# ÉTUDE THERMOMÉTRIQUE DES SUBSTRATUMS DE LA GROTTE DE SCĂRIȘOARA

GHEORGHE RACOVIȚĂ, VIOREL BOGHEAN, EMIL SILVESTRU et MIRCEA PETRESCU

Analyse statistique, basée sur le modelage par courbes fonctionnelles, des variations saisonnières de température qui se produisent au niveau des parois rocheuses, du bloc de glace et de la couche d'air se trouvent dans le voisinage de ces substratums. On conclut que les fluctuations thermométriques sont analogues à celles qui caractérisent l'atmosphère souterraine et que l'état thermique des substratums est donc déterminé d'une manière prépondérante par la thermocirculation.

Quoique le rôle particulièrement important que le sur-refroidissement des substratums joue dans le phénomène de la glaciation de caverne a été remarqué depuis longtemps dans le cas de la grotte glacière de Scărișoara aussi (*M. Șerban* et al., 1967), jusqu'à présent on n'a pas disposé d'informations précises à ce point de vue. Ce n'est qu'à partir de 1988 que le programme de recherches topoclimatiques et glaciologiques qui a débuté dans cette grotte en 1982 a été complété avec une étude plus détaillée sur la thermométrie des milieux physiques représentés par les parois calcaires et par le bloc massif de glace qui se conserve au centre de la cavité. En conséquence, nous disposons aujourd'hui d'une première série de données couvrant un cycle annuel complet et c'est son analyse qui fait l'objet de notre travail.

## 1. TECHNIQUE DE MESURE

Les mesures ont été faites avec des thermomètres électroniques type DTL-70, qui assurent après un rigoureux étalonnage une précision de 0,1°C.

Dans le cas des parois rocheuses, on a établi 14 points de station, dont 12 sont distribués le long d'un alignement qui s'étend depuis l'entrée de la grotte et jusqu'à l'extrémité inférieure de la Galerie Coman, à —105 m de dénivellement ; les deux autres sont placés dans la Petite Salle et l'Eglise (fig. 1). Dans chacun de ces points on a effectué quatre mesures : dans la couche de contact (à 1,5 cm de la paroi), à la surface même de la paroi (0 cm) et à 5 et 20 cm de profondeur. Les deux dernières ont été faites dans des forages de 1 cm de diamètre, réalisés manuellement, armés de tubes en plastique et obturés avec des bouchons en caoutchouc, en prenant chaque fois soin d'assurer un contact aussi bon que possible entre la sonde du thermomètre et la roche.

Dans le cas du bloc de glace, on a établi cinq points de station, dont deux (stations 6 et 7) sur la face supérieure de celui-ci et trois (stations 9, 9a et 10) sur son flanc sud. Les mesures ont été faites à 10, 40, 70 et 100 cm de profondeur, d'après la même technique.

Afin d'obtenir des données plus exactes sur l'influence thermique réciproque d'entre l'atmosphère souterraine et les substratums, aux sta-

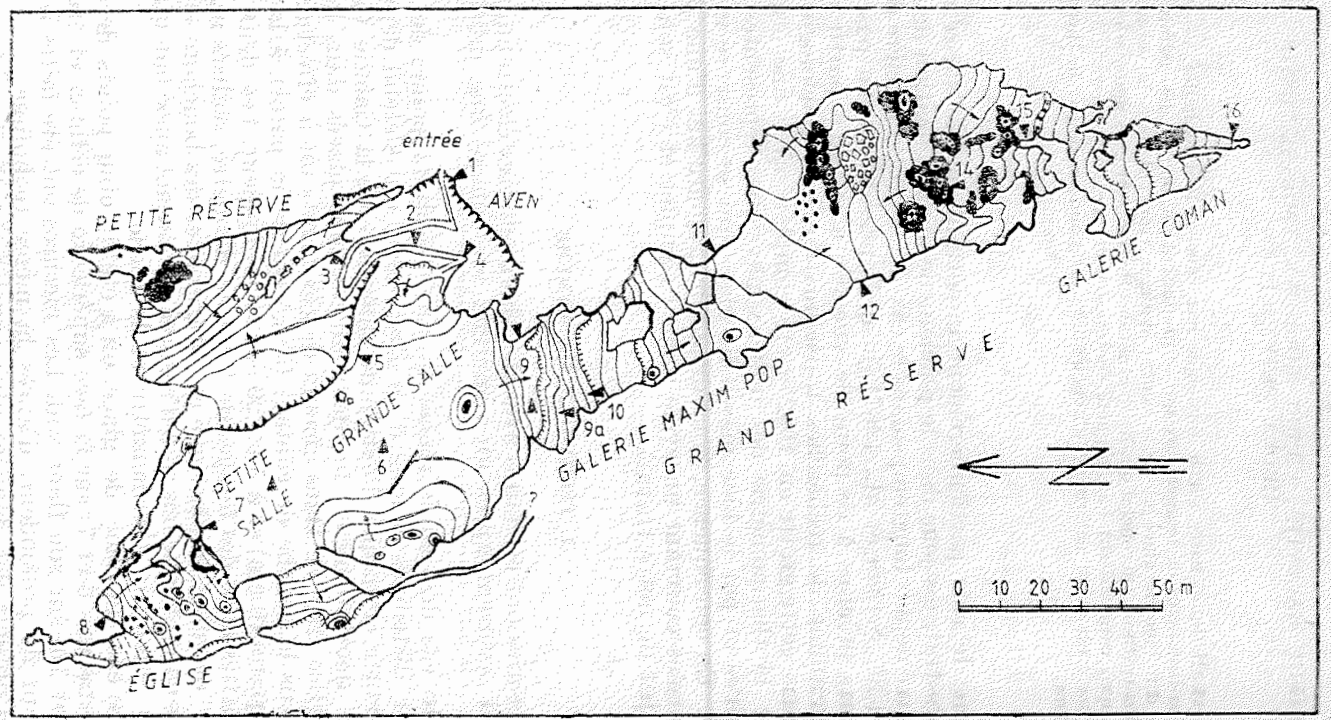


Fig. 1. — Plan de la grotte Gheţarul de la Scărişoara, montrant l'emplacement des points de station pour les mesures thermométriques.

tions 5 (pour la roche) et 6 (pour la glace) on a prelevé également la température de l'air à 5, 10, 20, 50 et 100 cm de la surface du substratum, la sonde du thermomètre étant placée sur un support glissant le long d'une tige fixe.

Toutes ces catégories de mesures ont été effectuées une fois par mois, donc à des intervalles d'environ 30 jours, à partir de novembre 1988 et jusqu'en octobre 1989.

## 2. TEMPÉRATURE DE LA ROCHE

Les données dont nous disposons aujourd'hui nous permettent d'analyser les variations de température qui se produisent au niveau des substratums calcaires sous deux aspects : d'une part dans la profondeur de ces substratums, et d'autre part le long de l'alignement formé par la succession des stations. Comme la Grotte de Scărișoara est une cavité à ventilation bidirectionnelle intermitente, avec la phase active placée en période hivernale, il convient que cette analyse porte non pas sur les moyennes annuelles, mais sur les valeurs caractéristiques pour chaque saison.

### 2.1. VARIATIONS THERMIQUES DANS LA PROFONDEUR DE LA ROCHE

L'examen des résultats fournis par les mesures thermométriques (tab. I) montre que l'amplitude des variations sur une profondeur limitée à 20 cm est généralement faible, ce qui rend douteuse la signification que peut avoir le modelage mathématique de ces variations. Par ailleurs, le système de mesures instantanées surprend les ondes thermiques négatives ou positives qui se propagent alternativement dans la masse calcaire dans des phases très différentes. Afin de diminuer ces inconvénients, nous avons préféré de tester les possibilités d'appliquer néanmoins un tel modelage en remplaçant les moyennes saisonnières par les sets de valeurs enregistrées dans les moments les plus représentatifs pour les deux phases principales de la thermocirculation souterraine. Ceux-ci sont le mois de décembre pour la phase hivernale et celui d'août pour la phase estivale. L'analyse a porté d'une part sur les mesures faites à la station 1, au niveau de l'ouverture supérieure de l'Aven, qui sont considérées comme terme de référence, et d'autre part sur les moyennes des mesures faites dans la zone glaciaire de la cavité, c'est-à-dire aux stations 5—10.

Les calculs montrent dans les deux cas que les courbes fonctionnelles suggérées par la distribution des températures s'adaptent aux valeurs réelles avec un plus haut degré de signification statistique si ces courbes ne se rapportent que strictement à la roche, en éliminant le température de l'air pirise dans la couche de contact. Il apparaît donc que l'interface air-roche détermine une discontinuité dans la propagation du flux thermique, due évidemment à la capacité calorique différente des deux milieux physiques. On doit noter aussi que cette discontinuité est plus accentuée à la station 1 et tend à s'effacer dans la zone glaciaire de la grotte (fig. 2), en concordance avec le phénomène général d'amortissement des variations thermiques qui se manifeste à l'intérieur de toute cavité souterraine

(*C. Andrieux*, 1971, *G. Racoviță*, 1975). Notons qu'un résultat similaire a été obtenu par *J. Choppy* (1981) en partant des mesures faites dans la Grotte C. Doria d'Italia, tout en précisant que, dans ce cas, ce n'est que l'amplitude et non pas le sens de la discontinuité qui change saisonnièrement, de sorte que celle-ci apparaît très vraisemblablement comme effet de l'évaporation à la surface des parois.

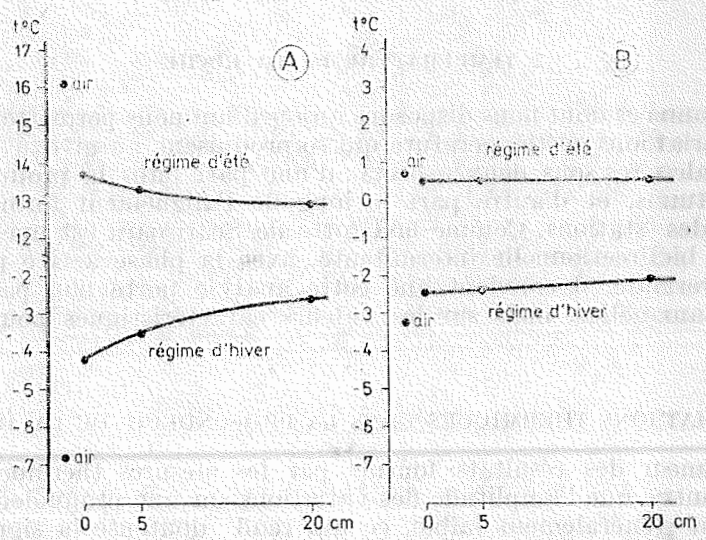


Fig. 2. — Modèles théoriques de la distribution des températures dans la profondeur de la roche à l'extérieur (A) et dans la zone glaciaire de la grotte (B).

En ce qui concerne le type des courbes qui doivent être choisies comme modèles théoriques pour les gradients thermiques constitués dans la profondeur des substratums rocheux, la différence entre l'extérieur (station 1) et la zone glaciaire de la grotte est encore plus marquée. Dans le premier cas, ces courbes sont données par des fonctions puissance dans chacun des deux saisons (fig. 2), ayant pour équations numériques

$$t_r = 5{,}38\ (p + 2)^{0{,}101} - 10 \qquad (1)$$

en régime hivernal, et

$$t_r = 13{,}95\ (p + 2)^{-0{,}025} \qquad (2)$$

en régime estival, et pouvant être adaptées aux valeurs réelles avec un degré de signification statistique particulièrement élevé, car les rapports de corrélation qui y correspondent sont très proches de leur grandeur maximum ($\eta = 0{,}998$ et, respectivement, $\eta = 0{,}999$).

Dans le second cas, la distribution des températures par rapport à la profondeur devient linéaire, la forme numérique des fonctions calculées

pour les deux saisons étant

$$t_r = 0{,}0165 \quad p - 2{,}43 \quad (\eta = 1{,}00) \qquad (3)$$

en régime hivernal, et

$$t_r = -0{,}00154 \; p + 0{,}51 \quad (\eta = 0{,}74) \qquad (4)$$

en régime estival.

Le fait que la fonction puissance établie pour l'extérieur se transforme en fonction linéaire dans la zone glaciaire de la grotte constitue un excellent indicateur quantitatif pour les effets de l'accumulation d'air froid due à la thermocirculation spécifique à la Grotte de Scărișoara. Ces effets se manifestent sous trois aspects, tous liés directement aux conditions thermiques propres au méroclimat de type glaciaire. En premier lieu, ces conditions impriment à la roche une température moyenne annuelle inférieure à celle de la surface, de sorte que les influences hivernales sont plus modérées, car l'air froid transporté par la composante descendante de la ventilation bidirectionnelle arrive dans la grotte avec une température plus proche de celle à laquelle se trouve déjà le substratum calcaire. En second lieu, le sens dans lequel s'exerce l'influence thermique réciproque entre l'air et la roche s'inverse saisonnièrement, parce que pendant l'été ce sont les parois calcaires sur-refroidies qui déterminent l'état thermique de l'atmosphère souterraine, l'expression la plus évidente de ce déterminisme étant le palier thermique d'environ +0,5 °C qui caractérise la période estivale (*G. Racoviță*, 1967). En troisième lieu, le gradient linéaire indique une hétérogénéité thermique moins accentuée par rapport à l'extérieur, ce qui signifie que le processus de sur-refroidissement affecte le substratum rocheux au moins sur toute l'épaisseur de 20 cm sur laquelle ont porté les mesures.

En ce qui concerne les amplitudes thermiques saisonnières dans la roche, nous avons déjà remarqué que celles-ci sont très faibles, car elles restent toujours inférieures à 1°C. En outre, elles diminuent le long du cavernement selon une fonction hyperbolique (fig. 3), de sorte que, à partir de l'entrée dans la Grande Salle (station 5), elles ne dépassent plus 0,2°C en régime hivernal et 0,1°C en régime estival, ce qui signifie qu'elles arrivent à la limite de la précision permise par la technique de mesure. Dans ces conditions, toute interprétation concernant les variations auxquelles est soumise la température de la roche en divers points de la grotte devient impossible, et cet inconvénient ne pourra être évité à l'avenir qu'en augmentant soit la profondeur des sondages, soit la précision des mesures. Pour le moment, les limites de la méthode thermométrique employée nous obligent à travailler avec ce premier set d'informations et celui-ci n'est pas totalement dépourvu de signification. Il apparaît cependant que, pour le reste de notre analyse, il suffit de se rapporter aux séries de données prélevées à une seule profondeur; nous en avons choisi celle de 5 cm.

Enfin, il faut noter que, dans le méroclimat de stabilité de la grotte, la température de l'air dans la couche de contact n'est en moyenne que de 0,08°C supérieure à celle de la surface des substratums calcaires, ce qui prouve que les deux milieux physiques tendent à se mettre en état d'équilibre thermique. Quoique les situations sont très différentes

en ce qui concerne la morphologie des cavités et la thermocirculation souterraine, ce résultat est comparable en termes généraux à ceux obtenus par *C. Andrieux* (1973, 1974) dans les grottes de Pigailh et de Niaux en France, cet auteur trouvant une différence entre les moyennes thermiques annuelles de 0,1—0,2°C en faveur de la roche dans le premier cas et de 0,59°C en faveur de l'air dans le second ; ses conclusions montrent que de tels écarts peuvent s'expliquer par l'intervention de l'eau de percolation en tant qu'élément actif dans les mécanismes de transfert énergétique qui intéressent les cavités en question.

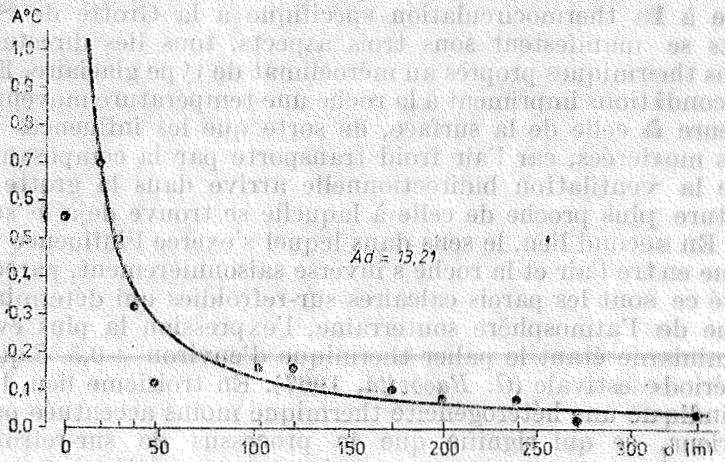


Fig. 3. — Amortissement hyperbolique des écarts thermiques entre la surface des parois rocheuses et la profondeur de 20 cm, suivant la distance rapportée à l'entrée de la grotte.

## 2.2. VARIATIONS THERMIQUES LE LONG DU CAVERNEMENT

Les résultats dont nous disposons à la fin d'un cycle annuel de mesures (tab. I, fig. 4) montrent que, dans l'ensemble de la cavité, l'évolution mensuelle de la température de la roche est dominée par l'onde négative qui se propage à partir de la surface pendant la saison hivernale, en étroite liaison avec le principal élément qui caractérise la thermocirculation souterraine, à savoir le transport d'air froid externe qui se produit au cours de cette saison (*G. Racoviță*, 1967). Le phénomène comporte des aspects qu'il convient d'analyser de plus près.

A l'extérieur (station 1), la température minimum a été enregistrée en décembre 1988. On retrouve la valeur minimum dans ce même mois jusqu'à la station 5 (entrée dans la Grande Salle), les courbes dérivées des mesures faites le long de l'Aven étant à peu près parallèles et mettant en évidence des variations pratiquement synchrones durant tout l'hiver. A partir de la station 7 (la Petite Salle), l'onde thermique négative est décalée d'un mois, la température minimum étant enregistrée en janvier, et cette particularité se conserve jusqu'à la limite d'extension des formations stalagmitiques de glace (station 12). Un nouveau set de courbes parallèles se détache ainsi, correspondant à un secteur de la cavité plus

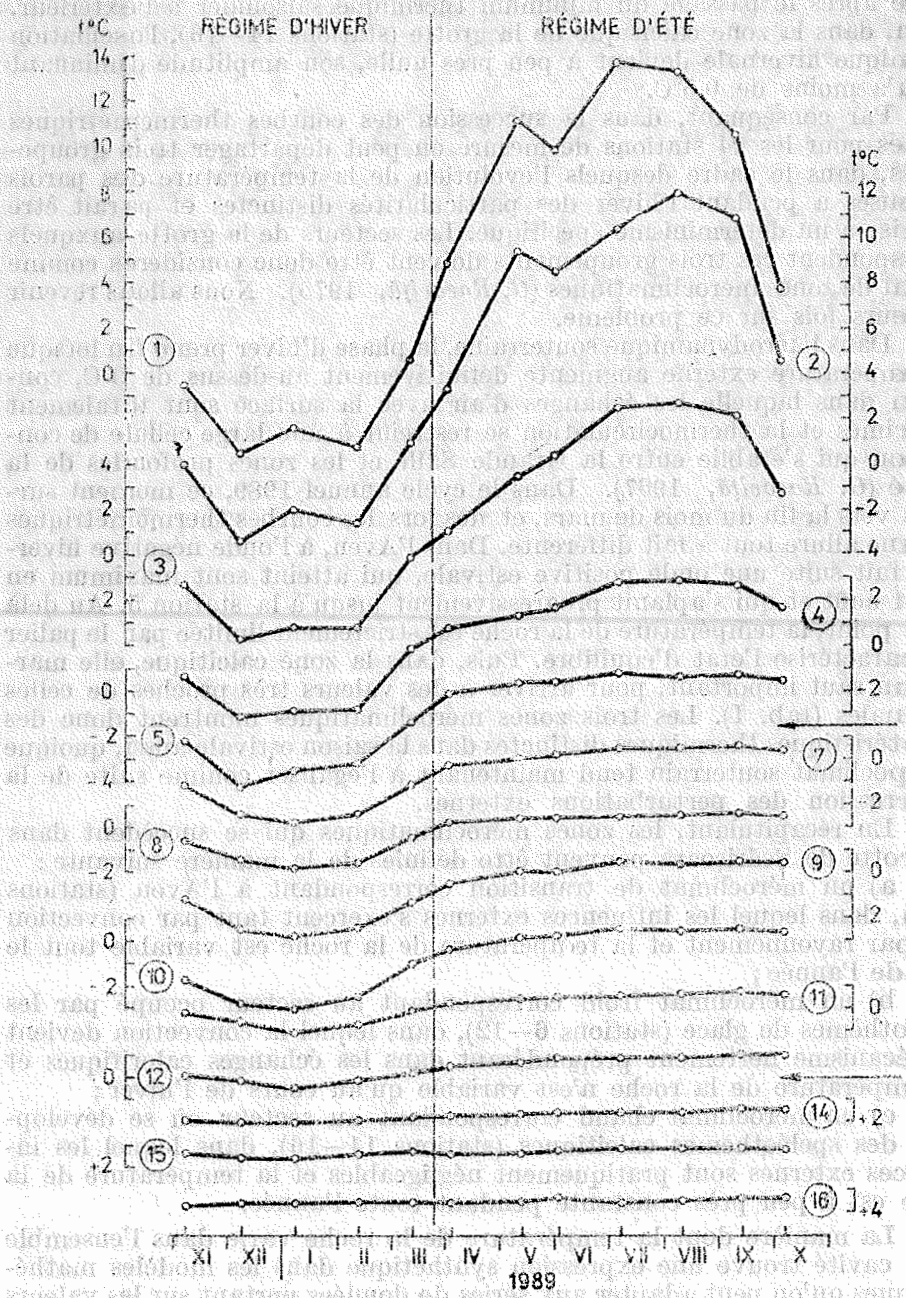


Fig. 4. — Variation au cours du cycle annuel de la température de la roche à 5 cm de profondeur dans les 14 stations de mesure. Les flèches indiquent les limites des zones méroclimatiques.

éloigné de la surface et dans lequel le refroidissement de paro is se poursuit même après le passage du minimum thermique saisonnier à l'extérieur. Enfin, dans la zone calcitique de la grotte (stations 14—16), l'oscillation thermique hivernale devient à peu près nulle, son amplitude diminuant jusqu'à moins de 0,5°C.

Par conséquant, dans la succession des courbes thermométriques tracées pour les 14 stations de mesure on peut départager trois groupements, dans le cadre desquels l'évolution de la température des parois rocheuses a pendant l'hiver des particularités distinctes et paraît être soumise à un déterminisme spécifique. Les secteurs de la grotte auxquels correspondent ces trois groupements doivent être donc considérés comme autant de zones méroclimatiques (*G. Racoviță*, 1975). Nous allons revenir plusieurs fois sur ce problème.

Dans l'aérodynamique souterraine, la phase d'hiver prend fin lorsque la température externe augmente définitivement au-dessus de 0°C, condition dans laquelle les échanges d'air avec la surface sont totalement supprimés et la thermocirculation se restreint à une large cellule de convection qui s'établie entre la Grande Salle et les zones profondes de la cavité (*G. Racoviță*, 1967). Dans le cycle annuel 1989, ce moment survient vers la fin du mois de mars, et dès lors les courbes thermométriques ont une allure tout à fait différente. Dans l'Aven, à l'onde négative hivernale fait suite une onde positive estivale, qui atteint sont maximum en juillet-août et qui s'aplanit progressivement jusqu'à la station 5. Au delà de ce point, la température de la roche est strictement limitée par le palier qui caractérise l'état d'équilibre. Puis, dans la zone calcitique, elle marque un saut important, pour arriver à des valeurs très proches de celles hivernales (tab. I). Les trois zones méroclimatiques montrent donc des caractéristiques thermiques distinctes dans la saison estivale aussi, quoique le topoclimat souterrain tend maintenant à l'égaliser comme suite de la supprression des perturbations externes.

En récapitulant, les zones méroclimatiques qui se succèdent dans la Grotte de Scărișoara peuvent être définies de la manière suivante :

a) un méroclimat de transition correspondant à l'Aven (stations 1—5), dans lequel les influences externes s'exercent tant par convection que par rayonnement et la te npérature de la roche est variable tout le long de l'année ;

b) un méroclimat froid correspondant au secteur occupé par les spéléothèmes de glace (stations 6—12), dans lequel la convection devient le mécanisme nettement prépondérant dans les échanges calorifiques et la température de la roche n'est variable qu'au cours de l'hiver ;

c) un méroclimat chaud correspondant au secteur où se développent des spéléothèmes calcitiques (stations 14—16), dans lequel les influences externes sont pratiquement négligeables et la température de la roche est à peu près constante pendant toute l'année.

La manière dont la température de la roche varie dans l'ensemble de la cavité trouve une expression synthétique dans les modèles mathématiques qu'on peut adapter aux séries de données portant sur les valeurs moyennes et les amplitudes des variations de ce paramètre.

En régime hivernal, la distribution des températures moyennes le long du cavernement suit une fonction parabolique (fig. 5), dont l'équa-

tion numérique est

$$t_r = 0{,}000136\ d^2 - 0{,}0226\ d - 1{,}39 \quad (\eta = 0{,}94) \qquad (5)$$

Ce modèle global met très clairement en évidence les deux traits fondamentaux du topoclimat de la Grotte de Scărişoara, à savoir le sur-refroidissement des parois dans la zone glaciaire de la cavité et l'augmentation de la température vers les parties profondes de celle-ci. Par ailleurs, l'écart des ordonnées réelles par rapport à la courbe théorique sont d'excellents repères pour la définition des zones méroclimatiques, dans le cadre desquelles on peut calculer des fonctions encore plus proches de ces ordonnées (*G. Racoviță*, 1987). En effet, dans chacune des trois zones,

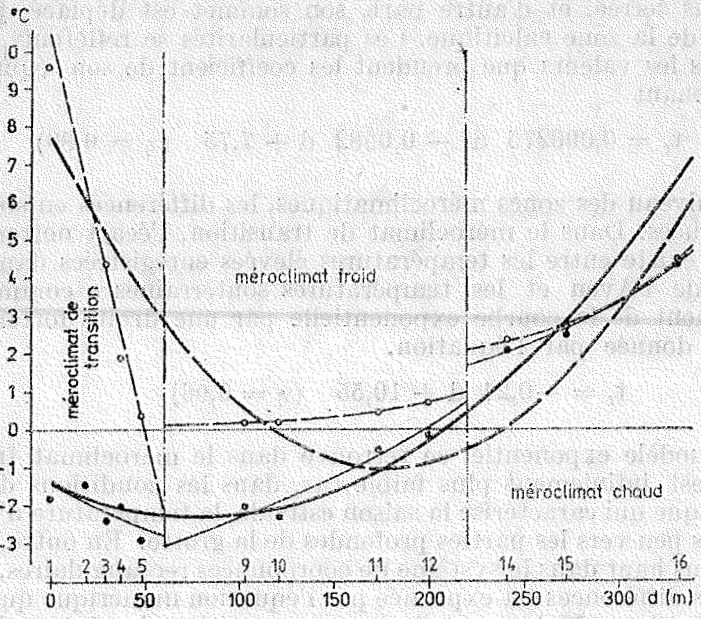


Fig. 5. — Modelage mathématique de la distribution des moyennes saisonnières de la température de la roche en régime hivernal (cercles noirs et traits continus) et en régime estival (cercles blancs et traits interrompus). Traits épais = fonctions globales au niveau topoclimatique ; traits minces = fonctions partielles au niveau méroclimatique.

la distribution des moyennes hivernales suit une fonction cette fois-ci exponentielle (fig. 5), pour laquelle l'équation numérique s'écrit

$$t_r = 8{,}53 \cdot 1{,}0029^{-d} - 10 \quad (\eta = 0{,}84) \qquad (6)$$

dans le méroclimat de transition.

$$t_r = 5{,}89 \cdot 1{,}0026^{d} - 10 \quad (\eta = 0{,}96) \qquad (7)$$

dans le méroclimat froid, et

$$t_r = 0{,}28 \cdot 1{,}0083 \quad (\eta = 0{,}995) \qquad (8)$$

dans le méroclimat chaud.

On voit que la règle énoncée ci-dessus ne se vérifie pas dans le cas du méroclimat de transition, dans lequel les valeurs thermométriques ont une distribution moins uniforme et le rapport de corrélation est inférieur à celui de la fonction parabolique globale. Cette anomalie est vraisemblablement due au fait que les variations de température sont plus amples dans l'Aven et, tel que nous l'avons déjà remarqué, les mesures instantanées peuvent coïncider avec des phases différentes de la propagation des oscillations thermiques.

En régime d'été, quand les échanges aérodynamiques avec l'extérieur sont supprimée, le gradient thermique global conserve sa forme parabolique, mais la courbe se distingue nettement de celle hivernale par deux traits caractéristiques (fig. 5) : d'une part, elle est plus symétrique et plus serrée, et d'autre part, son sommet est déplacé jusqu'à la proximité de la zone calcitique. Ces particularités se reflètent, naturellement, dans les valeurs que prendent les coefficient de son équation, qui est maintenant

$$t_r = 0{,}000275\ d^2 - 0{,}0982\ d + 7{,}75 \quad (\eta = 0{,}80) \tag{9}$$

Au niveau des zones méroclimatiques, les différences en sont encore plus marquées. Dans le méroclimat de transition, l'écart nettement plus grand qui existe entre les températures élevées enregistrées dans le titres supérieur de l'Aven et les températures souterraines a comme effet le remplacement de la courbe exponentielle par une droite fortement descendante, donnée par l'équation.

$$t_r = -0{,}21\ d + 10{,}55 \quad (\eta = 0{,}96) \tag{10}$$

Le modèle exponentiel se retrouve dans le méroclimat froid, mais sa pente est infiniement plus faible car, dans les conditions de l'équilibre thermique qui caractérise la saison estivale, la température n'augmente que de très peu vers les parties profondes de la grotte. En outre, la courbe se place plus haut dans le système de coordonnées rectangulaires. La grandeur de ces différences est exprimée par l'équation numérique qui y correspond et dont le coefficient $a$ de la base est supérieur à celui de la relation (7); cette équation est

$$t_r = 0{,}042 \cdot 1{,}0141^d \quad (\eta = 0{,}995) \tag{11}$$

En échange, les moyennes thermiques estivales restent très voisines à celles hivernales dans le méroclimat chaud qui, nous le rappellons, est une zone de haute stabilité. Par conséquent, le modèle qui peut y être adopté est toujours exponentiel et les coefficients de son équation

$$t_r = 0{,}42 \cdot 1{,}0071^d \quad (\eta = 0{,}990) \tag{12}$$

sont eux aussi très semblables à ceux de l'équation (8).

Des informations de même très utiles pour l'interprétation des variations que présente la température de la roche dans les conditions spécifiques à la Grotte de Scărișoara peuvent être détachées de l'analyse des amplitudes thermiques saisonnières.

En régime hivernal, l'amortissement de ces variations en fonction de la distance rapportée à l'entrée de la grotte se réalise conformément au modèle général qui s'applique à l'atmosphère des cavités souterraines (*G. Racoviță*, 1984), c'est-à-dire qu'il correspond à une courbe exponentielle décroissante (fig. 6), dont l'équation est

$$A_r = 4{,}88 \cdot 1{,}0103^{-d} \quad (\eta = 0{,}97) \tag{13}$$

Cependant, deux particularités apparaissent au niveau des zones méroclimatiques.

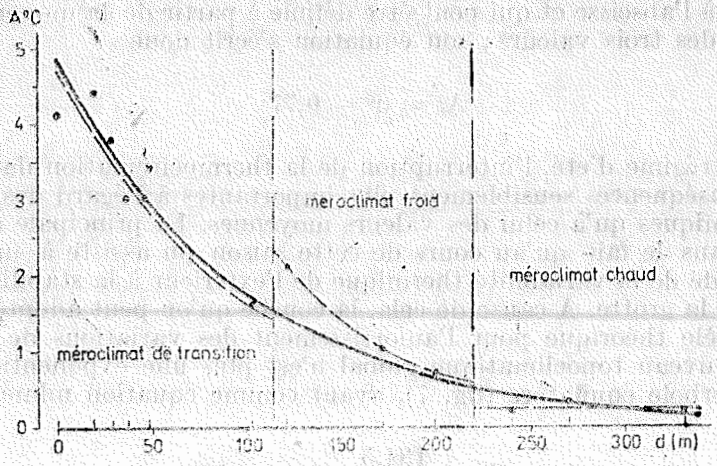


**Fig. 6. — Modelage de l'amortissement des variations thermométriques dans la roche en régime hivernal.**

En premier lieu, la limite d'entre le méroclimat de transition et celui froid se place maintenant non pas à l'entrée de la Grande Salle, mais d'une cinquantaine de mètres plus loin, au commencement de la Galerie Maxim Pop. Ce résultat, dérivé des critères objectifs qu'impose l'analyse statistique des données primaires, montre que la notion de «limite méroclimatique» ne se traduit uniquement par un plan vertical séparant deux parties très distinctes d'une grotte, mais peut comprendre parfois un secteur d'une certaine étendue, dans lequel le passage d'un contexte climatique à l'autre est plus ou moins gradué. Il apparaît de même que la délimitation des zones méroclimatiques doit tenir compte d'un nombre aussi grand que possible d'éléments, car ces zones se caractérisent en principe par des particularités concernant *tous* les facteurs topoclimatiques.

En second lieu, le modèle exponentiel ne se conserve que dans le cadre des deux premières zones. Dans le méroclimat de transition, l'équation

$$A_r = 4{,}69 \cdot 1{,}0101^{-d} \quad (\eta = 0{,}94) \tag{14}$$

est très peu différente de la fonction globale (13), et le fait que le rapport de corrélation qui lui correspond est légèrement plus faible n'est dû qu'à la diminution du nombre de valeurs. Dans le méroclimat froid, l'équation numérique devient

$$A_r = 11{,}32 \cdot 1{,}0140^{-d} \quad (\eta = 1{,}00) \tag{15}$$

et, en révanche, le rapport de corrélation atteint son maximum, compensation qui, outre la discontinuité visible qui apparaît dans la succession des valeurs réelles, justifie pleinement la séparation des deux zones. Dans le méroclimat chaud, la grande stabilité thermométrique n'admet plus un modèle exponentiel, celui-ci devant être remplacé par une droite parallèle à l'abscisse et qui peut être définie à partir de la moyenne arithmétique des trois valeurs ; son équation s'écrit donc

$$A_r = d^0 - 0{,}77 \tag{16}$$

En régime d'été, l'interruption de la thermocirculation dans l'Aven a des conséquences sensiblement plus importantes à l'égard des amplitudes thermiques qu'à celui des valeurs moyennes. La principale différence réside dans le fait qu'au cours de cette saison on assiste à un passage plus rapide de la variabilité thermique de l'extérieur à la stabilité spécifique pour la grotte. A cause de cela, la courbe qu'on peut adopter en tant que modèle théorique pour l'amortissement des variations de température au niveau topoclimatique global n'est plus une exponentielle, mais une hyperbole équilatère (fig. 7), ayant comme équation numérique

$$A_r = \frac{134{,}5}{d} \quad (\eta = 0{,}93) \tag{17}$$

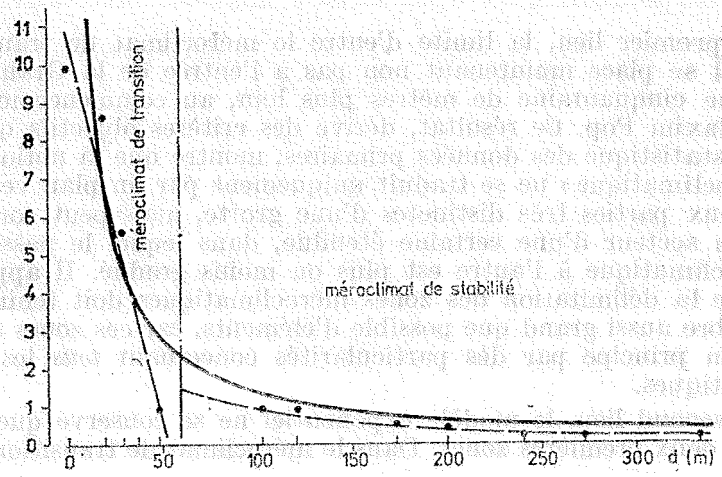


Fig. 7. — Modelage de l'amortissement des variations thermométriques dans la roche en régime estival.

D'autre part, cette stabilité qui devient générale depuis la Grande Salle et jusqu'à l'extrémité inférieure de la Galerie Coman supprime toute distinction entre le méroclimat froid et celui chaud. On n'en trouve donc que le méroclimat de transition dans l'Aven, dans lequel le modèle le plus adéquat pour la diminution particulièrement accentuée des amplitudes thermiques est la droite qui correspond à l'équation

$$A_r = -0{,}205\ d + 10{,}87 \quad (\eta = 0{,}95), \tag{18}$$

et une large zone avec un méroclimat de stabilité, dans lequel se conserve le modèle exponentiel, mais son équation

$$A_r = 1{,}95 \cdot 1{,}0079^{-d} \quad (\eta = 0{,}97) \tag{19}$$

montre, par la faible valeur de son coefficient $a$, que ce modèle s'approche sensiblement d'une distribution linéaire des valeurs.

L'étude statistique des variations auxquelles est soumise la température de la roche dans l'ensemble de la cavité nous conduit finalement à une constatation de très grande importance : sous tous les aspects, ces variations sont parfaitement analogues à celles qui se produisent dans l'atmosphère [1], ce qui signifie que l'état thermique des deux milieux physiques à le même déterminisme et que l'élément principal de celui-ci réside dans les influences externes propagées par convection. Si néanmoins il existe, le rôle que joue le transfert d'énergie calorifique dû à la percolation ne peut être que secondaire, de sorte que les conclusions que *C. Andrieux* (1975) détache des recherches climatiques effectuées dans la Grotte de Niaux restent inapplicables à la Grotte de Scărişoara. Ce fait n'est pas surprenant et ne doit pas être interprété comme une contradiction : au point de vue climatologique — comme d'ailleurs à beaucoup d'autres — il est plus facile de trouver de différences que de ressemblances entre les grottes, car chaque cavité constitue en règle générale une entité à part.

### 3. TEMPÉRATURE DE LA GLACE

Etant donné que la glace a des propriétés thermiques différentes par rapport à la roche calcaire, il est naturel de supposer que les variations de température qui se produisent dans la masse du bloc de glace abrité par la Grotte de Scărişoara présentent à leur tour certaines particularités. On a donc intérêt à examiner ces variations sous les mêmes aspects que ceux que nous avons eu en vue lorsque nous avons analysé la température de la roche.

[1] Présentés déjà dans leurs traits généraux (G. Racoviță, 1984), les modèles mathématiques qui peuvent être établis pour quantifier les variations thermométriques de l'atmosphère souterraine feront l'objet d'un autre travail.

3.1. VARIATIONS THERMIQUES DANS LA PROFONDEUR DE LA GLACE

Les résultats des mesures faites jusqu'à 100 cm de profondeur sur la face supérieure (plancher de la Grande Salle)) et le flanc sud du bloc de glace (tab. II) montrent dès l'abord que la température de la glace est très variable même à cette profondeur et que l'augmentation de la longueur des sondages crée des conditions meilleures pour l'étude des gradients thermiques qui s'y forment.

En régime d'hiver, les masses d'air froid véhiculées de l'extérieur par thermocirculation et arrivées en contact avec la glace déterminent un abaissement rapide de la température de celle-ci, le minimum enregistré à 100 cm (en janvier 1989) atteignant —3,1°C à la station 6. Le surrefroidissement de la glace constitue donc un processus très important et qui est loin d'être limité à la couche superficielle du bloc. Dans ces conditions, le gradient thermique est évidemment positive (fig. 8) et

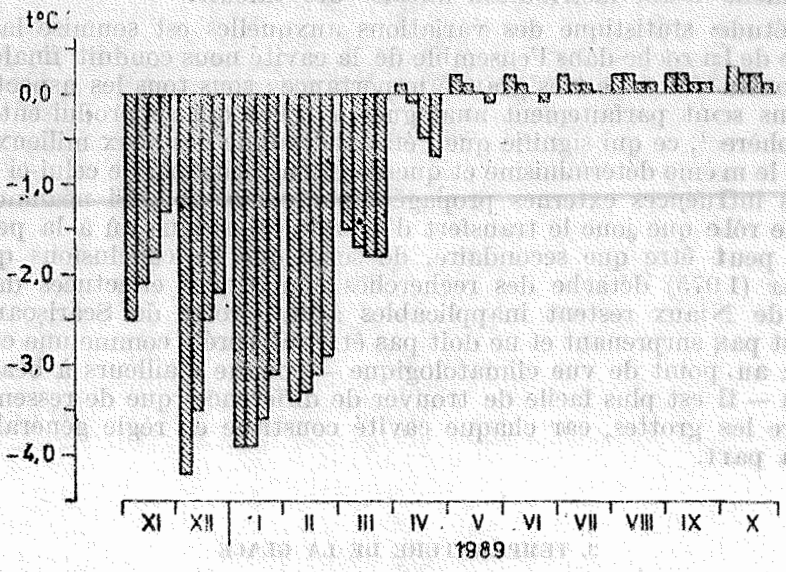


Fig. 8. — Variation au cours de l'année de la température de la glace à la station 6, aux profondeurs successives de 10, 40, 70 et 100 cm.

d'autant plus accentué que les échanges aérodynamiques sont plus intenses. En effet, l'écart entre les températures mesurées à 10 et 100 cm de profondeur à la même station arrive à 2,0°C en décembre 1989, quand on a consigné le minimum thermique à l'extérieur, pour diminuer jusqu'à 0,8°C en janvier 1989, quand on a enregistré les températures souterraines les plus basses mais quand la température externe, quoique toujours négative, était moins sévère. Pour la même raison, vers la fin de l'hiver la température tend à s'égaliser dans la masses du bloc de glace et le gradient thermique devient beaucoup plus faible. En outre, il s'inverse au début du printemps (plus précisément à partir du mois de mars), quand la thermocirculation perd son caractère de continuité et la couche super-

ficielle de glace commence à se réchauffer sous l'effet du rayonnement. Enfin, en régime estival, la température augmente jusqu'à quelques dixièmes au-dessus de 0°C (mais sans dépasser 0,1°C à 100 cm de profondeur) et se maintient à cette valeur avec une constance bien supérieure à celle que marque la température de la roche, car l'énergie calorifique absorbée détermine non pas un échauffement, mais la fonte partielle qui apparaît en tant qu'élément caractéristique dans la dynamique annuelle de tous les spéléothèmes de glace et qui a été reconnue comme tel déjà par *E. Racoviță* (1927).

Les phénomènes qu'on vient de décrire ne sont pas les mêmes dans toutes les parties du bloc, de sorte que des différences significatives apparaissent entre les gradients thermiques selon le point auquel on se rapporte. Elles sont le mieux mises en évidence si la comparaison est faites sur les points topographiques extrêmes, c'est-à-dire entre la face supérieure (station 6) et la base du flanc sud (station 10) (fig. 9).

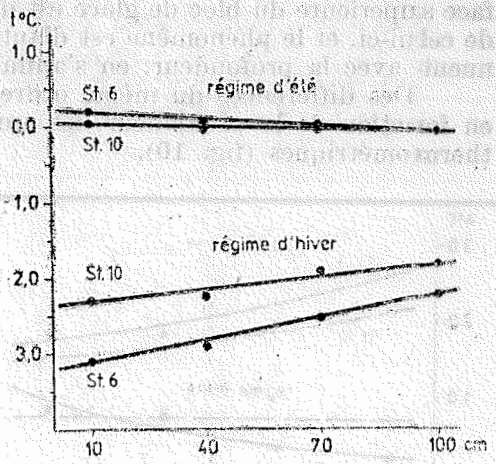


Fig. 9. — Gradients thermiques saisonniers constitués dans la masse du bloc de glace. En ordonnée, températures moyennes.

En régime d'hiver, la température moyenne dans les deux stations est une fonction linéaire de la profondeur, mais les droites correspondantes en sont distinctes. Elles sont définies par les équations

$$t_g = 0{,}00953\ p - 3{,}23 \quad (r_i = 0{,}996) \tag{20}$$

à la station 6, et

$$t_g = 0{,}00553\ p - 2{,}39 \quad (r_i = 0{,}97) \tag{21}$$

à la station 10.

On voit donc que le gradient thermique est plus accentué et comporte des valeurs absolues plus basses sur la face supérieure du bloc de glace, parce que celle-ci est exposée en plus grande mesure aux influences directes qu'exercent les masses d'air froid transportées de l'extérieur. Mais on doit aussi remarquer que la dépendance linéaire ne peut être vraie que pour une couche de glace d'épaisseur limitée, car en extrapo-

lant les deux équations, on arrive au-delà d'une profondeur de 3—4 m à des températures positives, donc à un résultat incompatible avec la réalité physique de la grotte.

En régime d'été, les gradients thermiques restent toujours linéaires, les équations qui en donnent la grandeur étant

$$t_g = -0{,}00327\ p - 0{,}23 \quad (r_i = 0{,}998) \tag{22}$$

pour la station 6, et

$$t_g = -0{,}00147\ p + 0{,}06 \quad (r_i = 0{,}95) \tag{23}$$

pour la station 10.

Outre la tendance générale d'égalisation des températures qui se manifeste en l'absence des perturbations externes, on observe que, sans doute sous l'effet du même rayonnement direct, le réchauffement de la face supérieure du bloc de glace est de très peu supérieur à celui du flanc de celui-ci, et le phénomène est d'autant plus visible que les écarts diminuent avec la profondeur, en s'annulant pratiquement à 100 cm.

Des différences du même ordre se manifestent si on suit, toujours en fonction de la profondeur, les amplitudes saisonnières des variations thermométriques (fig. 10).

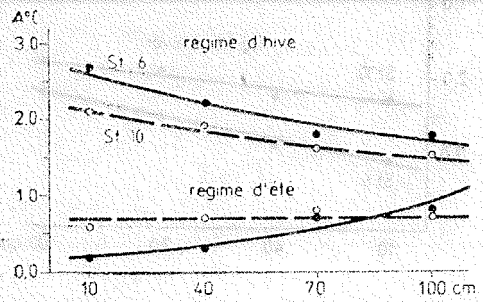


Fig. 10. — Amortissement des variations thermométriques dans la profondeur de la glace.

Durant l'hiver, l'amortissement de ces variations est de type exponentiel, les courbes qui s'adaptent dans les meilleures conditions aux valeurs réelles ayant pour équations

$$A_g = 2{,}72 \cdot 1{,}0047^{-p} \quad (r_i = 0{,}95) \tag{24}$$

à la station 6, et

$$A_g = 2{,}18 \cdot 1{,}0039^{-p} \quad (r_i = 0{,}990) \tag{25}$$

à la station 10.

Les valeurs plus élevées des coefficients de la relation (24) dérivent du fait que, en parfaite concordance avec ce qu'on a pu constater au sujet des gradients thermiques, sur la face supérieure du bloc la température est plus variable dans la couche superficielle de glace, mais tend à se stabiliser plus rapidement en profondeur.

L'extrapolation des valeurs théoriques qu'on obtient à partir de ces équations donne des résultats cette fois ci acceptables. En effet, la profondeur à laquelle devrait être atteinte une amplitude de l'ordre du centième de degré, donc à laquelle on est en droit de considérer que la température de la glace devient stable, est de 12—13 m, ce qui représente à peu près la moitié de l'épaisseur total du bloc.

Pendant l'été, la situation change en grande mesure. Tel que nous l'avons mentionné, le rayonnement réceptionné par la face supérieure du bloc détermine une augmentation rapide de la température dans la couche superficielle de glace et l'état d'équilibre s'installe ici en peu de temps. Dans les couches plus profondes, cet effet ne peut plus se manifester, et la température conserve dans les premiers mois de la saison des valeurs assez basses (tab. II), qui doivent être interprétées comme un «résidu» des influences hivernales. En conséquence, la relation qui s'établie entre la profondeur et l'amplitude thermique se traduit par une courbe exponentielle croissante (fig. 10), dont l'équation numérique est

$$A_g = 0{,}17 \cdot 1{,}0168^p \quad (\eta = 0{,}91) \tag{26}$$

A la base du flanc sud du bloc de glace (station 10), qui se trouve en dehors de l'action du rayonnement direct, ce phénomène s'attenue visiblement et les amplitudes thermiques deviennent à peu près égales, de sorte que la courbe exponentielle est remplacée par une droite parallèle à l'abscisse.

### 3.2. VARIATIONS THERMIQUES DANS LE PROFIL LONGITUDINAL DE LA GROTTE

Les différences signalées ci-dessus constituent une prémisse favorable pour l'analyse des variations que présente la température de la glace en suivant cette fois-ci l'alignement des stations successives, donc d'une manière analogue à celle qu'on a envisagé dans l'étude thermométrique de la roche. Il faut néanmoins noter que, dans cette analyse, la distribution des valeurs doit être rapportée au même point de référence, c'est-à-dire à l'entrée de la grotte, car toute comparaison directe deviendra autrement impossible. Et une deuxième précision doit également être faite : dans absolument tous les cas, les valeurs enregistrées à la station 9a (mi-hauteur du flanc du bloc de glace) s'écartent — parfois nettement — de la série de données correspondantes aux autres stations (tab. II, fig. 11 et 12), le plus probable parce que celle-ci occupe une position trop latérale par rapport à l'axe de la galerie (fig. 1) et les effets de la thermocirculation en sont trop atténués ; par conséquent, ces valeurs ont été éliminées systématiquement du calcul.

Les gradients thermiques qui se constituent en plan horizontal ont pendant l'hiver une configuration similaire à toutes les profondeurs. Ils sont représentés par des courbes exponentielles croissantes (fig. 11), déterminées par le fait que les influences externes sont maxima dans la

Grande Salle et s'affaiblissent vers la périphérie du bloc. Les équations de ces courbes, qui sont

$$t_g = 5{,}65 \cdot 1{,}0025^d - 10 \quad (\eta = 0{,}9997) \tag{27}$$

pour la profondeur de 10 cm, et

$$t_g = 7{,}02 \cdot 1{,}0012^d - 10 \quad (\eta = 0{,}95) \tag{28}$$

pour la profondeur de 100 cm, quantifient le fait que le gradient de température est — tel qu'on devrait d'ailleurs s'y attendre — plus accentué

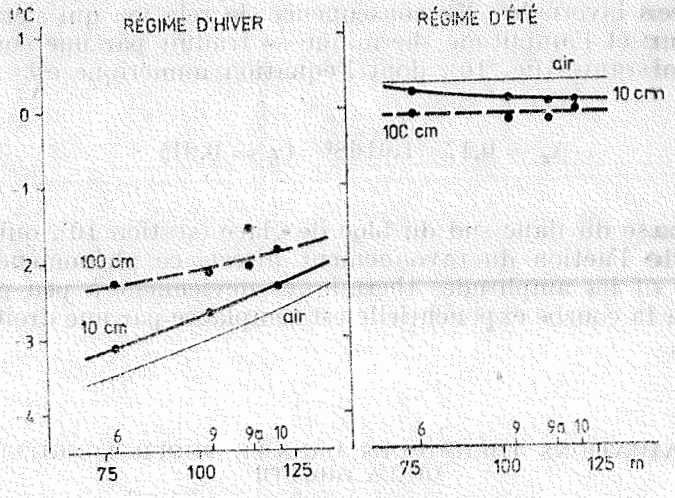


Fig. 11. — Distribution des moyennes saisonnières de la température de la glace à 10 et 100 cm de profondeur, en fonction de la distance rapportée à l'ouverture de la cavité.

dans la couche superficielle de glace, où les valeurs absolues sont aussi plus basses. En outre, il est remarquable que l'équation (27) est très proche de celle qu'on calcule dans le même secteur méroclimatique pour la température de l'air, de sorte que la courbe correspondante est parallèle à celle tracée pour la température de la glace et les deux gradients indiquent le même taux de variation thermique. La relation de dépendance immédiate qui existe entre la température de l'atmosphère souterraine et celle de la partie superficielle du bloc de glace est une fois de plus mise ainsi en évidence.

En saison estivale, la distribution exponentielle des températures ne se conserve que pour la profondeur de 10 cm, mais la courbe devient maintenant descendante, toujours comme suite de l'action déjà invoquée du rayonnement qui pénètre facilement jusque dans la Grande Salle. Son équation est

$$t_g = 1{,}76 \cdot 1{,}0286^{-d} \quad (\eta = 0{,}991) \tag{29}$$

Cette distribution est légèrement différente de celle que suivent les moyennes estivales de la température de l'air, qui est parfaitement linéaire. En échange, le modèle linéaire se retrouve dans le cas du gradient enregistré à 100 cm de profondeur, et son équation

$$t_g = 0{,}00016\ d - 0{,}4 \qquad (30)$$

montre que la droite par laquelle il est représenté est partiquement parallèle à l'abecisse, en concordance avec l'uniformité thermique qu'on pouvait présumer à cette profondeur en période d'été.

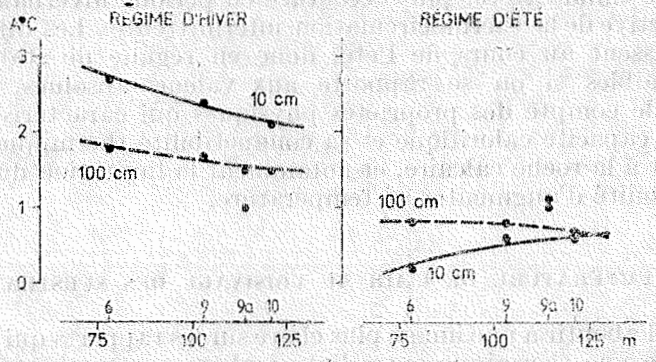


Fig. 12. — Amortissement des variations thermométriques à 10 et 100 cm de profondeur, en fonction de la distance rapportée à l'ouverture de la cavité.

Les différences qu'on constate entre les deux phases principales du cycle annuel sont en traits généraux similaires à l'égard des amplitudes thermiques aussi (fig. 12). En période d'hiver, l'amortissement des variations suit à tous les niveaux le modèle classique de type exponentiel, exprimé par les équations

$$A_g = 4{,}27 \cdot 1{,}0058^{-d} \qquad (\eta = 0{,}993) \qquad (31)$$

pour la profondeur de 10 cm, et

$$A_g = 2{,}52 \cdot 1{,}0041^{-d} \qquad (\eta = 0{,}96) \qquad (32)$$

pour la profondeur de 100 cm. En partant des valeurs plus grandes à la proximité de l'entrée dans la Grande Salle (station 6), le phénomène d'amortissement des variations est donc plus accentué dans la couche superficielle de glace. En période d'été, ce phénomène se traduit, au contraire, par des courbes correspondant à des fonctions différentes. Pour la profondeur de 10 cm, l'équation qui s'adapte le mieux aux données réelles est de type logarithmique, car les valeurs thermométriques qui apparaissent comme « résiduelles » (tab. II) impriment à l'amplitude estivale une valeur plus grande à la station 10 qu'à la station 6. Cette équation s'écrit sous la forme

$$A_g = 2{,}23 \cdot \log \frac{d}{9631{,}86} \qquad (\eta = 0{,}94) \qquad (33)$$

Pour la profondeur de 100 cm, les amplitudes thermiques ont une tendance inverse et décroissent avec la distance selon une fonction puissance de forme

$$A_g = 2{,}65 \cdot d^{-0.27} \quad (\eta = 0{,}80) \tag{34}$$

très proche d'une distribution linéaire.

En récapitulant, on constate que les variations de température qui se produisent dans la masse du bloc de glace s'inscrivent d'une manière très satisfaisante dans les modèles établis pour la température de la roche et que cette similarité est plus accentuée en période hivernale, donc dans la phase active de la thermocirculation intermittente. Les différences qui en apparaissent au cours de l'été, donc en régime de stabilité, et qui sont très faibles si on se rapporte aux valeurs absolues, doivent être mises sur le compte des propriétés physiques qui caractérisent la glace, à savoir sa capacité calorifique et sa conductibilité thermique plus faibles par rapport à la roche calcaire, et notamment la limitation due à la fonte de la possibilité d'augmenter sa température.

### 4. TEMPÉRATURE DE L'AIR AU VOISINAGE DES SUBSTRATUMS

Afin d'aboutir à une image plus claire sur les rapports qui s'établissent au point de vue thermique entre l'atmosphère souterraine d'une part et les deux types de substratums de la grotte d'autre part, nous avons introduit dans le protocole de recherches des mesures faites dans l'air jusqu'à 1 m de la surface de ceux-ci. Dans le cas de la station 6, où l'élément de référence est le plancher de glace de la Grande Salle, les mesures ont été faites en suivant un alignement vertical et, dans cette condition, les valeurs obtenues (tab. III) sont visiblement influencées par le gradient thermique de même vertical qui se constitue normalement dans l'atmosphère, de sorte que l'interrelation air-glace est fortement effacée. Nous n'allons donc examiner en ce qui suit que les données concernant la station 5, où l'élément de référence est la paroi rocheuse et où les mesures ont été faites sur un alignement horizontal, qui met hors de discussion le phénomène mentionné ci-dessus.

Les variations de température enregistrées aux cinq distances successives sur la durée d'un cycle annuel (tab. III, fig. 13) mettent en évidence des différences saisonnières assez importantes et, dans un certain sens, analogues à celles qui ont été observées dans la thermométrie de la glace. Au cours de l'hiver, les valeurs décroissent avec l'augmentation de la distance. L'écart le plus grand entre les points extrêmes, de 1,4 °C, apparaît toujours en décembre, quand les échanges aérodynamiques avec l'extérieur étaient les plus intenses. Il diminuse ensuite jusqu'à devenir nul en avril, pour que, pendant l'été, la température soit d'habitude plus basse à la proximité de la paroi. On peut donc parler à juste titre de l'existence d'un gradient thermique (fig. 14), dont les caractéristiques saisonnières sont la conséquence directe des transferts d'énergie qui intéressent l'interface air-roche. Pour définir ce gradient, nous avons considéré que les valeurs les plus représentatives dans la phase hivernale sont celles du mois de décembre 1988, tandis que dans la phase estivale il est préférable

de travailler avec les valeurs moyennes. Compte tenu de cette précision, on constate que, en régime hivernal, la distribution des températures suit une courbe parabolique décroissante, dont l'expression numérique est

$$t_a = -0{,}0000725\ d^2 - 0{,}00652\ d - 5{,}25 \quad (\eta = 0{,}996) \qquad (35)$$

et qui illustre parfaitement le fait que, durant cette saison, c'est l'apport d'air froid externe qui constitue l'élément décisif dans les échanges calorifiques.

En période estivale, la courbe parabolique est remplacée par une droite légèrement ascendante, donnée par l'équation

$$t_a = 0{,}00260\ d + 0{,}51 \quad (\eta = 0{,}990) \qquad (36)$$

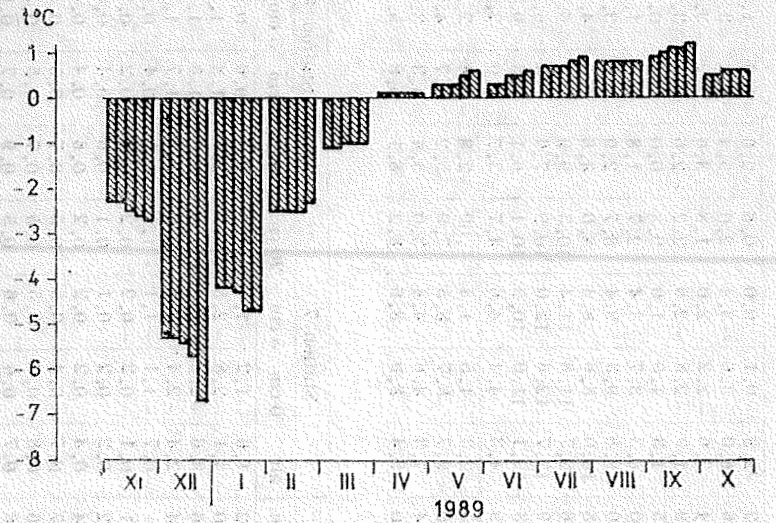


Fig. 13. — Variation de la température de l'air aux distances successives de 5, 10, 20, 50 et 100 cm de la paroi rocheuse, enregistrées à la station 5.

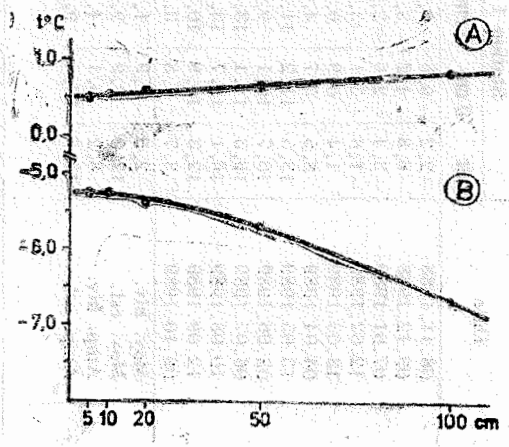


Fig. 14. — Gradients thermiques constitués dans l'air jusqu'à 100 cm de la paroi calcaire à station 5. A = valeurs moyennes estivales; B = valeurs enregistrées en décembre 1988 (régime hivernal).

*Tableau 1*

Température de la roche

| Date | Station 1 | | | | Station 2 | | | | Station 3 | | | | Station 4 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20cm |
| 08.11.1988 | −2,2 | −0,6 | −0,5 | −0,2 | −2,3 | −0,1 | 0,0 | 0,6 | −2,6 | −1,6 | −1,3 | −1,1 | −2,2 | −1,4 | −1,3 | −1,2 |
| 09.12.1988 | −6,8 | −4,2 | −3,5 | −2,6 | −6,0 | −3,6 | −3,4 | −2,0 | −5,4 | −4,2 | −3,7 | −2,9 | −4,9 | −3,4 | −3,1 | −2,5 |
| 07.01.1989 | −3,4 | −2,6 | −2,4 | −2,4 | −2,6 | −2,2 | −2,0 | −1,8 | −3,6 | −3,2 | −3,2 | −3,1 | −2,9 | −2,9 | −2,9 | −2,8 |
| 12.02.1989 | −1,6 | −3,1 | −3,2 | −2,9 | −1,9 | −2,8 | −2,6 | −2,2 | −2,6 | −3,1 | −3,2 | −3,4 | −2,6 | −2,8 | −2,8 | −2,5 |
| 13.03.1989 | 1,4 | 0,9 | 0,6 | 0,5 | 1,3 | 1,0 | 1,0 | 0,8 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | −0,2 | −0,4 | −0,1 | −0,1 | −0,2 |
| 04.04.1989 | 8,5 | 5,7 | 4,9 | 4,0 | 6,3 | 3,7 | 3,4 | 2,7 | 1,8 | 1,5 | 1,1 | 0,8 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 0,6 |
| 13.05.1989 | 13,5 | 11,2 | 11,1 | 10,0 | 8,8 | 9,3 | 9,4 | 8,7 | 2,9 | 3,6 | 3,5 | 3,1 | 1,0 | 1,3 | 1,3 | 1,2 |
| 03.06.1989 | 10,7 | 10,1 | 9,8 | 9,8 | 10,0 | 8,6 | 8,4 | 8,0 | 4,6 | 4,7 | 4,4 | 4,1 | 2,1 | 1,6 | 1,6 | 1,5 |
| 06.07.1989 | 19,3 | 14,1 | 13,7 | 12,6 | 12,7 | 11,8 | 11,4 | 10,3 | 9,9 | 7,0 | 6,5 | 5,9 | 6,4 | 2,9 | 2,8 | 2,5 |
| 10.08.1989 | 16,1 | 13,7 | 13,3 | 12,9 | 13,7 | 12,6 | 12,0 | 10,9 | 7,6 | 7,3 | 6,7 | 6,2 | 3,1 | 2,9 | 2,9 | 2,7 |
| 12.09.1989 | 12,3 | 10,9 | 10,6 | 10,3 | 12,1 | 11,0 | 10,9 | 10,1 | 6,1 | 6,3 | 6,2 | 5,9 | 3,0 | 2,8 | 2,7 | 2,6 |
| 06.10.1989 | 3,7 | 3,8 | 3,8 | 3,9 | 4,3 | 4,4 | 4,6 | 4,7 | 3,7 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 |
| Moy. hiv. | −2,5 | −1,9 | −1,8 | −1,5 | −2,3 | −1,5 | −1,4 | −,09 | −2,8 | −2,4 | −2,3 | −2,1 | −2,6 | −2,1 | −2,0 | −1,8 |
| Moy. est. | 12,0 | 9,9 | 9,6 | 9,0 | 9,7 | 8,7 | 8,5 | 7,9 | 5,2 | 4,7 | 4,4 | 4,1 | 2,6 | 2,0 | 1,9 | 1,8 |
| Amp. hiv. | 8,2 | 5,1 | 4,1 | 3,4 | 7,3 | 4,6 | 4,4 | 3,0 | 5,4 | 4,3 | 3,8 | 3,2 | 4,5 | 3,3 | 3,0 | 2,6 |
| Amp. est. | 15,6 | 10,3 | 9,9 | 9,0 | 9,4 | 8,9 | 8,6 | 8,2 | 8,1 | 5,8 | 5,6 | 5,4 | 5,5 | 2,1 | 2,1 | 2,1 |

*Tableau 1 (suite)*

| Date | Station 5 | | | | Station 7 | | | | Station 8 | | | | Station 9 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm |
| 08.11.1988 | −3,0 | −2,2 | −2,2 | −2,2 | −1,6 | −1,2 | −1,1 | −1,1 | −1,2 | −0,6 | −0,6 | −0,5 | −2,0 | −1,3 | −1,2 | −1,1 |
| 09.12.1988 | −5,3 | −4,3 | −4,3 | −4,0 | −4,1 | −2,8 | −2,5 | −2,3 | −2,7 | −1,4 | −1,4 | −1,1 | −2,6 | −2,6 | −2,5 | −2,3 |
| 07.01.1989 | −3,8 | −3,7 | −3,5 | −3,6 | −3,6 | −2,8 | −2,8 | −2,6 | −2,5 | −1,8 | −1,8 | −1,7 | −2,9 | −2,8 | −2,8 | −2,6 |
| 12.02.1989 | −3,0 | −3,2 | −3,2 | −3,4 | −2,4 | −2,4 | −2,4 | −2,4 | −2,2 | −1,7 | −1,6 | −1,4 | −2,2 | −2,4 | −2,4 | −2,4 |
| 13.03.1989 | −1,1 | −1,3 | −1,3 | 1,3− | −0,7 | −1,1 | −1,1 | −1,1 | −0,5 | −0,4 | −0,4 | −0,4 | −1,1 | −1,3 | −1,3 | −1,4 |
| 04.04.1989 | 0,1 | 0,0 | −0,1 | −0,1 | 0,1 | −0,2 | −0,2 | −0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | −0,1 | −0,4 | −0,4 | −0,4 |
| 13.05.1989 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,6 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 03.06.1989 | 0,7 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 06.07.1989 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| 10.08.1989 | 0,8 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,8 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| 12.09.1989 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,9 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| 06.10.1989 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,4 |
| Moy. hiv. | −3,2 | −2,9 | −2,9 | −2,9 | −2,5 | −2,1 | −2,0 | −1,9 | −1,8 | −1,2 | −1,2 | −1,0 | −2,2 | −2,1 | −2,0 | −2,0 |
| Moy. est. | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Amp. hiv. | 4,2 | 3,0 | 3,0 | 2,7 | 3,4 | 1,7 | 1,7 | 1,5 | 2,2 | 1,4 | 1,4 | 1,3 | 1,8 | 1,5 | 1,5 | 1,2 |
| Amp. est. | 0,8 | 0,8 | 0,9 | 0,8 | 0,7 | 0,8 | 0,8 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,5 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |

| Date | Station 10 | | | | Station 11 | | | | Station 12 | | | | Station 14 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm |
| 08.11.1988 | −3,2 | −1,8 | −1,8 | −1,6 | −0,7 | −0,4 | −0,2 | −0,2 | −0,7 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 09.12.1988 | −3,6 | −2,8 | −2,8 | −2,4 | −1,1 | −0,7 | −0,6 | −0,5 | −0,4 | −0,2 | −0,2 | −0,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 |
| 07.01.1989 | −3,1 | −3,1 | −3,1 | −3,0 | −1,4 | −1,2 | −1,1 | −1,1 | −0,7 | −0,6 | −0,5 | −0,5 | 2,2 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| 12.02.1989 | −2,4 | −2,5 | −2,5 | −2,6 | −0,5 | −0,7 | −0,7 | −0,7 | −0,5 | −0,2 | −0,2 | −0,1 | 2,4 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 13.03.1989 | −0,6 | −1,0 | −1,0 | −1,0 | −0,1 | −0,1 | −0,1 | −0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| 04.04.1989 | −0,2 | −0,4 | −0,4 | −0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 |
| 13.05.1989 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 |
| 03.06.1989 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,8 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 2,9 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| 06.07.1989 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,8 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 1,6 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 2,7 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| 10.08.1989 | 0,6 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| 12.09.1989 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 1,2 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,5 |
| 06.10.1989 | 0,8 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 0,9 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 |
| Moy. hiv. | −2,6 | −2,2 | −2,2 | −2,1 | −0,8 | −0,6 | −0,5 | −0,5 | −0,4 | −0,2 | −0,1 | −0,1 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| Moy. est. | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 2,6 | 2,4 | 2,4 | 2,4 |
| Amp. hiv. | 3,0 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 1,3 | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |
| Amp. est. | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 0,5 | 0,3 | 0,5 | 0,4 | 0,8 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |

| Date | Station 15 | | | | Station 16 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm | air | 0 cm | 5 cm | 20 cm |
| 08.11.1988 | 2,5 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 4,5 | 4,3 | 4,3 | 4,3 |
| 09.12.1988 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 4,3 | 4,3 | 4,4 | 4,4 |
| 07.01.1989 | 2,3 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 4,6 | 4,5 | 4,4 | 4,4 |
| 12.02.1989 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 4,4 | 4,5 | 4,5 | 4,5 |
| 13.03.1989 | 2,6 | 2,6 | 2,7 | 2,7 | 4,2 | 4,5 | 4,5 | 4,5 |
| 04.04.1989 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 4,3 | 4,5 | 4,5 | 4,5 |
| 13.05.1989 | 3,0 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 4,7 | 4,4 | 4,5 | 4,5 |
| 03.06.1989 | 3,0 | 2,7 | 2,7 | 2,7 | 4,7 | 4,5 | 4,6 | 4,6 |
| 06.07.1989 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 4,1 | 4,4 | 4,4 | 4,4 |
| 10.08.1989 | 3,1 | 2,8 | 2,8 | 2,8 | 4,6 | 4,6 | 4,5 | 4,5 |
| 12.09.1989 | 3,1 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 4,7 | 4,6 | 4,6 | 4,6 |
| 06.10.1989 | 3,0 | 2,8 | 2,8 | 2,8 | 4,7 | 4,6 | 4,6 | 4,5 |
| Moy. hiv. | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 4,4 | 4,4 | 4,4 | 4,4 |
| Moy. est. | 2,9 | 2,7 | 2,7 | 2,7 | 4,5 | 4,5 | 4,5 | 4,5 |
| Amp. hiv. | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Amp. est. | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,6 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |

*Tableau 2*

Température de la glace

| Date | Station 6 | | | | Station 7 | | | | Station 9 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 10 cm | 40 cm | 70 cm | 100cm | 10 cm | 40 cm | 70 cm | 100cm | 10 cm | 40 cm | 70 cm | 100cm |
| 08.11.1988 | −2,5 | −2,1 | −1,8 | −1,3 | −2,1 | −1,7 | −1,3 | −1,0 | −2,1 | −1,8 | −1,6 | −1,3 |
| 09.12.1988 | −4,2 | −3,5 | −2,5 | −2,2 | −3,5 | −2,8 | −2,1 | −1,8 | −2,8 | −2,8 | −2,3 | −2,2 |
| 07.01.1989 | −3,9 | −3,9 | −3,6 | −3,1 | −3,3 | −3,3 | −3,0 | −2,8 | −3,9 | −3,5 | −3,4 | −3,0 |
| 12.02.1989 | −3,4 | −3,3 | −3,1 | −2,9 | −3,0 | −3,0 | −2,8 | −2,5 | −3,0 | −3,0 | −2,9 | −2,4 |
| 13.03.1989 | −1,5 | −1,7 | −1,8 | −1,8 | −1,3 | −1,4 | −1,6 | −1,6 | −1,5 | −1,7 | −1,7 | −1,8 |
| 04.04.1989 | 0,1 | −0,1 | −0,5 | −0,7 | −0,5 | −0,5 | −0,7 | −0,9 | −0,3 | −0,5 | −0,6 | −0,7 |
| 13.05.1989 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | −0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | −0,1 | 0,0 | −0,2 | −0,5 | −0,6 |
| 03.06.1989 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | −0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | −0,1 | 0,0 | −0,1 | −0,3 | −0,4 |
| 06.07.1989 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,0 |
| 10.08.1989 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| 12.09.1989 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| 06.10.1989 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| Moy. hiv. | −3,10 | −2,90 | −2,56 | −2,26 | −2,64 | −2,44 | −2,16 | −1,94 | −2,66 | −2,56 | −2,38 | −2,14 |
| Moy. est. | 0,20 | 0,11 | 0,00 | −0,09 | 0,07 | 0,04 | −0,04 | −0,10 | 0,09 | 0,00 | −0,14 | −0,20 |
| Amp. hiv. | 2,7 | 2,2 | 1,8 | 1,8 | 2,2 | 1,9 | 1,7 | 1,8 | 2,4 | 1,8 | 1,8 | 1,7 |
| Amp. est. | 0,2 | 0,3 | 0,7 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 1,0 | 0,6 | 0,7 | 0,7 | 0,8 |

*Tableau 2 (suite)*

| Date | Station 9a | | | | Station 10 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 10 cm | 40 cm | 70 cm | 100cm | 10 cm | 40 cm | 70cm | 100cm |
| 08.11.1988 | −1,6 | −1,3 | −1,1 | −0,8 | −1,7 | −1,7 | −1,4 | −1,2 |
| 09.12.1988 | −2,5 | −1,9 | −1,7 | −1,6 | −3,0 | −2,5 | −1,9 | −1,7 |
| 07.01.1989 | −2,7 | −2,3 | −2,1 | −1,8 | −3,1 | −3,1 | −2,8 | −2,7 |
| 12.02.1989 | −2,2 | −2,1 | −1,8 | −1,7 | −2,7 | −2,7 | −2,5 | −2,3 |
| 13.03.1989 | −1,2 | −1,0 | −1,3 | −1,3 | −1,0 | −1,2 | −1,2 | −1,3 |
| 04.04.1989 | −0,7 | −0,9 | −1,0 | −1,1 | −0,4 | −0,5 | −0,6 | −0,6 |
| 13.05.1989 | 0,1 | −0,1 | −0,2 | −0,4 | 0,0 | −0,2 | −0,2 | −0,2 |
| 03.06.1989 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | −0,1 | 0,1 | 0,0 | −0,1 | −0,1 |
| 06.07.1989 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 10.08.1989 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,1 |
| 12.09.1989 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 06.10.1989 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| Moy. hiv. | −2,04 | −1,72 | −1,60 | −1,44 | −2,30 | −2,24 | −1,96 | −1,84 |
| Moy. est. | 0,04 | −0,04 | −0,13 | −0,19 | 0,06 | −0,01 | −0,06 | −0,07 |
| Amp. hiv. | 1,5 | 1,3 | 1,1 | 1,0 | 2,1 | 1,9 | 1,6 | 1,5 |
| Amp. est. | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,7 |

*Tableau 3*

Température de l'air au voisinage des substratums

| Date | Station 5 (roche) | | | | | Station 6 (glace) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 5 cm | 10 cm | 20 cm | 50 cm | 100 cm | 5 cm | 10 cm | 20 cm | 50 cm | 100 cm |
| 08.11.1988 | −2,3 | −2,3 | −2,5 | −2,6 | −2,7 | −3,6 | −3,7 | −3,8 | −3,9 | −3,9 |
| 09.12.1988 | −5,3 | −5,3 | −5,4 | −5,7 | −6,7 | −6,7 | −6,7 | −6,6 | −6,5 | −6,3 |
| 07.01.1989 | −4,2 | −4,2 | −4,3 | −4,7 | −4,7 | −4,3 | −4,3 | −4,3 | −4,1 | −4,1 |
| 12.02.1989 | −2,5 | −2,5 | −2,5 | −2,4 | −2,4 | −2,7 | −2,7 | −2,7 | −2,7 | −2,7 |
| 13.03.1989 | −1,1 | −1,1 | −1,0 | −1,0 | −1,0 | −1,3 | −1,1 | −1,1 | −1,0 | −0,9 |
| 04.04.1989 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| 13.05.1989 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,7 |
| 03.06.1989 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| 06.07.1989 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 0,8 | 0,9 |
| 10.08.1989 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,6 | 0,6 | 0,7 | 0,7 | 0,7 |
| 12.09.1989 | 0,9 | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 1,2 | 0,8 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 1,0 |
| 06.10.1989 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,6 |
| Moy. hiv. | −3,08 | −3,08 | −3,14 | −3,30 | −3,50 | −3,72 | −3,70 | −3,70 | −3,64 | −3,58 |
| Moy. est. | 0,51 | 0,53 | 0,59 | 0,63 | 0,77 | 0,47 | 0,49 | 0,51 | 0,56 | 0,60 |

et qui traduit très bien l'état de stabilité qui caractérise cette période. D'autre part, l'inversion de sens du gradient s'accorde avec les observations qu'on a pu détacher des mesures thermométriques faites dans la roche. On se trouve ainsi dans la possession d'une nouvelle preuve en faveur du fait que, si l'hiver c'est l'atmosphère qui détermine la température des substratums, en été ce sont ces substratums qui influencent la température de l'air, car la réserve de „frigories" qu'ils ont emmagasinée s'oppose à la tendance d'échauffement due au rayonnement direct.

Le pas suivant dans le programme d'études sera marqué par l'essai de donner une expression quantitative aussi exacte que possible aux phénomènes de transfert énergétique qui ont lieu à la surface des substratums. Mais, pour y aboutir, des mesures complémentaires et bien plus détaillées seront nécessaires à l'avenir.

## BIBLIOGRAPHIE

1971 ANDRIEUX C., *Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques. V — Les Bilans climatiques.* Ann. Spéléol., 26, 2, 367—386.

1973 ANDRIEUX, C., *Etude du climat de la grotte du Pigaith (Ariège). Problèmes posés par le mécanisme des transferts thermiques.* Ann. Spéléol., 28, 3, 361—374.

1974 ANDRIEUX, C., *Premiers résultats sur l'étude du climat de la salle des peintures de la galerie Clastres (Niaux — Ariège).* Ann. Spéléol., 29, 1, 3—26.

1981 CHOPPY, J., *Interprétation des mesures climatiques dans la Grotte Constantino Doria (N. 3875 VG), publiées par S. Polli.* Atti e Memorie della Commissione Grotte « Eugenio Boegan », XX, 1980, Trieste, 21—53.

1927 RACOVIȚĂ, E., *Observations sur la glacière naturelle dite „Gheţarul de la Scărişoara".* Bull. Soc. Sc. Cluj, III, 75—108.

1967 RACOVIȚĂ, G., *Nouvelles contributions à l'étude du topoclimat de la grotte « Gheţarul de la Scărişoara ».* Ann. Spéléol., XXII, 4, 757—786.

1975 RACOVIȚĂ, G., *La classification topoclimatiques de cavités souterraines.* Trav. Inst. Spéol. « E. Racovitza », XIV, 197—216.

1984 RACOVIȚĂ, G., *Sur la structure méroclimatique des cavités souterraines.* Theor. Appl. Karstol., 1, 123—130.

1967 ȘERBAN M., BLAGA, L., BLAGA, Lucia, GHIFU, Alexandra, CIOBOTARU, Tamara, *Contribuţii la stratigrafia depozitelor de gheaţă din Gheţarul de la Scărişoara.* Lucr. Inst. Speol. « E. Racoviță », VI, 107—140.

*Institut de Spéologie « É. Racovitza » Section de Cluj*

Reçu le 5 avril 1990