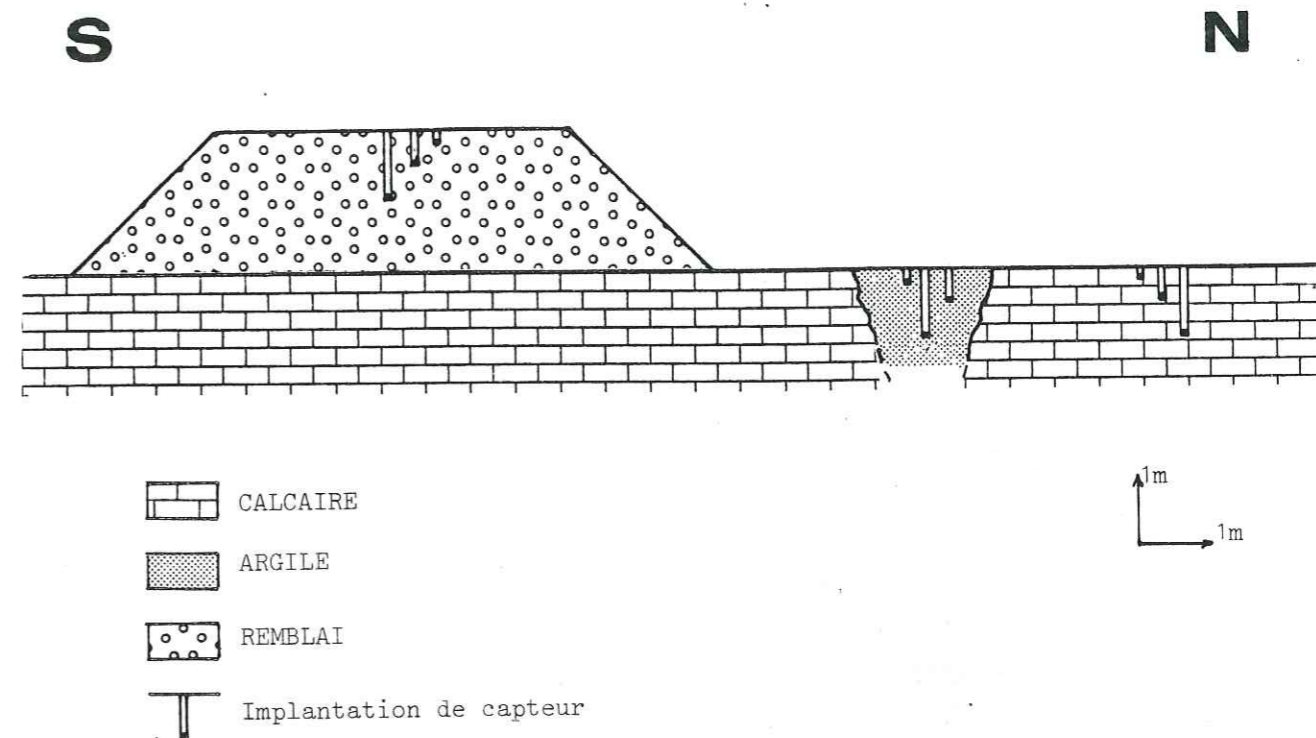


Figure III.2. - Coupe schématique de l'emplacement des capteurs.

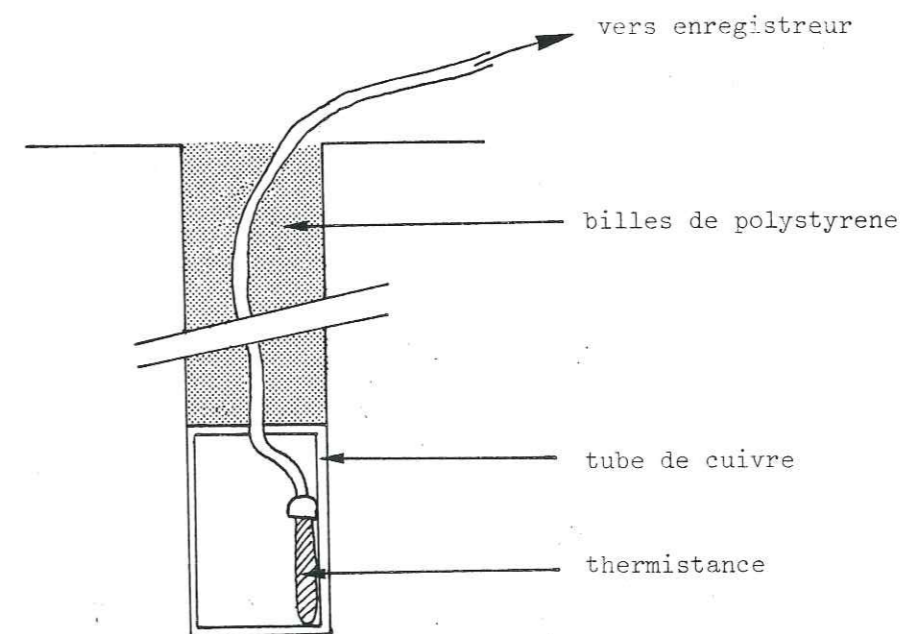


Figure III.3. - Implantation d'un capteur dans un trou de mesure.

III.1.4. Description des données

Les données obtenues sont dix enregistrements de température; l'enregistrement a débuté le 30 août 1982 à 7,00 heures T.U. et s'est terminé le 6 septembre à 5,30 heures T.U.. Ces enregistrements graphiques ont été numérisés selon un pas d'échantillonnage de 1 heure 30', soit 112 points par enregistrement. La définition de la numérisation est de 0,05°C.

Les conditions météorologiques ont été les suivantes pendant cette période :

- beau temps, vent faible jusqu'au 31/08 en fin de journée ;
- arrivée, dans la soirée du 31/08, d'un vent du Nord violent avec brouillard givrant jusqu'au 2/09 en début de journée ;
- grand beau temps jusqu'au 4/09 en milieu de journée, absence de vent ;
- arrivée, en début d'après-midi, de nuages accompagnés d'un vent du SSE, très violent. Précipitations importantes à partir du 5/09 en début d'après-midi avec vent du SSE très violent jusqu'à la fin de l'enregistrement.

Les enregistrements sont reportés, pour chaque terrain, sur les figures III.4, III.5 et III.6 avec, en référence, la variation de la température de l'air. Sur ces figures, le temps est porté en heures, la température en °C.

La figure III.7 représente, pour ces trois types de sols, les mêmes données, mais filtrées en passe-bas ($v_{max} = 1/12 h$) et dans les trois dimensions : temps, température et profondeur.

III.5. Analyse qualitative des données

Après un simple examen de ces quatre dernières figures, nous

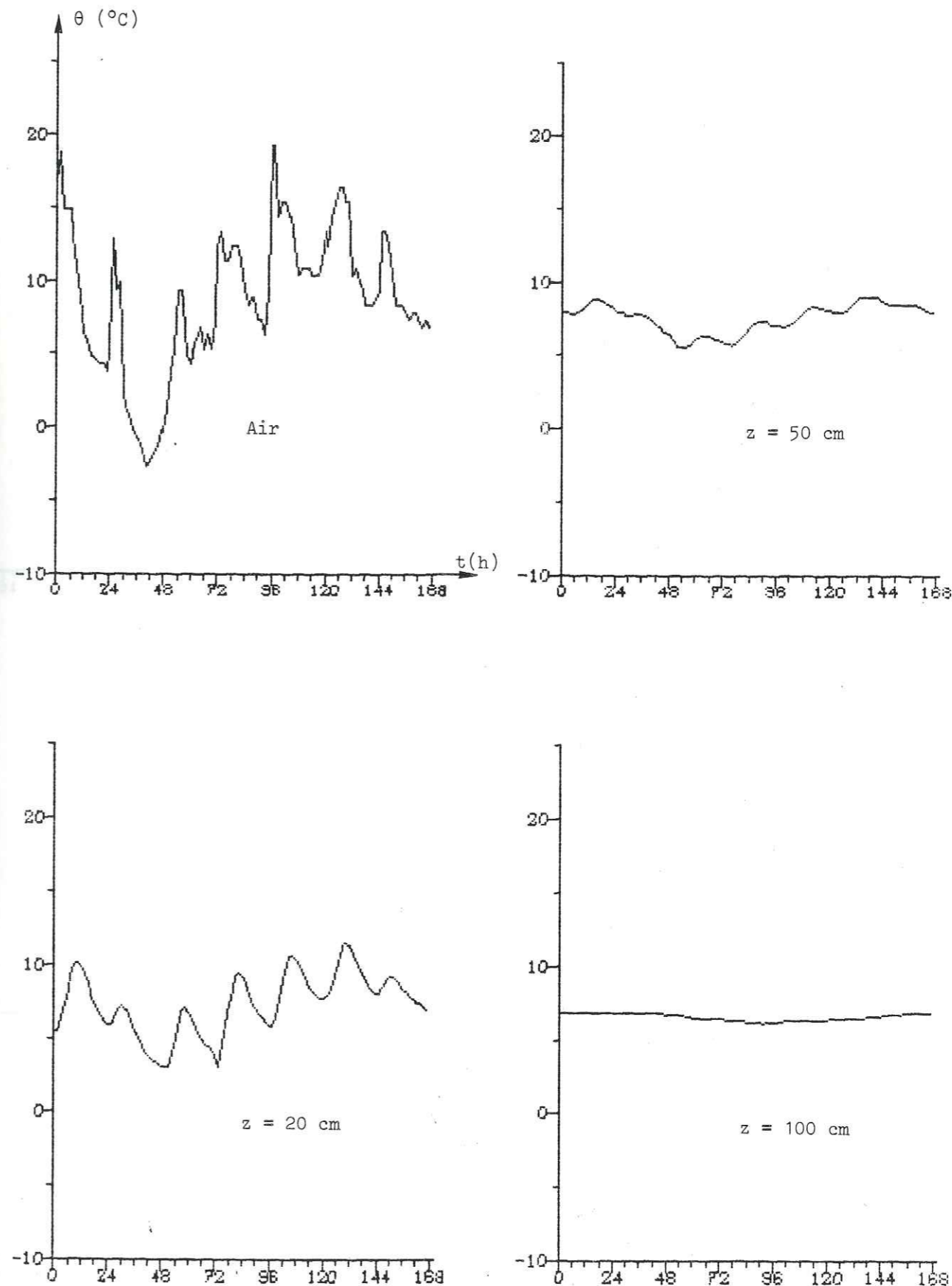


Figure III.4. - Variations de la température de l'air et du calcaire aux trois profondeurs de mesure.

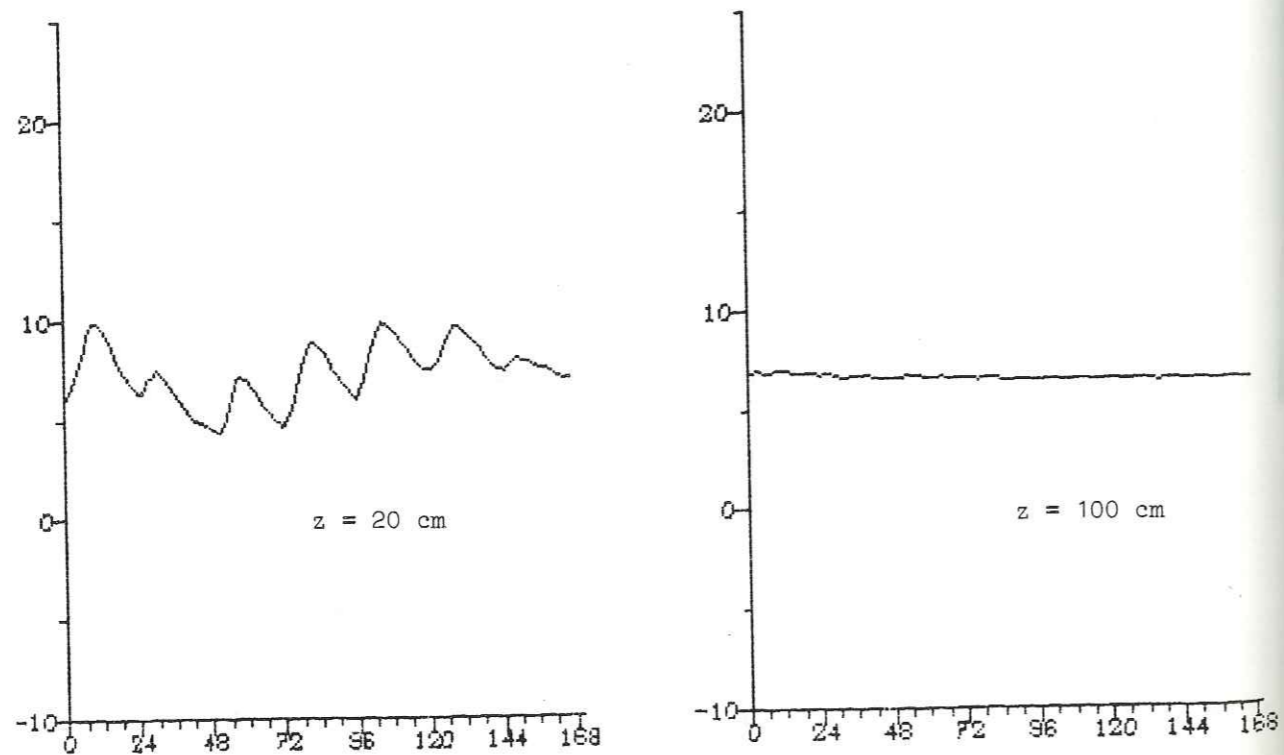
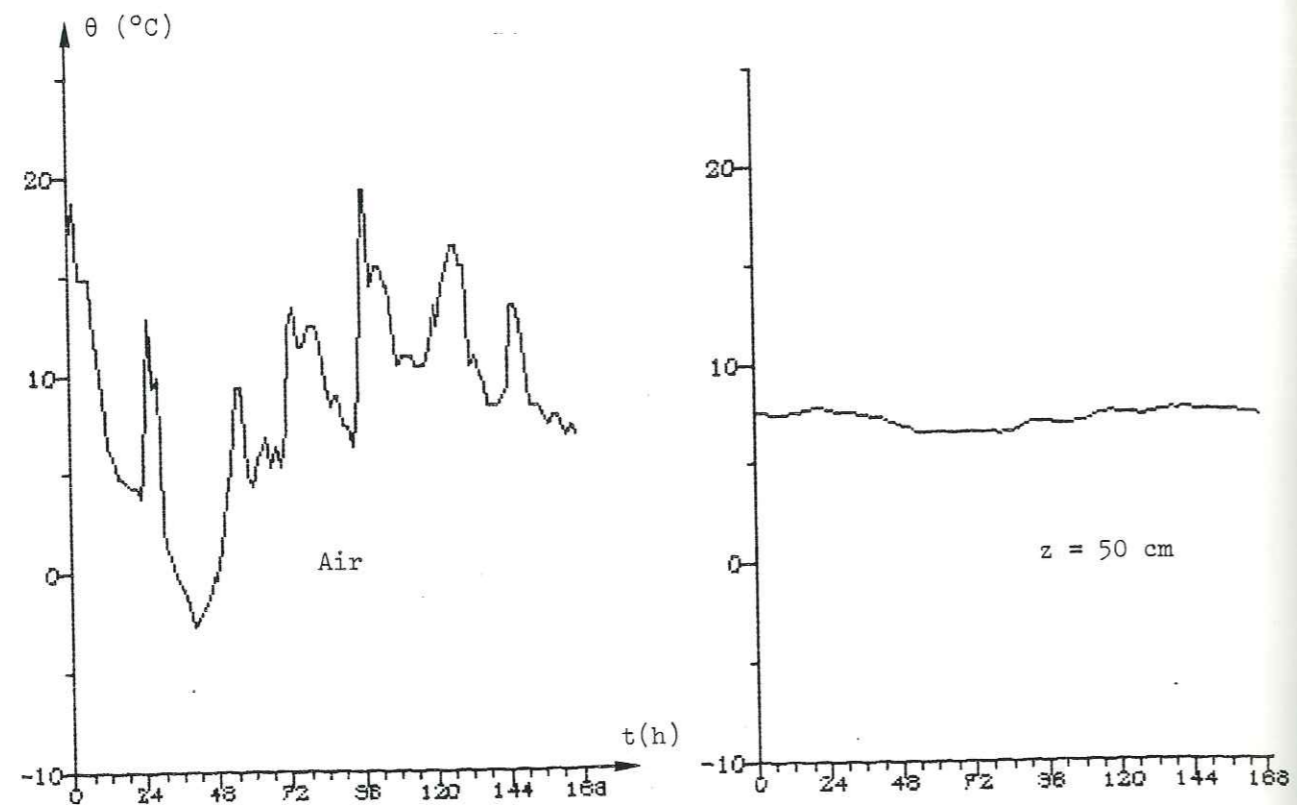


Figure III.5. - Variations de la température de l'air et de l'argile aux trois profondeurs de mesure.

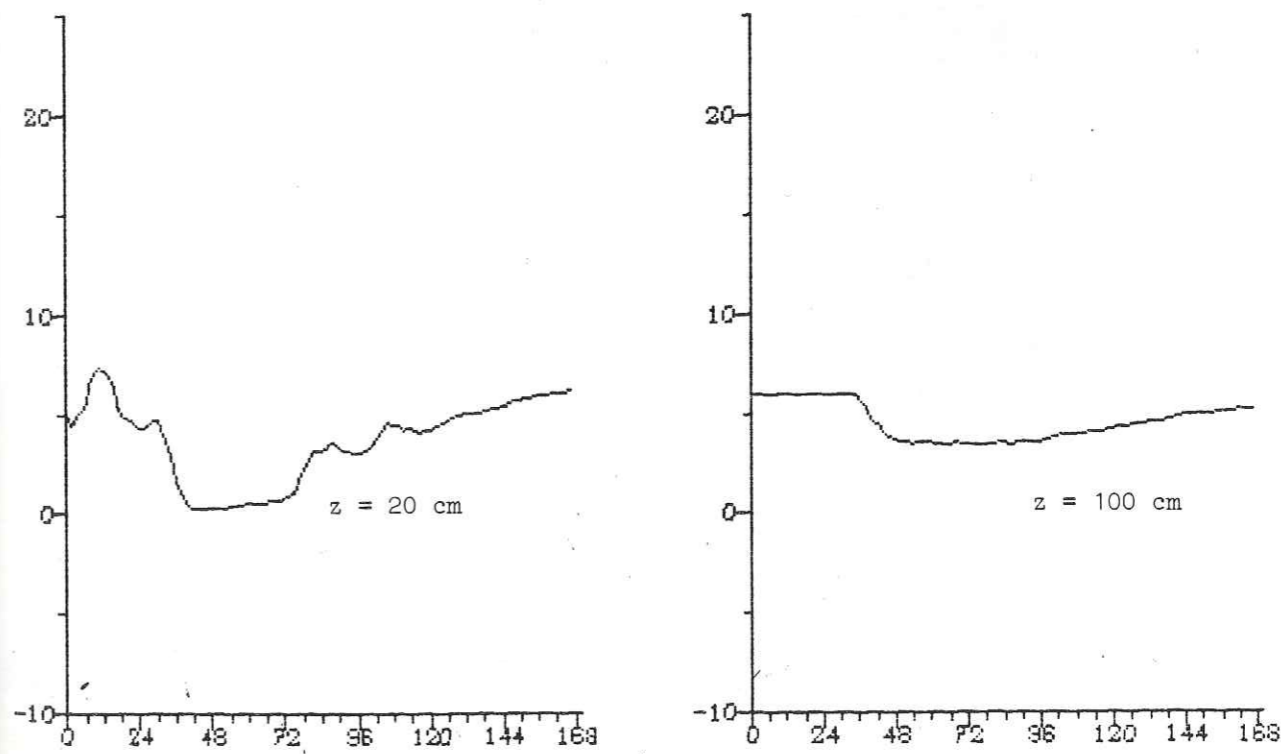
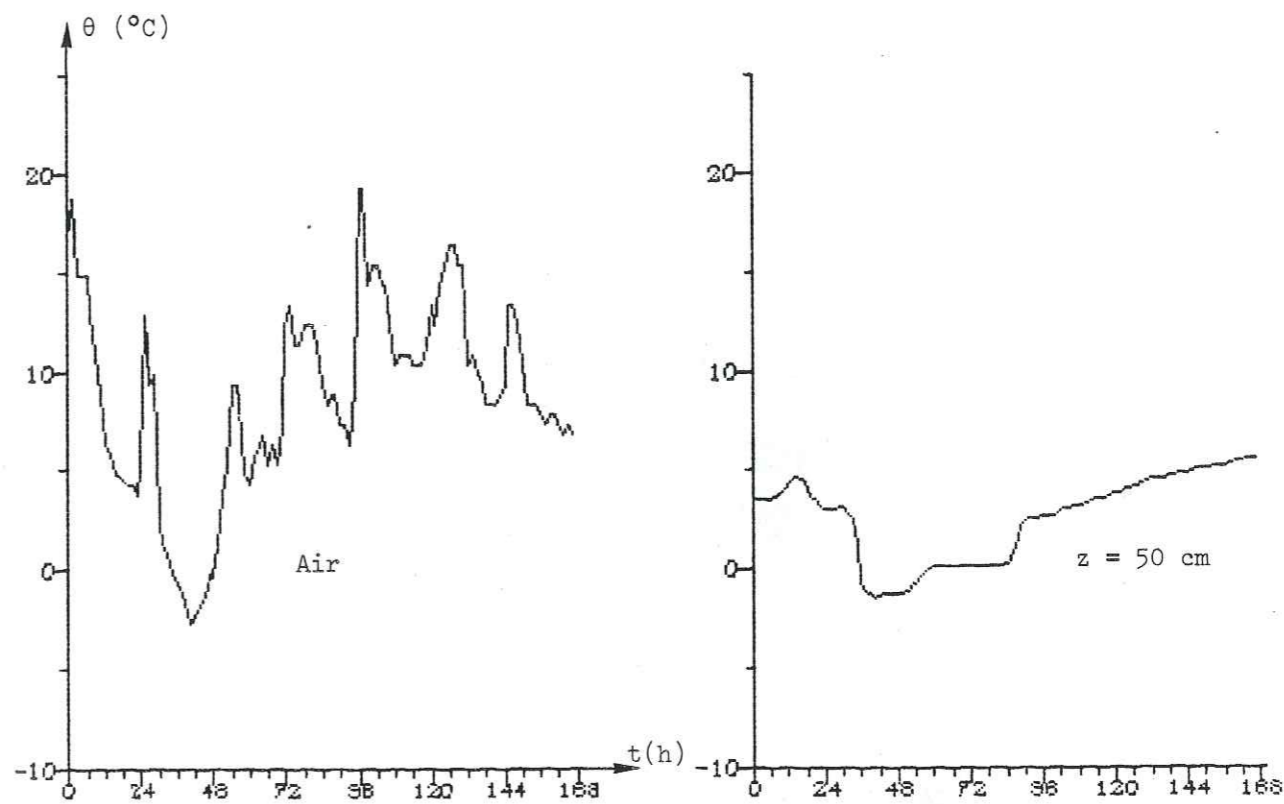


Figure III.6. - Variations de la température de l'air et du remblai aux trois profondeurs de mesure.

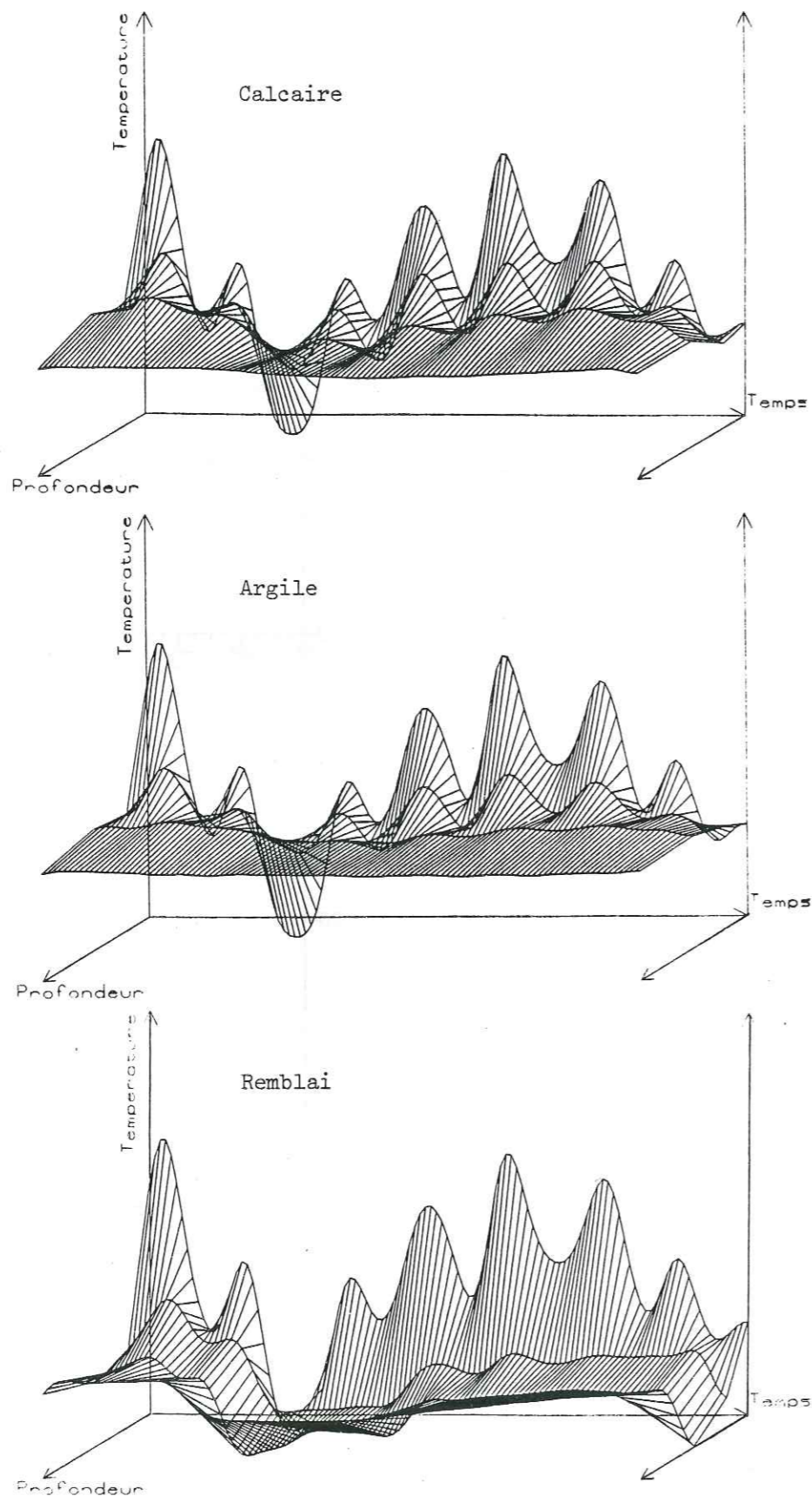


Figure III.7. - Représentation 3D (température, temps, profondeur) des données enregistrées (filtrées en passe bas : $T_{min} = 1/12$ h).

pouvons immédiatement constater une différence de comportement entre le remblai d'une part et le calcaire ou l'argile d'autre part.

Sur les enregistrements effectués dans ces deux derniers, nous pouvons distinguer, outre les variations journalières, cependant nettement moins importantes à 50 cm dans l'argile que dans le calcaire, une ondulation thermique de période supérieure à 24 h et qui correspond à la succession de l'épisode de mauvais temps froid débutant le 31/08 et de l'épisode plus chaud débutant le 2/09. Le décalage de cette ondulation en profondeur est nettement visible sur la figure III.4 entre les enregistrements à 20 et 100 cm, appuyant ainsi l'hypothèse de transfert de chaleur par conduction.

Nous pouvons visualiser ces deux ondes thermiques en filtrant par exemple, l'enregistrement à 20 cm dans le calcaire. La figure III.8 met en évidence, après cette opération, les variations journalières (filtre passe-bande : $15 < T < 60$ h) et pluri-journalières (filtre passe-bande : $80 < T < 200$ h).

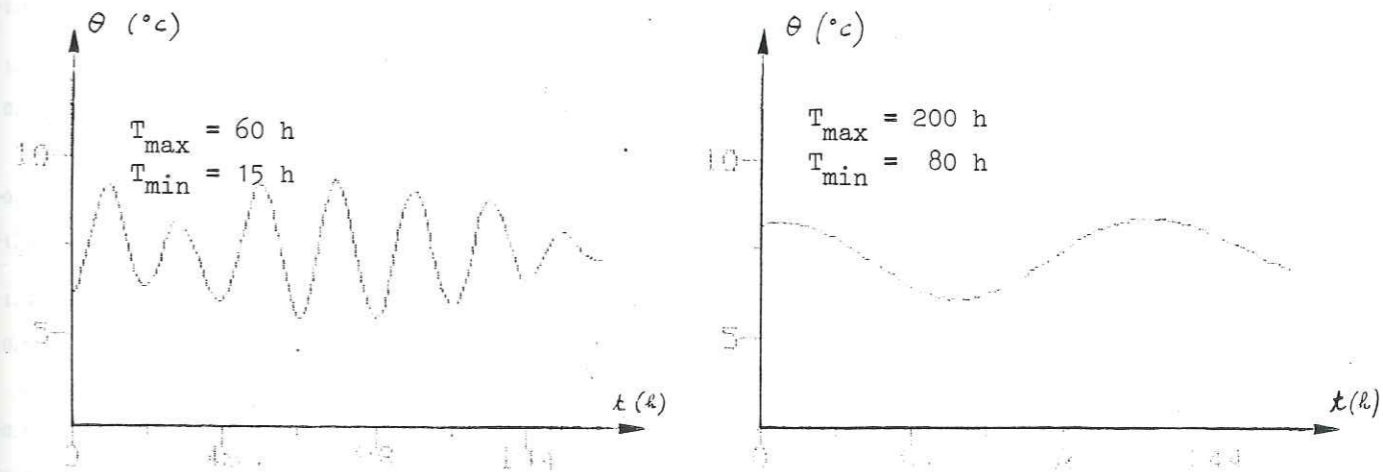


Figure III.8. - Mise en évidence des ondes journalières et pluri-journalières après filtrage passe-bande de l'enregistrement dans le calcaire à 20 cm.

Il en va différemment en ce qui concerne le remblai. Les courbes de la figure III.6 laissent penser qu'un autre phénomène que la conduction entre ici en jeu. Nous pouvons penser que la chute brutale de la température dans le remblai, survenant simultanément aux trois profondeurs à partir de $t = 30$ h, est provoquée par la circulation de l'air froid (amené par l'épisode de mauvais temps décrit plus haut) dans les interstices des blocs. Par la suite, l'absence de vent se traduit par une stabilisation de la température. Enfin, l'arrivée d'un vent plus chaud déclenche sa remontée. Nous pouvons donc conclure que le remblai a un comportement thermique variable :

- "mauvais isolant" en présence de vent, celui-ci circulant dans les pores ;

- "bon isolant" en l'absence de vent, l'air stagnant alors dans les pores ayant une diffusivité thermique très faible.

III.1.6. Analyse quantitative des données

A titre indicatif, la figure III.9 représente la valeur de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ calculée par le polynôme de LAGRANGE de degré 2 (cf. II.4.1.1) pour les enregistrements à 20 et 50 cm dans les trois matériaux. Il en ressort que, pour cette période d'enregistrement, le seuil fixé n'est dépassé qu'une fois (remblai, $z = 50$ cm, $t = 36$ h).

Dans ce paragraphe, nous allons appliquer les cinq méthodes décrites dans la 2e partie afin d'obtenir la valeur de la diffusivité thermique pour les trois matériaux constituant le proche sous-sol du plateau de Bure.

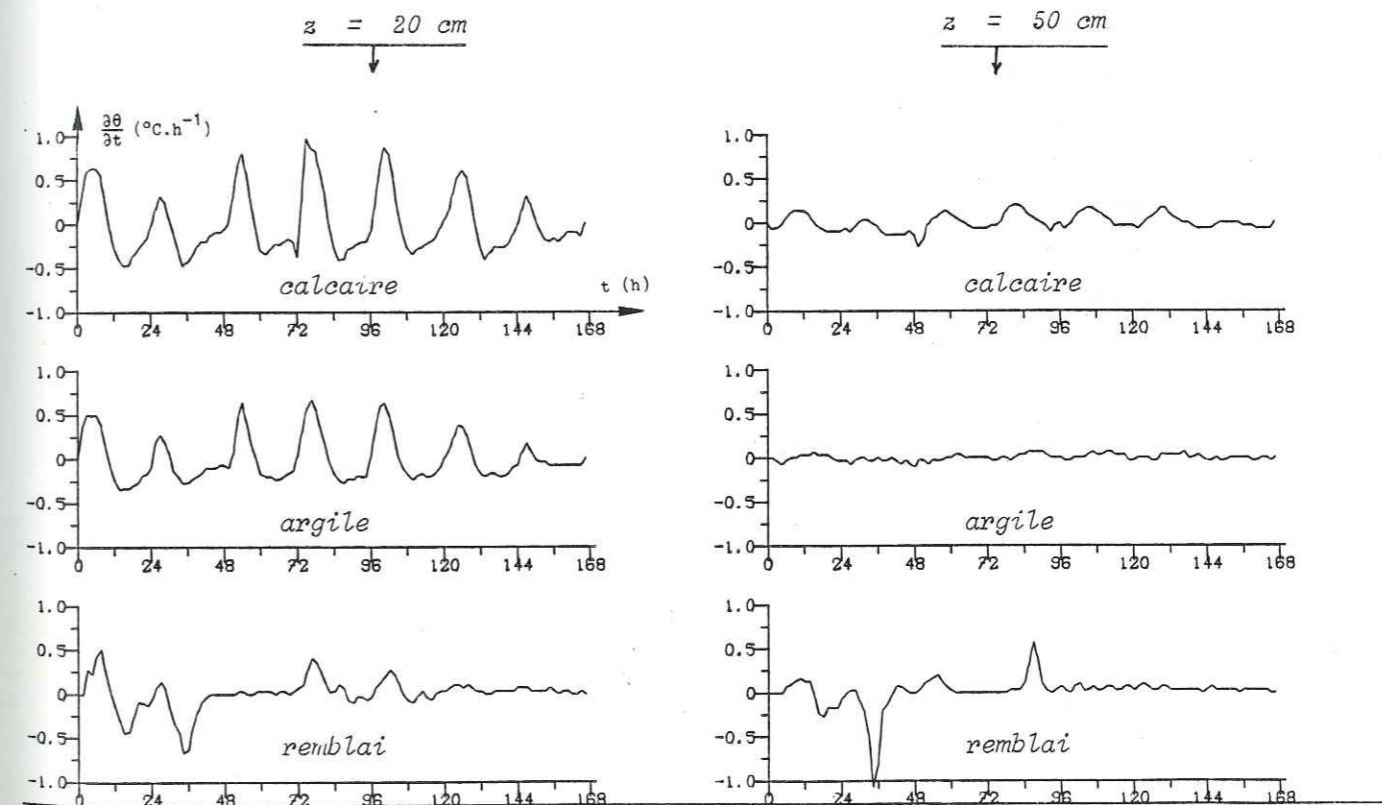


Figure III.9. - Calcul de $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ dans les trois milieux et à 20 et 50 cm de profondeur.

III.1.6.1. Par l'équation de la chaleur

Pour les raisons indiquées au paragraphe II.4.1.1, cette méthode ne peut être employée dans ce cas, l'estimation numérique de $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$ étant faussée par la présence des variations journalières.

III.1.6.2. Par les amplitudes spectrales

Cette méthode a été exposée au paragraphe II.4.1.2.

Contrairement à l'exemple de Saint-Geoirs, qui couvrait une durée d'un an, nous avons perçu intuitivement au paragraphe III.1.5 que deux ondes thermiques se superposent dans les enregistrements effectués dans le calcaire et dans l'argile. Cette impression se confirme après examen des spectres de ces enregistrements sur les figures III.11 à III.13. Les périodes de ces deux ondes sont figurées sur chaque spectre par une flèche vers le haut et ont pour valeur 192 heures et 24 heures soit, en fréquence, $0,0052 \text{ h}^{-1}$ et $0,0417 \text{ h}^{-1}$. Nous voyons également que l'amortissement de ces ondes est plus important dans l'argile que dans le calcaire et que, en ce qui concerne le remblai, les résultats sont moins clairs. En effet, on peut constater que l'amplitude de l'onde de période 192 heures est plus importante à 50 cm qu'à 20 cm de profondeur, ce qui infirme l'hypothèse de transfert de chaleur par conduction.

En revanche, alors que l'onde de période 24 h donne un pic à 20 et même à 100 cm, celui-ci est absent à 50 cm. Ces remarques amènent à penser que cette méthode ne peut être utilisée pour ce type de matériau.

Les résultats concernant les calcaires et l'argile sont portés sur le tableau III.1, ainsi que la période de l'onde à partir de laquelle ils ont été calculés.

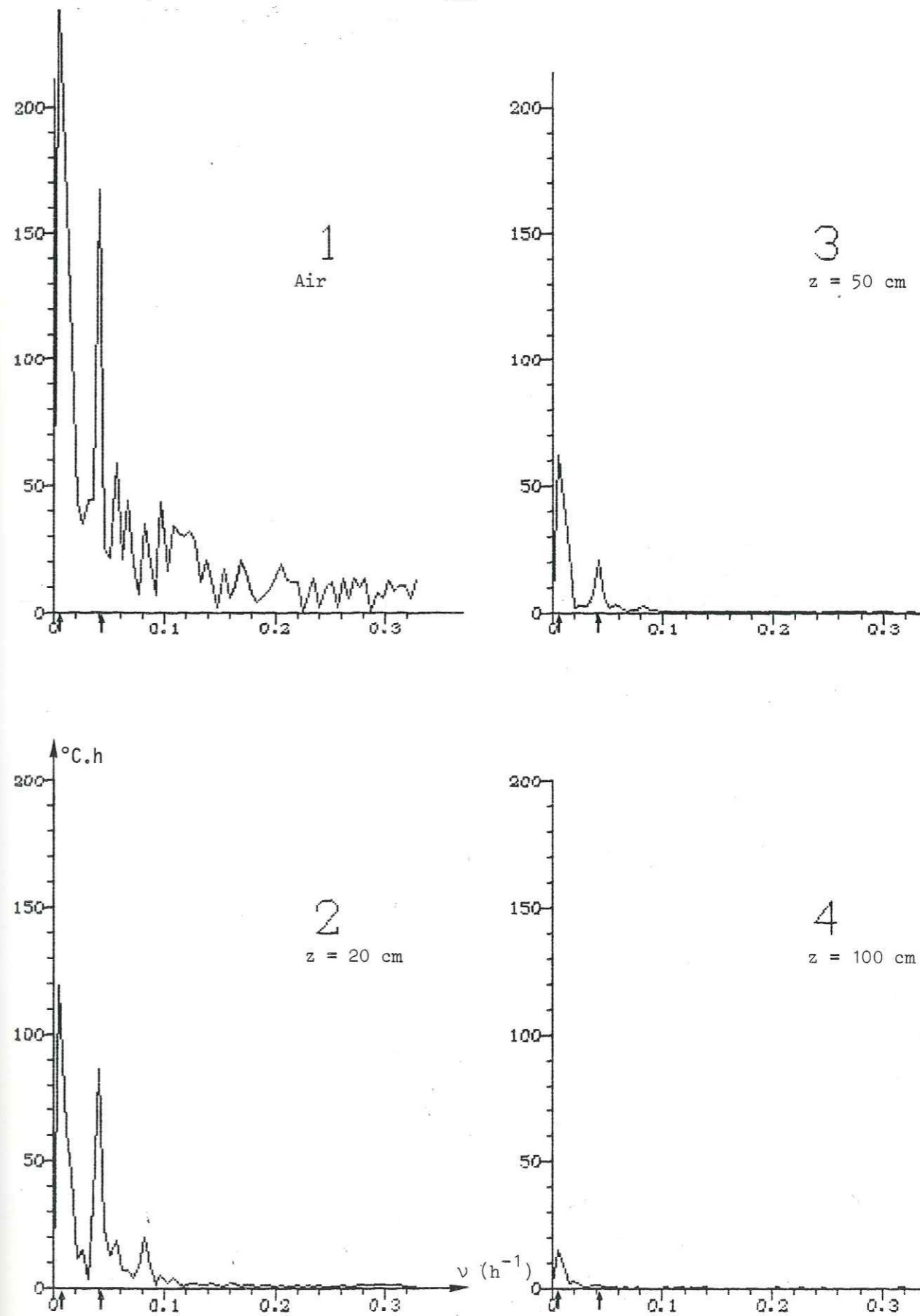


Figure III.11. - Modules des transformées de FOURIER des enregistrements de l'air et du calcaire aux trois profondeurs.

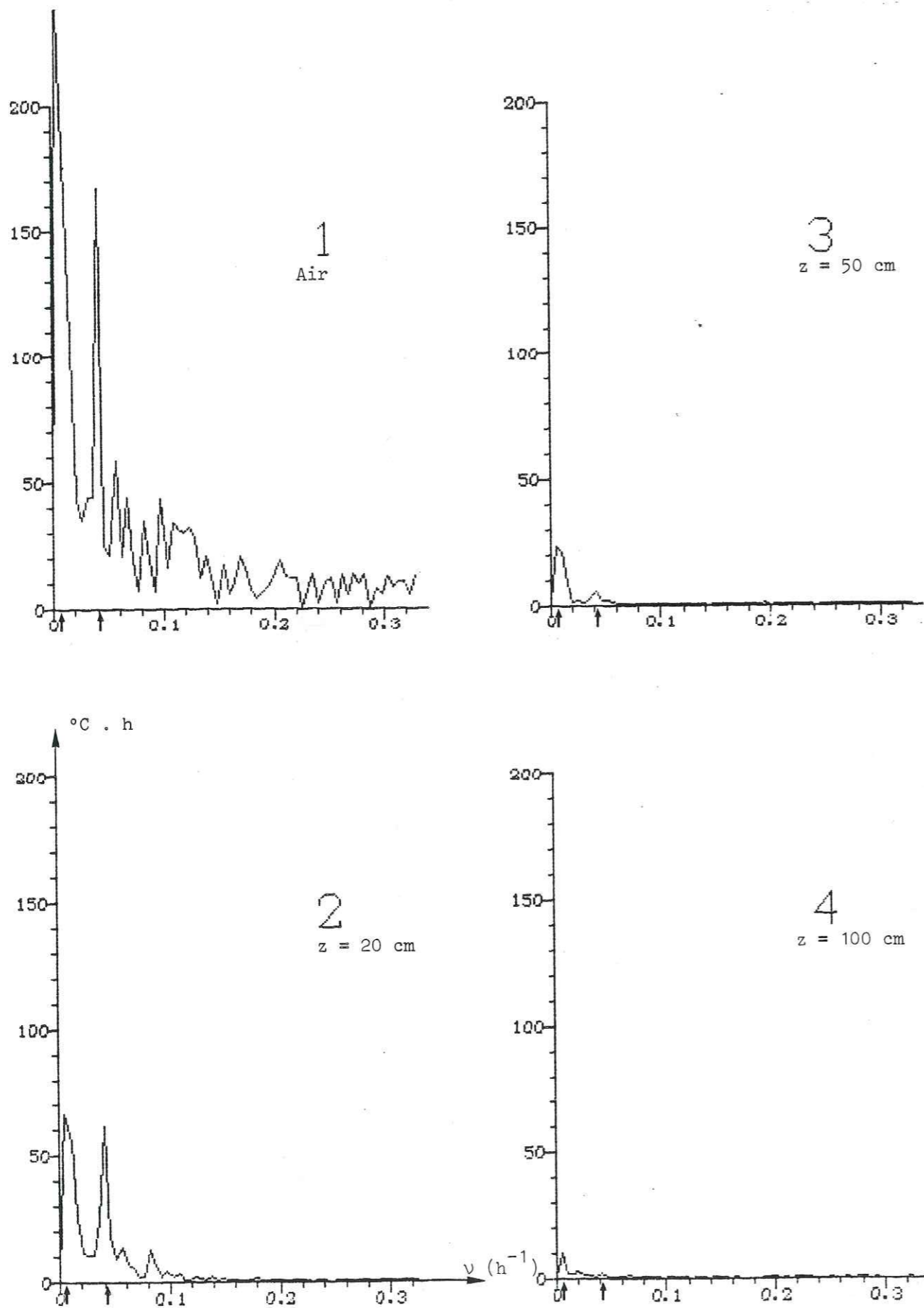


Figure III.12. - Modules des transformées de FOURIER des enregistrements de l'air et du calcaire aux trois profondeurs.

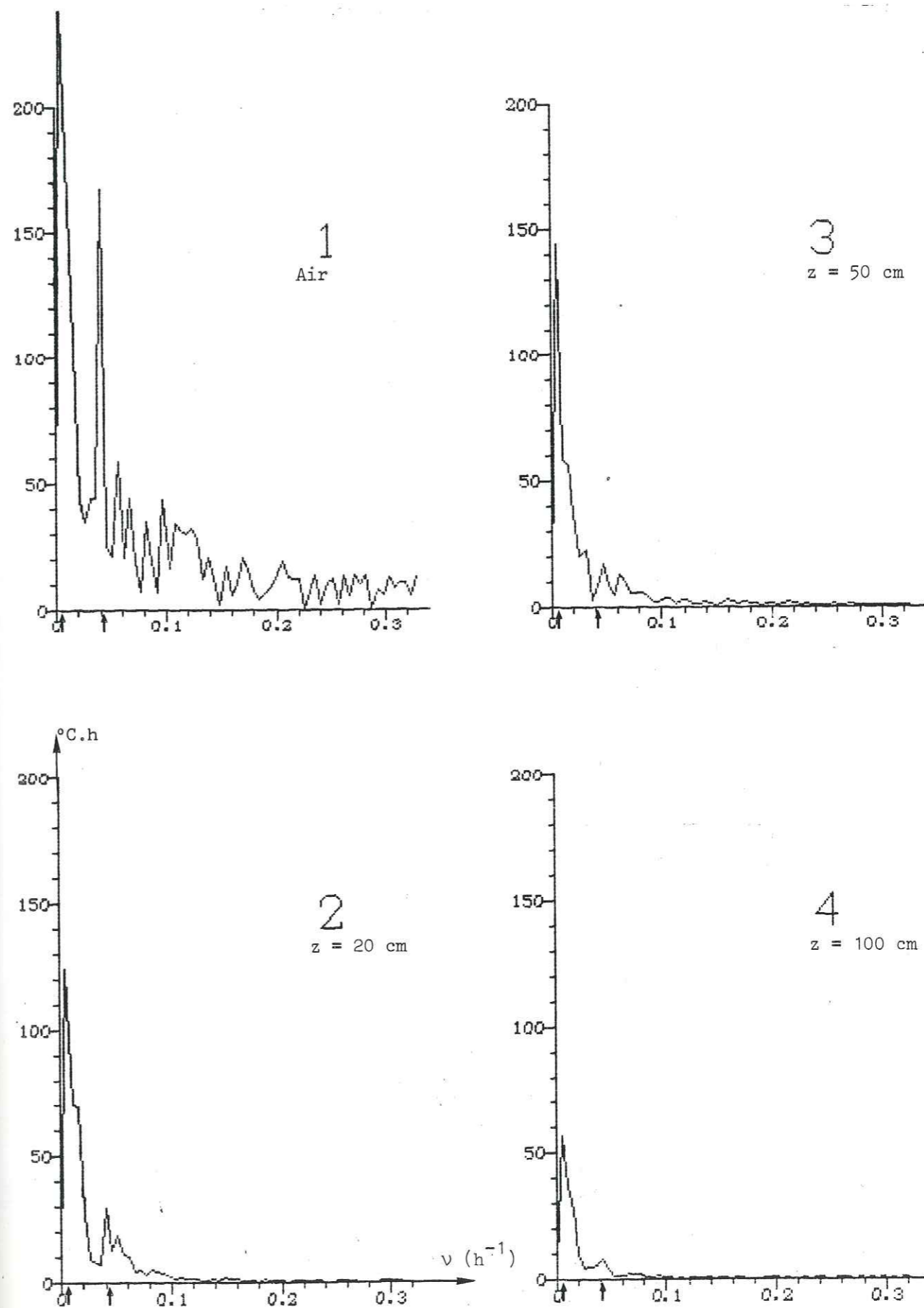


Figure III.13. - Modules des transformées de FOURIER des enregistrements de l'air et du remblai aux trois profondeurs.

z ₁ (cm)	z ₂ (cm)	ARGILE		CALCAIRE	
		T = 24 h	T = 192 h	T = 24 h	T = 192 h
0	20	0.0146	0.0010	0.0334	0.0030
0	50	0.0076	0.0020	0.0207	0.0056
0	100	-	0.0042	-	0.0057
20	50	0.0055	0.0039	0.0159	0.0098
20	100	-	0.0079	-	0.0069
50	100	-	0.0142	-	0.0057

Tableau III.1. - Valeurs de la diffusivité thermique de l'argile et du calcaire calculées par la méthode des amplitudes spectrales.

Sur les figures III.4 et III.5, on constate que, à 20 et 50 cm, ces deux ondes sont bien visibles et individualisées, de même que sur les spectres correspondants (figures III.11 et III.12). Par contre, l'amplitude de l'onde diurne est nulle à 100 cm dans ces deux matériaux. Il est donc normal de ne pas obtenir de valeur de la diffusivité lorsqu'une des deux profondeurs du couple de mesures est 100 cm d'une part, et lorsque la période étudiée est 24 heures d'autre part.

Nous proposons donc de retenir comme valeurs significatives les valeurs obtenues entre 20 et 50 cm soit :

$$0,0039 \leq a \leq 0,0055 \quad \text{pour l'argile;}$$

$$0,0098 \leq a \leq 0,0159 \quad \text{pour le calcaire.}$$

III.1.6.3. Par les phases spectrales

Cette méthode a été exposée au paragraphe II.4.1.2.

En faisant les mêmes remarques préliminaires qu'au paragraphe précédent, nous présentons les résultats obtenus dans le tableau III.2.

z ₁ (cm)	z ₂ (cm)	ARGILE		CALCAIRE	
		T = 24 h	T = 192 h	T = 24 h	T = 192 h
0	20	0.0063	0.0073	0.0063	0.0079
0	50	0.0072	0.0056	0.0111	0.0103
0	100	-	0.0050	-	0.0081
20	50	0.0052	0.0048	0.0182	0.0126
20	100	-	0.0046	-	0.0081
50	100	-	0.0045	-	0.0065

Tableau III.2. - Valeurs de la diffusivité thermique de l'argile et du calcaire calculées par la méthode des phases spectrales.

De même qu'au paragraphe précédent, nous proposons comme valeurs :

$$0,0048 \leq a \leq 0,0052 \quad \text{pour l'argile ;}$$

$$0,0126 \leq a \leq 0,0182 \quad \text{pour le calcaire.}$$

Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles proposées plus haut.

III.1.6.4. Par les amplitudes mobiles

Cette méthode a été décrite au paragraphe II.4.1.4.

Le but de ces calculs est d'obtenir des valeurs de diffusivité correspondant à un laps de temps de l'ordre de la journée. Nous avons donc arbitrairement choisi une fenêtre présentant un plateau de 24 heures et des rampes de déplacement de 6 heures.

La figure III.14 montre les étapes de déplacement et la figure III.15, un exemple de signaux ainsi obtenus (ici, calcaire à 20cm). Le problème était alors de savoir si les signaux obtenus après application de la fenêtre présentaient suffisamment d'information pour donner des résultats spectraux significatifs. Sachant, après analyse spectrale de l'ensemble des signaux d'origine, que deux ondes, de périodes 24 et 192 heures, sont présentes dans ces signaux, nous avons appliqué cette méthode vers la fenêtre choisie, à trois signaux synthétisés constitués de :

- (a) une onde de période 24 heures ;
- (b) une onde de période 192 heures ;
- (c) la somme de deux ondes de périodes 24 et 192 h.

La durée et le pas d'échantillonnage de ces signaux sont les mêmes que ceux des signaux expérimentaux. Les spectres ainsi obtenus sont représentés figure III.16 pour (a), III.17 pour (b) et III.18 pour (c).

La figure III.16 montre que les spectres obtenus, pour un signal d'origine sinusoïdale de période 24 heures, sont identiques à chaque étape.

La figure III.17 montre que, pour une période 192 heures, il n'en est pas de même. Ceci est dû au fait que la durée effective du signal étudié (≈ 72 heures) ne contient qu'une partie de l'arche. Cette constata-

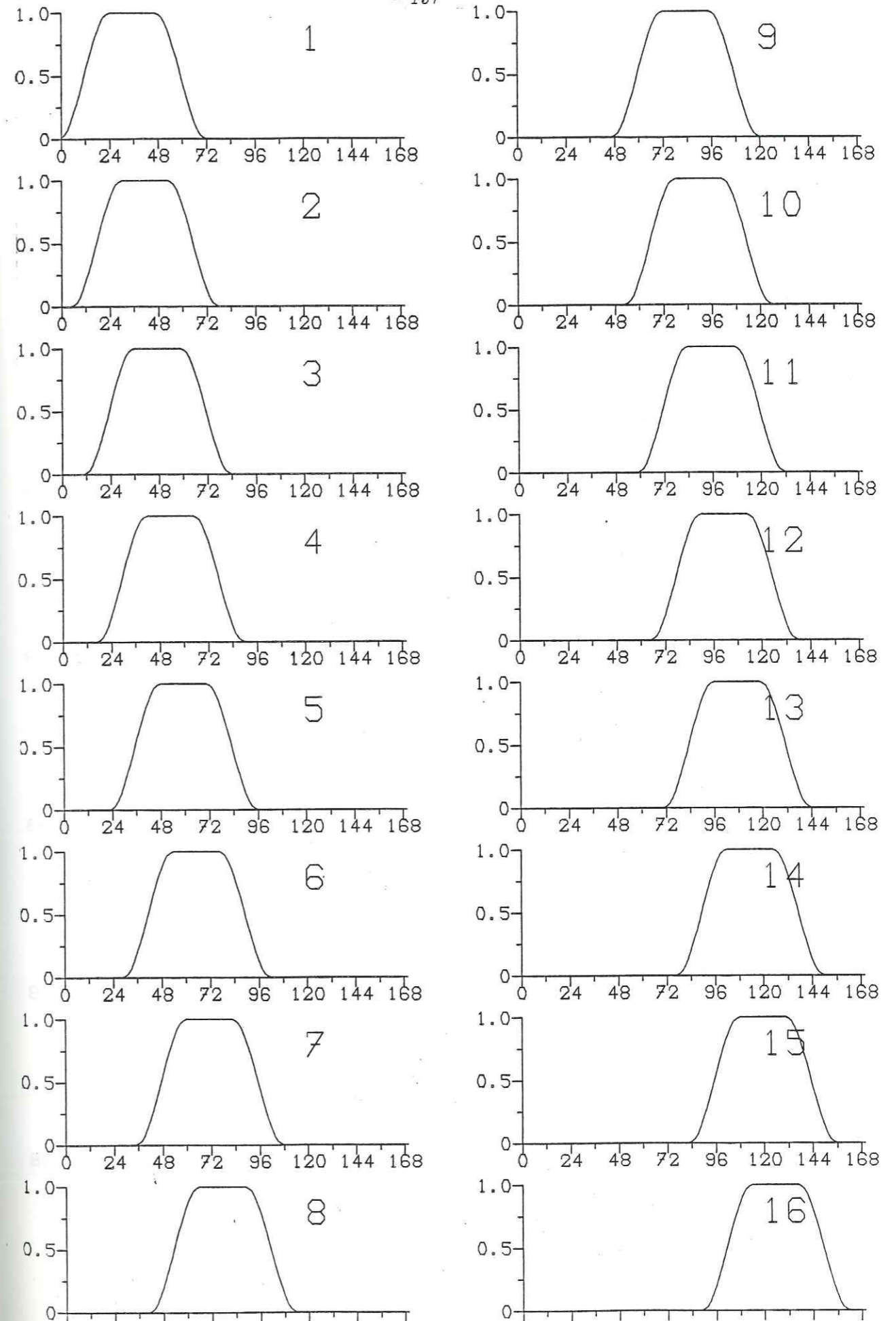


Figure III.14. - Etapes de déplacement de la fenêtre mobile.

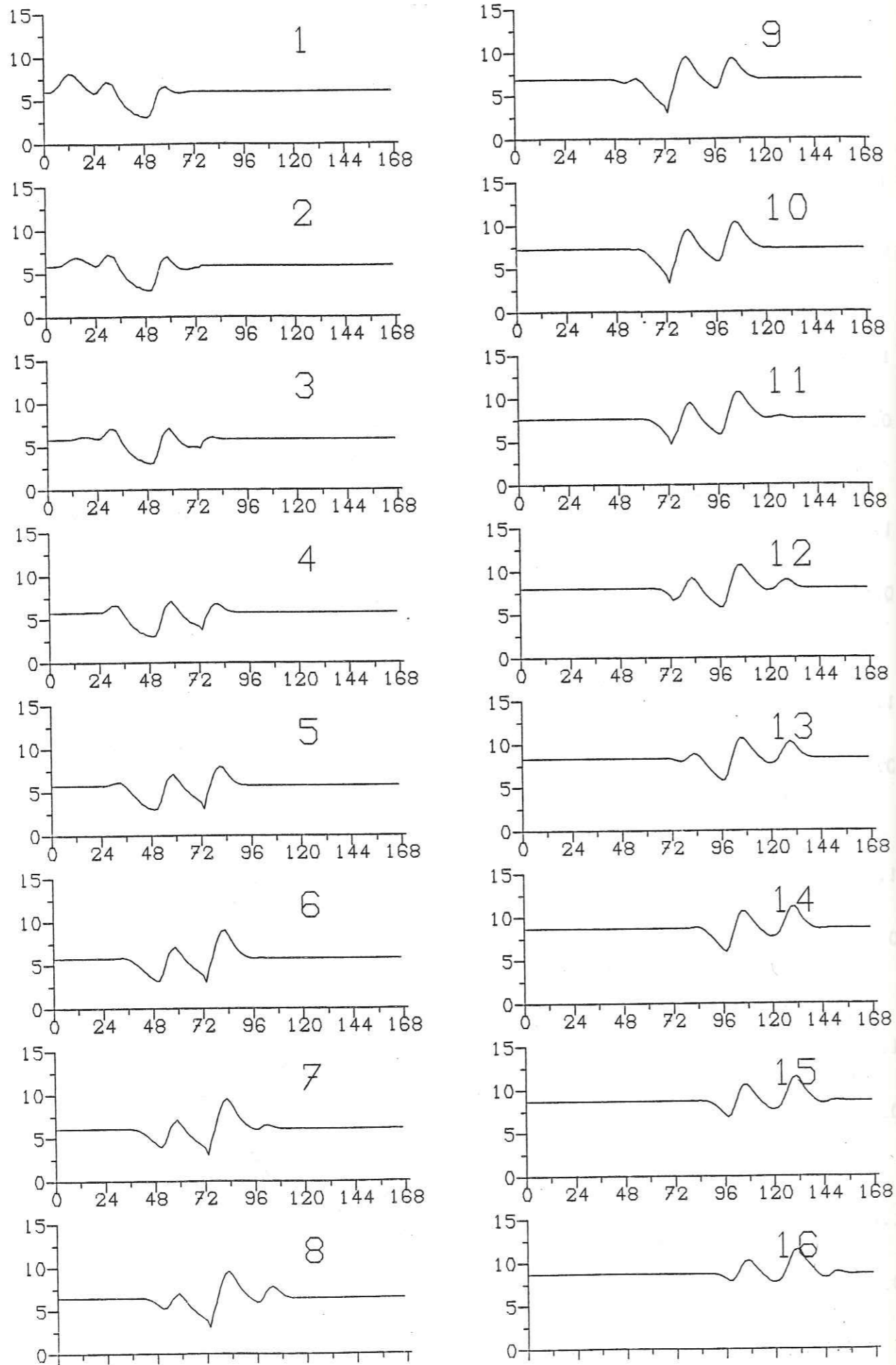


Figure III.15. - Exemple de signaux obtenus après application de la fenêtre mobile (calcaire, $z = 20$ cm).

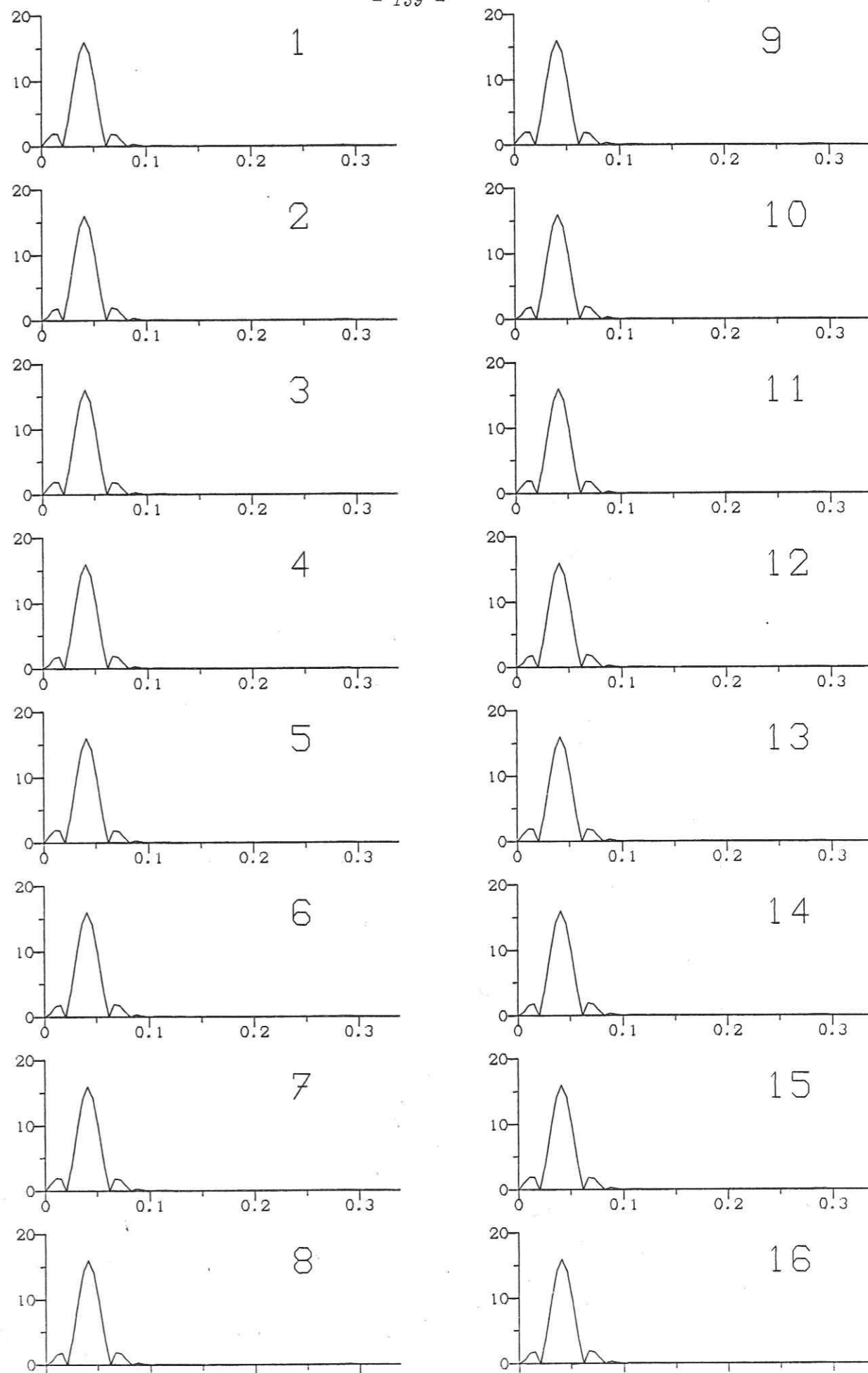


Figure III.16. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à un signal synthétique de période 24 h.

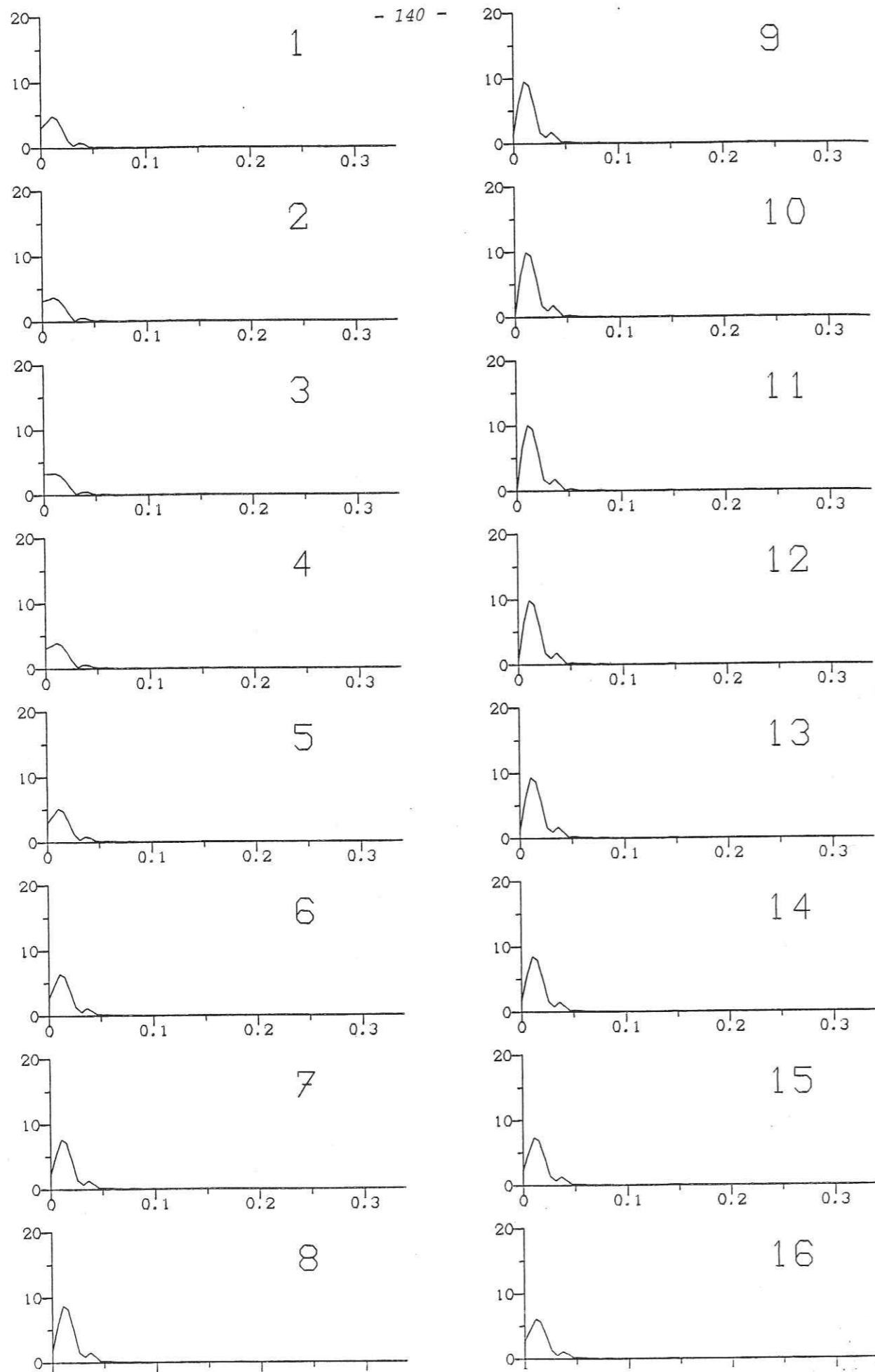


Figure III.17. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à un signal synthétique de période 192 h.

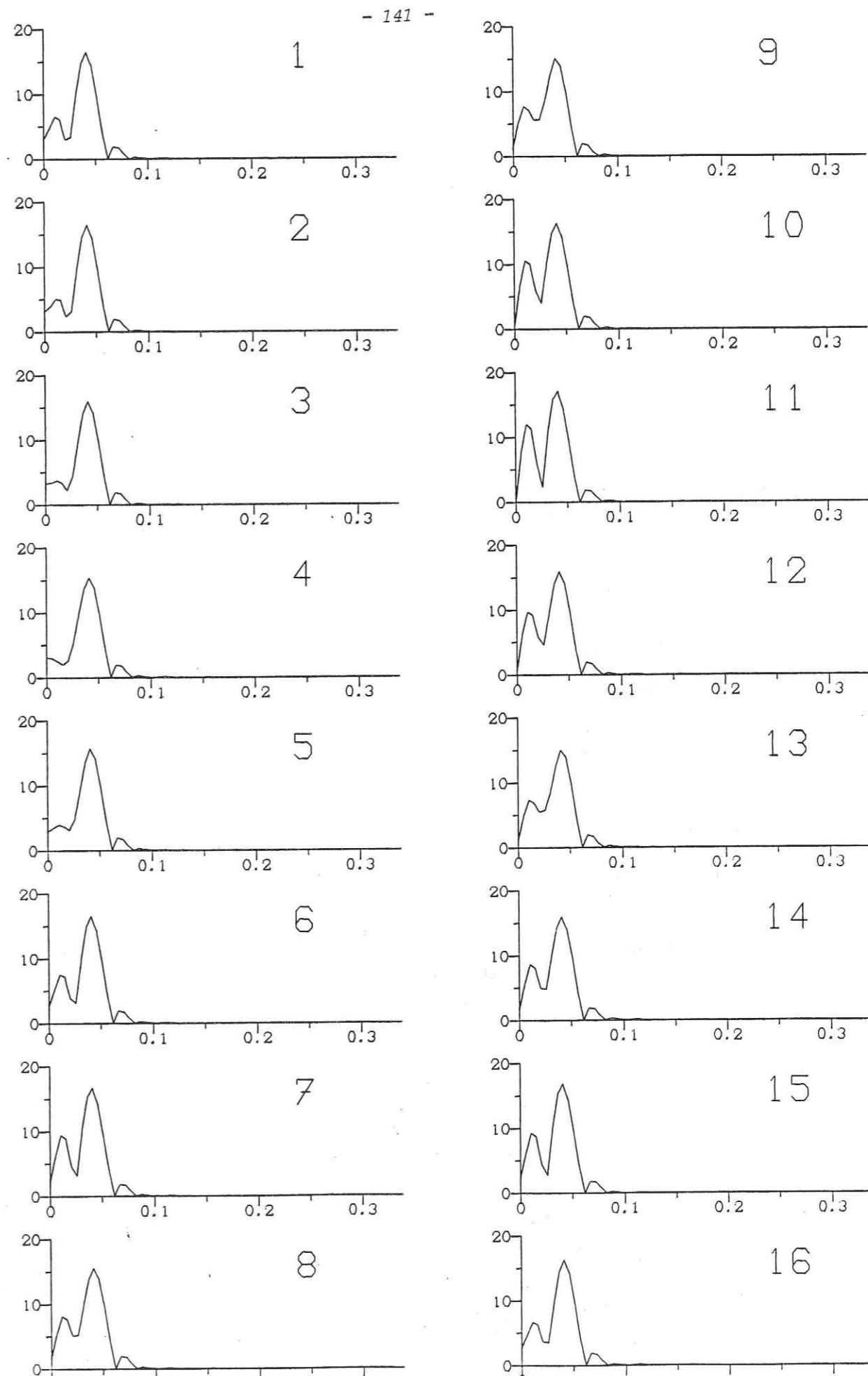


Figure III.18. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à un signal constitué de 2 ondes de périodes 24 et 192 h.

tion nous interdit alors d'utiliser les amplitudes mobiles avec les amplitudes des fréquences 1/192 heures. En effet, les ondes de période 192 heures ayant une phase différente à chaque profondeur, le rapport des deux amplitudes n'a plus de signification physique. La figure III.18 confirme ces résultats, malgré quelques fluctuations dans la valeur du pic à 24 heures (environ 10 %), révélant ainsi la différence entre les résultats numériques fournis par l'algorithme FFT et les propriétés théoriques de la transformée de FOURIER (linéarité de la transformée de FOURIER) :

$$TF(x_1(t) + x_2(t)) = TF(x_1(t)) + TF(x_2(t))$$

Les figures III.19 à III.28 représentent donc les spectres obtenus dans les différents milieux aux différentes profondeurs.

Les spectres obtenus à 100 cm dans les trois milieux montrent que la période 24 heures est absente à cette profondeur, de même que dans le remblai à 50 cm, où seule la période 192 heures est présente mais, comme nous l'avons vu plus haut, inutilisable pour calculer la diffusivité dans ce cas de fenêtre.

Cette constatation restreint donc les possibilités de calcul, dans le calcaire et l'argile, aux couples de mesure 0 - 20 cm et 20-50 cm, et dans les remblais au seul couple 0 - 20 cm.

Les résultats, calculés pour la fréquence $1/24 \text{ h}^{-1}$ sont représentés sur les figures III.29 à III.31. L'absence de valeur de diffusivité à certaines étapes du déplacement de la fenêtre s'explique par l'absence de pic à $1/24 \text{ h}^{-1}$ sur l'un ou les deux spectres pris en compte.

Pour obtenir des valeurs de diffusivité calculées entre 50 et 100 cm, il faudrait disposer d'enregistrements de plus longue durée afin d'étudier correctement l'amplitude de l'onde de période 192 h.

On constate, sur les figures III.29 et III.30, que les valeurs obtenues entre 0 et 20 cm sont supérieures à celles obtenues entre 20

et 50cm. Si nous admettons que la diffusivité thermique est indépendante de la profondeur, nous pouvons attribuer cet état de fait à une mauvaise qualité de la mesure de la température à la surface du sol ($z=0$) qui diminuerait l'amplitude des variations à ce niveau. En fait, cette température n'est pas mesurée à la surface même du sol, mais dans l'air, à 50 cm environ de hauteur. Nous proposons donc de ne retenir que les valeurs calculées entre 20 et 50 cm, soit :

$$0,005 \ll a \ll 0,01 \text{ cal.cm}^{-2} \quad \text{pour l'argile ;}$$

$$0,01 \ll a \ll 0,02 \text{ cal.cm}^{-2} \quad \text{pour le calcaire.}$$

En ce qui concerne le remblai, le peu de valeurs obtenues (figure III.31), les profondeurs à partir desquelles elles ont été calculées (0 et 20 cm) et les remarques précédentes ne nous permettent pas de retenir de valeurs numériques de sa diffusivité. Si nous regardons les spectres obtenus dans le remblai à 20, 50 et 100 cm (figure III.22, III.25 et III.28), nous constatons la présence d'un pic commun à une partie des spectres de ces trois séries (de spectres) et dont la fréquence est $1/96 \text{ h}^{-1}$. Nous pouvons, à titre indicatif et en dépit des réserves déjà exprimées, calculer les valeurs obtenues à cette fréquence. Les résultats en sont représentés sur la figure III.32.

L'absence de valeurs au centre de la figure III.32 est due à l'absence de vent, et donc à la stabilisation de la température, pendant les durées d'application de la fenêtre correspondante. Par contre, les deux extrémités de la figure laissent apparaître une chute puis une augmentation de la diffusivité, correspondant à la disparition puis à la reprise du vent. Ces valeurs révèlent l'ambiguïté thermique du remblai. Si nous supposons les valeurs obtenues significatives, nous proposons de retenir :

$$0,05 \ll a \ll 0,125 \text{ cm}^2.\text{s}^{-1} \quad \text{en présence de vent ;}$$

$$0,01 \ll a \ll 0,05 \text{ cm}^2.\text{s}^{-1} \quad \text{en l'absence de vent.}$$

Parmi ces valeurs, obtenues de façon très approximative il est vrai, nous noterons pourtant que certaines semblent nettement dépasser la limite fixée au paragraphe III.1.2 ($a < 0,08 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

III.1.6.5. Par les phases spectrales mobiles

Cette méthode a été décrite au paragraphe II.4.1.5.

En faisant les mêmes remarques qu'au paragraphe précédent, nous présentons les valeurs ainsi obtenues sur les figures III.33 à III.36.

On peut remarquer, sur les figures III.33 et III.34, la similitude des variations de la diffusivité calculée entre 0 et 20 cm dans l'argile et le calcaire. Les valeurs obtenues entre 20 et 50 cm nous permettent de proposer comme valeurs :

$0,0025 < a < 0,0075 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour l'argile ;

$0,01 < a < 0,02 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le calcaire.

En ce qui concerne le remblai, il est nécessaire, pour les mêmes raisons que précédemment, d'effectuer le calcul pour la fréquence $1/96 \text{ h}^{-1}$.

Les résultats ainsi obtenus (figure III.36) font apparaître la même tendance que ceux de la figure III.32.

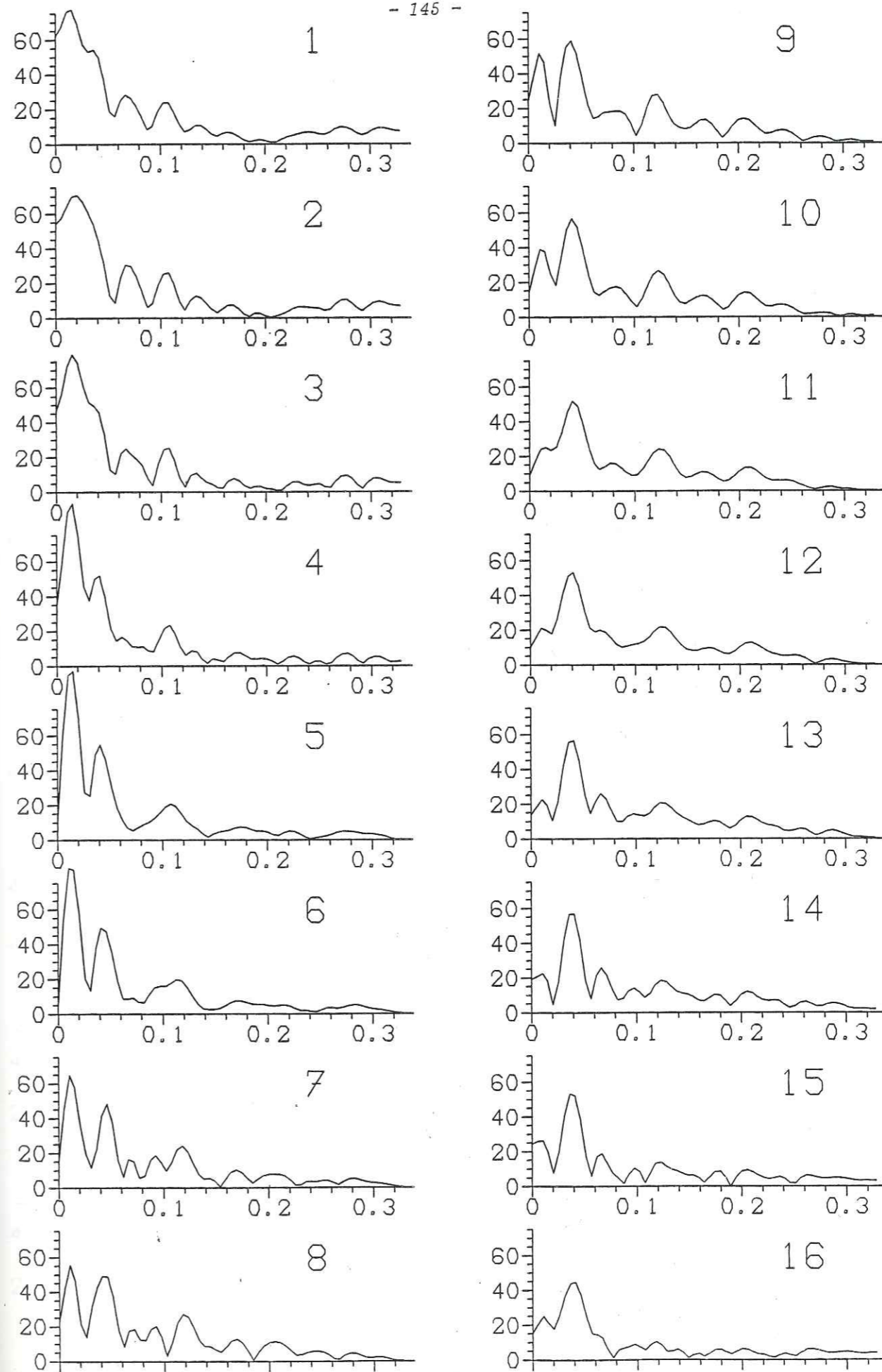


Figure III.19. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans l'air.

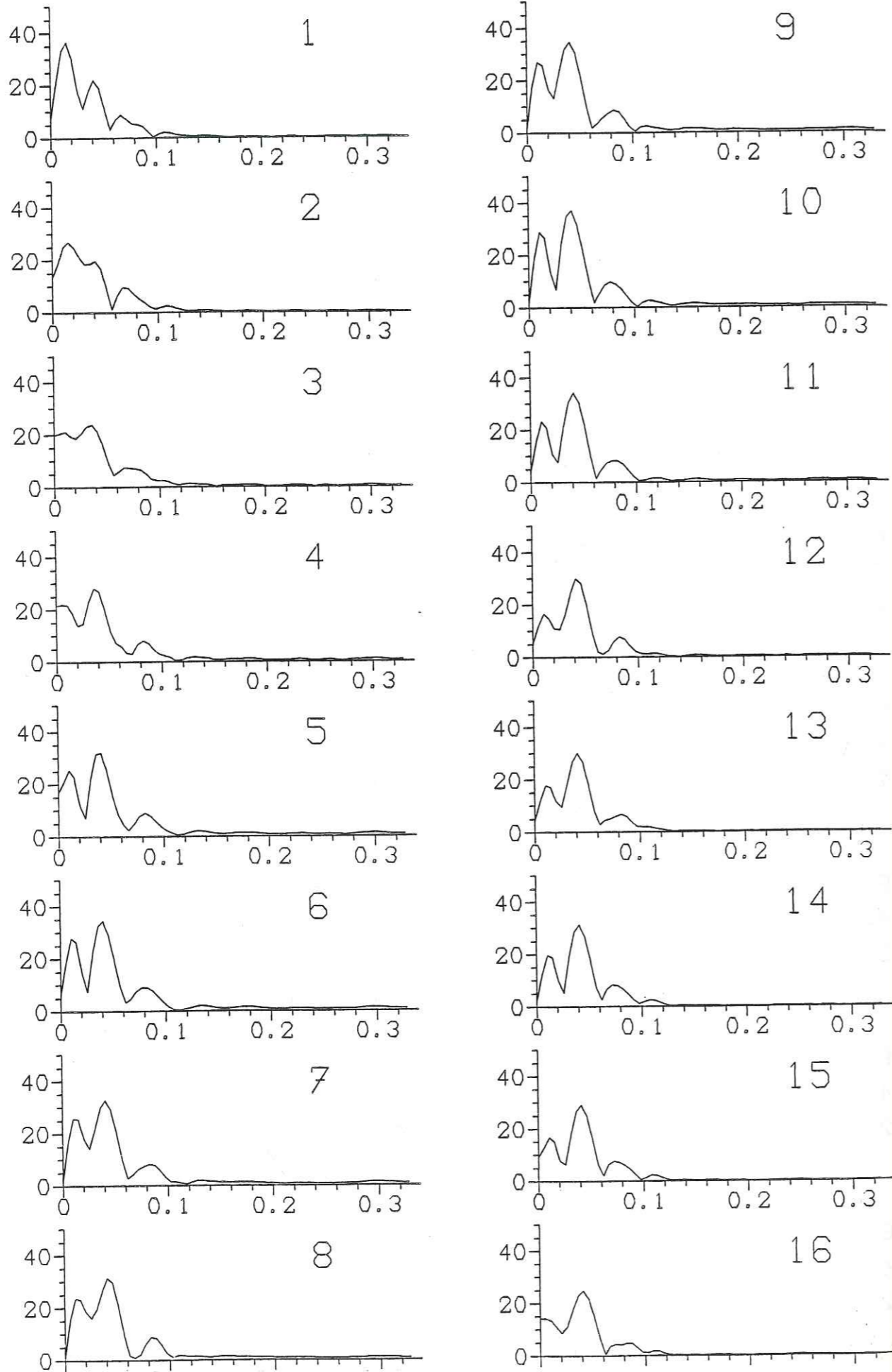


Figure III.20. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans le calcaire à 20 cm.

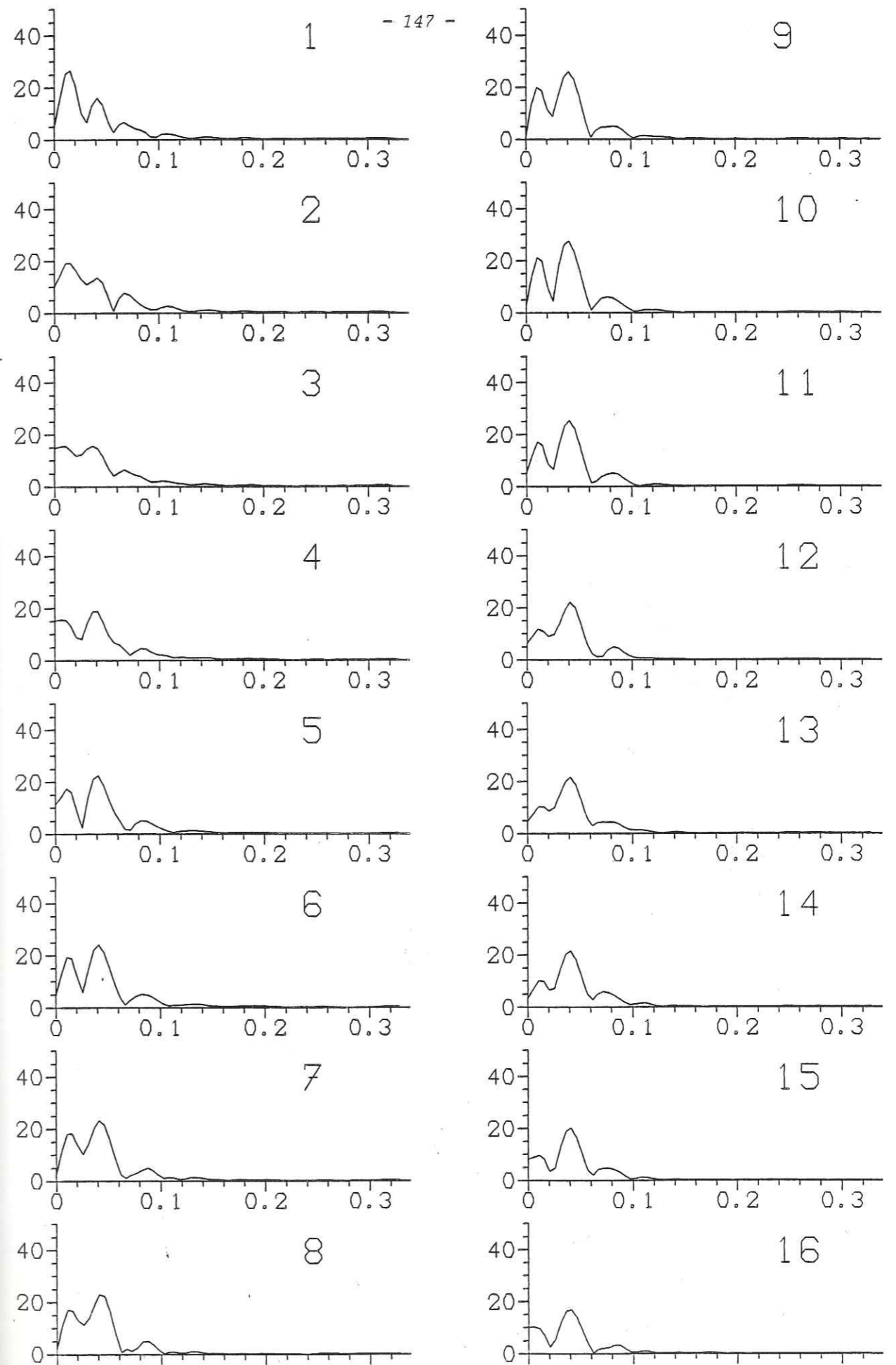


Figure III.21. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans l'argile à 20 cm.

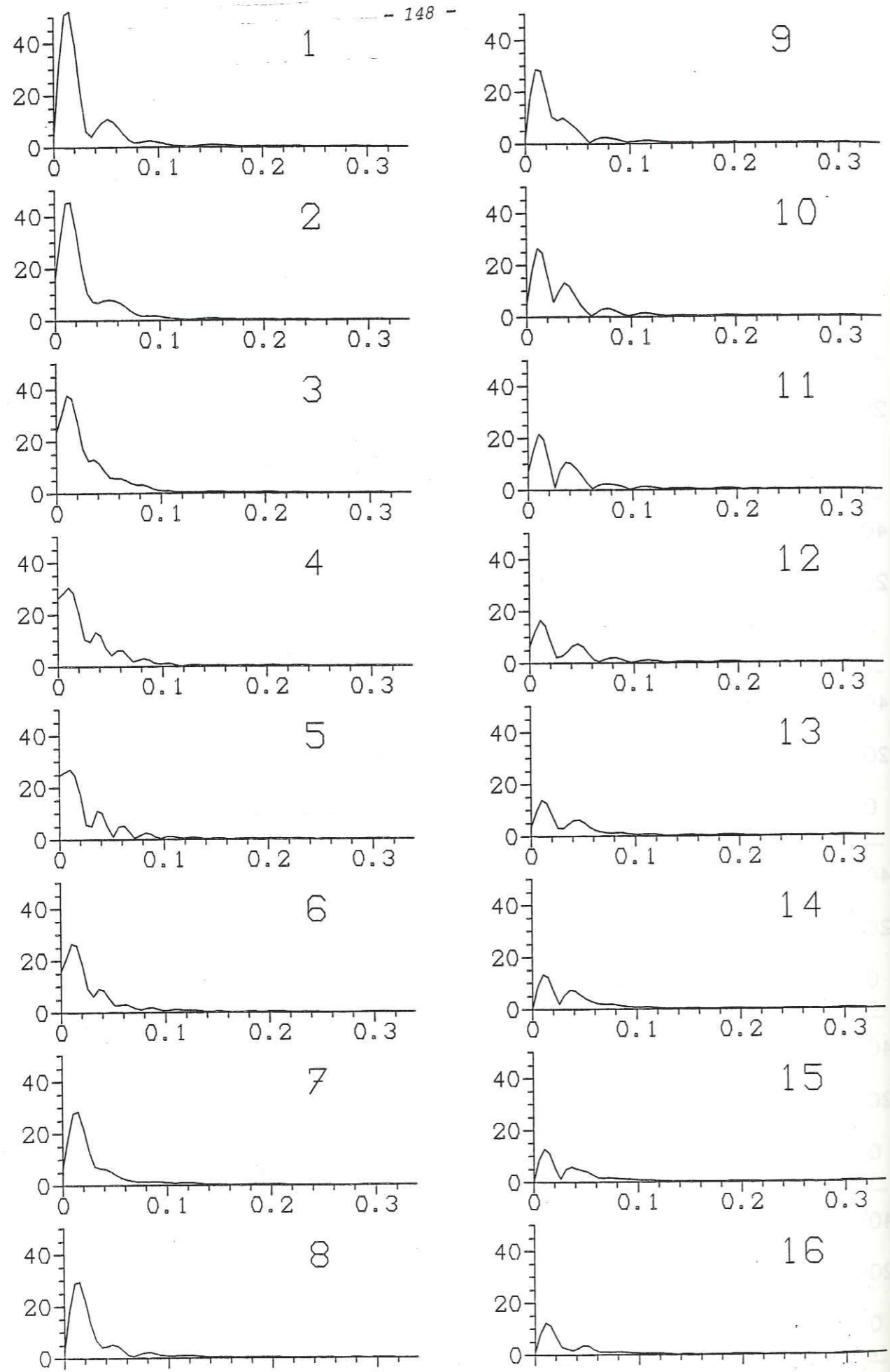


Figure III.22. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans le remblai à 20 cm.

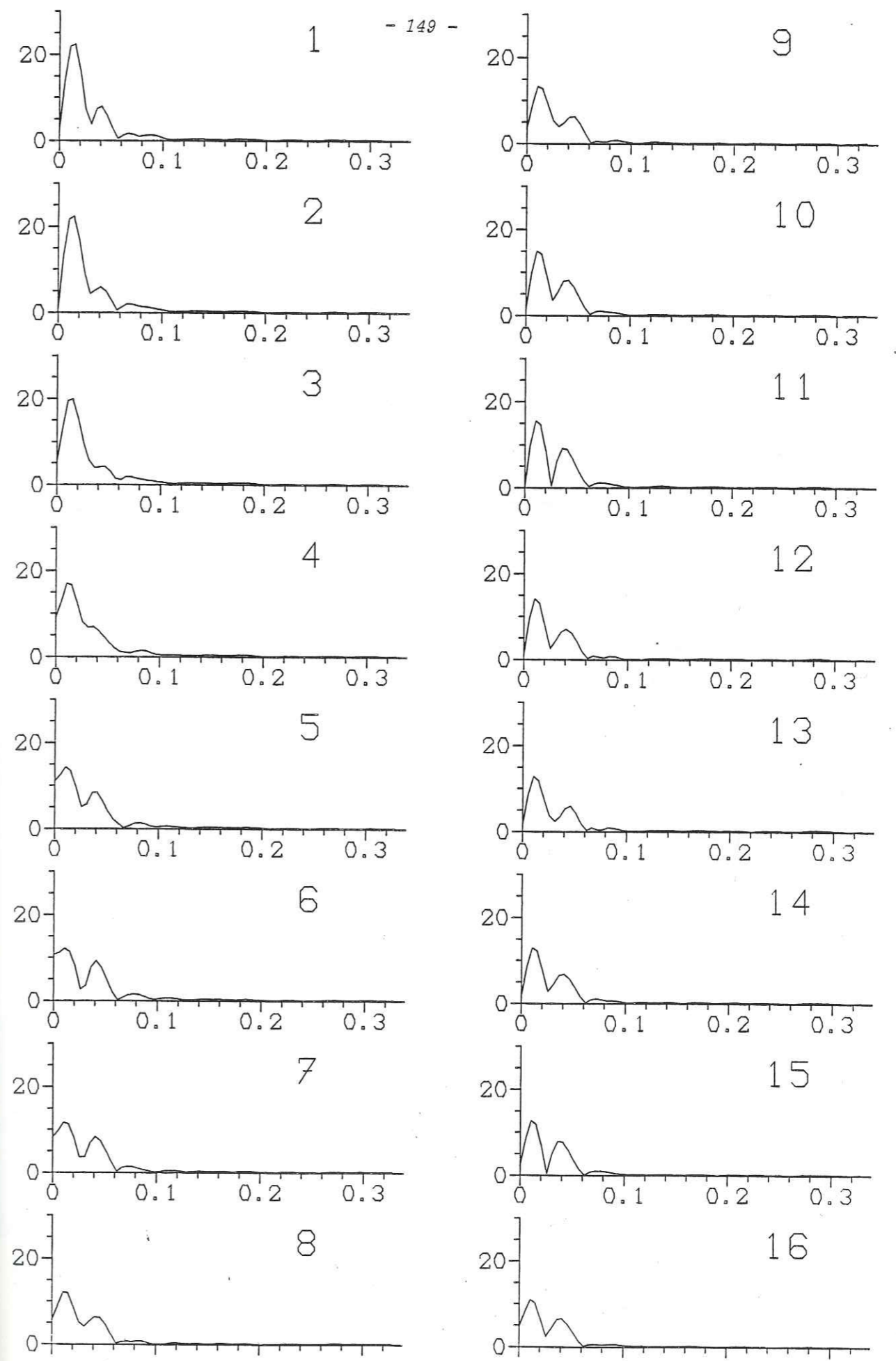


Figure III.23. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans le calcaire à 50 cm.

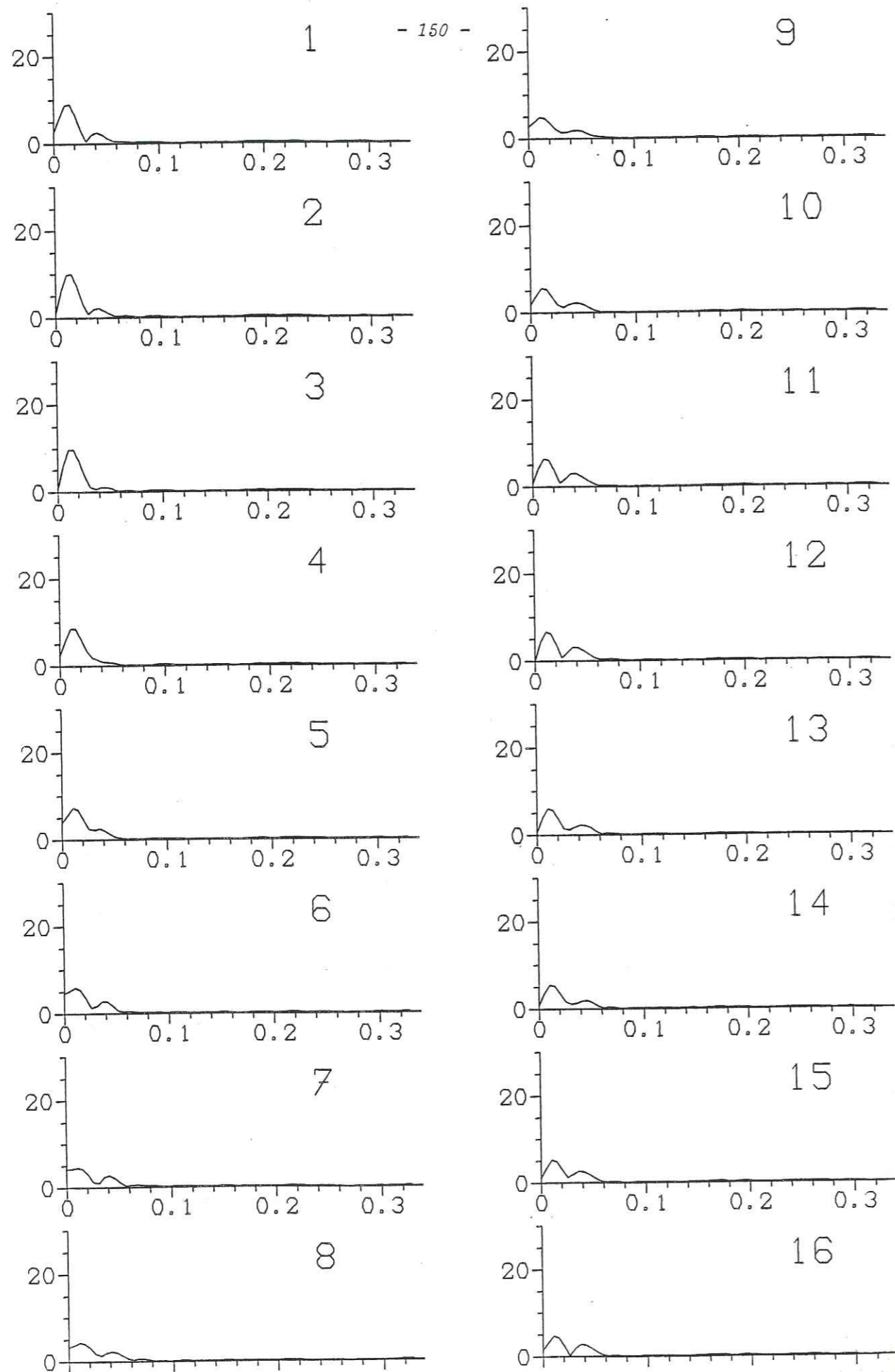


Figure III.24. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans l'argile à 50 cm.

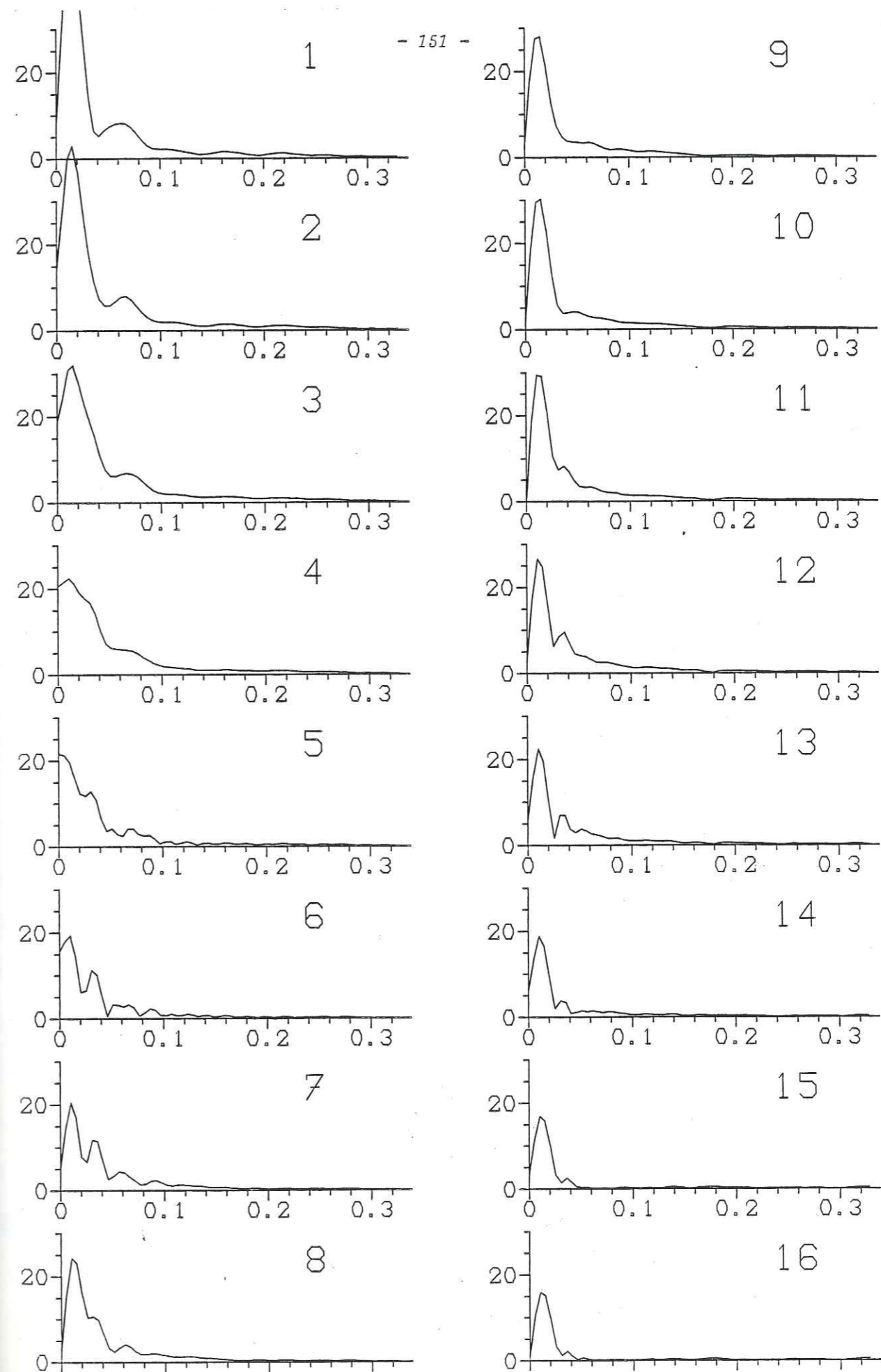


Figure III.25. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans le remblai à 50 cm.

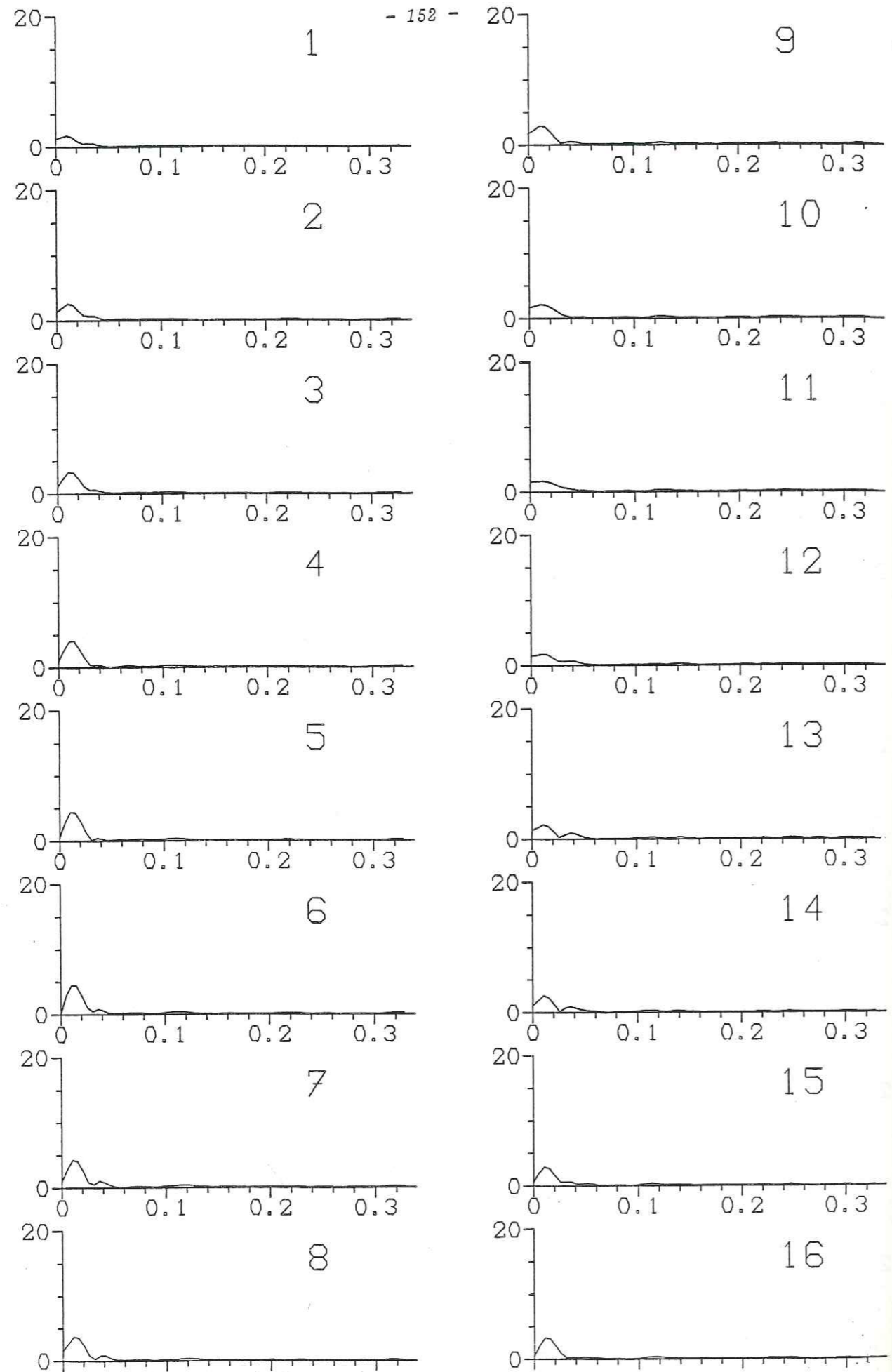


Figure III.26. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans le calcaire à 100 cm.

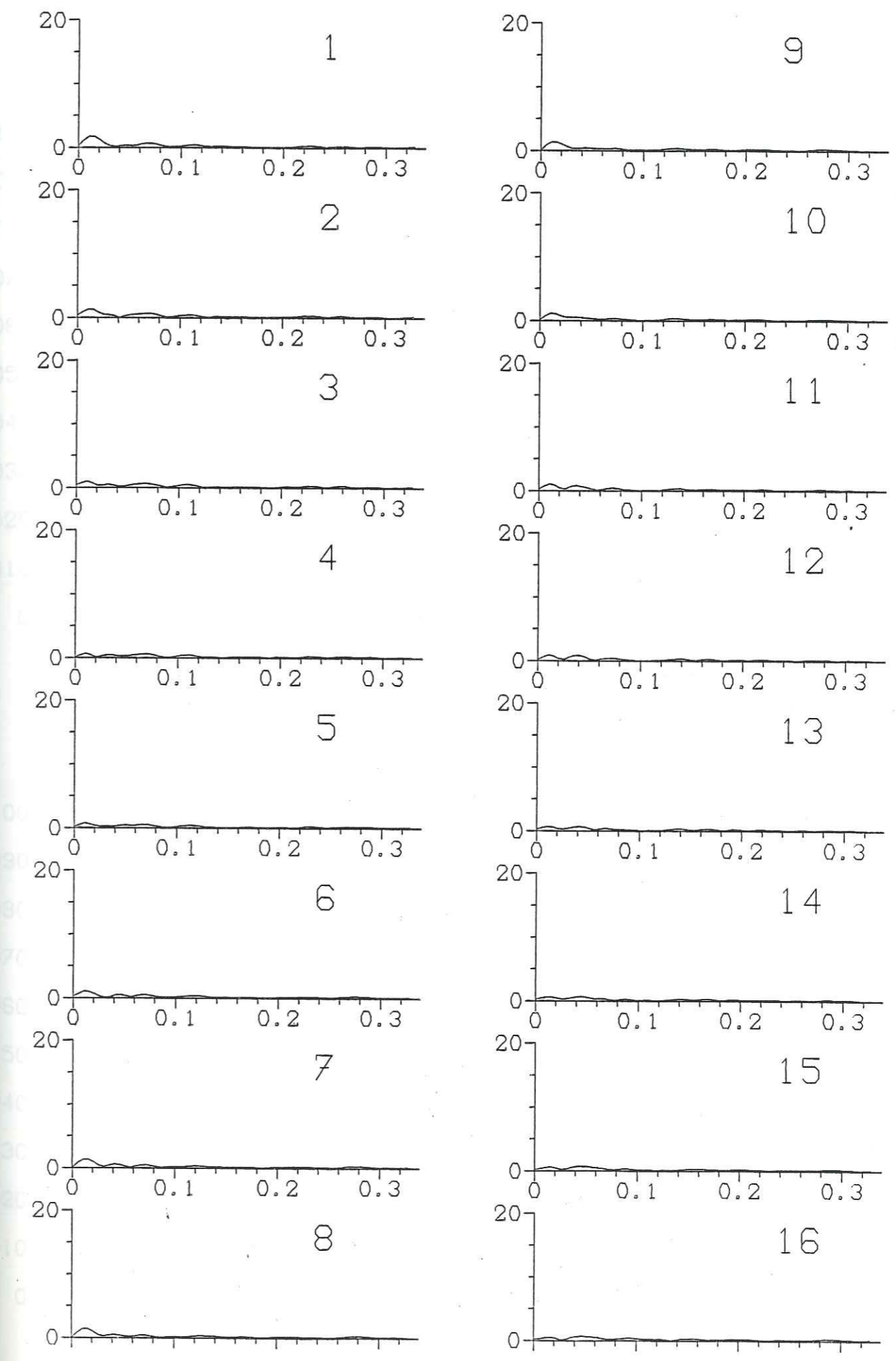


Figure III.27. - Spectres obtenus après application de la fenêtre mobile à l'enregistrement effectué dans l'argile à 100 cm.

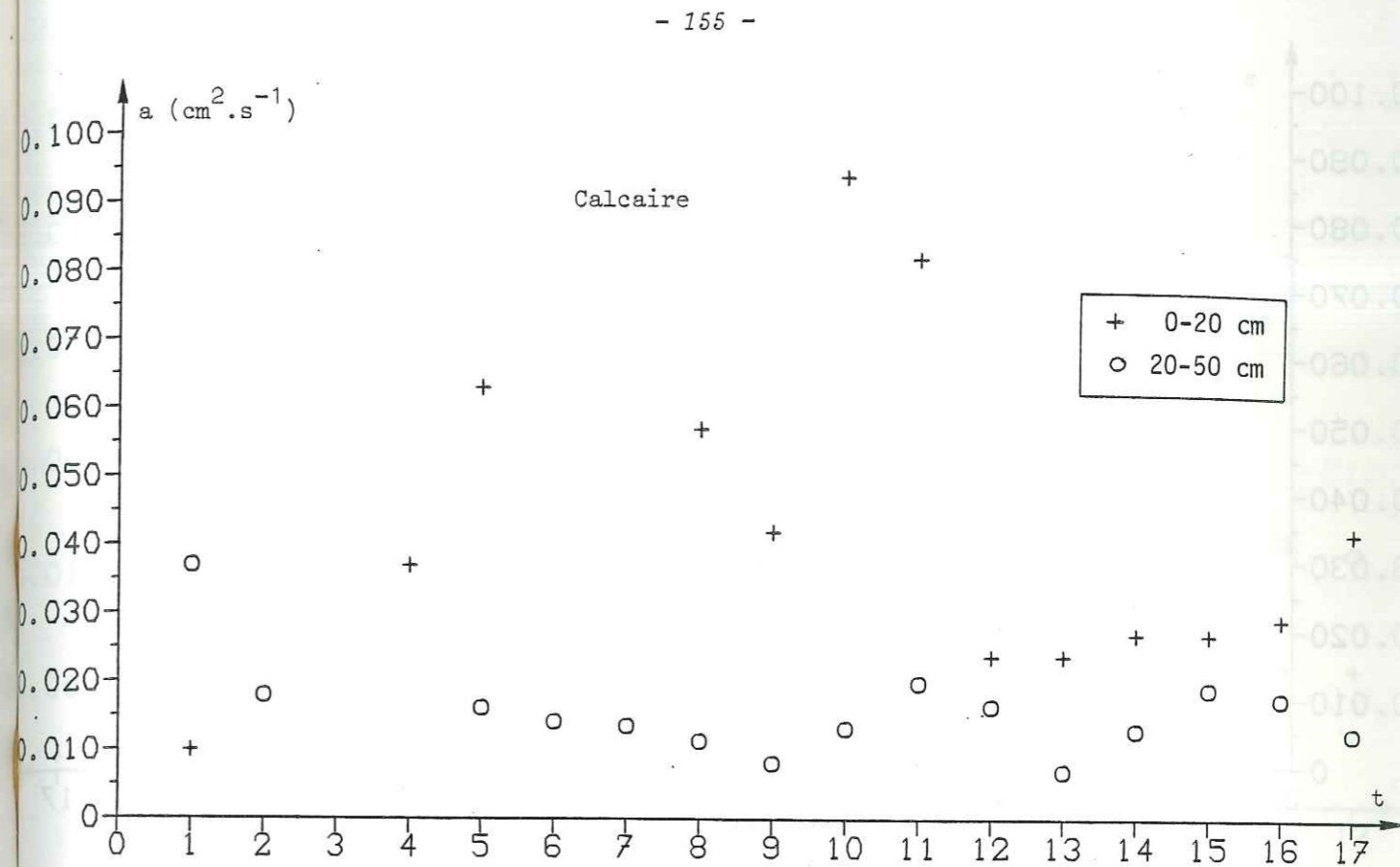
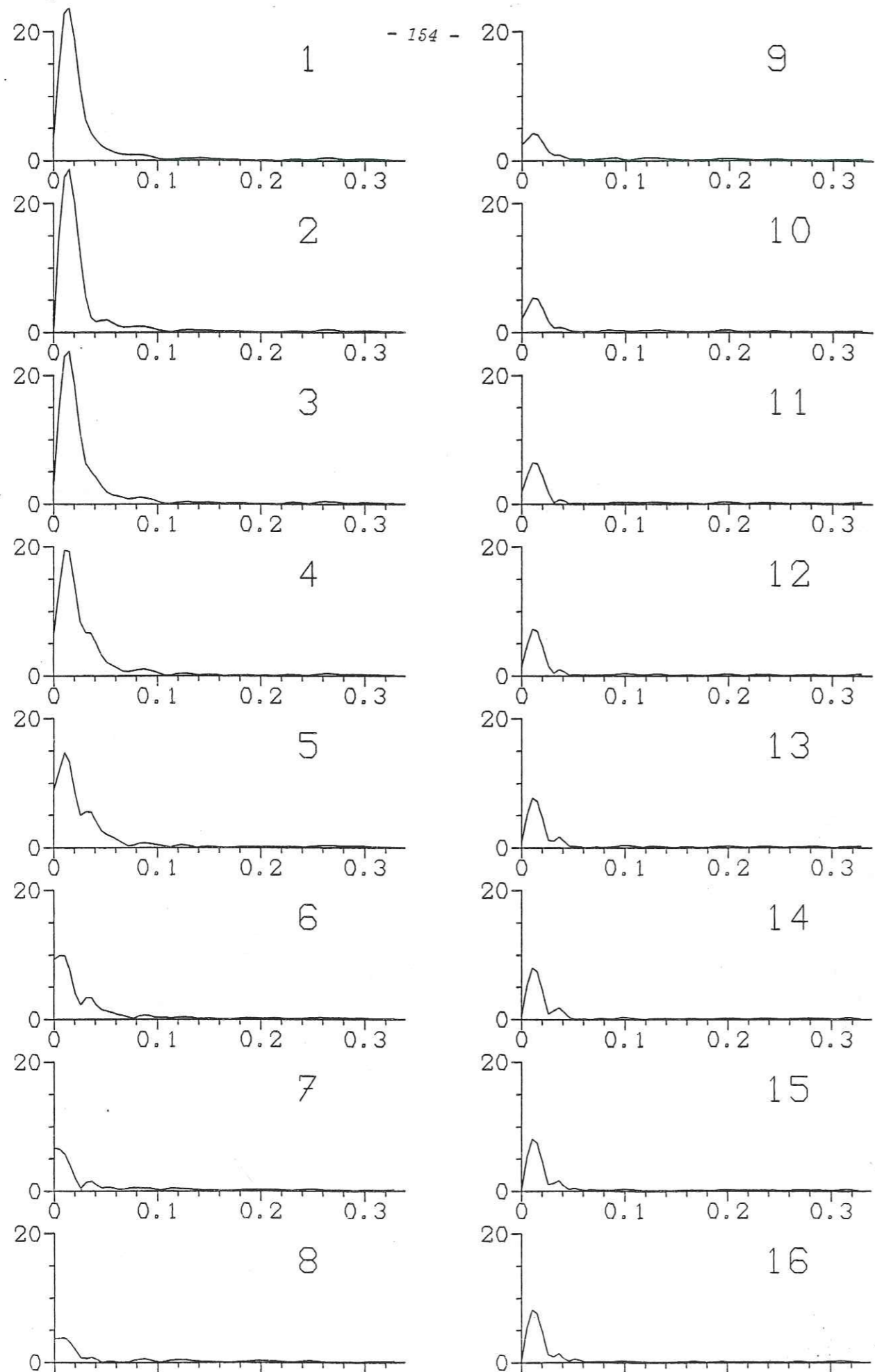


Figure III.29. - Valeurs de la diffusivité du calcaire obtenues par la méthode des amplitudes spectrales mobiles (T = 24 h).

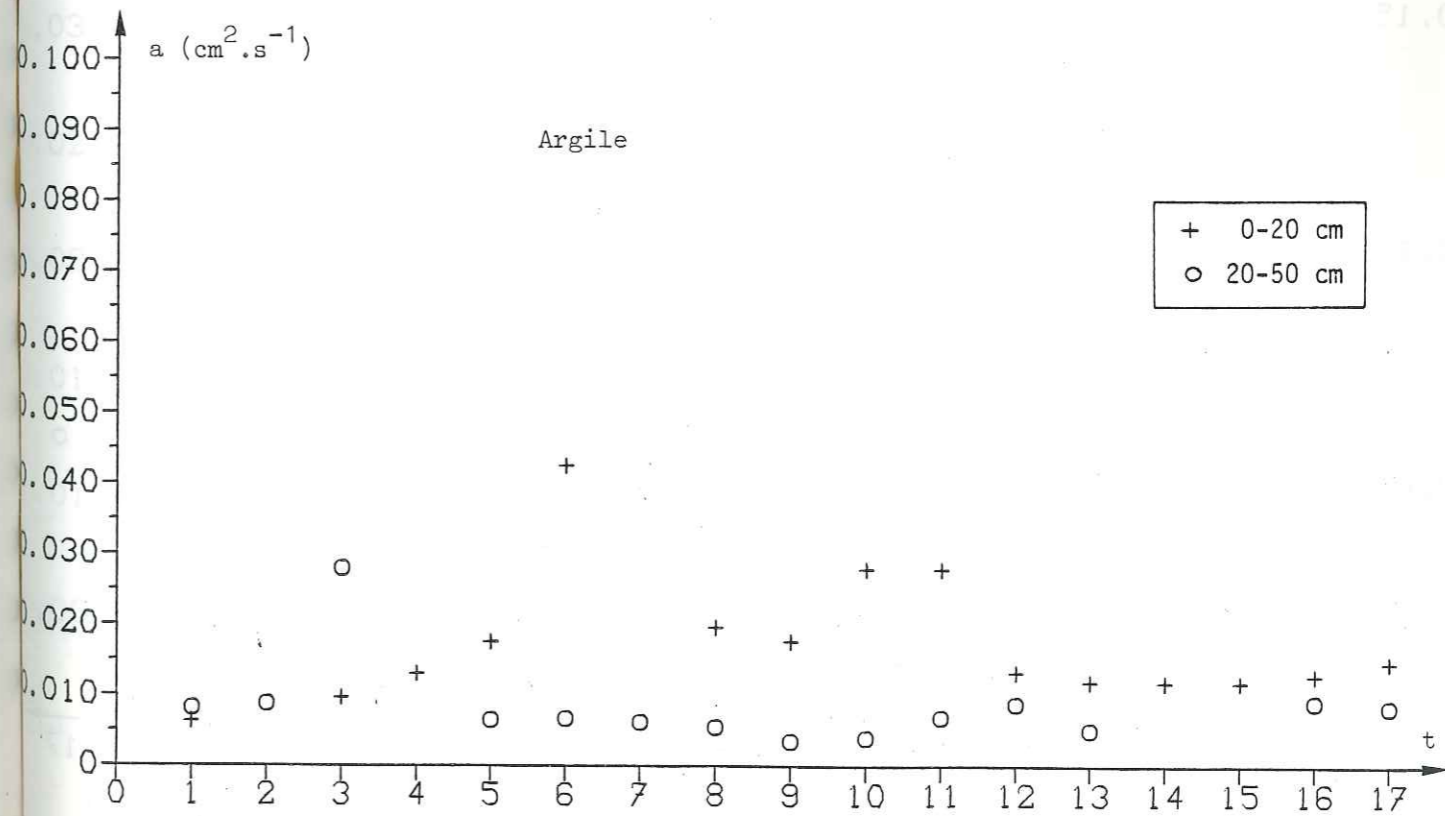


Figure III.30. - Valeurs de la diffusivité de l'argile obtenues par la méthode des amplitudes spectrales mobiles (T = 24 h).

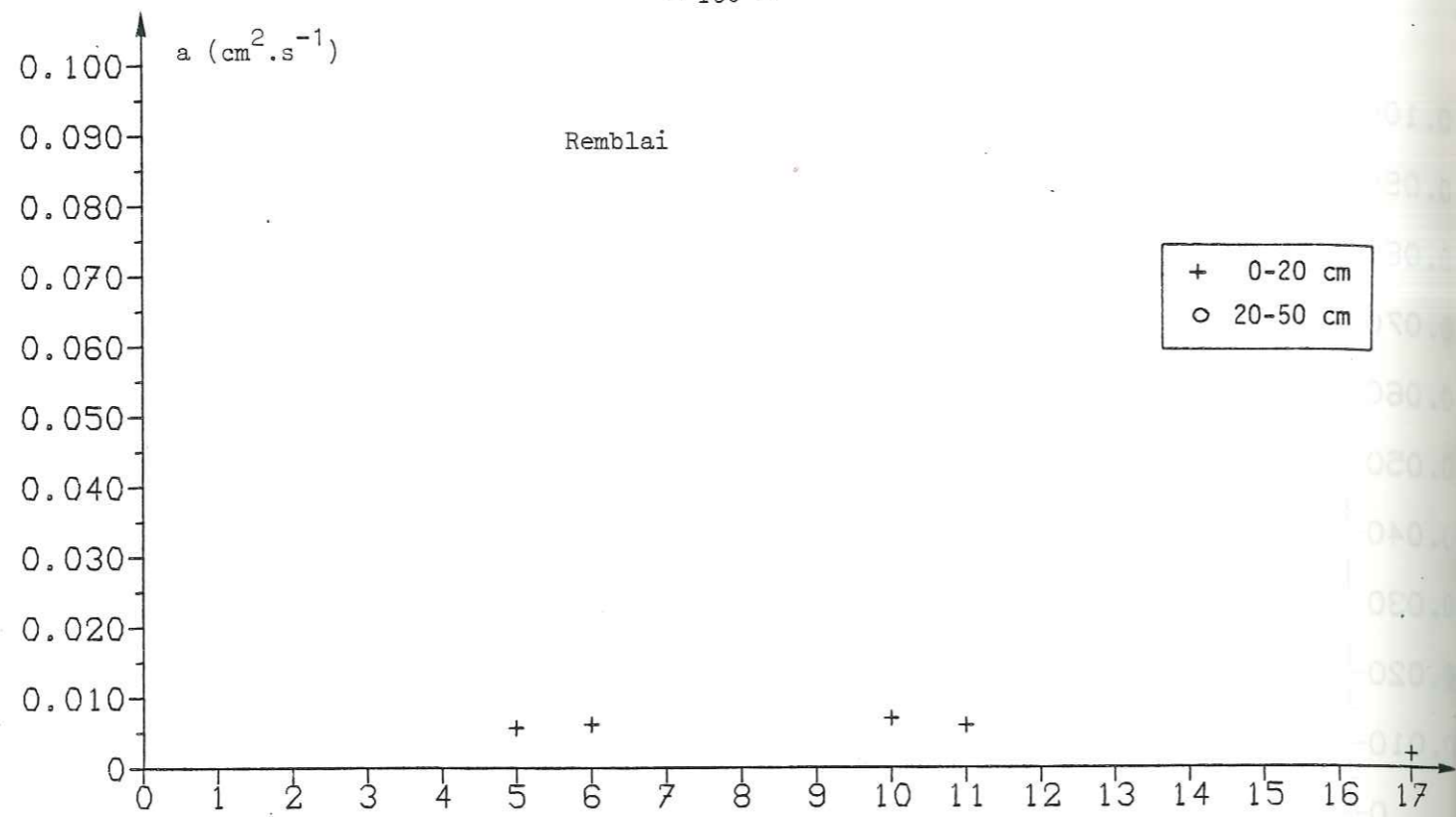


Figure III.31. - Valeurs de la diffusivité du remblai obtenues par la méthode des amplitudes spectrales mobiles (T = 24 h).

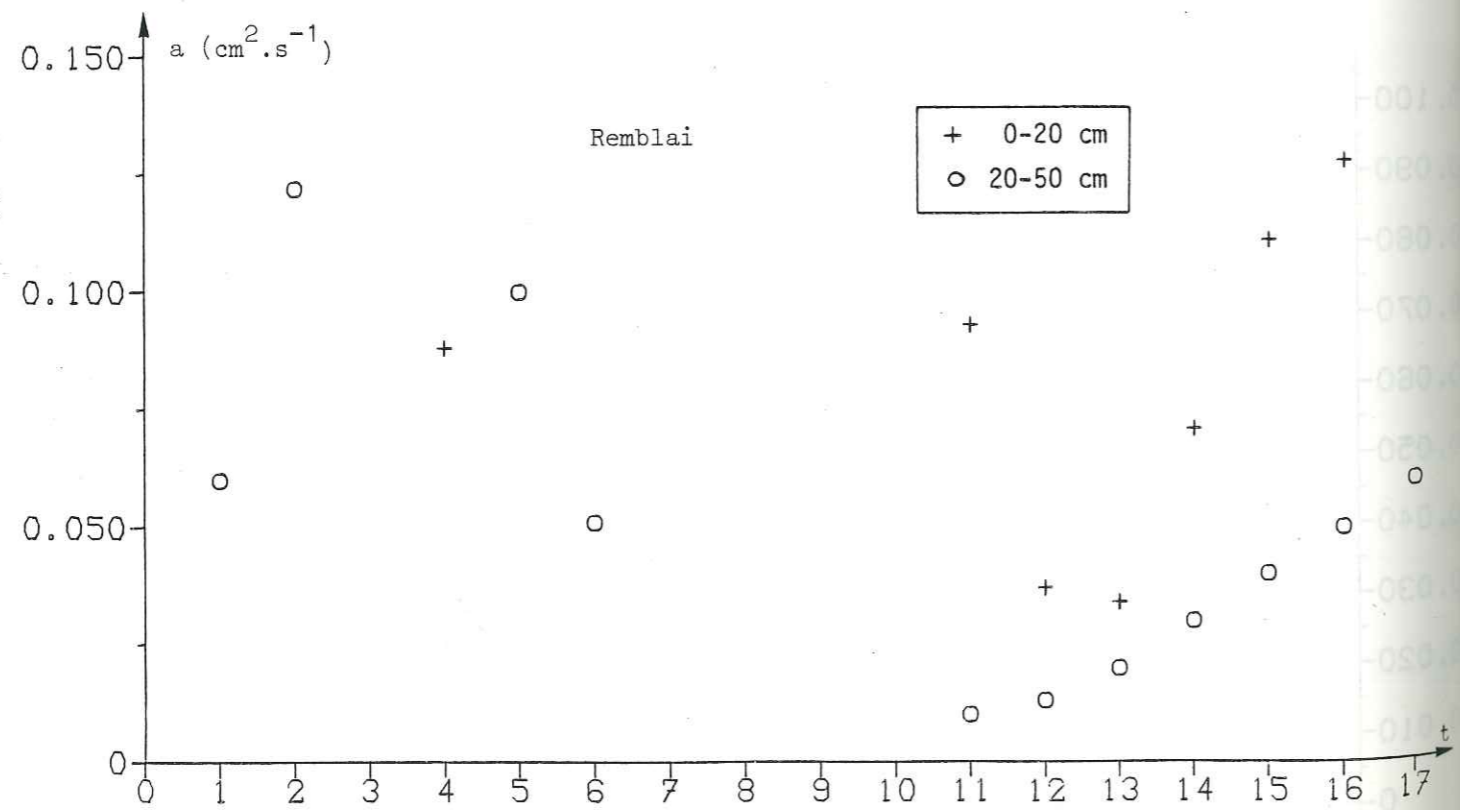


Figure III.32. - Valeurs de la diffusivité du remblai obtenues par la méthode des amplitudes spectrales mobiles (T = 96 h).

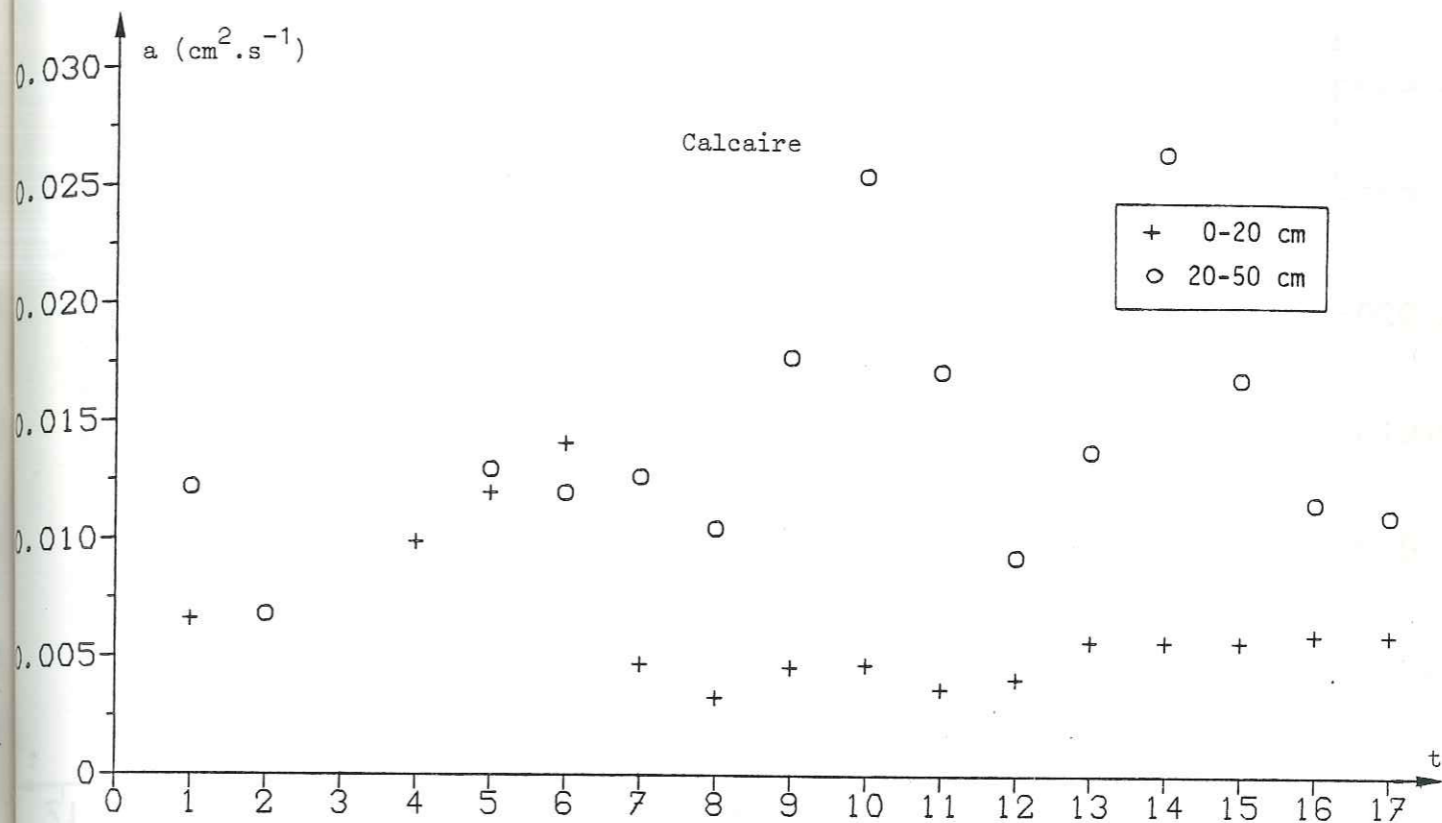


Figure III.33. - Valeurs de la diffusivité du calcaire obtenues par la méthode des phases spectrales mobiles (T = 24 h).

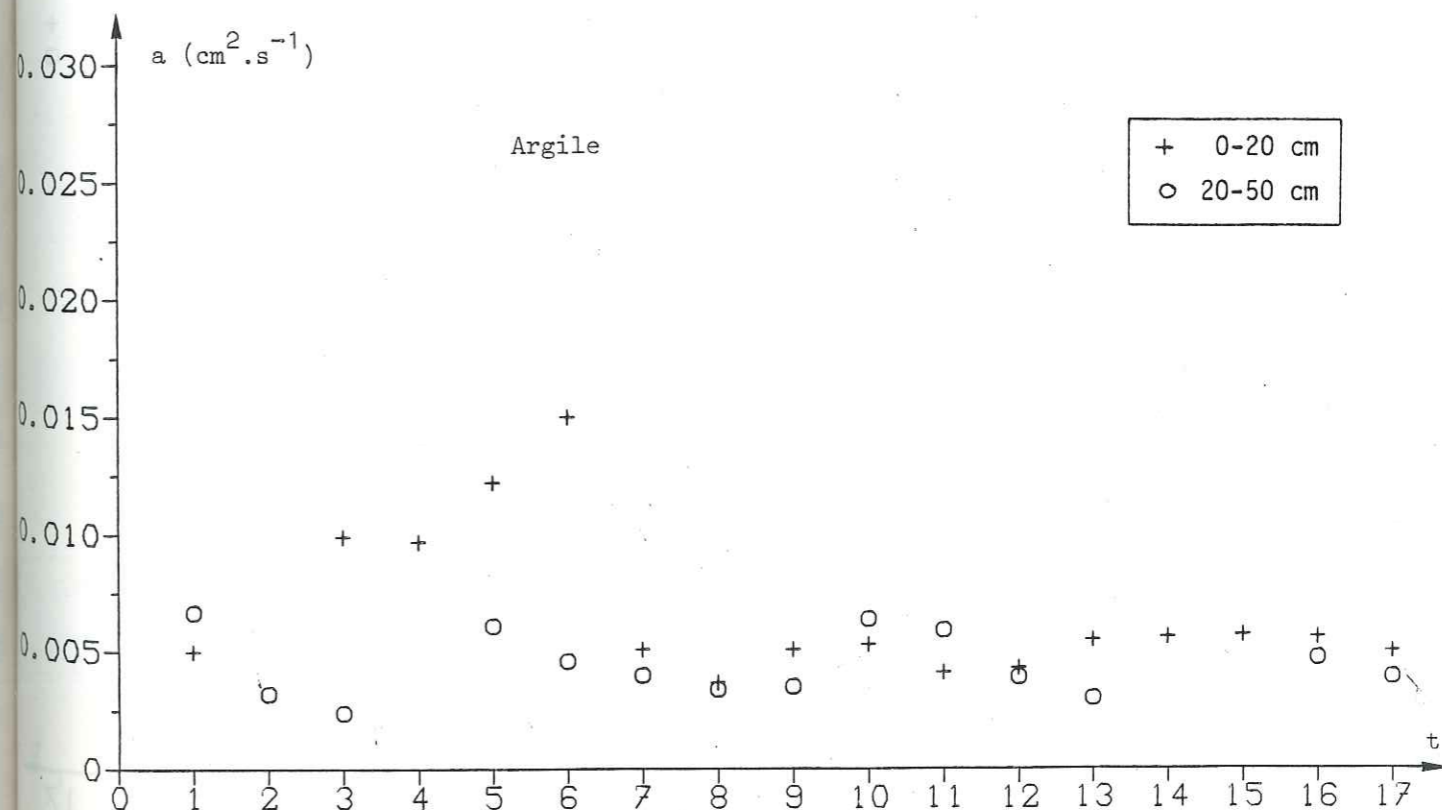


Figure III.34. - Valeurs de la diffusivité de l'argile obtenues par la méthode des phases spectrales mobiles (T = 24 h).

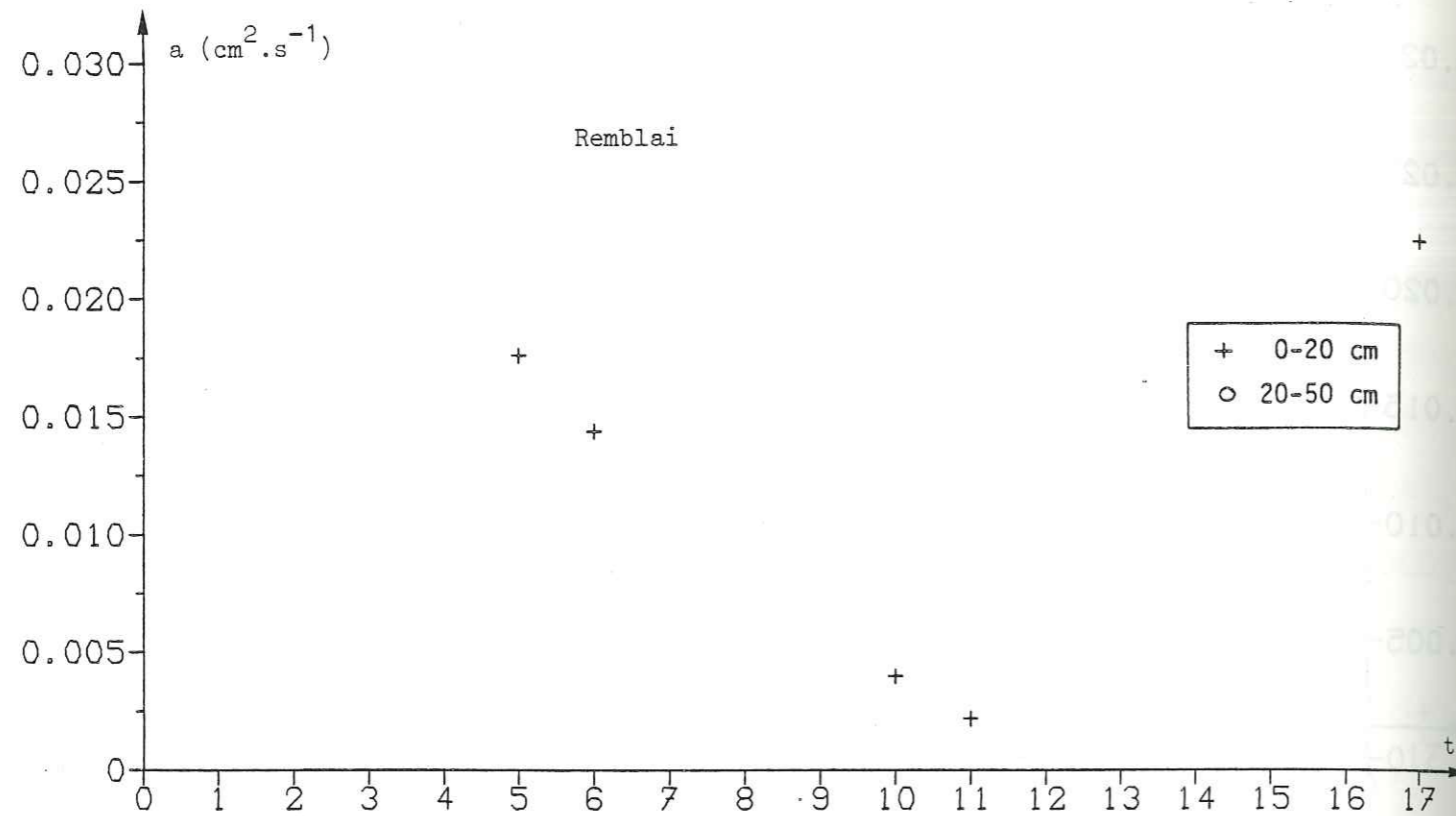


Figure III.35. - Valeurs de la diffusivité du remblai obtenues par la méthode des phases spectrales mobiles (T = 24 h).

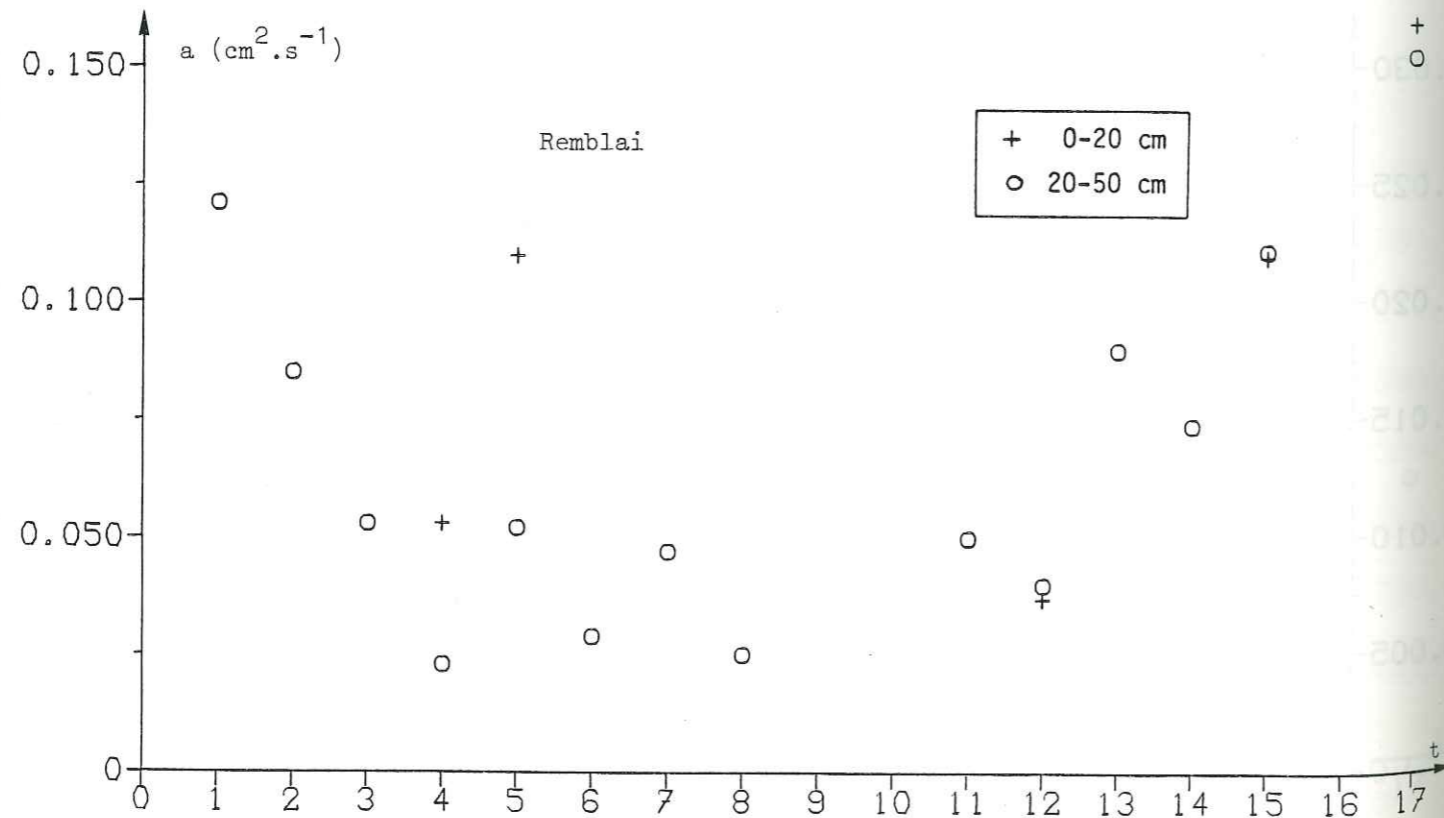


Figure III.36. - Valeurs de la diffusivité du remblai obtenues par la méthode des phases spectrales mobiles (T = 96 h).

III.1.7. Conclusion

Si nous pouvons juger significatives les valeurs de diffusivité obtenues pour l'argile et le calcaire, où l'on peut supposer que la majeure partie des transferts thermiques se font par conduction, il n'en va pas de même pour le remblai.

* En ce qui concerne les deux premiers matériaux, les résultats obtenus par les différentes méthodes, malgré quelques divagations, nous font proposer comme valeurs finales de leur diffusivité thermique:

$$0,0025 \leq a \leq 0,0075 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{pour l'argile ;}$$

$$0,0075 \leq a \leq 0,0175 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{pour le calcaire .}$$

Ces valeurs se tiennent en dessous de la limite fixée au paragraphe III.1.2.

* En ce qui concerne le remblai, nous pouvons nous demander si les valeurs de diffusivité, calculées dans l'hypothèse de transferts par conduction, ont une signification physique. Nous pensons que la réponse peut être affirmative dans le cas où l'air interstitiel y reste immobile, c'est-à-dire lorsqu'il n'y a pas de vent. Alors, les méthodes précédentes donnent :

$$0,010 \leq a \leq 0,0050 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

Sachant que le remblai est constitué d'air et de calcaire et que la diffusivité de l'air est nettement inférieure à celle du calcaire, il est étonnant de trouver des valeurs de diffusivité du remblai supérieures à celles du calcaire. Cette remarque et le fait que ces valeurs aient été calculées à partir des amplitudes et phases d'une onde de période (96 heures) autre que 24 heures et 192 heures, laissent penser qu'il ne faut leur attribuer que peu de crédit, et qu'en fait il y a toujours eu un certain déplacement d'air dans le remblai pendant la durée de l'enregistrement.

Pour assurer la fiabilité des données transmises par ces câbles enterrés, on peut se demander si la durée de ces enregistrements (7 jours) est assez longue pour donner suffisamment d'informations et des résultats valables tout au long du cycle annuel.

Les valeurs de la diffusivité obtenues pour le calcaire et l'argile comparées à celle prise comme valeur limite au paragraphe III.1.2 laissent penser, avec une quasi-certitude, que le câble ne subira pas, dans ces matériaux et dans l'hypothèse de transferts thermiques par conduction, de variations de température interdites. Les événements météorologiques susceptibles d'engendrer des transferts thermiques autres que conductifs (brouillard givrant, vent, précipitations) et présents dans les enregistrements ne semblent modifier, de façon importante, ni la diffusivité (figures III.29, III.30, III.33, III.34) ni les variations thermiques temporelles (figures III.4, III.4, III.7, III.9) du calcaire et de l'argile. Un type d'événement qui n'a pas été rencontré mais qui se produira au moins une fois par cycle annuel est la fonte du manteau neigeux.

L'examen des données de la figure I.14 (Col de Porte, hiver 68-69, où ce type d'épisode est présent et n'engendre pas de variations supérieures à $1^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$) laisse penser que cet événement ne posera pas de problème.

Si les diffusivités trouvées pour le calcaire et l'argile semblent assurer l'isolation requise à 50 cm, il n'en va pas de même pour le remblai. Le problème qu'il pose vient de sa très grande perméabilité à l'air, et par conséquent à l'eau. Sa nature laisse prévoir qu'à la fonte des neiges, alors qu'il est isolé de l'atmosphère par le manteau neigeux, les eaux de fonte vont ruisseler dans les interstices et arriveront sur le câble à une température voisine de 0°C .

La protection thermique du câble passe donc obligatoirement par l'élimination, ou du moins une très forte diminution de la perméabilité du remblai.

Pour cela, on peut envisager :

* d'éliminer les circulations d'air et d'eau en recouvrant la surface de contact remblai-atmosphère de feuilles en matière plastique. Cette solution évidente est cependant peu envisageable en raison de la fragilité de tels matériaux et des problèmes de maintenance qui en résultent ;

* de diminuer la perméabilité du remblai en modifiant sa nature :

- diminuer sa granulométrie ;

- remblayer avec de l'argile corroyée ou de la mousse de ciment.

Etant donné le contexte géologique (plateau calcaire avec des phénomènes d'érosion karstique), il sera également nécessaire de s'assurer que le parcours du câble dans le calcaire ne rencontrera pas de fissures ouvertes où pourraient se produire d'importantes circulations d'air et/ou d'eau.

III.2. Détection de circulations d'eau souterraines dans le proche sous-sol des versants (prospection thermométrique)

III.2.1. Principe

Le principe de cette application est de détecter une circulation d'eau en repérant l'anomalie thermique qu'elle provoque dans le proche sous-sol.

Cette méthode est susceptible de mettre en évidence, au moyen d'un matériel simple et peu coûteux, des circulations auxquelles les méthodes généralement utilisées (traîné électrique, sismique réfraction) ne sont pas sensibles. Cependant, elle n'est pas, sauf quelques exceptions, employée dans le domaine professionnel.

Pour définir théoriquement ce problème, nous avons eu recours à un modèle simplifié, où les variations temporelles n'entrent pas en jeu et où les transferts thermiques se font uniquement par conduction.

Considérons un milieu semi-infini, isotrope et homogène, de température θ_0 en surface et en tout lieu supposé hors de l'influence thermique de la circulation étudiée (figure III.37). A une profondeur h se trouve un chenal de diamètre $d \ll h$; ce chenal est assimilé à une conduite souterraine, de débit suffisant pour conserver une température constante θ_1 sur toute sa section. La distribution de la température dans le plan xOz est donnée par R. MOREAU (1976) :

$$\theta(x,z) = \frac{\theta_1 - \theta_0}{2 \log(4h/d)} \log \frac{x^2 + (h+z)^2}{x^2 + (h-z)^2} \quad (1)$$

Les isothermes sont des cercles dont les centres se déplacent sur l'axe Oz à partir du centre du chenal pour $\theta = \theta_1$ jusqu'à l'infini pour $\theta = \theta_0$.

Cette solution s'applique dans le cas où, en l'absence du chenal, la température serait θ_0 en tout point du proche sous-sol. Cette condition n'est jamais vérifiée dans la nature où s'ajoutent les flux géothermique et atmosphérique, le premier étant constant et le second une fonction de la profondeur et du temps. Dans ce cas, la solution peut être cherchée analytiquement ou numériquement (éléments et/ou différences finies). Cependant, étant donné l'aspect des mesures obtenues sur le terrain et les simplifications imposées pour parvenir à l'une de ces solutions, la mise en oeuvre de tels calculs ne nous a pas paru justifiée, et les résultats théoriques suivants sont donnés à titre indicatif.

La figure III.38 montre, pour $\theta_1 - \theta_0 = 10^\circ\text{C}$, l'anomalie thermique calculée par (1) à $z = 50$ cm de profondeur pour des chenaux de diamètre 50 et 100 cm situés à 5 et 10 m de profondeur. Dans de telles configurations, l'anomalie obtenue varie de 0,2 à 0,7°C.

Il ressort de (1) que, pour h , d et z constants, l'amplitude de l'anomalie est directement proportionnelle à $|\theta_1 - \theta_0|$.

L'aspect des courbes de la figure III.38 montre une chute importante de l'anomalie avec l'accroissement de la profondeur h du chenal.

Ces deux considérations suggèrent que cette méthode ne fournira des renseignements intéressants qu'appliquée à la détection de circulations d'eau peu profondes et en fort déséquilibre thermique avec le sol. De telles conditions sont généralement vérifiées par les circulations préférentielles dans les versants (D. KIMIAGALAM, 1976) dont nul n'ignore le rôle moteur dans les mouvements de terrain.

En admettant la validité de l'expression (1), il est possible de calculer la profondeur h et le diamètre d d'un chenal décelé sur un profil thermique mesuré à une profondeur z . Ce profil doit avoir l'allure, soit directement, soit après approximation, des courbes de la figure III.38.

Soit x_i l'abscisse du point d'inflexion de cette courbe. La

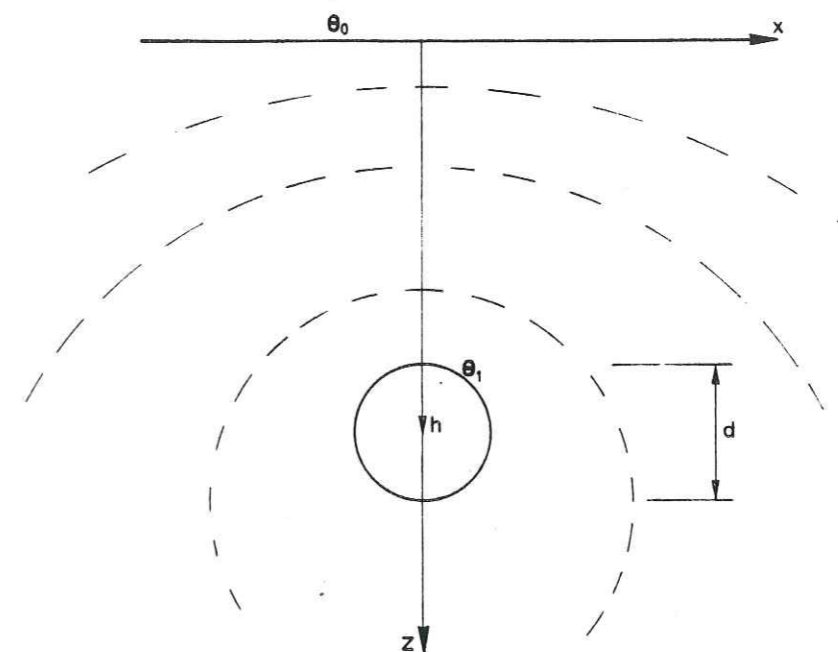


Figure III.37. - Modèle théorique de l'anomalie thermique créée par une circulation d'eau souterraine.

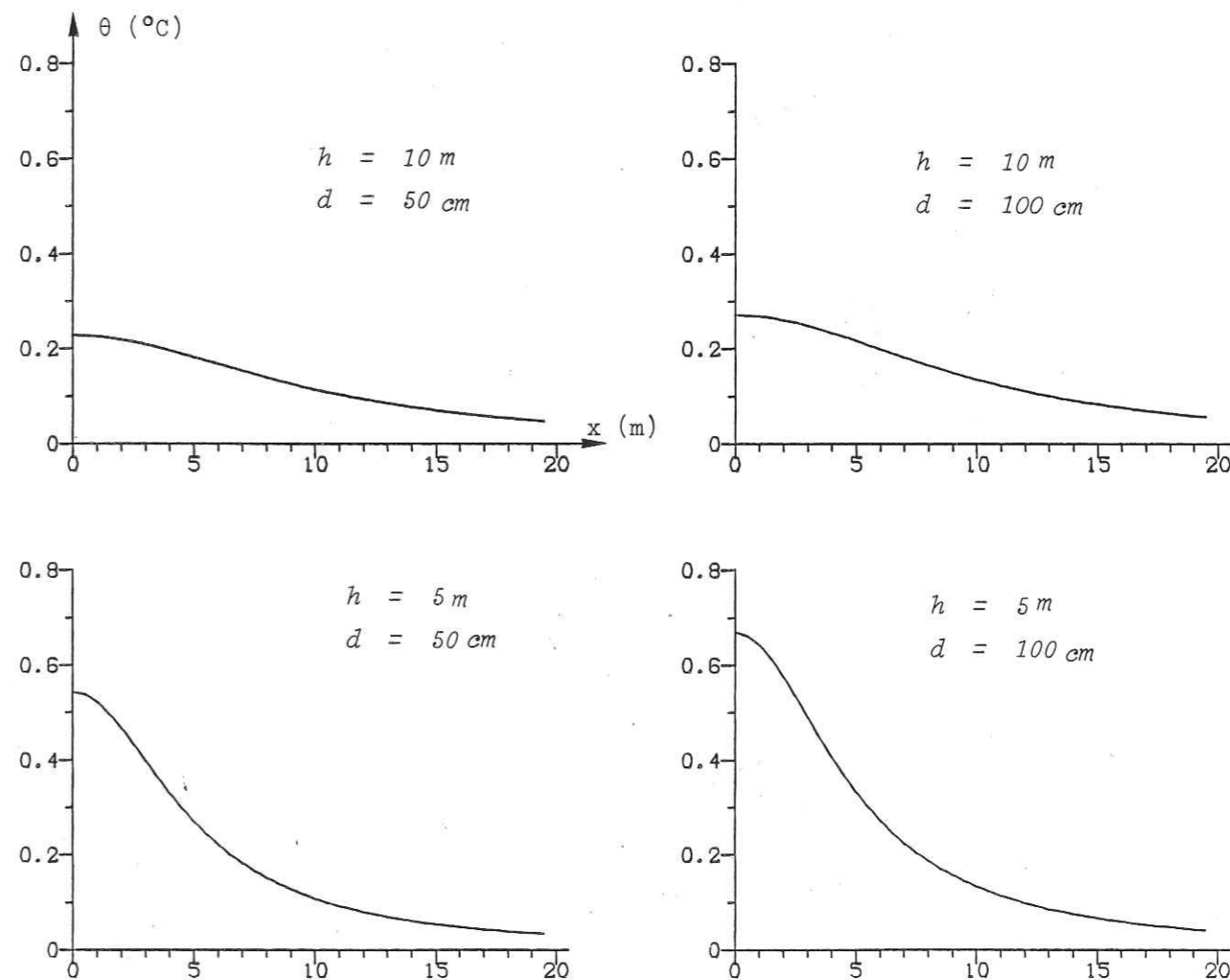


Figure III.38. - Anomalies thermiques créées par une circulation d'eau de profondeur h et de diamètre d pour $z = 50$ cm et $\theta_1 - \theta_0 = 10^\circ\text{C}$.

dérivée seconde de θ par rapport à x doit s'annuler pour $x = x_i$. Le calcul de $\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$ nous amène à :

$$3x_i^4 + 2x_i^2 (h^2 + z^2) - (h^2 - z^2)^2 = 0$$

Puisque $h \gg z$, on a :

$$h^4 - 2x_i^2 h^2 - 3x_i^4 = 0$$

d'où

$$h^2 = 3x_i^2 \tag{2}$$

A partir de (1) et (2), on trouve :

$$\frac{\theta_x = x_i}{\theta_x = 0} = \frac{3}{4} \tag{3}$$

La valeur de x_i est alors déduite de la courbe, c'est l'abscisse pour laquelle $\theta = 0,75 \theta_{(x=0)}$. La valeur de h est alors calculée à partir de (2). Si la valeur θ_1 de la température de l'eau du chenal est connue, soit par mesure à une émergence, soit par supposition, le diamètre d du chenal est alors déduit de (1) :

$$d = 4h / e^{\theta_1 \text{Log}((h+z)/(h-z)) / \theta_x = 0}$$

III.2.2. Acquisition des données

III.2.2.1. Dispositif de mesure

Les données étudiées sont des valeurs de la température du

sol relevées à divers endroits à la même profondeur et à un instant t donné ou pendant un intervalle de temps suffisamment bref par rapport aux variations temporelles à la profondeur de mesure pour que les mesures puissent être considérées comme simultanées.

La profondeur de mesure a été fixée à 50 cm, valeur suffisamment grande pour que l'on soit à l'abri pendant le temps de mesure des variations diverses d'une part, mais aussi suffisamment faible pour que la réalisation de l'opération soit aisée : un seul opérateur, muni d'une tarière à main et du matériel de mesure, est nécessaire pour la mener à bien. Les points de mesure sont alignés sur des profils. La direction de ceux-ci est choisie perpendiculairement à la direction des écoulements souterrains si on la connaît déjà, sinon perpendiculairement à la ligne de plus grande pente.

Les trous de mesure sont forés à la tarière à main, du plus petit diamètre supérieur au diamètre du capteur thermique. La mesure ne doit pas être effectuée immédiatement après la foration, faute de quoi elle sera polluée par l'échauffement produit par le travail de la tarière et les échanges thermiques entre celle-ci, métallique et initialement à la température de l'air, et les parois du trou. Pour laisser se stabiliser la température du trou, on le comble avec une tige cylindrique en matériau peu conducteur (bois,...) ou directement avec un capteur thermique si on en dispose en nombre suffisant. Nous avons constaté empiriquement dans ce cas que la stabilisation s'obtient en général en un temps inférieur à une heure.

Les mesures peuvent alors être effectuées.

III.2.2.2. Matériel de mesure

Le matériel de mesure est constitué de :

- un capteur thermique,
- un appareil de lecture.

A. Capteur thermique

Parmi les différents types de capteurs thermiques que l'on trouve dans le commerce (thermistances, thermistors, résistances à fil de platine,...) nous avons choisi les capteurs "Analog Devices" modèle AD 590 JH. Ce capteur est un circuit intégré qui, alimenté par une tension continue comprise entre 4 V et 30 V, produit un courant qui est une fonction linéaire de sa température. L'intérêt de ce capteur réside dans la linéarité de la relation intensité/température ($1 \mu A \cdot ^\circ C^{-1}$) alors que cette relation est, par exemple, exponentielle pour les thermistors et thermistances. L'impédance de sortie est supérieure à $10 M \Omega$ et la consommation très faible ($1.5 mW$ à $5 V$ à $25^\circ C$). Le prix d'un capteur est d'environ 30 F. Ces capteurs ont été montés au bout d'un tube PVC où ils sont noyés dans une résine de type Araldite (figure III.39).

B. Appareil de lecture

L'appareil de lecture choisi est l'indicateur numérique de température TM 150 X de "Texmate Inc.", qui est conçu pour fonctionner avec, entre autres, les capteurs AD 590. Cet appareil est muni de deux potentiomètres de calibration permettant d'étalonner le capteur de référence aux deux points extrêmes de la gamme choisie (0 et $20^\circ C$ dans notre cas) sur laquelle la précision sera maximale ($0,005^\circ C$). La consommation est de $15 mA$, l'alimentation de $4.5 V$ continu, le prix d'environ 800 F.

Chaque capteur est ensuite étalonné avec un thermomètre à mer-

cure dans un bain d'eau à différentes températures, puis l'équation de sa droite de régression linéaire est ensuite calculée par moindres carrés (figure III.40).

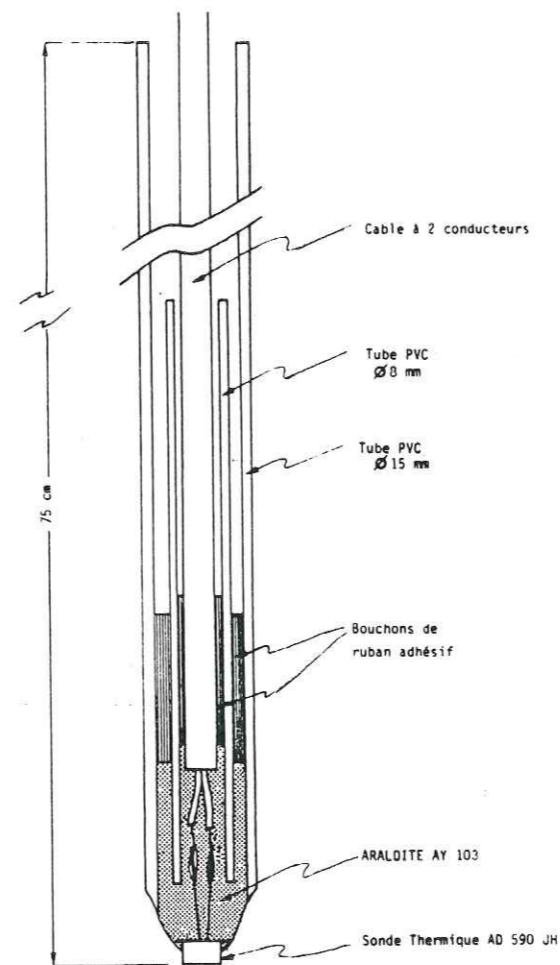


Figure III.39. - Montage des capteurs.

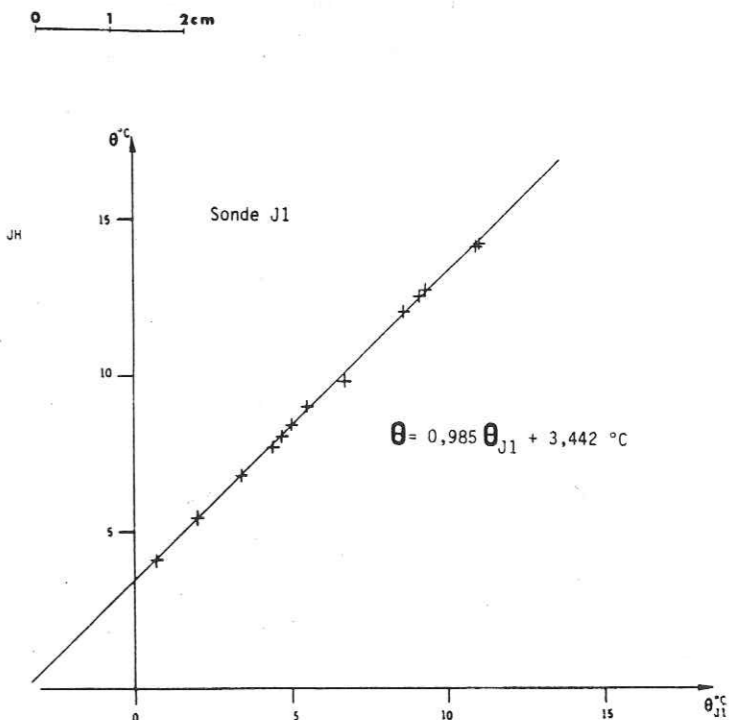


Figure III.40 - Exemple de courbe d'étalonnage d'un capteur.

III.2.3. Exemples de mesures thermométriques

Ce paragraphe expose quatre exemples de mesures thermométriques effectuées dans le but de déceler des circulations d'eaux souterraines, les deux premiers ayant surtout servi à éprouver la méthode.

III.2.3.1. Exemple 1

Il se situe sur la commune de Montbonnot (Isère) à environ 500 mètres au SE de la R.N. 90. Les mesures ont été effectuées sur une surface herbeuse inclinée d'environ 20° vers le SE. La nature des 50 premiers centimètres du sol y est argileuse, résultant vraisemblablement de l'altération des marnes jurassiques sous-jacentes (COUTURIER, 1974). Cinquante mètres à l'amont se trouve une vaste prairie presque horizontale anciennement cultivée. Ce site a été choisi en raison d'une émergence apparue dans la pente. Après déblaiement jusqu'à une profondeur de 75 cm environ, la cause de cette source se révéla être l'oblitération d'une "clapisse" , (clapisse : drain aménagé par les anciens agriculteurs et constitué de blocs rocheux ou de tuiles). Des points de mesure furent donc implantés à l'amont de l'émergence afin d'étudier l'anomalie thermique associée et des mesures faites aux mois de janvier, février et mars 1982. Les résultats en sont représentés sur la figure III.41, avec leur interprétation sous forme d'isothermes.

Au cours de la période de mesure, des fouilles firent apparaître à quelques mètres à l'aval de la source, une portion sèche de la clapisse dont la position a confirmé la direction de l'anomalie thermique.

Le débit de la source n'a pas sensiblement évolué au cours des mesures et a été estimé à environ $0,3 \text{ l.s}^{-1}$. Sa température ($11,6^\circ\text{C}$), est restée quasiment constante, et égale à celle d'une source plus importante située à la même altitude, une centaine de mètres au NE. Le débit de cette dernière n'évolue que très peu au cours de l'année. Le gisement des eaux de ces deux sources peut donc être supposé identique et non superficiel (COUTURIER, 1974).

Comme l'on pouvait s'y attendre après les constatations du paragraphe III.2.1, l'amplitude de l'anomalie thermique décroît quand l'époque de mesure fait se rapprocher la température de l'air de celle de l'eau de la source.

L'allure de l'anomalie laisse d'autre part penser que la profondeur de la clapisse croît vers l'Ouest (amont).

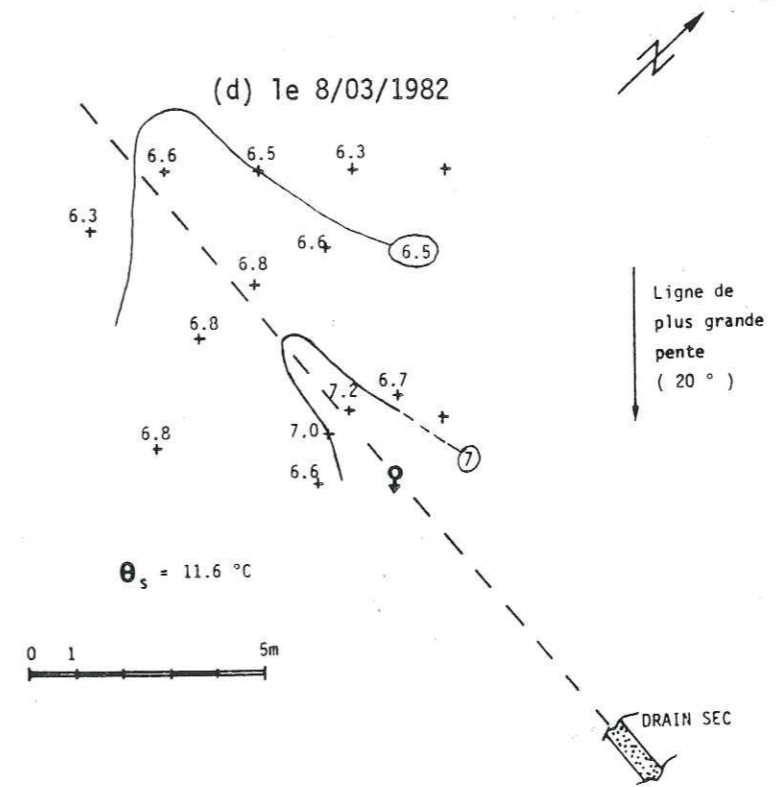
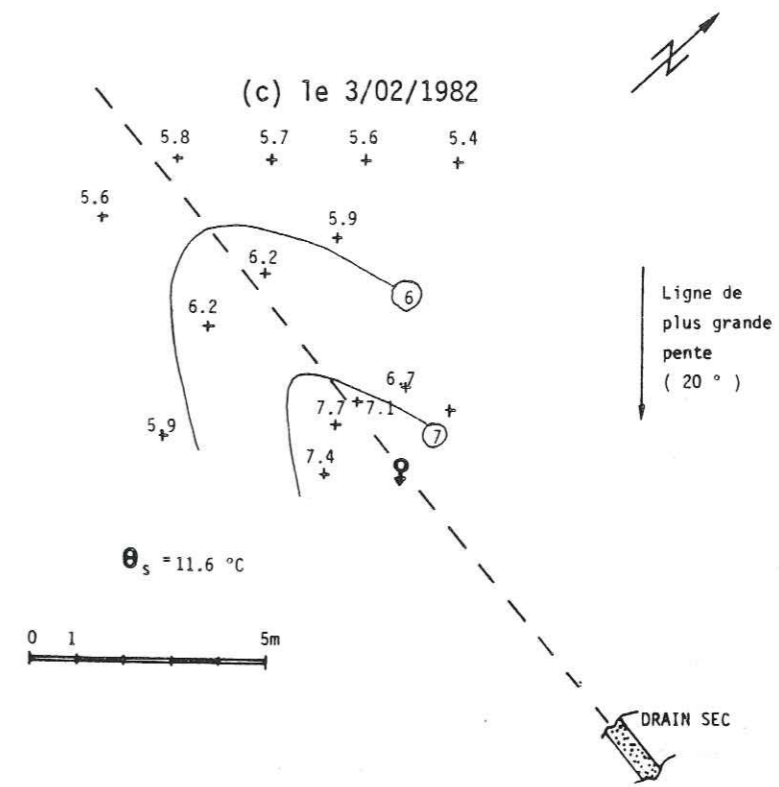
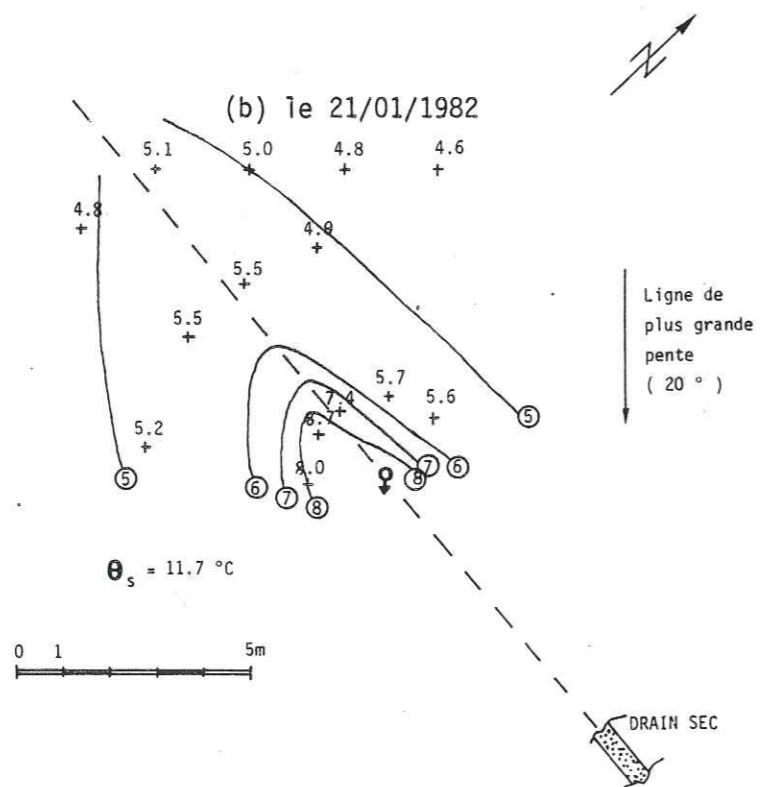
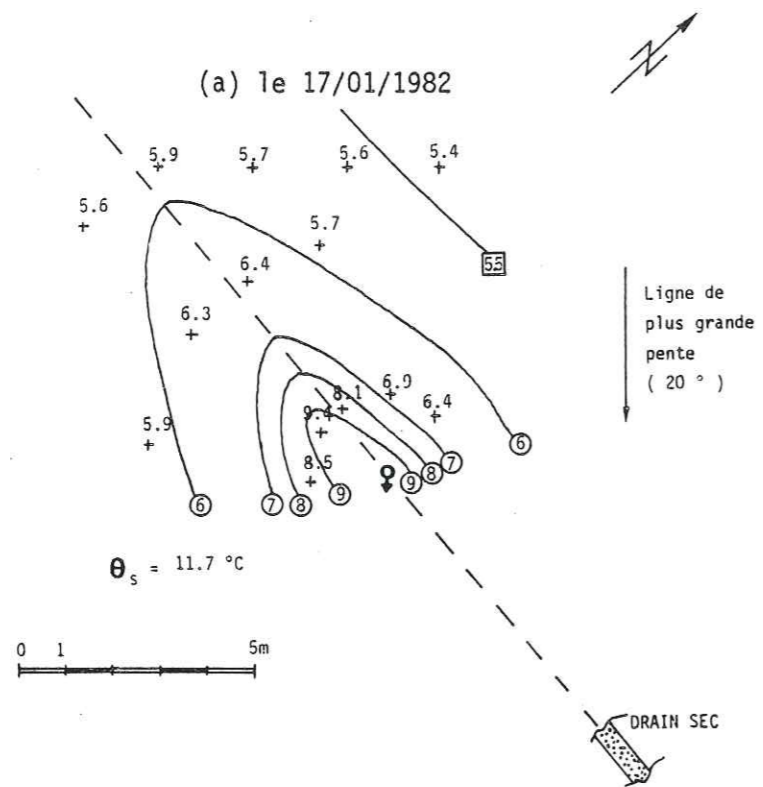


Figure III-41 : Evolution de l'anomalie thermique du site de Montbonnot.

Figure III-41 : suite.

III.2.3.2. Exemple 2

Les mesures présentées ici ont été réalisées à proximité du gîte des Ecouges (commune de Saint-Gervais, Isère, altitude 1100 m) situé dans la partie NW du massif du Vercors.

L'époque de mesure (mai à juillet 1983) a été choisie afin d'étudier l'effet sur les anomalies thermiques, du passage de la phase froide à la phase chaude du cycle annuel. Pour cela, trois profils de mesure ont été implantés : le premier, à 3 m à l'amont d'une source (figure III.42-a à j), le deuxième à un endroit où les habitants du lieu ont de bonnes raisons de penser qu'il existe une conduite métallique servant au captage d'une source (figure III.43-a à d) ; et le troisième 5 m à l'amont de l'émergence d'une clapisse (figure III.44-a à c). Ces trois émergences sont permanentes, avec cependant un débit très variable pour la première et la troisième. La température de l'eau de la deuxième est mesurée une centaine de mètres à l'aval, à son émergence dans une fontaine, et donc sujette à caution. La température de l'eau de la troisième est mesurée dans la mare qu'elle crée, et la température de l'eau de la figure III.44-a n'a pas une grande signification en raison du faible débit observé ce jour-là.

Ces trois profils se trouvent à relative proximité les uns des autres et sont implantés dans une prairie faiblement inclinée vers le Sud, dont le sol, sur ses 50 premiers centimètres, est constitué d'argile brune au sein de laquelle se trouvent des galets calcaires et des zones plus graveleuses (cône de déjection ancien).

La figure III.45 représente, pour chaque profil, les dates des mesures et les températures de l'eau de l'émergence correspondante.

Les figures III.42-a à f font apparaître une anomalie positive à l'amont de la source. Cette anomalie peut paraître étonnante si on la suppose liée à la circulation de l'eau de la source et si on la compare à la température de l'eau correspondante, qui est plus froide que le sol à 50 cm. Dans ce cas, on est forcé d'admettre que cette

anomalie est une réminiscence de la phase froide du cycle annuel, et est donc due à l'inertie thermique du sol. Si l'on rejette cette explication, il faut chercher quelle anomalie négative pourrait être en relation avec la température de l'eau. Celle-ci peut être recherchée dans la partie gauche (W) de ces profils.

- Les profils III.43-a et b, contemporains de III.42-f, font bien apparaître une anomalie négative ;

- Les profils III.42-g et III.43-c, relevés après une semaine de temps froid avec pluie et neige, montrent une inversion possible des anomalies et sont difficilement interprétables ;

- Les profils III.42-h, III.43-d et III.44-a, ont été notés après 4 jours de très beau temps chaud. Les deux derniers montrent une anomalie négative relativement bien marquée. En ce qui concerne III.42-h, on est tenté, en le comparant aux deux autres, d'admettre que l'anomalie cherchée est négative et se trouve dans la partie gauche (W) ;

- Les profils III.42-i et j ont la même allure et révèlent, outre l'anomalie déjà supposée, l'apparition d'une autre anomalie à l'aplomb de la source ;

- Les profils III.44-b et c confirment l'anomalie précédemment identifiée.

Il ressort de cet exemple, que les mesures effectuées en période de transition (ici printemps) donnent des résultats difficilement interprétables. Les profils III.42-g et III.43-c montrent la mauvaise qualité des résultats obtenus quand les mesures sont faites après un épisode météorologique (ici froid) qui va à l'encontre de la tendance générale du cycle annuel (ici réchauffement). On devra tenir compte du fait lors du choix de la date d'une campagne de mesure.

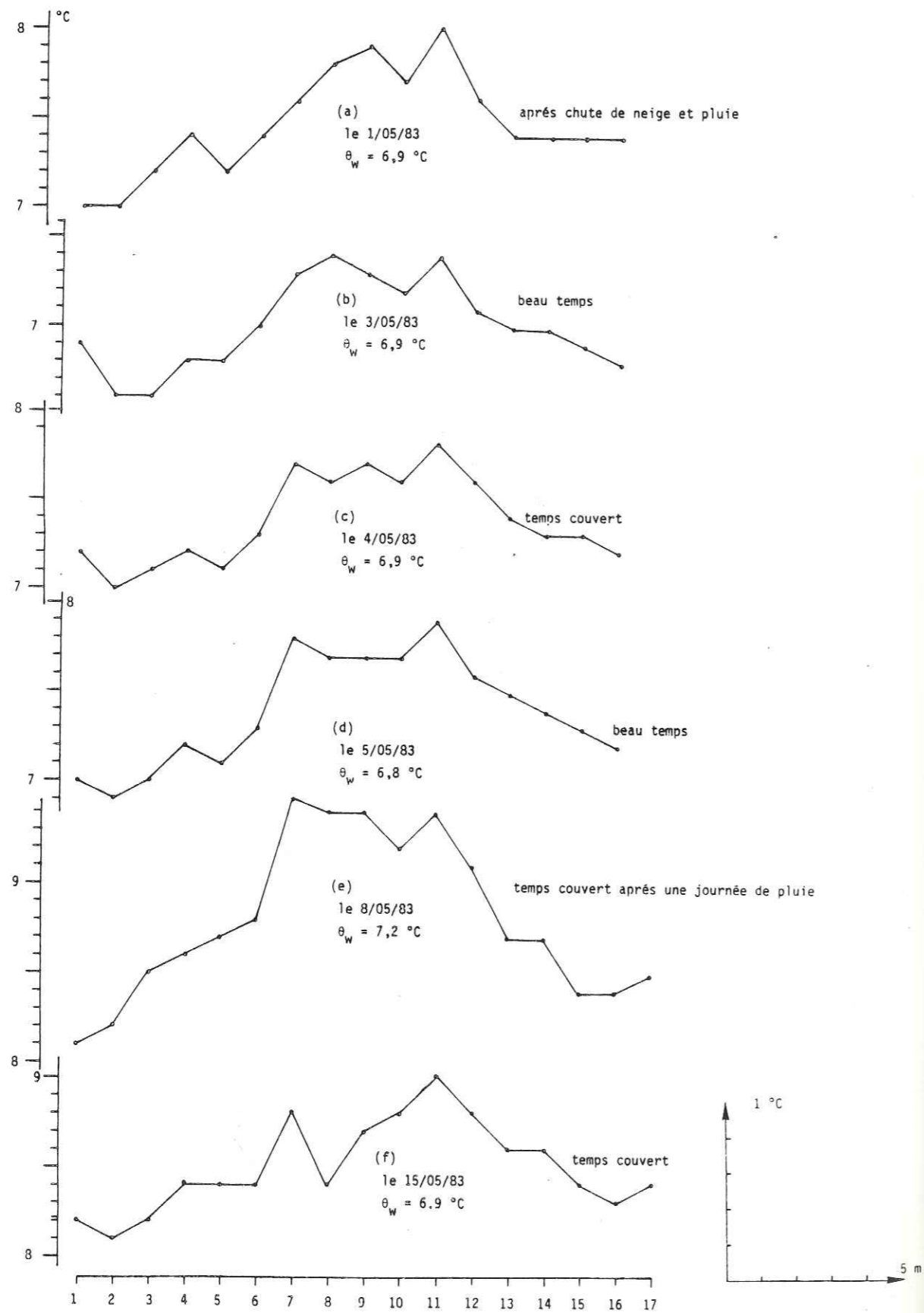


Figure III-42 : Evolution de l'anomalie thermique à l'amont de la source (point B) dont la température de l'eau est notée θ_w .

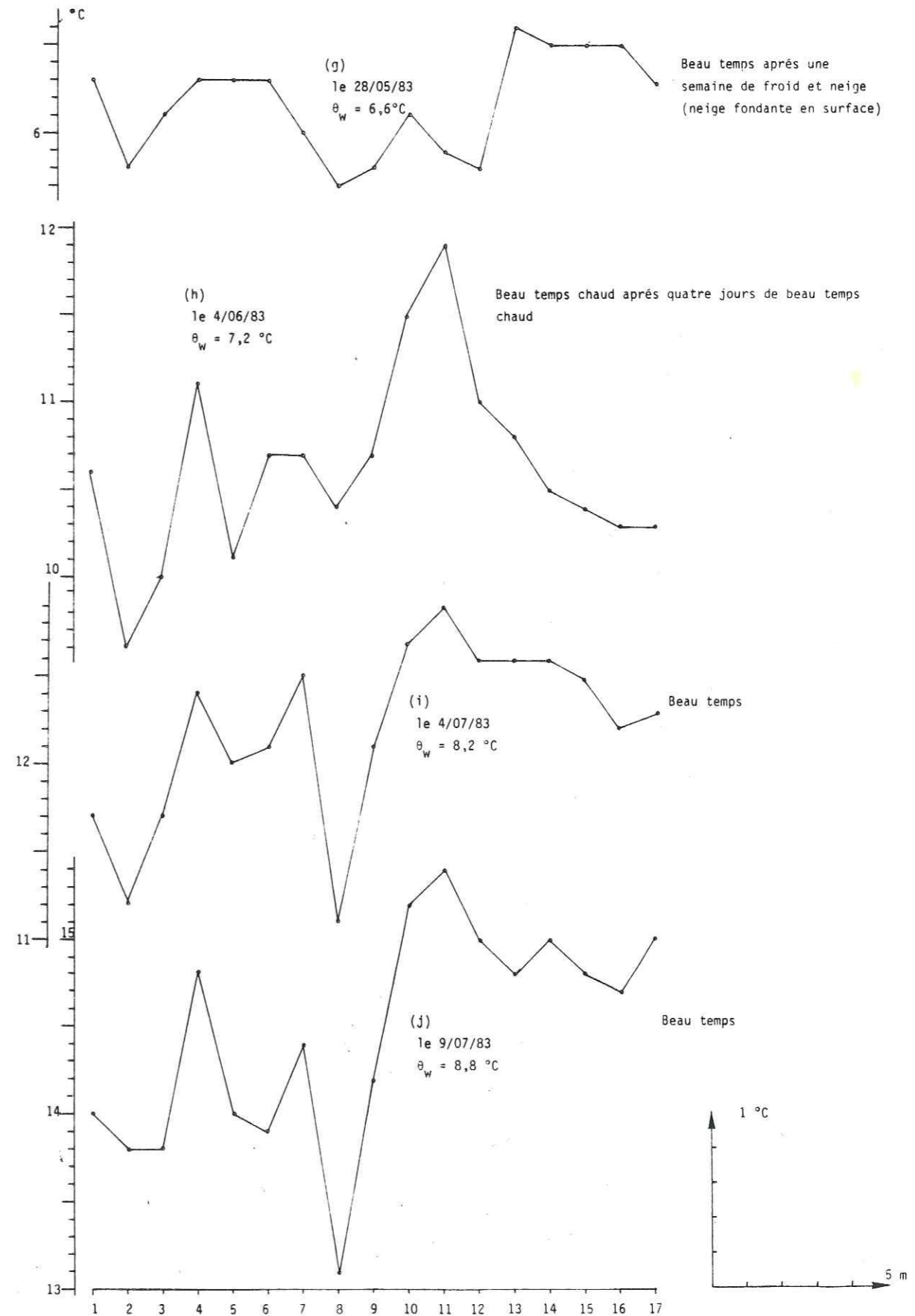


Figure III-42 : Suite.

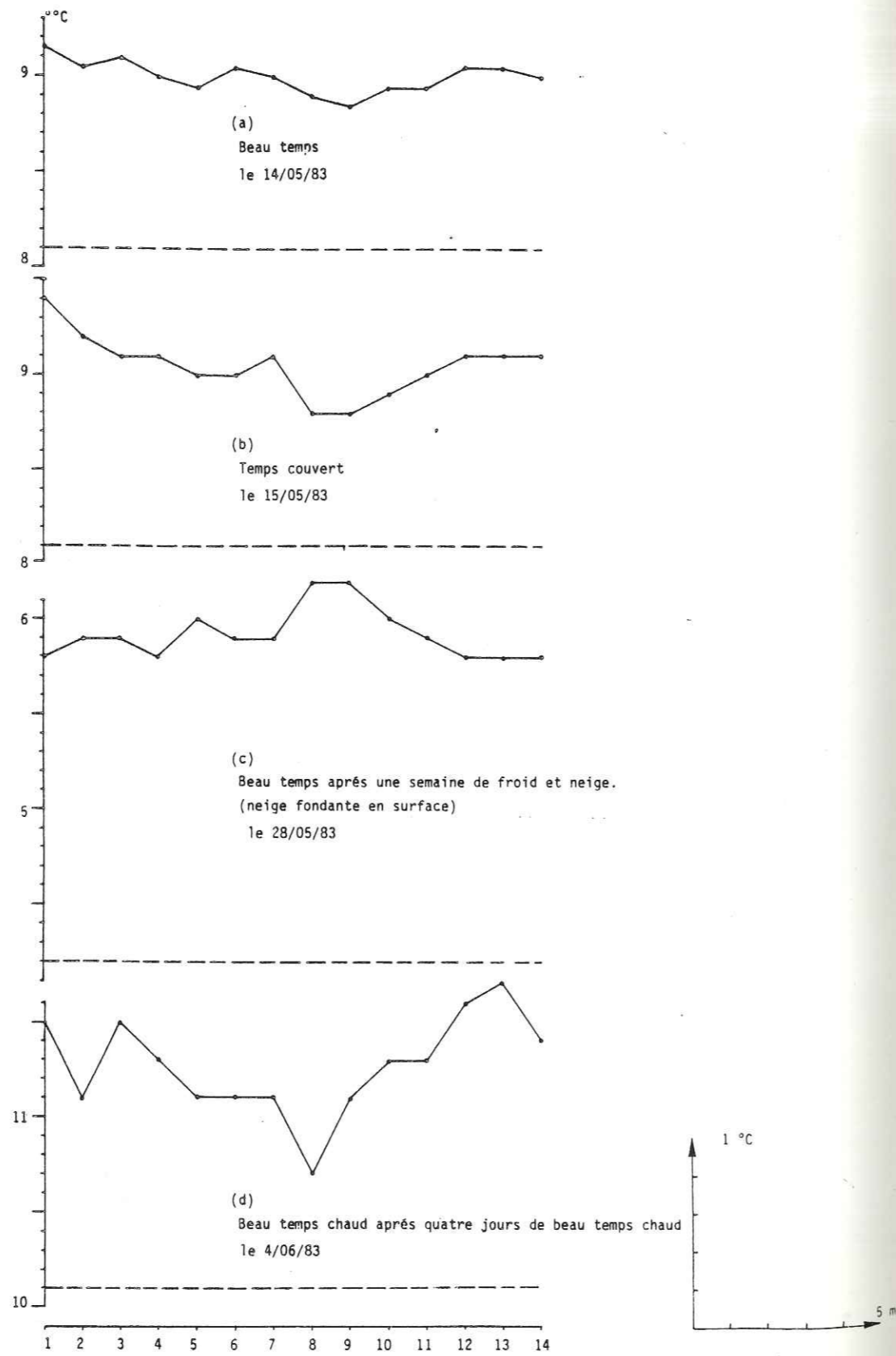


Figure III-43 : Evolution de l'anomalie thermique au dessus de la conduite dont le passage est supposé être au dessus des points 8 et 9. La température de l'eau de l'émergence est représentée par le figuré - - - - .

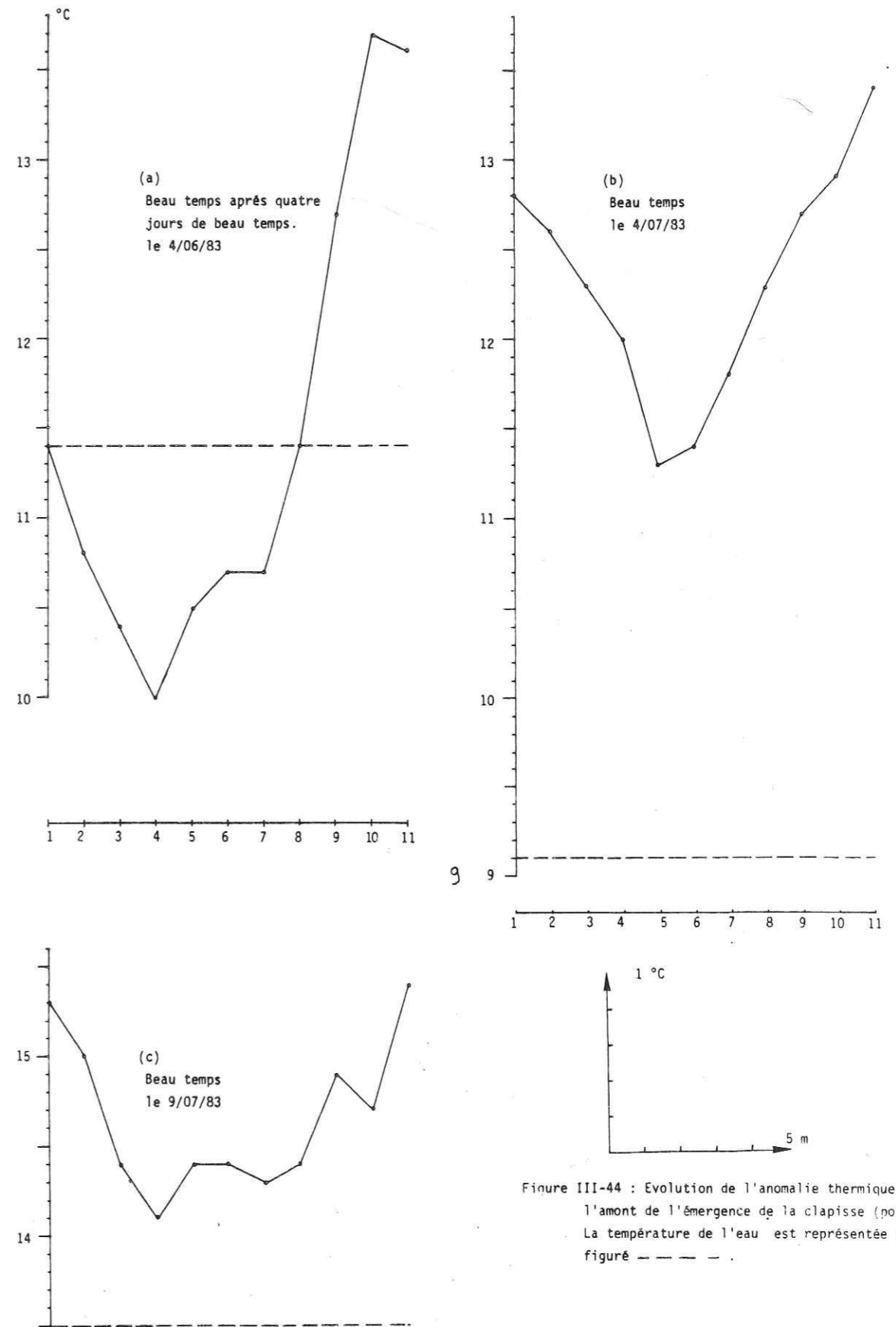


Figure III-44 : Evolution de l'anomalie thermique à l'amont de l'émergence de la clapisse (point 5). La température de l'eau est représentée par le figuré - - - - .

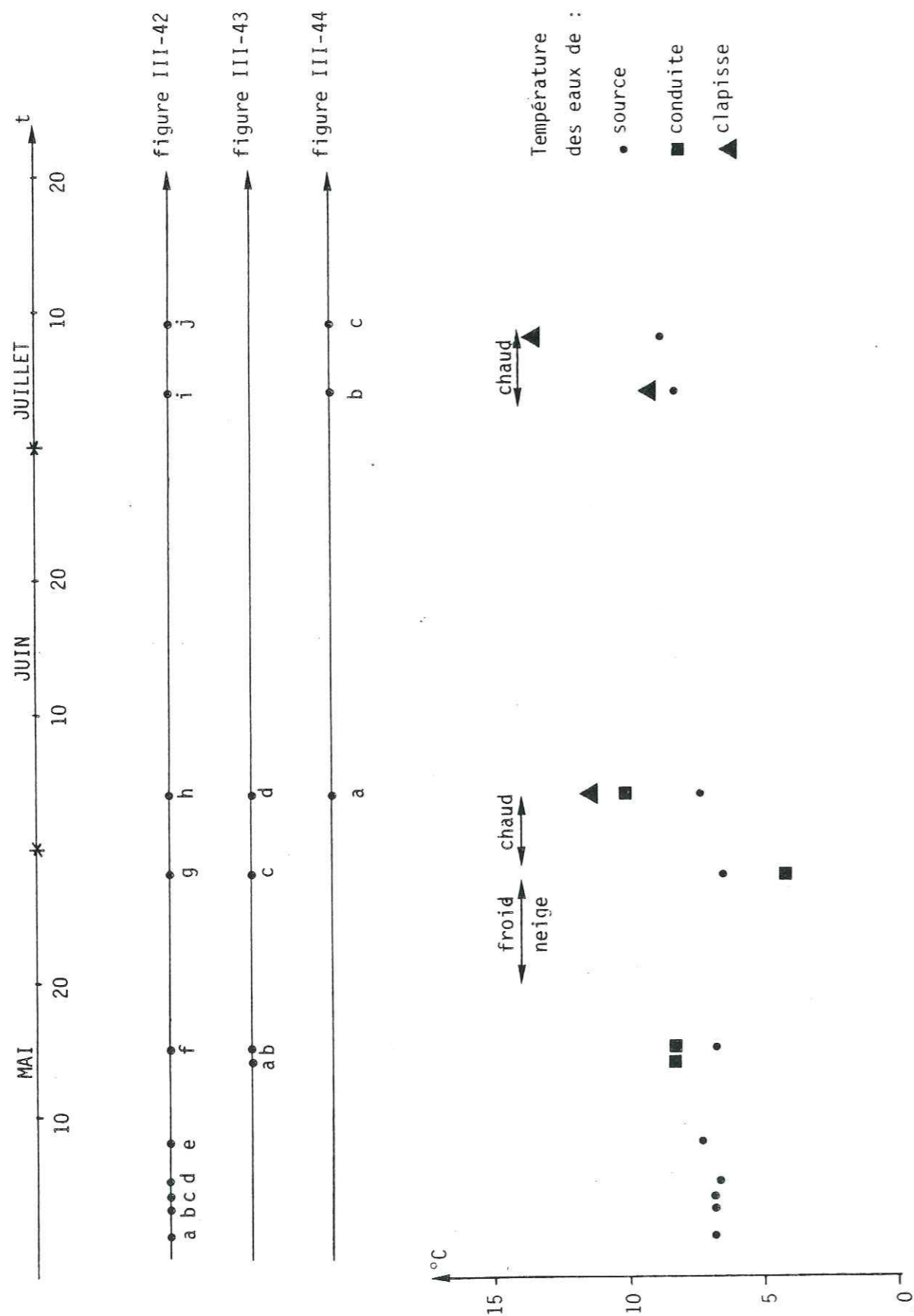


Figure III-45 : Chronologie des différentes mesures et des températures des différentes émergences.

III.2.3.3. Exemple 3

Les résultats présentés ici proviennent de mesures faites le 24/03/1982 sur un terrain de la commune de Saint-Jean-le-Vieux (Isère, altitude 500 m) où un déblai dans une pente orientée vers le NW fit apparaître une source de faible débit (≠ 0,1 l/s) à environ 1 m de la surface. Cette circulation était installée dans une zone plus graveleuse au sein de formations de pente (colluvions) à matrice argileuse. Des trous de mesure furent forés à l'amont et les valeurs obtenues sont présentées sur la figure III.46 avec leur interprétation sous forme d'isothermes. Malgré l'époque de mesure a priori peu favorable, l'anomalie thermique est présente avec une amplitude d'environ 2°C.

III.2.3.4. Exemple 4

Les résultats de cet exemple proviennent de mesures effectuées le 26/03/1982 à 9 h du matin sur la commune de La Tronche (Isère) dans un versant où un mouvement de terrain s'était déclaré. Le rejet de la niche d'arrachement (figure III.47) était d'environ 50 cm, et quelques suintements sont apparus en pied de glissement.

Des mesures thermométriques furent donc faites dans le but de mettre en évidence la (les) éventuelle (s) circulation (s) d'eau à l'origine de ce mouvement.

Les résultats obtenus font apparaître l'importance de l'exposition. En effet, les points de mesure situés juste à l'amont de la niche subissent l'influence d'une interface sol-atmosphère supplémentaire et quasiment verticale, et voient donc l'importance des échanges thermiques avec l'atmosphère accrue (figure III.48).

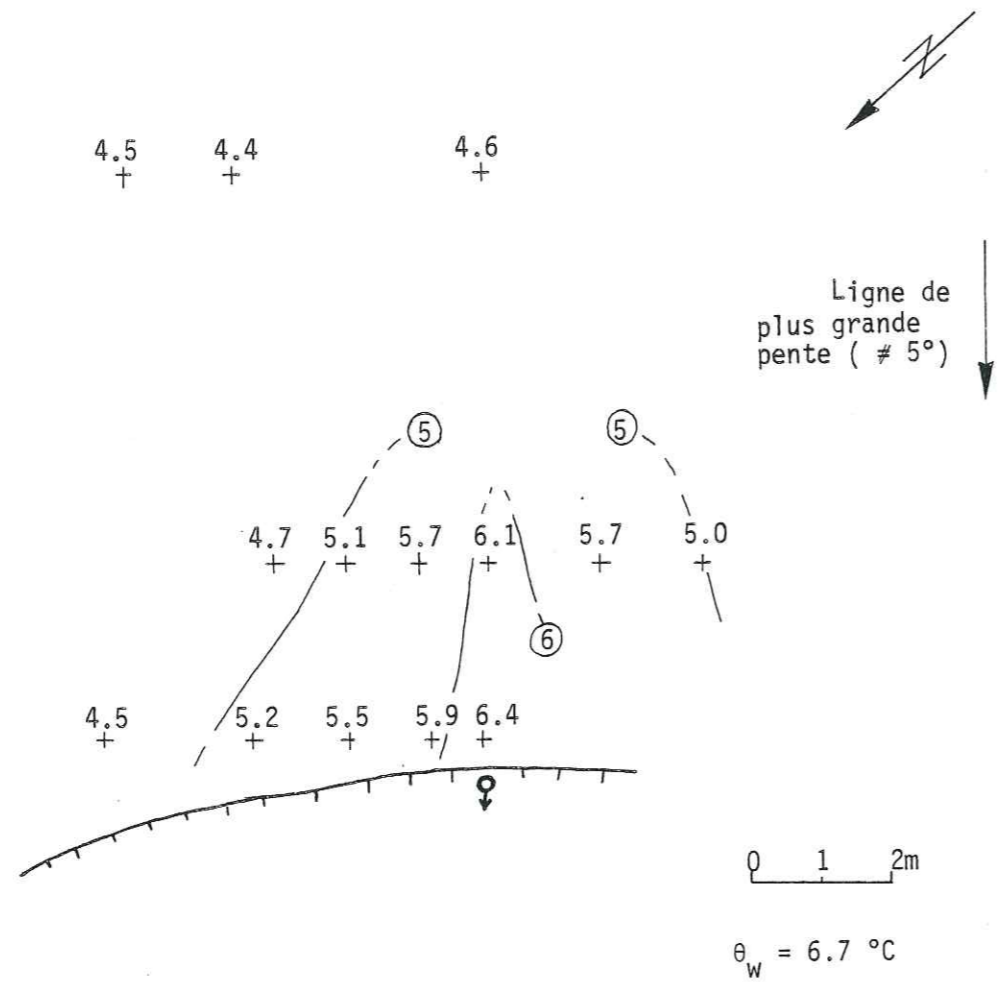


Figure III-46 : Anomalie thermique du site de S^t Jean le Vieux le 24/03/1982.

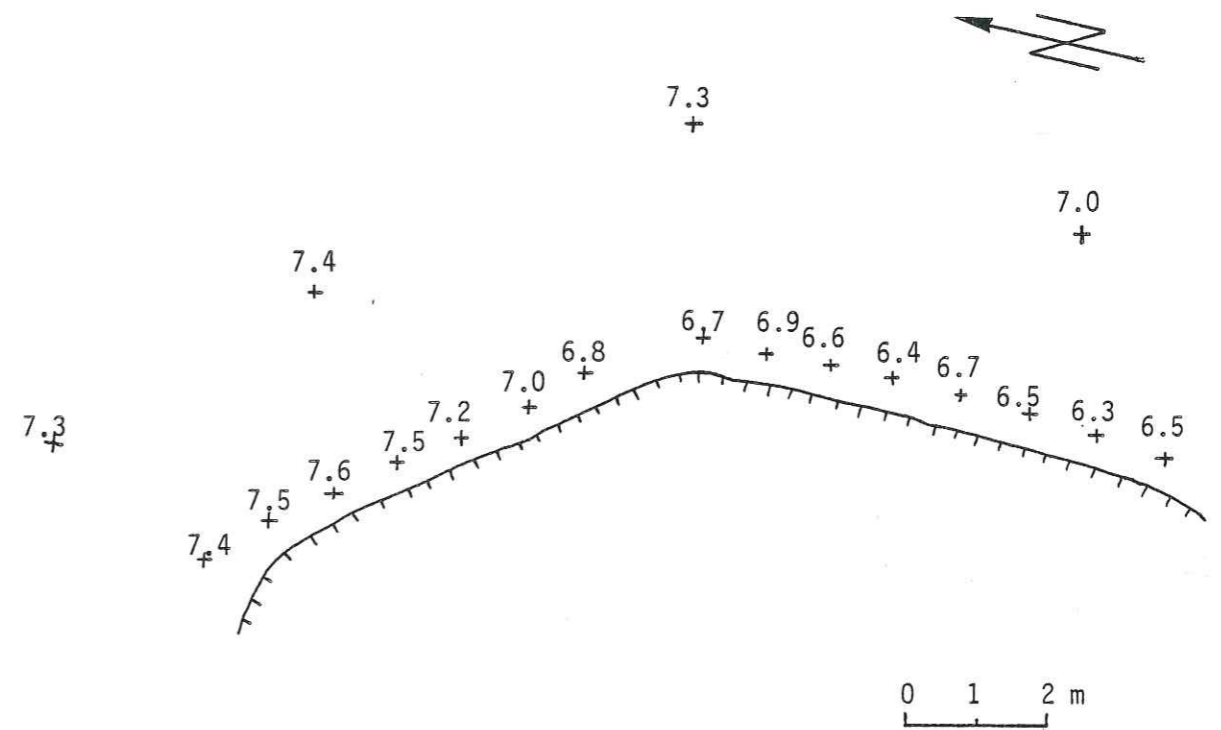


Figure III-47 : Mesures thermométriques à La Tronche le 25/03/1982 autour d'une niche d'arrachement.

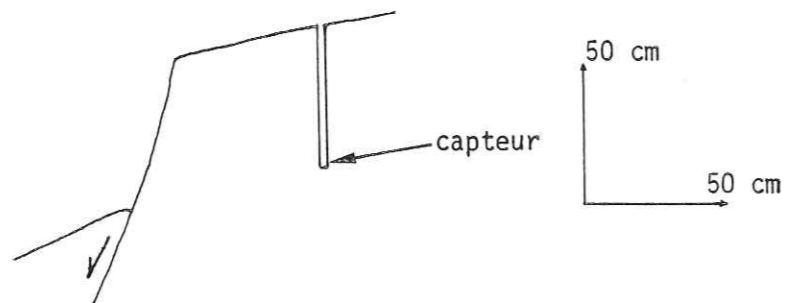


Figure III-48 : Influence accrue des échanges avec l'atmosphère sur les capteurs situés près de la niche d'arrachement.

On peut donc attribuer à l'exposition, l'augmentation de 0,5 à 1°C de la température des points de mesure situés sur la partie de la niche exposée au SW par rapport à celle des points situés sur la partie de la niche exposée à l'W.

Le but recherché n'a en revanche pas été atteint. En admettant qu'il y ait effectivement des circulations préférentielles d'eau à l'origine de ce mouvement, la raison de cet échec est peut-être la trop grande profondeur et/ou le trop faible débit des circulations vis-à-vis des possibilités offertes par cette méthode.

III.2.4. Conclusion

La méthode présentée dans ce chapitre peut donc donner des résultats intéressants dans un domaine d'application, certes restreint mais où d'autres méthodes pourtant couramment employées, telles que traîné électrique et sismique réfraction n'auraient pas donné autant d'informations.

L'importance de l'époque de mesure, et donc de la différence de température entre l'eau et le sol, ressort notamment de l'exemple 2. De même, l'occurrence de certains événements météorologiques tels que celui décrit pour les profils III.42-g et III.43-c de l'exemple 2, peut momentanément masquer, voire inverser une anomalie qui sinon serait présente.

Cette méthode s'applique donc de façon particulièrement favorable pour les conditions suivantes :

- circulations d'eau peu profondes et bien individualisées telles que des chenaux dans les cônes de déjection ;
- époque de mesure ou conditions particulières entraînant une forte différence entre la température de l'eau et celle du proche sous-sol ;
- topographie plane, couverture végétale et nature du proche sous-sol homogènes sur l'ensemble du profil, faute de quoi des corrections sont nécessaires pour comparer entre elles les valeurs et en déduire la présence d'une anomalie. Ces corrections, que nous n'avons pas eu à faire dans nos exemples, peuvent être qualitativement déduites des conclusions du paragraphe I.2.2 ;
- possibilité de renouveler les mesures à plusieurs jours d'intervalle afin de confirmer la présence d'une éventuelle anomalie.

Une autre méthode dérivée de celle-ci, mais plus lourde et plus onéreuse, peut être envisagée si l'on se réfère aux travaux de TABBAGH (1973, 1977). Les résultats obtenus par son équipe dans le domaine de la détection de structures archéologiques enterrées au moyen d'une caméra infra-rouge aéroportée laissent espérer de bons résultats dans le domaine qui nous intéresse. En effet, si les anomalies recherchées par les archéologues proviennent de la différence entre les réponses du sol et des structures enterrées à l'excitation atmosphérique, il y a dans notre cas un apport ou un retrait de calories par la circulation d'eau souterraine, et l'anomalie ainsi créée peut être, si le moment de mesure est correctement choisi, bien visible et ce sur l'ensemble de la vue thermique du site à étudier.

CONCLUSION GENERALE

C O N C L U S I O N

Afin d'étudier les variations de la température du proche sous-sol, nous avons été amené à établir un modèle théorique simplifié. Dans celui-ci, la diffusivité thermique est l'unique propriété physique du proche sous-sol qui entre en jeu, c'est pourquoi une partie de ce mémoire est consacrée au calcul de cette grandeur. Ce modèle implique deux simplifications principales : les ondes thermiques sont des sinusoïdes et les échanges se font par conduction. Pour réaliser la première, nous avons traité les données par analyse spectrale en les décomposant en sommes de sinusoïdes de caractéristiques (amplitude et phase) connues. Nous pensons que la seconde simplification n'introduit d'erreur que dans la partie superficielle du proche sous-sol où les phénomènes d'évaporation, évapotranspiration, infiltration d'eau météorique et flux radiatif sont les plus sensibles.

Les applications numériques ont fourni, par différentes méthodes des valeurs de diffusivité qui, bien qu'elles n'aient pas été vérifiées par des mesures en laboratoire, sont cohérentes, d'une part entre elles et d'autre part avec les valeurs trouvées dans la littérature. Les valeurs aberrantes proviennent en majeure partie de mesures effectuées dans des conditions où un comportement non conducteur des matériaux pouvait se produire.

L'analyse d'enregistrements de variations de la température du proche sous-sol nous a donc permis de calculer des grandeurs telles que diffusivité thermique, flux conducteur et stock de chaleur.

L'amélioration des connaissances dans ce domaine passerait à notre avis par :

- * la prise en compte, et donc la mesure du flux radiatif
- * une étude en laboratoire de la diffusivité et de ses relations

avec la nature minéralogique, la masse volumique et surtout la teneur en eau, dont l'influence n'est pas très claire. La mise au point d'un dispositif mesurant la réponse à une excitation sinusoïdale permettrait d'employer les méthodes présentées dans la deuxième partie de ce mémoire.

Grâce aux connaissances ainsi acquises, nous avons pu aborder deux exemples d'application intéressant le domaine de la géotechnique.

Dans le premier exemple, où il s'agissait de protéger un câble enterré contre les chocs thermiques, nous avons montré, à partir d'enregistrements effectués dans les divers terrains concernés, que les problèmes provenaient uniquement de l'un d'entre eux (remblai) en raison de sa grande perméabilité à l'air et à l'eau. Les solutions proposées visent à limiter les échanges thermiques qui y ont lieu à la seule conduction. Dans ce cas, la nature lithologique du remblai assure au câble la protection requise.

Le deuxième exemple expose une méthode de détection de circulations d'eau souterraines. Les essais que nous avons réalisés montrent que des résultats intéressants peuvent être obtenus dans certaines conditions, et que la méthode pourrait donc être avantageusement utilisée dans le domaine professionnel en raison de sa légèreté et de son faible coût. Une étude en continu sur un site connu, avec enregistreurs numériques laissés en place, permettrait de quantifier plus précisément l'influence de certains épisodes météorologiques pluri-journaliers susceptibles d'amplifier ou d'atténuer les anomalies recherchées.

L'extension de la méthode à l'utilisation d'une caméra infrarouge aéroportée est à notre avis porteuse d'espoirs.

L'ébauche de la méthode de calcul de la réponse à une excitation thermique donnée, présentée en annexe, intéresse le domaine de l'isolation thermique. Au stade où l'étude a été arrêtée, les résultats ne sont pas pleinement satisfaisants en raison de l'instabilité des calculs due au passage du domaine temporel au domaine fréquentiel.

L'utilisation des méthodes de déconvolution dans le domaine temporel, comme on l'a fait en sismique pétrolière, pourrait améliorer ces résultats et permettre ainsi la connaissance de la réponse impulsionnelle et de la fonction de transfert thermiques d'une tranche de sol donnée.

A N N E X E

FONCTION DE TRANSFERT THERMIQUE
APPLICATION A LA THERMIQUE DES SOLS

I. Réponse impulsionnelle

La réponse impulsionnelle $r(t)$ d'un opérateur physique (filtre, amplificateur, capteur, isolant,...) est sa réponse à un signal d'entrée de durée infiniment brève et d'intensité unité (figure A.1). Pour un signal d'entrée quelconque $x(t)$, le signal de sortie $y(t)$ sera le résultat du produit de convolution (noté $*$) du signal d'entrée $x(t)$ par la réponse impulsionnelle $r(t)$:

$$y(t) = x(t) * r(t) \quad (1)$$

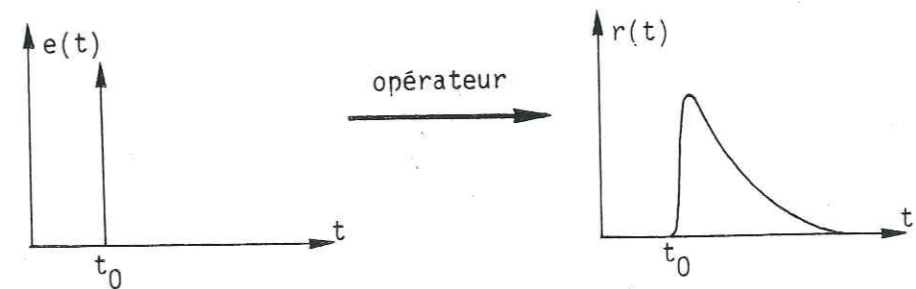


Figure A-1 : Réponse impulsionnelle d'un opérateur physique.

II. Fonction de transfert

La fonction de transfert $F(\nu)$ d'un opérateur physique est la transformée de FOURIER de sa réponse impulsionnelle. En vertu du théorème de PLANCHEREL (cf. II.3.3), le spectre $S_y(\nu)$ du signal de sortie $y(t)$ sera le résultat du produit du spectre $S_x(\nu)$ du signal d'entrée par la fonction de transfert $F(\nu)$:

$$S_y(\nu) = F(\nu) \cdot S_x(\nu). \quad (2)$$

La connaissance de la fonction de transfert d'un opérateur permet donc de calculer le signal de sortie (d'entrée) si l'on connaît le signal d'entrée (de sortie).

III. Application à la thermique des sols

On peut assimiler une tranche de sol à un opérateur physique en supposant que la variation de température $\theta_s(t)$ de sa face inférieure résulte uniquement de la propagation de la variation $\theta_e(t)$ de sa face supérieure.

Connaissant $\theta_s(t)$ pour $\theta_e(t)$ donnée, il est possible de calculer la fonction de transfert $F(\nu)$ de cette tranche de sol à partir de (2):

$$F(\nu) = \frac{S_s(\nu)}{S_e(\nu)}$$

où $S_s(\nu)$ et $S_e(\nu)$ sont les transformées de FOURIER de $\theta_s(t)$ et $\theta_e(t)$.

On peut alors calculer le spectre $S(\nu)$ d'un signal $\theta(t)$ résultant d'une variation quelconque donnée $\theta_i(t)$ dont on a calculé la transformée de FOURIER $S_i(\nu)$:

$$S(\nu) = F(\nu) \cdot S_i(\nu)$$

Par transformée de FOURIER inverse de $S(\nu)$, on retrouve le signal $\theta(t)$ cherché.

Connaissant la fonction de transfert d'une tranche de sol, il est donc théoriquement possible de calculer la variation de température de sa face inférieure résultant de n'importe quelle excitation thermique imposée en sa surface.

IV. Exemples de résultats

IV.1. Fonction de transfert

Nous avons appliqué cette méthode pour calculer la fonction de transfert des tranches de sols pour lesquelles nous disposons d'enregistrements de température aux faces supérieures et inférieures. Les problèmes rencontrés vinrent des spectres d'entrée (figure III.11) qui ne sont pas plats et comportent, surtout pour les hautes fréquences, des valeurs proches de 0. La division par de telles valeurs entraîne, dans la fonction de transfert qui en résulte, des valeurs exagérément fortes. Il a donc été nécessaire de fixer un seuil pour les T.F. des spectres d'entrée en-dessous duquel la valeur correspondante dans la fonction de transfert est mise à 0. Cet artifice de calcul fait perdre de l'information, raison pour laquelle les résultats obtenus pour les calculs de réponse ne sont pas satisfaisants.

Les figures A.2, A.3 et A.4 représentent les fonctions de transfert ainsi calculées pour les données de Saint-Geoirs pour les tranches 0-20 cm, 20-50 cm et 50-100 cm. Ces spectres comportent un certain bruit, entraîné par les divisions par des valeurs proches du seuil du spectre du signal d'entrée. On peut remarquer en particulier les valeurs supérieures à 1 (traduisant une amplification des ondes de fréquences correspondante).

Les figures A.5 et A.6 représentent les fonctions de transfert du calcaire et de l'argile entre 20 et 50 cm calculées à partir des enregistrements effectués au Plateau de Bure.

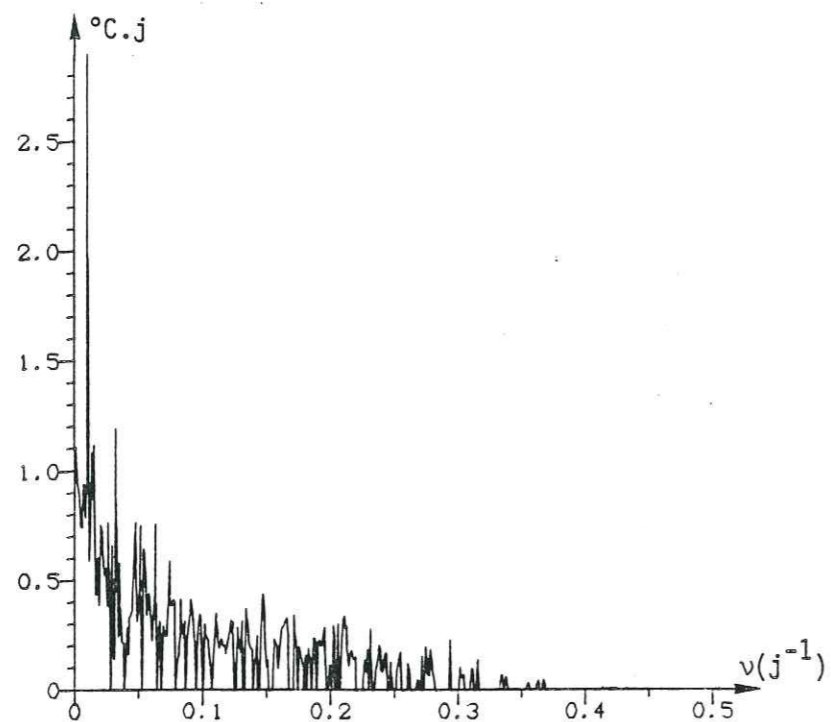


Figure A-2 : Fonction de transfert de la tranche 0-20 cm du proche sous-sol de S^t Geoirs.

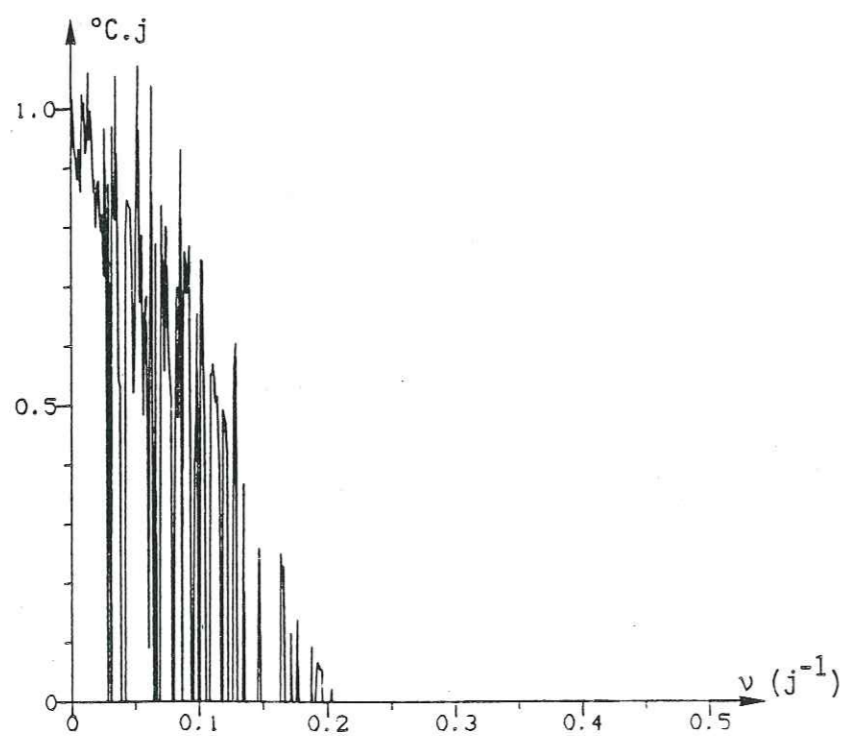


Figure A-3 : Fonction de transfert de la tranche 20-50 cm du proche sous-sol de S^t Geoirs.

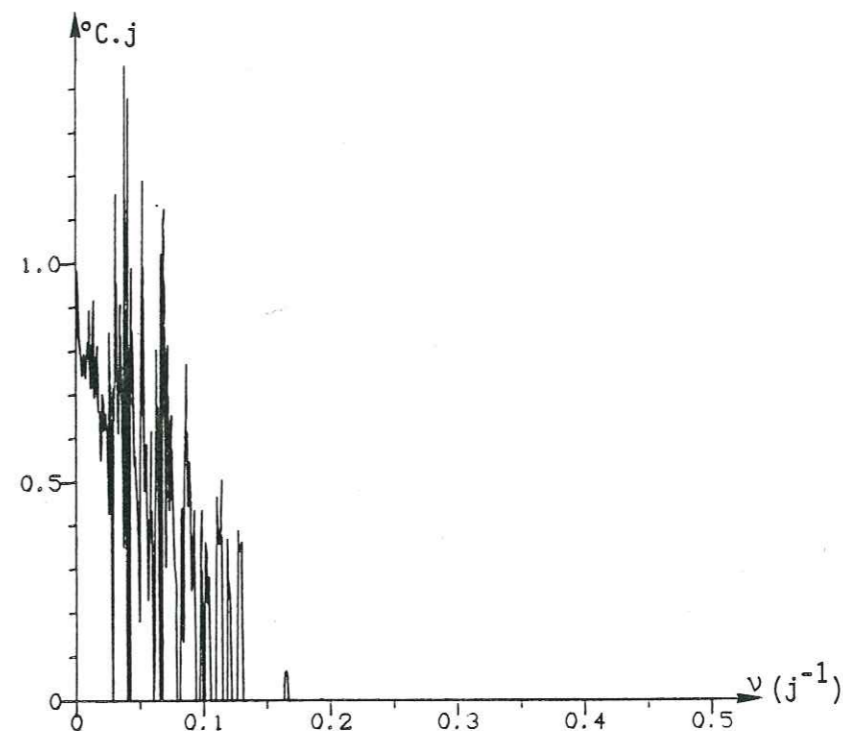


Figure A-4 : Fonction de transfert de la tranche 50-100 cm du proche sous-sol de S^t Geoirs.

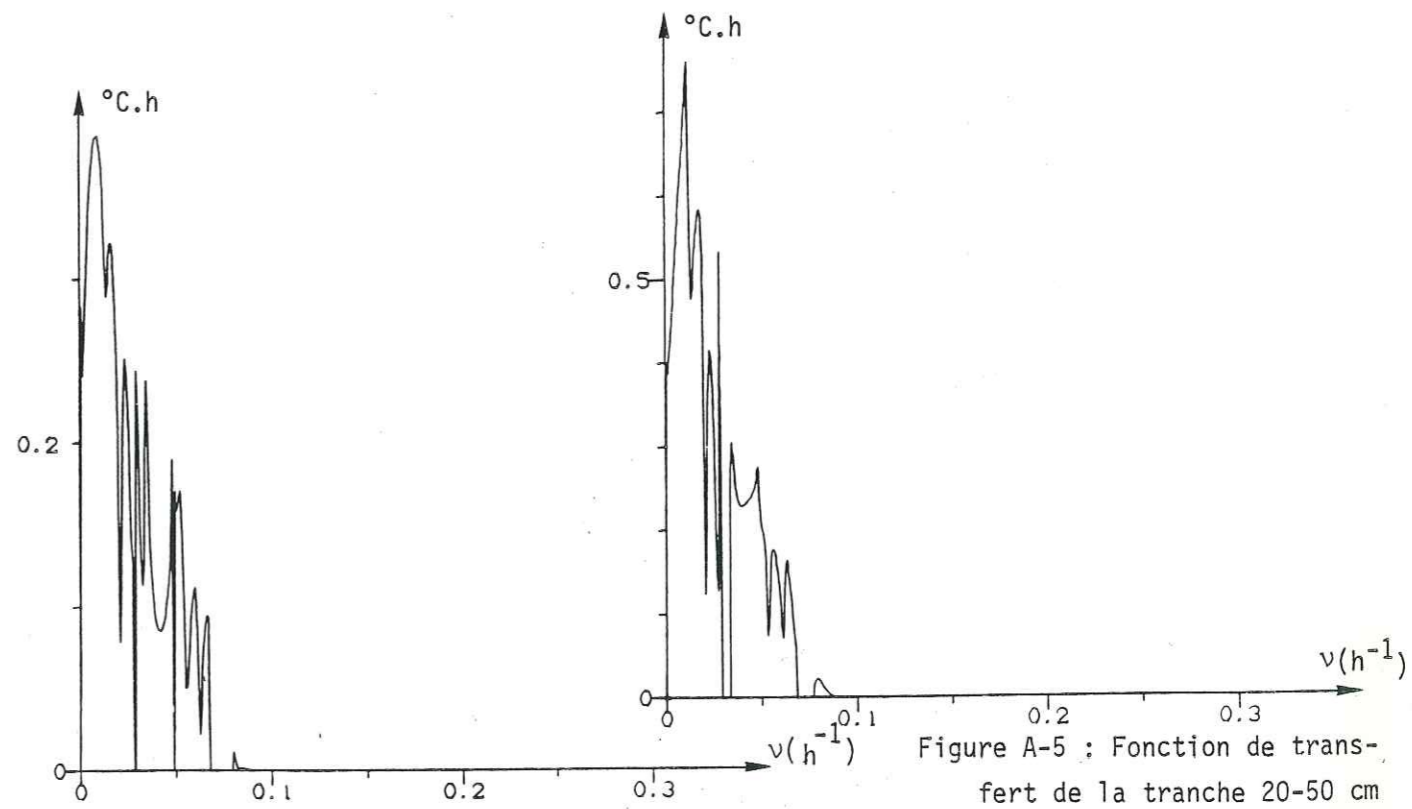


Figure A-6 : Fonction de transfert de la tranche 20-50 cm de l'argile du Plateau de Bure.

Figure A-5 : Fonction de transfert de la tranche 20-50 cm du calcaire du Plateau de Bure.

Si l'on ne note pas sur ces deux dernières figures de valeurs supérieures à 1, on remarque en revanche que les valeurs pour $v = 0$ (période infinie, c'est-à-dire régime permanent) ne sont pas proches de 1.

IV.2. Calcul de réponses

Nous avons calculé, à titre d'exemple, les réponses des tranches de calcaire et d'argile 20-50 cm pour des excitations sinusoïdales synthétiques (figure A.7) et proches d'une impulsion (figure A.8).

Le calcul de la diffusivité du calcaire et de l'argile effectué à partir des signaux de la figure A.7 par la méthode des amplitudes spectrales donne :

calcaire : $a = 0.0135 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

argile : $a = 0.0056 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Ces valeurs sont du même ordre que celles trouvées au chapitre III.1.

La figure A.8 fait apparaître l'imperfection de cette méthode. Pour une telle excitation, on remarque :

* la non-causalité de la réponse : l'effet débute avant la cause ;

* le bruit introduit dans la réponse, notamment aux abords de l'impulsion.

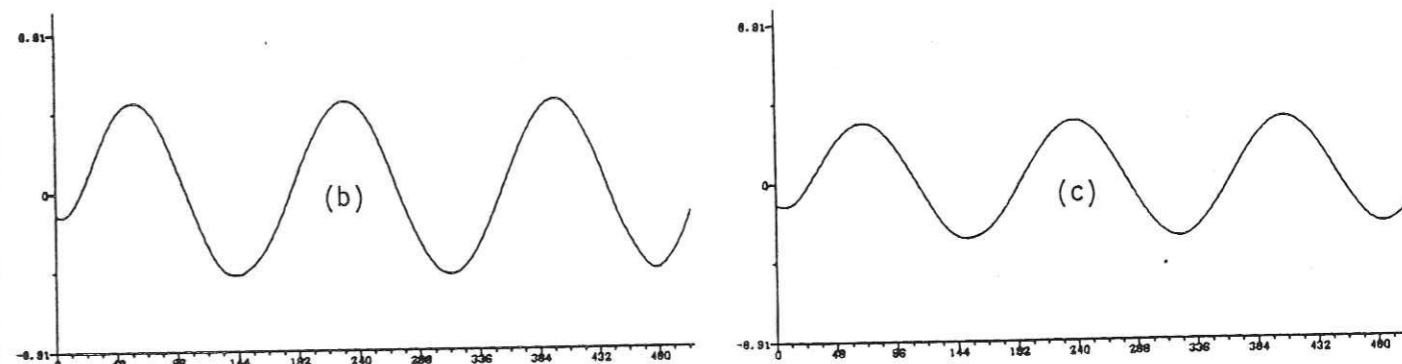
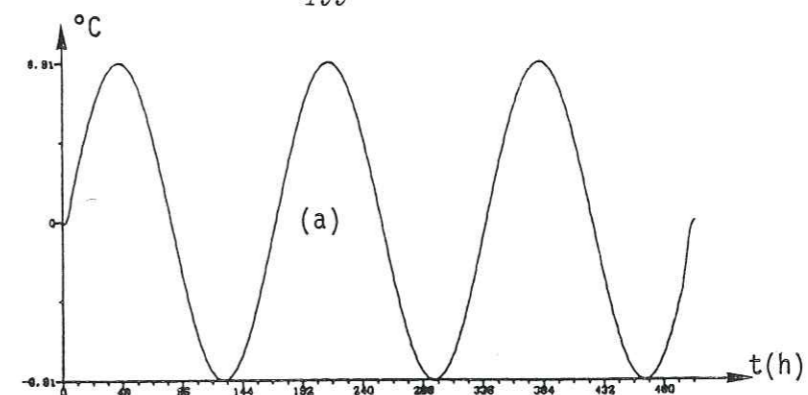


Figure A-7 : Réponse de la tranche 20-50 cm du calcaire (b) et de l'argile(c) à une excitation sinusoïdale (a) en leurs faces supérieures.

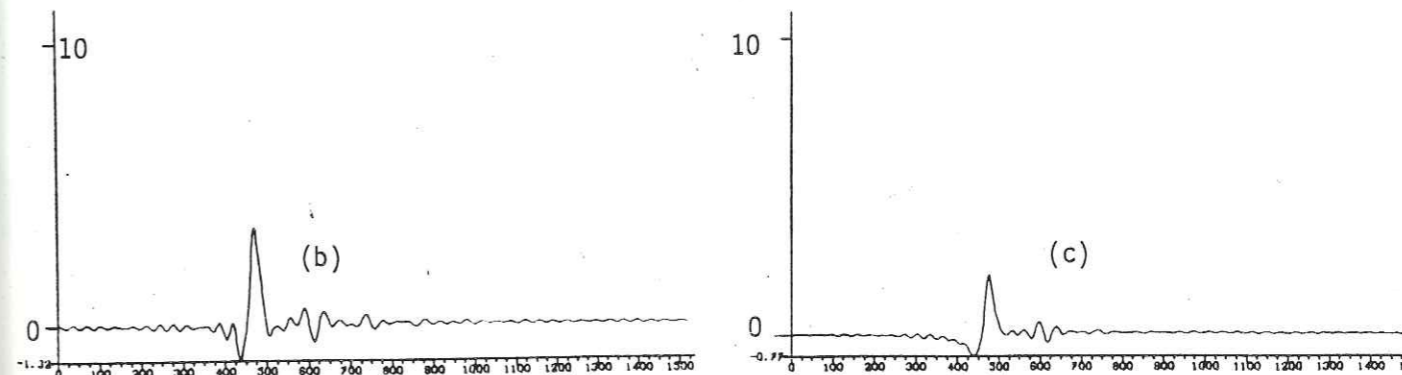
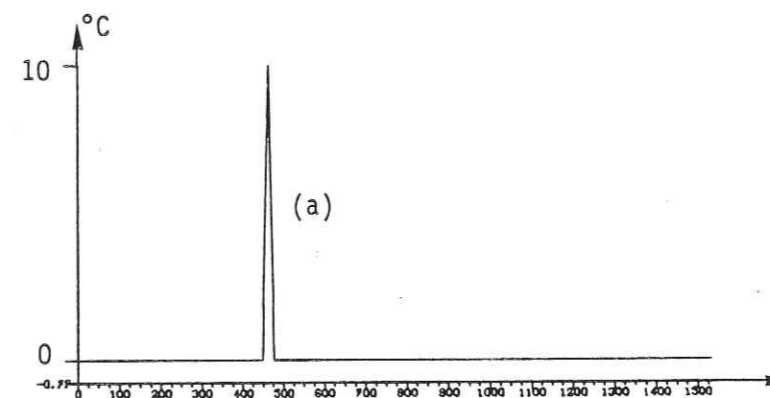


Figure A-8 : Réponse de la tranche 20-50 cm du calcaire (b) et de l'argile (c) à une excitation proche d'une impulsion (a) en leurs faces supérieures.

V. Conclusion : perspectives

Nous pensons que le calcul de la fonction de transfert thermique d'une tranche de matériau peut aider à résoudre les problèmes de protection thermique, puisqu'elle permet théoriquement de calculer la réponse à n'importe quelle excitation. Cependant, l'obstacle rencontré par la méthode présentée ici provient des divisions à effectuer dans le domaine fréquentiel. Pour y remédier, il faudrait disposer de spectres beaucoup plus plats, et qui ne peuvent être obtenus à partir d'enregistrements de données naturelles où les fréquences présentes sont relativement bien individualisées.

En revanche, le calcul par déconvolution de la réponse impulsionnelle (D.-P. Schmitt, 1981) évite ce problème en restant dans le domaine temporel. La connaissance de la réponse impulsionnelle thermique d'une tranche de soi permettrait alors, le calcul de la réponse à une excitation par convolution de la réponse impulsionnelle avec l'excitation.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ABREVIATIONS

- A.I.T.B.T.P. Annales de l'Institut Technique du Bâtiment et des Travaux Publics.
- B.A.I.G.I. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur.
- B.L.L.P.C. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées.
- B.L.L.R.P.C. Bulletin de Liaison des Laboratoires Routiers des Ponts et Chaussées.
- C.R.A.S. Comptes rendus de l'Académie des Sciences.

ANTOINE P.,
BARRET M., (1983), Analyse des variations de température dans trois types de sols, B.A.I.G.I., n°28, pp 169-173.

ARNOULD M.,
DEVEUGHELE M., (1983), Utilisation de carrières souterraines de la région parisienne pour stockage inter-saisonnier d'énergie solaire pour l'habitat, B.A.I.G.I., n°28, pp 43-48.

BERTAUX M.-G.,
BIENFAIT G.,
JOLIVET J., (1975), Etude des propriétés thermiques des milieux granulaires, A. Geophys., t 31, n°2, pp 191-206.

BERTHIER J., (1967), Quatre années de recherches sur le gel. Bilan-perspectives, B.L.L.R.P.C., n°28, pp (1-2) - (1-12).

BIRMAN J. H., (1969), Geothermal exploration for ground water. Geol. Soc. of America Bull., v.80, pp 617-630.

CADIERGUES R.,
GENEVAY J., (1952), La conductibilité thermique des matériaux, A.I.T.B.T.P., n°52-53, série XXV, pp 473-488.

CARTWRIGHT K., (1968), Temperature prospecting for shallow glacial and alluvial aquifers in Illinois. Illinois State Geological Survey, 39 pages.

COUTURIER B., (1974), Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique du bas Grésivaudan (Isère). Thèse de 3e Cycle, Grenoble.

CROFT D.R.,
LILLEY D.G., (1977), Heat transfer calculations using finite difference equations, Applied Science Publishers Ltd, 283 pages.

DEVEUGHELE M.,
VERCAMER P., (1983), Exploitation thermique du proche sous-sol par pompe à chaleur, B.A.I.G.I., n°28, pp 81-89.

DEVYENNE M., (1949), Influence de l'humidité sur la conduction thermique des corps granuleux, Journal du CNRS (Bellevue), n°8, pp 238-246.

FREMONT M.-J., (1982), Mise au point d'un programme de traitement de doublets de séismes. Mémoire de D.E.A., MMGE, Grenoble.

GOGUEL J., (1945), Sur l'interprétation des variations séculaires de la température des caves de l'observatoire de Paris. C.R.A.S., t. 221, pp 421-422.

(1975), La Géothermie, Doin Editeurs, Paris.

JAEGER J.C., (1965), Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements, Geophys. Monographies, n°8, pp 7-23.

KAPPELMEYER O., (1957), The use of near surface temperature measurements for discovering anomalies due to causes at depths. Geophys. Prosp. 5, pp 239-258.

KIMIAGALAM D., (1976), Contribution à l'étude géothermique de l'hydrogéologie des glissements de terrain. Thèse de 3e Cycle, Grenoble.

MALLET J.-L., (1974), Informatique géologique : Présentation d'un ensemble de méthodes et techniques de la cartographie automatique numérique. Sciences de la Terre, n°4, Fondation scientifique de la Géologie et de ses applications, Nancy, 213 pages.

MAX J., (1955), Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques, Masson, 302 pages.

MOREAU R., (1976), Transferts thermiques, cours à l'INPG de Grenoble.

PASCAL A., (1955), La mesure de la conduction thermique des matériaux du bâtiment, A.I.T.B.T.P., n°90, série 32, pp 583-598.

PENROD E.B., (1960), Soil temperature measurements at Lexington, Kentucky from 1952 to 1956. Kentucky Acad. Sciences Trans., v. 21, n°3, pp 50-60.

PERISSET M.-C., (1980), Prospection thermique de subsurface. Application à l'archéologie, Thèse de 3e Cycle, Paris VI.

PHILIPPE A., (1967), Méthode provisoire d'évaluation des profondeurs atteintes par le gel dans les sols et les chaussées. B.L.L.R.P.C., n°28, pp (1-13) - (1-30).

(1973), La propagation du gel dans les chaussées. B.L.L.P.C., n°88, pp 13-22.

SCHMITT D.-P., (1981), Etude de déconvolution par minimisation de l'entropie Mémoire de diplôme Ingénieur géophysicien, IPG, Strasbourg.

SCHNEIDER R., (1962), Use of thermometry in hydrogeologic studies of glacial deposits at Washington, Minnesota. Geol. Soc. of America Bull. v. 73, pp 1305-1308.

SCHOELLER, (1962), Les eaux souterraines, Ed. Masson et Cie, Paris.

TABBAGH A., (1973), Essai sur les conditions d'application des mesures thermiques à la prospection archéologique. Ann. Geophys., t. 29, fasc. 2, pp 179-188.

(1977), Sur la détermination du moment de mesure favorable et l'interprétation des résultats en prospection thermique archéologique. Ann. Geophys., t. 33, fasc. 1/2, pp 243-254.

(1977), Deux nouvelles méthodes géophysiques de prospection archéologique, Thèse d'Etat, Paris VI.

TAKEUCHI A., (1972), Underground temperature survey in and around the landslide area -1- Bull. Disas Prev. Res. Inst, Kyoto Univ., v. 21, n°192.

VAN ORSTRAND C.E., (1934), Some possible applications of geothermics to geology. Bull. of the American Soc. of Petroleum Geol., v. 18, n°1, pp 15-38.

VAUCLIN M.,
LAGOUARDE J.-P.,
THONY J.-L.,
HAMBURGER J.,
CRAUSSE P., (1977), Influence des gradients thermiques sur les transferts d'humidité dans la zone non saturée, A.T.P. Hydrogéologie, CNRS, Rapport final, pp (I.22) - (I.27).

WELSTEAD R., (1982), L'analyse spectrale : un outil privilégié pour l'analyse du signal. Mesures-Régulation-Automatismes, juin-juillet 1982, pp 7-28.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE..... 9

I. GENERALITES..... 11

I.1. Rappel de quelques notions sur les transferts de chaleur..... 11

I.1.1. Propriétés thermiques d'un corps..... 11

I.1.2. Notion de flux thermique..... 13

I.1.3. Transferts de chaleur par conduction..... 14

I.2. Température du proche sous-sol..... 21

1.2.1. Echanges thermiques du proche sous-sol..... 21

1.2.1.1. Echanges thermiques avec le substratum..... 22

1.2.1.2. Echanges thermiques avec l'atmosphère..... 22

1.2.1.3. Bilan thermique du proche sous-sol..... 23

1.2.2. Facteurs influençant la température du proche sous-sol..... 27

1.2.2.1. Facteurs topographiques..... 27

A. L'altitude..... 27

B. La latitude..... 28

C. Pente et exposition..... 28

1.2.2.2. Facteurs physiques..... 31

A. Diffusivité thermique..... 31

B. La couverture végétale..... 40

C. Le manteau neigeux..... 42

D. Le gel..... 47

E. Le vent..... 50

F. La pluie..... 51

DEUXIEME PARTIE..... 53

II. ETUDE DES VARIATIONS NATURELLES..... 55

II.1. Introduction..... 55

II.2. Examen de données brutes..... 56

II.3. Outils de traitement numérique utilisés..... 61

II.3.1. Analyse spectrale..... 61

II.3.2. Analyse spectrale par fenêtre mobile..... 67

II.3.3. Filtrage fréquentiel numérique..... 69

II.4. Méthodes de calcul.....	74
II.4.1. Calcul de la diffusivité thermique.....	74
II.4.1.1. Calcul par l'équation de la chaleur.....	74
II.4.1.2. Calcul par les amplitudes spectrales.....	77
II.4.1.3. Calcul par les phases spectrales.....	81
II.4.1.4. Calcul par les amplitudes spectrales mobiles.....	82
II.4.1.5. Calcul par les phases spectrales mobiles.....	82
II.4.2. Calcul du flux thermique conductif.....	82
II.4.2.1. Par interpolation directe.....	83
II.4.2.2. Par l'équation de la chaleur.....	84
II.4.2.3. Limites des deux méthodes.....	85
II.4.3. Calcul du stock de chaleur.....	86
II.5. Résultats.....	87
II.5.1. Diffusivité thermique.....	87
II.5.1.1. Valeurs obtenues à partir de l'équation de la chaleur.....	87
II.5.1.2. Valeurs calculées par la méthode des amplitudes spectrales.....	90
II.5.1.3. Valeurs obtenues par les phases spectrales.....	90
II.5.1.4. Valeurs obtenues par les amplitudes spectrales mobiles.....	91
II.5.1.5. Valeurs obtenues par les phases spectrales mobiles.....	101
II.5.1.6. Conclusion.....	101
A. Discussion des méthodes.....	101
B. Discussion des valeurs obtenues.....	105
II.5.2. Flux thermique conductif.....	106
II.5.2.1. Valeurs obtenues par interpolation directe.....	106
II.5.1.2. Valeurs obtenues par l'équation de la chaleur.....	110
II.5.3. Stock de chaleur.....	112
<u>TROISIEME PARTIE</u>	115
III. DEUX EXEMPLES D'APPLICATION GEOTECHNIQUE.....	117
III.1. Protection d'un câble enterré contre les chocs thermiques.....	117
III.1.1. Présentation du problème.....	117
III.1.2. Position du problème.....	118
III.1.3. Acquisition des données.....	120
III.1.4. Description des données.....	122
III.1.5. Analyse qualitative des données.....	122
III.1.6. Analyse quantitative des données.....	129
III.1.6.1. Par l'équation de la chaleur.....	130
III.1.6.2. Par les amplitudes spectrales.....	130
III.1.6.3. Par les phases spectrales.....	135
III.1.6.4. Par les amplitudes spectrales mobiles.....	136
III.1.6.5. Par les phases spectrales mobiles.....	144
III.1.7. Conclusion.....	159
III.2. Détection de circulations d'eaux souterraines dans le proche sous-sol des versants (prospection thermométrique).....	163
III.2.1. Principe.....	163
III.2.2. Acquisition des données.....	166
III.2.2.1. Dispositif de mesure.....	166
III.2.2.2. Matériel de mesure.....	168
A. Capteur thermique.....	168
B. Appareil de lecture.....	168
III.2.3. Exemples de mesures thermométriques.....	170

III.2.3.1. Exemple 1.....	170
III.2.3.2. Exemple 2.....	174
III.2.3.3. Exemple 3.....	181
III.2.3.4. Exemple 4.....	181
III.2.4. Conclusion.....	185
CONCLUSION GENERALE.....	187
ANNEXE : Fonction de transfert thermique - Application à la thermique des sols.....	193
I. Réponse impulsionnelle.....	193
II. Fonction de transfert.....	194
III. Application à la thermique des sols.....	194
IV. Exemples de résultats.....	195
IV.1. Fonction de transfert.....	195
IV.2. Calcul de réponses.....	198
V. Conclusion : perspectives.....	200
BIBLIOGRAPHIE.....	201
TABLE DES MATIERES.....	205

THESE de 3^e Cycle GÉOLOGIE APPLIQUÉE

Titre de l'ouvrage :

**ANALYSE DES VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE
DU PROCHE SOUS-SOL
INTERPRÉTATION. APPLICATION A
CERTAINS PROBLÈMES GÉOTECHNIQUES**

Vom de l'auteur : Marc BARRET

Établissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires de
Géologie et de Mécanique

RÉSUMÉ

La première partie est consacrée à un rappel théorique des propriétés thermiques des matériaux, à des notions sur les flux et transferts thermiques ainsi qu'à la définition du modèle étudié où les variations de température sont des ondes thermiques sinusoïdales et où les transferts se font uniquement par conduction. On étudie ensuite les facteurs influençant les échanges thermiques de ce modèle, et notamment la conductivité et la diffusivité.

Dans la deuxième partie, après avoir examiné des exemples de données, on montre la nécessité de les traiter pour parvenir à l'extraction de certains paramètres du modèle choisi. Les outils de traitement sont l'analyse spectrale, globale et par fenêtre mobile, et le filtrage fréquentiel numérique. Quelques méthodes de calcul de la diffusivité, du flux thermique conductif et du stock de chaleur sont alors exposées ainsi que les conditions de leur validité, tant d'un point de vue théorique que lors d'applications numériques sur données réelles et synthétiques.

Deux exemples d'application géotechnique sont présentés dans la troisième partie où l'on utilise la température du proche sous-sol.

* Le premier exemple concerne le problème de la fiabilité des données transmises par un câble enterré lors de variations temporelles de la température. Il apparaît alors nécessaire de connaître la diffusivité thermique des terrains rencontrés. Celle-ci est calculée à partir d'enregistrements de température par les méthodes présentées dans la deuxième partie. La différence de comportement thermique entre les terrains est ainsi mise en évidence.

* Dans le deuxième exemple, on cherche à déceler des circulations d'eau dans le proche sous-sol par les anomalies qu'elles sont susceptibles d'y provoquer.

MOTS-CLÉS

Proche sous-sol ; Transfert thermique par conduction ; Diffusivité thermique ; Flux thermique ; Analyse spectrale ; Fenêtre mobile ; Équation de la chaleur ; Géotechnique ; Détection de circulation d'eau ; Glissements de terrain ; Plateau de Bure ; Thermométrie.