

**Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough,
Nouveau-Brunswick**

**Discussion of a karst in the Hillsborough Gypsum, New
Brunswick**

**Diskussion eines Karstes in anhydrischem Gips von
Hillsborough, Nouveau Brunswick**

Jacques Schroeder et Samuel Arseneault

Volume 32, numéro 3, 1978

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000304ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000304ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Schroeder, J. & Arseneault, S. (1978). Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough, Nouveau-Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(3), 249–261. <https://doi.org/10.7202/1000304ar>

Résumé de l'article

Dans deux petits bassins synclinaux de gypse-anhydrite, sur le versant ouest de la rivière Petit Codiac, au sud de Moncton (N.-B.), s'est développé un méro-karst barré. Il se compose de dépressions fermées décamétriques à submétriques, de vallons secs en V, de deux grottes décamétriques et de nombreuses pertes et exurgences impénétrables. La majorité de ces formes karstiques est holocène, à l'exception, au moins, d'une doline datant d'un interstade wisconsinien. Paradoxalement, la faible résistance de la roche-magasin a permis l'installation, et le maintien partiel, de ces formes d'érosion résultant de variations climatiques précises, allant du climat de toundra à la forêt boréale et acadienne.

DISCUSSION D'UN KARST DANS LE GYPSE D'HILLSBOROUGH, NOUVEAU-BRUNSWICK

Jacques SCHROEDER et Samuel ARSENAULT, respectivement Département de géographie, université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec H3C 3P8, et Département d'histoire-géographie, université de Moncton, Moncton, Nouveau-Brunswick.

RÉSUMÉ Dans deux petits bassins synclinaux de gypse-anhydrite, sur le versant ouest de la rivière Petit Codiac, au sud de Moncton (N.-B.), s'est développé un méro-karst barré. Il se compose de dépressions fermées décamétriques à submétriques, de vallons secs en V, de deux grottes décamétriques et de nombreuses pertes et exurgences impénétrables. La majorité de ces formes karstiques est holocène, à l'exception, au moins, d'une doline datant d'un interstade wisconsinien. Paradoxalement, la faible résistance de la roche-magasin a permis l'installation, et le maintien partiel, de ces formes d'érosion résultant de variations climatiques précises, allant du climat de toundra à la forêt boréale et acadienne.

ABSTRACT *Discussion of a karst in the Hillsborough gypsum, New Brunswick.* On the western slope of the Petit Codiac River, south of Moncton (N.B.), are located two small gypsum-anhydrite basins in which has evolved a confined "mero-karst". The northern basin encompasses decametric and submetric sink holes, small dry valleys, two decametric caves, numerous small sinks and exurgences. Except for one sink hole, which dates back to a Wisconsinian interstade, the majority of the karstic landforms are Holocene. Paradoxically, the landforms were partly maintained even though the bedrock is easily attacked by the erosion processes resulting from the succession of tundra, boreal and Acadian climatic environments.

ZUSAMMENFASSUNG *Diskussion eines Karstes in anhydrischem Gips von Hillsborough, Nouveau Brunswick.* In zwei kleinen synklinalen Becken von anhydrischem Gips, auf dem Westlichen Abhang des Flusses Petit Codiac, südlich von Moncton (N.B.) hat sich ein geschlossener Mero-Karst entwickelt. Er besteht aus geschlossenen decametric bis submetricen Mulden, kleinen V-förmigen Trockentälern, zwei decametricen Grotten und zahlreichen undurchdringbaren Lekken und Austrittsstellen. Die Mehrheit dieser karstischen Formen stammt aus dem Holozän, mit wenigstens einer Ausnahme, eine Doline stammt aus einem Wisconsin Zwischenstadium. Paradoxiertweise hat die geringe Widerstandsfähigkeit des Lagergesteins die Bildung und teilweise Erhaltung dieser Erosionsformen, denen bestimmte klimatische Variationen zu Grunde liegen, die sich von Klima der Tundra bis zu dem des nördlichen Waldes erstrecken, erlaubt.

INTRODUCTION ET BUT

La région d'Hillsborough dans le comté d'Albert (Nouveau-Brunswick) exploite depuis le début du XIX^e siècle du gypse qui est extrait de deux petits synclinaux situés au sud-ouest du village¹ (fig. 1). Le bassin du Grey Brook, occupant le plus grand des deux, couvre une surface approximative de 3 km², et se trouve à moins de 4 km à l'ouest d'Hillsborough. Le bassin du Wilson Brook plus petit, environ 2 km², est à 6 km plus au sud (fig. 2 et 3). Quoique le relief des gypses y soit souvent profondément altéré par l'exploitation humaine (carrières, talus artificiels, etc.) — par exemple, dans le bassin du Grey Brook: les carrières occupent près de 20% de la superficie totale — on retrouve facilement des surfaces qui ont conservé une morphologie naturelle caractérisée par des formes d'érosion décimétriques et métriques. Leur genèse possible et leur évolution probable sont étudiées, car, bien que modestes et fragiles, elles sont originales dans la région parce que développées sur un substrat soluble et plastique. Enfin, elles s'avèrent être des paramètres complémentaires, mais pertinents pour comprendre la paléogéographie régionale durant un interstade wisconsinien et l'Holocène.

LA GÉOLOGIE²

Les évaporites (anhydrite et gypse) et le calcaire affleurent dans deux petits synclinaux, où ils reposent en concordance sur des conglomérats gris et rouges. Les évaporites et le calcaire constituent le groupe de Windsor, et les conglomérats correspondent à la partie supérieure du groupe de Moncton. Ces deux groupes datent du Mississipien (fig. 2).

Des calcaires variés et des schistes du groupe de Windsor constituent le fond des deux synclinaux d'évaporites; leur puissance varie de 15 à 45 m. Actuellement, aucun phénomène karstique souterrain n'y a été observé, bien que quelques dolines soient visibles.

Les évaporites composent une unité d'au moins 40 m d'épaisseur, avec des bancs intercalaires d'argilite et de calcaire à la base. Apparaît ensuite l'anhydrite. Le gypse forme au-dessus une croûte indépendante de la stratification épaisse de 20 à 30 m, dont l'allure semble en relation avec la topographie (BAILEY, 1906; SUND, 1958). L'anhydrite, dont la couleur varie du blanc au gris clair, est généralement massive et compacte. Là où la croûte de gypse est la plus mince, la zone de contact d'anhydrite et de gypse d'une épaisseur de 2 à 6 m consiste en nodules d'anhydrite de 15 cm à 1 m de diamètre, emballés dans du gypse. Il s'agit proba-

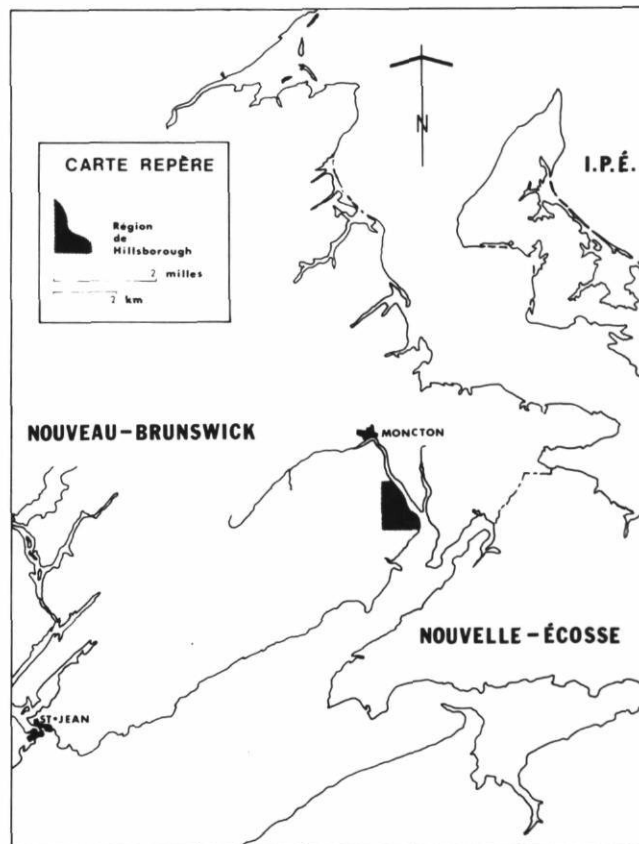


FIGURE 1. Localisation de la région étudiée.
Location of the studied area.

blement d'une zone d'hydratation actuelle de l'anhydrite. Cependant, le contact anhydrite-gypse est le plus souvent brutal, se faisant sur une épaisseur de moins de 50 cm. La couleur du gypse varie, elle aussi, du blanc au gris clair. Le gypse est massif, compact et formé de microcristaux. Localement, on le trouve bien stratifié ou sous forme de brèche. Enfin, toute la région est couverte de till et d'argile pléistocène d'épaisseur variable: ces dépôts sont faibles ou inexistantes sur les croupes gypseuses les plus élevées, mais atteignent plus de 10 m d'épaisseur dans le fond des dolines. L'argile s'épaissit surtout au pied des petites falaises et donne, au contact direct du gypse, une teinte rougeâtre.

Les restes d'un mastodonte furent trouvés dans une doline. La datation des os au ¹⁴C donne un âge de 13 600 ans ± 220 ans (GSC, 1222). Nous y reviendrons.

LA MORPHOLOGIE

Les formes de ce karst résultent toutes, directement ou non, de la dissolution du gypse. Le potentiel érosif de ce paysage sur substrat soluble peut donc être éva-

1. Il s'agit des dépôts les plus importants de la province.
2. Voir HAMILTON et BARNETTE, 1970, p. 36 et suiv.

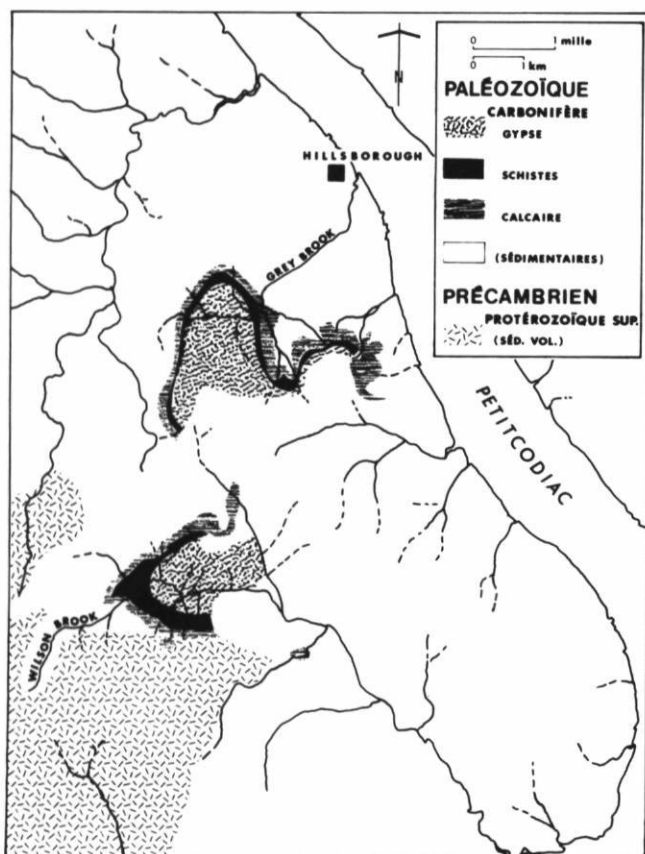


FIGURE 2. Géologie des deux bassins synclinaux et des environs, d'après la carte géologique 647A.

Geology of the two basins and their environment (from Geological Map No. 647A).

lué. Compte tenu des précipitations annuelles présentes (965,2 mm/an) et du produit de solubilité minimal du gypse (1,7 g par litre d'eau de fonte), la quantité actuelle minimale de gypse dissous par mètre carré³ et par an s'élève à :

$$965,2 \times 1,7 = 1\,640 \text{ g ou } 1,64 \text{ kg}$$

Comme la densité moyenne du gypse est de 2,25, l'épaisseur théorique minimale de roche dissoute annuellement représente :

$$\frac{1,64}{2,25} = 0,728 \text{ dm}^3/\text{m}^2 \text{ ou } 0,73 \text{ mm}$$

Or, cette dissolution fut active durant l'Holocène ce qui représente une ablation de :

$$0,73 \times 13\,600 = 9,928 \text{ mm ou } 9,93 \text{ m}^4$$

Ces 9,93 m représentent la tranche de gypse dissous

3. Une tranche d'eau de 1 m² et de 1 mm d'épaisseur représente un litre.

4. Pour la durée de l'Holocène. Voir chapitre: «Le mastodonte».

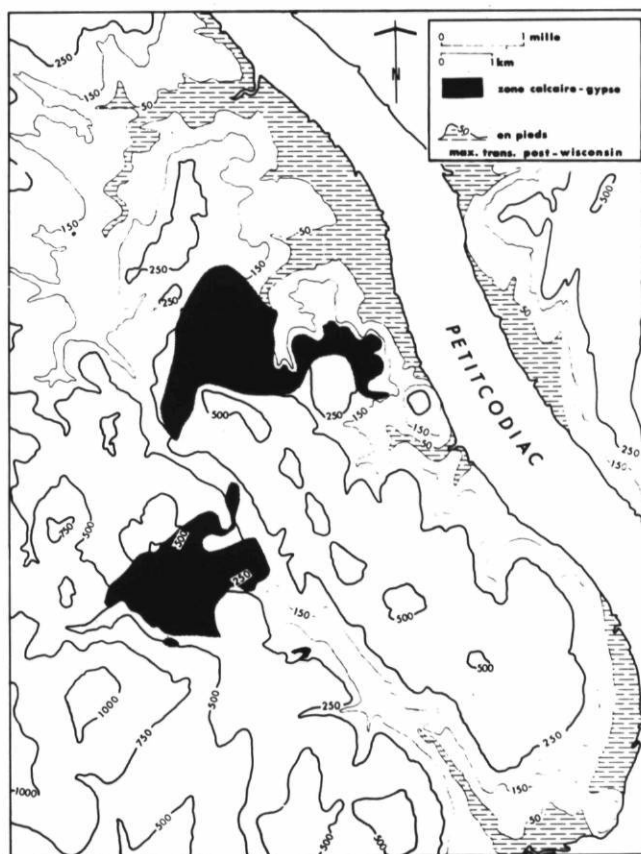


FIGURE 3. Topographie du versant ouest du Petit Codiac, à la hauteur du karst.

The topography of the western slopes of the Petit Codiac River in the Hillsborough area.

équivalent à la morphologie de surface et souterraine de ce karst. La valeur est comparable, bien que plus faible à celle calculée par NICOD (1965) pour les gypses des Alpes (9,84 m en 8000 ans).

I. LES FORMES DE SURFACE

Les deux bassins gypseux constituent dans la région des éléments de versants sis entre les courbes de niveau s'étageant de 60 m (200 pieds) à plus de 150 m (500 pieds) d'altitude, pour celui du Wilson Brook, et de 15 m (50 pieds) à près de 150 m (500 pieds), pour celui du Grey Brook (fig. 3). La base du deuxième bassin est donc à l'altitude locale maximale de la transgression marine post-wisconsinienne. Actuellement, le ruisseau (Grey Brook) s'écoule vers le nord-est sur des conglomérats, et un de ses affluents traverse et draine le nord du synclinal. Le bassin sud, quant à lui, est traversé par le Wilson Brook qui descend des hautes collines précambriennes. L'un et l'autre sont adossés à des sommets arrondis, le premier dépassant la courbe

de niveau des 300 m (1000 pieds) et le second celle des 150 m (500 pieds). Le bassin du Wilson Brook est orienté vers l'est et celui du Grey Brook descend vers le NNE, à l'exception de la partie septentrionale qui se relève légèrement jusqu'à près de 60 m (200 pieds). Quoique restant dans des écarts altimétriques propres à la région, les deux bassins sont légèrement plus en creux que les autres éléments des versants sur substrat plus résistant⁵. Le tracé de la courbe de niveau de 75 m (250 pieds) pour le bassin sud et celle de 45 m (150 pieds) pour le bassin nord l'illustre bien (fig. 3). Par contre, observée à l'échelle du décimètre et du mètre, la morphologie des bassins gypseux se singularise fort. «*The surface of the gypsum is highly irregular, marked by hummocks and sink holes. Erosional features such as cliffs, cavities, caves, and underground drainage are ubiquitous, and record the effects of solution and erosion on the weakly resistant sulfate rocks*» (HAMILTON et BARNETTE, 1970, p. 42).

Nous avons concentré nos observations sur le bassin le plus grand, celui du Grey Brook, car c'est là que les formes en creux semblent le mieux développées, en nombre et en types différents, y compris deux grottes. La morphologie de surface s'y ordonne en deux séries de formes en fonction de la circulation des eaux: 1) les vallons résultant d'une circulation aérienne; 2) les dépressions fermées de toutes tailles, tributaires d'une circulation d'eau souterraine.

A. Une vallée à fond plat et des vallons secs en V

Le drainage actuel du bassin du Grey Brook se fait grâce à deux types de vallées: une vallée principale à fond plat et à versants raides et un grand nombre de vallons tributaires en forme de V.

La vallée à fond plat est colmatée de matériaux fins sur une largeur d'au plus 50 m. Dans ces lutites s'insinue le Grey Brook, ruisseau permanent aux méandres nombreux et prononcés, qui joint quelques étangs. Les versants sont, soit taillés à même le gypse en petites escarpes, dont la base est empâtée de minces talus, soit en pentes droites de 20 à 25°, et recouverts de végétation. Partout, la rupture de pente est nette entre le fond plat et le versant. L'altitude du fond de cette vallée oscille autour de 18 m (60 pieds) et 21 m (70 pieds). Ce qui nous porte à penser que le remplissage date de l'époque où la transgression marine était à son maximum (15 m au-dessus du niveau actuel) peu après le retrait du glacier (fig. 3).

La topographie de détail du bassin synclinal montre que les affluents du Grey Brook coulent pour la plupart

parallèlement aux flancs ouest et est du synclinal (fig. 4a). Là se situent d'ailleurs les deux vallons les plus encaissés, développés au contact des calcaires et des anhydrites et sûrement aidés par les bancs intercalaires schisteux fréquents. Leur écoulement sporadique est alimenté sur les versants gypseux par de modestes exurgences. Ces deux vallons sont raccordés, sur le versant gypseux, à de nombreux petits vallons secs en V, de moins de 10 m de profondeur.

Leur profil en long est localement perturbé par des loupes de solifluxion composées de till, ou défoncées par des dolines, ce qui prouve bien qu'il s'agit de formes mortes. En fait, ces vallons secs résultent d'une évolution karstique typique des roches sulfatées. Lorsque, au contact de la surface, l'anhydrite s'hydrate, le gypse qui en résulte devient effectivement imperméable pour un temps, car les fissures se ferment par expansion de la roche. Durant cette période, le gypse est entaillé de formes fluviales normales, comme c'est le cas actuellement pour les gypses de la péninsule de Crimée (U.R.S.S.), par exemple. Au fur et à mesure de la progression en profondeur de l'hydratation de l'anhydrite, d'une part, et de l'encaissement des vallons, d'autre part, le gradient hydraulique de la région s'accroît et finit par être suffisant pour permettre l'enfouissement des eaux de surface qui, alors, génèrent les dépressions karstiques, telles les dolines qui perturbent le profil des vallons.

L'incision de ces vallons a donc débuté dès le retrait de l'inlandsis. Mais celui-ci fut rapidement suivi d'un refroidissement avec existence d'un pergélisol. BORNES (1965) a, en effet, observé des fentes en coin fossiles et des épandages proglaciaires sur la côte de la Nouvelle-Écosse toute proche. Ce refroidissement maintenant observé dans tout l'est américain jusqu'à Terre-Neuve (EYLES, 1977) est le sous-stade du Greatlakien (EVENSON *et al.*, 1976) datant de 12 000 à 10 000 AA environ.

Durant cette période, l'érosion fluviale normale prima sur les gypses rendus imperméables par le gel; comme c'est d'ailleurs le cas actuellement, et de façon spectaculaire, sur les gypses de l'île d'Ellef Ringnes (78° Lat. N) (ST-ONGE, 1968).

Ainsi, dès le retrait de l'inlandsis⁶, l'érosion fluviale installe progressivement dans les gypses un gradient hydraulique de plus en plus fort: d'abord par l'apparition du Grey Brook proche de l'altitude du maximum de la transgression, puis par l'incision de vallons encaissés jusqu'à la fin, au moins, du Greatlakien.

5. Ce sont des roches cristallines, des conglomérats et des grès.

6. 13 600 ans AA au minimum. Voir chapitre: «Le mastodonte».

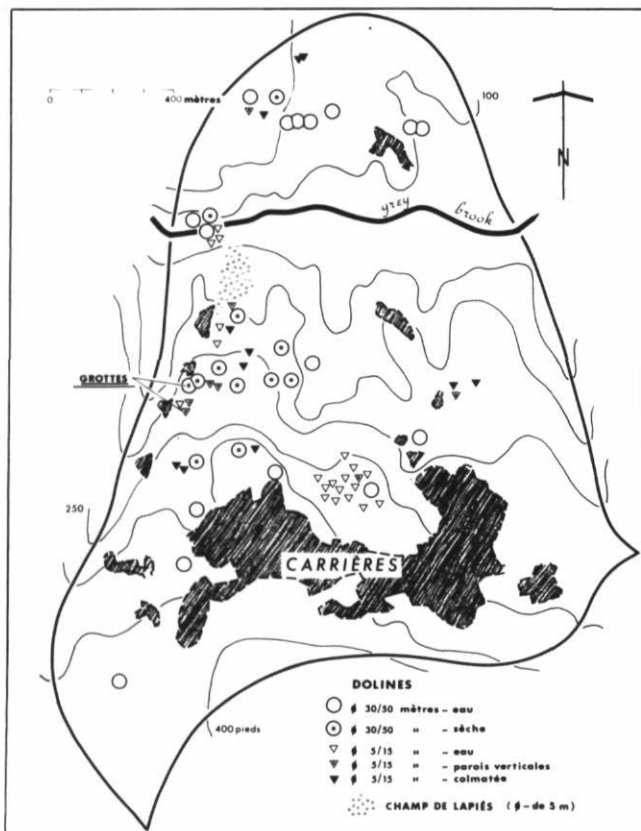


FIGURE 4. a) Les dépressions fermées du bassin du Grey Brook; b) Les différents types de dépressions en fonction de leur dimension et de leur remplissage.

B. Les dépressions fermées

Les dépressions fermées du bassin du Grey Brook sont de deux tailles bien distinctes: les lapiés et les dolines crypto-karstiques (fig. 4a et 4b).

1. LES LAPIÉS

Les plus petites dépressions fermées mesurent moins d'un mètre à quatre mètres de diamètre et près de deux mètres de profondeur. Toujours en groupe, elles forment un lapié sur les surfaces planes et faiblement inclinées. Leur taille par rapport à un lapié sur calcaire est supérieure dans la proportion de 1 à 3, et leur localisation sur des surfaces planes subhorizontales est analogue aux formes identiques sur un calcaire (WEYDERT, 1967, p. 169). Le lapié le mieux développé se trouve dans la partie NO du bassin (fig. 4a). Cependant, ces surfaces perforées sont omniprésentes mais partout réduites, car les versants des vallons encaissés et les dolines de toutes tailles découpent tellement la topographie qu'il n'en reste guère.

Leur genèse sur surface subhorizontale est fonction de la composante verticale dominante des écoulements: toute eau de surface peu sollicitée par la pente faible

TYPES DE DÉPRESSIONS			
Dimensions EN MÈTRES	Coupes	Symboles	Nbre
diamètre 30/50 ±15		○	14
		⊙	12
profondeur 5/15 4/8		▽	17
		▼	10
		▼	11
1/5 1/2		●	∞

a) The sink holes in the Grey Brook basin; b) The dimensions and the bottom material of the sink holes.

tend à s'enfouir, favorisant en un mouvement *per descendum* la dissolution sur place du gypse. Le basculement de certains arbres dans les dépressions et leur rareté dans les fonds suggèrent que ces lapiés sont actuels et évoluent rapidement.

2. LES DOLINES CRYPTO-KARSTIQUES

À côté des petites dépressions métriques résultant d'une dissolution actuelle, on trouve de nombreuses dépressions dues à des effondrements: les dolines crypto-karstiques. Elles représentent d'ailleurs le type le plus fréquent dans les karsts du gypse, et leur origine généralement considérée comme complexe (WIGLEY *et al.*, 1973) se confirme ici.

Elles sont de deux tailles distinctes: les plus grandes ont un diamètre de 30 à 50 m et une profondeur constante de 15 m, et les plus petites mesurent de 5 à 15 m de diamètre et leur profondeur variable n'excède pas 8 m (fig. 4a et 4b).

a) Les grandes dolines

Elles sont entourées d'escarpements sur la totalité de leur pourtour, sauf lorsque du till descendu des

alentours masque leur abrupt. Seize sur vingt-huit sont remplies d'eau toute l'année; les autres sont sèches, et leur fond irrégulier se compose d'éboulis mêlés parfois de till. C'est dans l'une de ce dernier type que débouche une des deux grottes (fig. 5). Généralement les dolines sèches sont situées plus haut dans les versants que les dolines remplies d'eau. Lorsqu'elles apparaissent proches l'une de l'autre, le versant mitoyen s'effondre, créant ainsi un ouvala.

Deux caractéristiques leur sont communes: une même profondeur et leur présence sur les versants contrôlés par les ruisseaux saisonniers les plus bas ou les plus encaissés (fig. 4a)

Vu leur profondeur constante, un contrôle structural de leur genèse ne peut être exclu: les roches sulfatées étant percées, les calcaires sous-jacents plus résistants auraient formé le fond des cuvettes. Les multiples sondages (plus de 200) infirment cette hypothèse; partout où il y a des dolines, la puissance des sulfates est toujours le double au moins de leur profondeur. Par contre, l'alignement NE-SO de certaines d'entre elles, à l'instar des grottes, et la présence d'une cavité au fond de l'une d'elles suggèrent que certaines grandes dolines représentent le dernier stade d'évolution des salles souterraines après foudroyage des voûtes (voir ci-dessous «Les grottes»).

Leur localisation, par contre, est plus systématique: elles sont soit sur le versant au nord du Grey Brook, soit sur ceux de son affluent principal, le long du flanc ouest du bassin⁷. Sur le versant au nord du Grey Brook, huit grandes dolines s'alignent parallèlement à la rivière à une quinzaine de mètres au-dessus du niveau de base local, et limitées au nord par la cuvette du synclinal. Elles sont toutes remplies d'eau sauf une; leur fond est donc en contact avec la nappe aquifère perchée du bassin.

Comme le versant sud du Grey Brook est totalement dépourvu de grandes dolines, bien que sa topographie ressemble à celui du nord, il est probable que les grandes dolines résultent des écoulements souterrains contraints par le pendage centripète de la cuvette. La conjonction de la contrainte structurale et du gradient hydraulique dû à la topographie a permis cette karstification différenciée d'un versant à l'autre. De plus, comme — dans le bassin — le Grey Brook représente le niveau le plus bas, depuis le plus longtemps (probablement depuis le maximum de la transgression marine), il est possible que l'apparition des grandes dolines remonte au Greatlakien, lorsque le versant nord, donc le plus ensoleillé, a dégelé davantage et plus souvent que le versant sud.

7. À l'exception de deux sur le versant plus doux du côté oriental du bassin.

Quant à la majorité des grandes dolines (16 dont 11 sèches), elles sont situées sur les versants ouest du synclinal, au voisinage de l'affluent principal du Grey Brook qui, par érosion régressive contrôlée structuralement, a créé les pentes les plus fortes du bassin. Toutes les grandes dolines, à l'exception de trois, sont ainsi situées à au moins 30 m (100 pieds) du niveau du Grey Brook et de son affluent.

Ainsi, dans la partie ouest du bassin, la nappe aquifère est-elle soumise au gradient hydraulique le plus marqué. Le soutirage qui en résulte, actuellement et lors de l'encaissement progressif de l'affluent du Grey Brook, a permis leur apparition.

Il est donc tentant de considérer les dolines sèches les plus hautes comme étant les plus anciennes. Cette spéculation est bien hasardeuse, car d'autres processus interviennent localement pour renforcer l'effet du gradient hydraulique comme, par exemple, le foudroyage des voûtes dans les grottes (fig. 6 et voir ci-dessous «Les grottes»). En fait, ici comme dans les autres karsts de gypse spécialement la chronologie des dépressions résultant de processus pourtant connus, reste sujette à caution. Ainsi à Terre-Neuve, le karst de Codroy, aussi sur roches sulfatées, a été observé de 1974 à 1977. Plus de cent dolines y furent répertoriées et aucune n'évolua par effondrement. Pourtant, en 1967, une nouvelle doline de 50 m sur 25 m apparut d'un coup, et, en 1976, ce fut également le cas pour une petite doline de 5 m sur 3 m (comm. écrite de D. C. Ford).

La prudence s'impose donc pour avancer ce genre de chronologie, mais il semble que deux périodes aient été plus favorables: à la fonte de l'inlandsis, grâce à l'excès d'eau momentanément disponible et à la fin de l'interstade du Greatlakien, alors que la topographie fluviale imposait aux roches, qui dégelèrent, un gradient hydraulique proche de l'actuel.

b) Les petites dolines

Toujours bien individualisées, mais le plus souvent groupées en essaim, les petites dolines (à l'exception de trois d'entre elles) satellisent les grandes dolines. Elles sont remplies d'eau, petites mares entourées d'une escarpe parce qu'elles se situent au niveau de la nappe aquifère ou à cause d'un colmatage de leur fond par les lutites provenant de la matrice du till local. D'autres sont sèches; leur fond se compose alors de blocs de gypse tombés des escarpes. Moins facilement repérables sur photos aériennes, car les débris accumulés les estompent, elles sont en fait plus nombreuses que les précédentes. Mais en l'absence de repère pour les localiser, sur la figure 4a, nous nous sommes tenus à celles repérées sur photos aériennes. Onze, enfin,

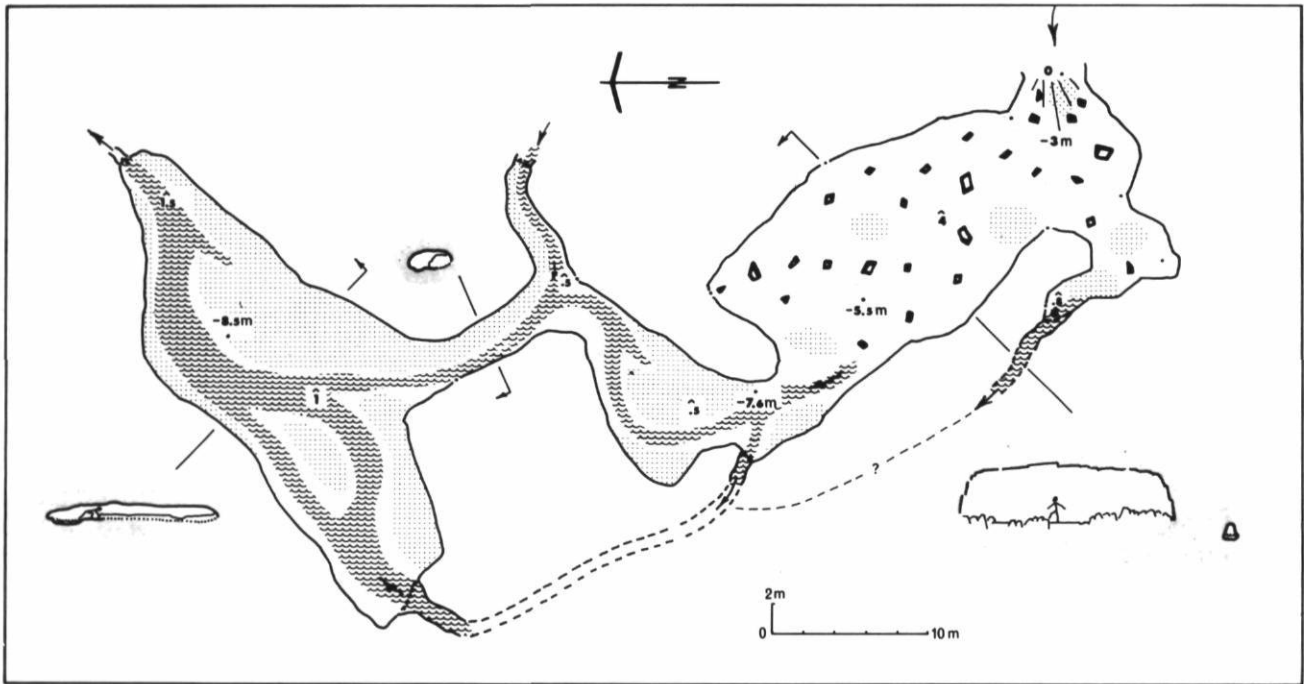


FIGURE 5. Plan et coupe de la grotte I qui débouche dans une doline crypto-karstique (voir légende de la figure 6).

Plan et cross-section of cave I including its contact with a crypto-karstic sink hole (see legend of Figure 6).

dont la profondeur est de 4 m au maximum, sont colmatées par du till descendu par solifluxion et par ruissellement, estompant les escarpements. Ces dépressions sont difficilement repérables sur photos aériennes, mais, sur le terrain, elles ont été observées partout, avec une concentration particulière au centre ouest et sud du bassin (fig. 4a).

Ces trois types de petites dolines diffèrent par le remplissage qui a suivi leur apparition. Actuellement et après plusieurs années d'observation, les seuls phénomènes morphologiques observés sont de petites coulées de solifluxion et des accumulations de dépôts meubles, dues aux crues printanières et des effondrements localisés le long d'escarpements minés par l'action conjuguée de la végétation et des eaux d'infiltration. Mais trace d'un approfondissement, aucune! Elles semblent donc fossiles, mais peut-être notre période d'observation ne fut-elle pas assez longue⁸.

Par contre, leur présence au voisinage des grandes dolines est classique en karstologie, et indique qu'elles en résultent. C'est la *parent-daughter relationship* des auteurs anglo-saxons. L'apparition d'une grande doline entraîne, à sa périphérie, un abaissement de la nappe aquifère. Cette zone devient ainsi contrôlée par un gradient hydraulique supérieur qui facilite l'apparition de petites dolines (DRAKE et FORD, 1972).

8. Comme le suggèrent les observations récentes sur le karst de Codroy à Terre-Neuve. Voir plus haut.

Ainsi, la grande majorité des petites dolines est apparue à la suite des grandes; leur chronologie est donc tout aussi spéculative, et il est raisonnable de penser que leur apparition s'est étendue pendant tout l'Holocène à l'exception du Greatlaken. Cependant, un mastodonte âgé de 13 600 ans AA et des dépôts tourbeux de plus de 43 000 ans AA ont été trouvés dans l'une d'elles. Il est donc plausible que certaines petites dolines, colmatées de dépôts meubles, aient résisté (du moins leur partie inférieure) au dernier englacement du Wisconsinien.

C. Le mastodonte

Mammut americanum (?) a été trouvé en 1936 à la suite de travaux d'excavation dans un étang⁹. Bien qu'il constitue l'unique spécimen découvert dans l'Est américain (à l'est de l'Hudson), aucune étude exhaustive n'a été publiée. Seuls, à notre connaissance, cinq rapports ont été réalisés entre 1969 et 1972¹⁰. Deux concernent les datations au ¹⁴C et trois la végétation.

9. Ces ossements sont exposés au New Brunswick Museum de Saint-Jean.

10. Rapports concernant le mastodonte et son site: *Radio-carbon Report G.S.C. 1222* (12-11-69); *Radiocarbon Report G.S.C. 1680* (9-05-72); *Pollen Analysis Report G.S.C. BR 69-15-2* (J. TERASMAE, 10-04-70); *Bryological Report G.S.C. 152* (M. KUC, 2-72); *Palynological Report G.S.C. 72-2* (R. J. MOTT, 21-03-72).

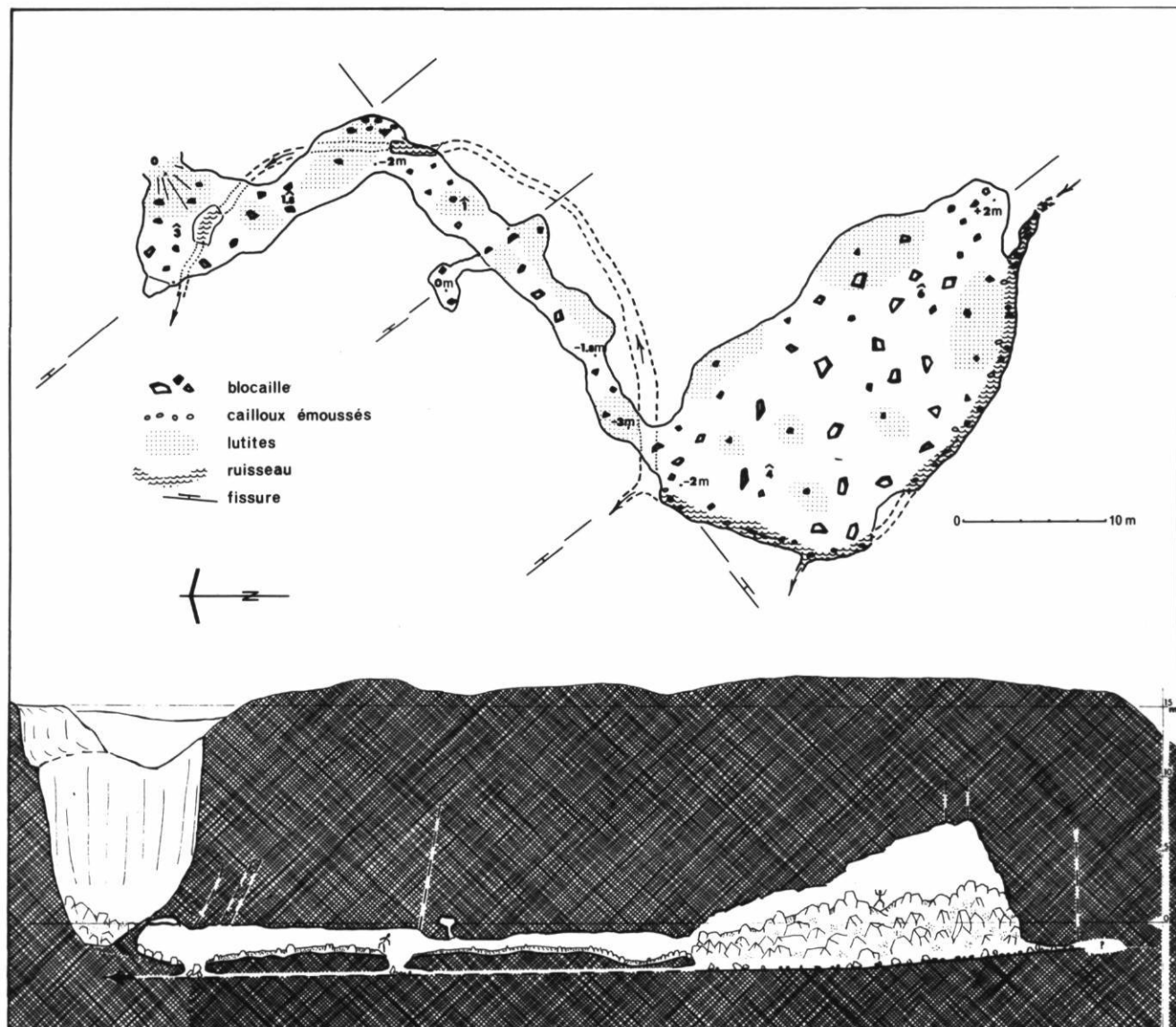


FIGURE 6. Plan, coupe et profil de la grotte II qui débouche dans une doline qui perturbe un vallon sec.

Plan, cross-section and profile of cave II and its contact with a sink hole located in a small dry bed valley.

Leur pertinence nous incite à en présenter la synthèse suivante, que nous intégrons à l'étude morphologique.

1. LA STRATIGRAPHIE DU SITE ET LE FOSSILE¹¹

Il s'agit d'un étang noyant une des multiples dolines creusées dans les gypses de la région (45°54'6" lat. N, 64°39'8" long. O). La stratigraphie probable des dépôts y semble simple: à la base, et au contact du gypse, un till surmonté successivement d'un silt compact, d'un silt

sableux entrecoupé de lits de tourbe et d'un autre silt compact. L'épaisseur de ces dépôts n'est pas connue, cependant les ossements ont été retrouvés à 2,7 m sous le fond de l'étang. Le squelette pratiquement complet a été retrouvé, soit 312 os et les deux défenses, ainsi que la peau avec des poils, le contenu de l'estomac et quelques douzaines de coprolithes. Les os se trouvaient au niveau du silt sableux à lits de tourbe et les coprolithes dans le silt compact sus-jacent.

2. CHRONOLOGIE

Un os a été daté au ¹⁴C et donne 13 600 ans ± 220, ce qui accrédite l'hypothèse que le mastodonte serait

11. La description spatiale et stratigraphique du fossile n'existe pas. Nous la déduisons par recoupements des informations contenues dans les cinq rapports.

«entré au Nouveau-Brunswick très tôt après le retrait de la glace du nord de la Baie de Fundy» (GSC 1222 report).

Par contre, la tourbe qui se trouve au même niveau que les os donne une date (non corrigée) de plus de 43 000 ans (GSC 1680). Il est évident que toute datation au ^{14}C supérieure à 35 000 ans est suspecte à tout le moins. Même fausse, elle indique cependant un âge très ancien par rapport à la méthode, donc dans ce cas-ci, elle fait remonter la tourbe à un interglaciaire antérieur. Aussi préférons-nous tenir compte des deux datations et les intégrer dans l'hypothèse suivante.

Probablement durant un interstade wisconsinien¹², la doline apparut grâce à une circulation souterraine de l'eau. Au fur et à mesure du développement de son entonnoir, elle capta le till tapissant la surface, ce qui l'a peu à peu imperméabilisée. Les eaux de ruissellement y ont ensuite emmené un silt compact sur lequel s'est développé un marécage, sporadiquement recouvert par de nouveaux dépôts fins, dont résultent les lits tourbeux. Durant la phase anaglaciaire, qui termina cet inter-stade, la doline s'est comblée de silt. Ainsi fossilisée, la dépression karstique (du moins sa partie inférieure) résista à l'ablation ultérieure du glacier. Peu après le retrait de ce dernier, la doline remplie de dépôts fins saturés d'eau fonctionna comme piège. Le mastodonte s'y est enlisé et mourut vers 13 600 ans AA \pm 220.

Grâce à leur densité plus forte, les os seraient descendus au niveau des silts sableux à lits de tourbe, tandis que les coprolithes plus légers demeuraient dans les silts sus-jacents. Ainsi, la stratigraphie reliée à la genèse karstique de cette doline prouve qu'il peut subsister dans du gypse des formes pré-holocènes non glaciaires.

3. CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Enfin, le modèle que nous élaborons se précise encore grâce aux données bryologiques et polliniques. Du rapport de bryologie sur la tourbe et le silt voisinant, il ressort que ce dépôt est d'origine aquatique mais non lacustre¹³ et qu'il ressemble à d'autres considérés comme non glaciaires¹⁴. C'est un produit ligneux de marécage.

Quant au contenu de l'estomac retrouvé à ce niveau, il présente un contact tranché avec les silts environnants et est constitué de débris de plantes vasculaires

12. Nous ignorons, cependant, s'il s'agit de l'interstade de Saint-Pierre ou celui de Port-Talbot.

13. La présence de *Drepanocladus exannulatus* prouve la présence de conditions aquatiques, mais l'absence de plancton et de fossiles lacustres exclut un lac.

14. *Interglacial layers* dans le rapport.

et de plancton, le rendant comparable à celui du bœuf musqué (*Ovibos moschatus*) au printemps ou à l'automne. C'est donc pendant une de ces saisons que périt le mastodonte.

Deux rapports palynologiques permettent de mieux discerner le type d'environnement forestier concomitant du dépôt: a) du silt entre le till et les lits tourbeux; b) de la tourbe; c) du silt la surmontant; d) des coprolithes situés à ce niveau (tabl.).

Durant le colmatage de la doline par le silt surmontant le till, la formation végétale de la région était de type forêt boréale, comme d'ailleurs lors du dépôt du silt surmontant les lits tourbeux. De plus, l'abondance des «herbes» indique que la forêt était ouverte, peut-être discontinue. Comme dans les silts postérieurs, cette abondance relative diminue; on peut en déduire que la forêt, toujours boréale, devint plus dense. D'autre part, *Shepherdia canadensis*, présent dans les deux silts, mais plus abondant dans le plus ancien, corrobore cette interprétation, car il est connu pour son caractère héliophile et son aire résulte «d'un balayage métachronique du territoire, lié à la retraite de l'inlandsis.» (RICHARD, 1974).

Par contre, l'analyse de la tourbe donne un spectre où est surévalué le marécage à aulnes qui occupait la doline. On y décelle, néanmoins, que la forêt environnante était aussi boréale.

Enfin, le spectre pollinique du coprolithe est lui aussi celui d'une forêt boréale. Cependant, ce spectre n'est peut-être pas tout à fait représentatif, car il est tributaire des grains de pollen déposés et contenus dans l'alimentation sélective du mastodonte.

En résumé, la doline piège apparut lors d'un interstade wisconsinien précédent. Elle s'est développée peu après le retrait de la glace et le fond s'est tapissé de till imperméabilisant la dépression. Sur celui-ci s'est accumulé un silt amené par ruissellement. À cette époque, une forêt boréale claire à discontinue couvrait la région. Un petit marécage à aulnes s'y est développé, sporadiquement enfoui sous de nouveaux dépôts fins; le tout a fini par se couvrir d'un silt compact concomitant d'une forêt boréale plus dense¹⁵.

Si ce silt n'était pas contemporain du même interstade que la tourbe, la doline, sans protection, aurait disparu avec la récurrence glaciaire. Néanmoins compte tenu du manque de données stratigraphiques, il est impossible de faire la part, de ce silt «supérieur», des dépôts récents. Enfin, peu après le retrait de la dernière phase glaciaire, vers 13 600 ans AA \pm 220, un mastodonte trompé par le colmatage non gelé, mais

15. Puisque la végétation fut, au mieux, de type boréal, on ne peut parler d'un âge sangamonien pour la doline.

TABLEAU
Spectres polliniques dans les dépôts meubles (surmontant le till)
de la doline où se trouvait le mastodonte.

	Silt entre le till et les lits tourbeux (1)	Lits tourbeux (1)	Silt surmontant la tourbe (1)	Coprolithe (2)
ARBRES				
<i>Picea</i>	21,1	2,0	24,4	41
<i>Pinus</i>	28,2	1,6	35,4	41
<i>Abies</i>	6,8	+	7,6	3
<i>Tsuga</i>	—	—	0,7	1
<i>Betula</i>	7,1	2,3	9,3	2
<i>Fraxinus</i>	0,4	—	—	—
<i>Tilia</i>	—	—	—	1
<i>Quercus</i>	0,7	—	0,3	—
ARBUSTES				
<i>Alnus</i>	16,8	86,4	11,0	4
<i>Salix</i>	0,7	+	0,3	—
<i>Shepherdia canadensis</i>	0,7	—	0,3	—
<i>Myrica</i>	1,5	3,4	1,0	—
<i>Viburnum</i>	—	—	0,3	—
<i>Corylus</i> (?)	—	—	—	2
HERBES				
Ericaceae	—	0,2	—	—
Gramineae	4,6	0,2	4,5	—
Tubuliflorae	3,2	3,6	1,0	—
Rosaceae	0,7	—	—	—
<i>Thalictrum</i>	0,4	—	—	—
<i>Rumex</i>	1,1	0,2	—	—
<i>Galium</i>	0,4	—	—	—
Lycopodiaceae	0,7	—	—	3
Pteridophyta	0,7	—	0,3	—
<i>Osmunda</i>	0,7	—	—	—
Polypodiaceae	1,5	—	2,7	—
Non identifié	2,5	—	0,7	2
PLANTES AQUATIQUES				
Cyperaceae	2,5	0,2	1,0	—
<i>Typha</i>	—	—	0,3	—
<i>Sagittaria</i>	0,7	—	—	—

Analyse faite par (1) R. J. MOTT (*GSC Palynol Rept.* 72-2); (2) J. TERASMAE (*GSC Palynol Rept.* 69-15)

probablement couvert de glace, s'y enlisa. La forêt, à ce moment, était aussi de type boréal.

II. LES FORMES SOUTERRAINES

Les nombreuses pertes impénétrables situées dans le fond des dolines, ainsi que les petites exurgences au pied des escarpements des vallons prouvent l'existence d'une circulation d'eau souterraine et, conséquemment, d'une géomorphologie souterraine, probablement de dimensions décimétriques. Parfois les pertes sont un peu plus grandes, mais colmatées après 2 à 3 m de profondeur. Ces formes semblent adaptées à l'évacua-

tion des eaux sous leur régime actuel. Cependant, deux grottes pénétrables, de plusieurs dizaines de mètres de long, ont été découvertes¹⁶.

1. LES GROTTES

Les grottes bien développées étant rares dans le gypse, et dans les régions englacées au Quaternaire, nous en présentons les plans et la description.

16. Découvertes par S. Arseneault et J. C. Vernex en 1968, cartographiées par J. Schroeder et S. Arseneault en 1972 et D. Albert, S. Arseneault, G. Lebrun et R. Gallant en 1977.

a) La grotte I (fig. 5 et fig. 4A pour la localisation)

Au pied de l'escarpement sud-est d'une grande doline, débouche l'entrée de 2 m de largeur et de 1 m de hauteur, par où s'écoulent au printemps et en automne les eaux de ruissellement qui drainent dans la doline la matrice du till des sommets.

Après l'entrée, une salle rectangulaire de 10 m sur plus de 20 m descend faiblement vers l'intérieur. Son plafond est constitué de cicatrices d'effondrements, et le plancher de blocs tombés de la voûte mesurant jusqu'à un mètre de côté, avec, entre eux, de minces placages de lutites déposés lors des crues qui inondent la salle. Sous celle-ci, un petit conduit assure le drainage durant les périodes plus sèches.

À 5 m sous l'entrée, la salle se continue par une galerie large et basse, remplie jusqu'à quelques centimètres du plafond de lutites avec de rares blocs de gypse et des cailloux de grès et de roches cristallines émoussés. On y pénètre par une tranchée creusée dans les dépôts et le plancher de gypse. Cette galerie débouche dans une salle basse, également colmatée de dépôts fins. Le ruisseau, canalisé par le conduit sous la première salle, y fait résurgence, puis est absorbé de l'autre côté de la salle par une perte infranchissable.

La longueur totale de la grotte est de 50 à 60 m, et fonctionne actuellement comme perte. Enfin, le plan suggère deux directions privilégiées pour l'agrandissement des salles: l'une NO-SE et l'autre NE-SO. La première l'emporte sur la seconde, et correspond à l'axe du synclinal. On retrouve ces mêmes directions dans la grotte II.

b) La grotte II (fig. 6 et fig. 4a pour la localisation)

Cette deuxième grotte aboutit dans une petite doline qui défonce un vallon. Elle débute par une petite salle de section ovale et dont la hauteur décroît. Le plancher est jonché de blocs de gypse effondrés de la voûte et de placages de dépôts fins contenant des blocs émoussés de grès et de roches cristallines. En deux endroits, le plancher s'effondre au dessus d'un conduit de section triangulaire. L'eau coule ici de l'intérieur vers l'extérieur donc à l'inverse de la grotte précédente. Dans la voûte, quelques fissures verticales au tracé irrégulier sont visibles. L'eau en suite, alimentant en hiver des concrétions de glace. La salle se prolonge par une galerie avec un diverticule, puis une grande salle du même ordre de grandeur que celle de la grotte I (25 m sur 15 m), mais plus haute. Le plafond fissuré, à 10 m au-dessus d'un chaos de blocs de gypse, s'effondre. Sur le côté ouest, un ruisseau creuse latéralement le mur de la grande salle. Des cailloux émoussés non gypseux y sont fréquents. Le ruisseau disparaît

par deux pertes successives, dont l'une passe sous la première salle. Le réseau mesure 70 à 80 m de longueur.

2. LA GENÈSE DES GROTTES

Les deux grottes présentent donc, quoique disposés différemment, les mêmes éléments morphologiques:

a) *Des galeries subhorizontales plus larges que hautes*, à tronçons rectilignes avec des coudes à angle droit, dont les voûtes s'effritent actuellement. Par endroits, la base des murs et le plancher montrent encore des traces d'érosion par l'eau courante. Ces galeries sont remplies de lutites avec quelques blocs anguleux et émoussés de grès et de roches cristallines. Dans la grotte I, une galerie de ce genre s'élargit pour donner une salle basse. C'est le stade le plus évolué de ces galeries, lorsque l'érosion latérale par circulation des eaux souterraines y est dominante. *Ce type de salle basse constitue la forme de départ des grandes salles.*

b) *Deux grandes salles* ont été observées. Leur plancher est constitué, pour l'essentiel, de débris effondrés de la voûte d'autant plus creusée vers le haut que le talus est gros. Ces effondrements constituent le processus d'érosion le plus actif actuellement. Cependant, pour qu'il fonctionne, il a fallu au préalable qu'un vide soit aménagé par un autre type d'érosion, c'est-à-dire qu'apparaisse une salle basse aménagée par circulation d'eau souterraine. Ces eaux servent actuellement aussi comme dissolvant de la base du talus qui, ainsi, «fond» peu à peu par le bas¹⁷, tandis qu'il est alimenté en haut par les chutes de blocs.

c) *Un système de conduits* partiellement aménagés dans les éléments morphologiques précédents. En dehors des crues, c'est par là que s'écoulent les eaux souterraines actuelles. La dimension de ces conduits, dont la section a moins d'un mètre de large dans le meilleur des cas, n'a aucun rapport de grandeur avec les galeries et salles précédentes. L'écoulement souterrain s'y fait, en gros, vers le nord, suivant la topographie.

d) Enfin, les deux grottes, toutes deux subhorizontales, sont toujours situées à 20 m ou moins de profondeur, au cœur même de la formation de gypse et d'anhydrite, dont la puissance est au moins du double.

Ainsi, la distribution des objets spéléologiques se fait comme suit: a) Les objets métriques et décamétriques (galeries et salles), b) Les objets submétriques (conduits canalisant les eaux souterraines actuelles), c) Les objets centimétriques à décimétriques, par où circulent les eaux actuelles entre des pertes et exurgences impénétrables.

17. Un bloc cubique effondré de la voûte présente une surface de contact avec l'eau six fois plus grande qu'avant sa chute. La dissolution à la base d'un talus constitué de blocs où passe un ruisseau est donc d'autant plus importante.

Compte tenu du peu de résistance de la roche-magasin dans les conditions climatiques actuelles, et du régime de précipitation tamponné par la couverture végétale dense¹⁸, les objets spéléologiques métriques et décimétriques nous semblent hérités, et non le résultat de l'évolution des objets plus petits. D'ailleurs, l'âge des dolines, qui implique *ipso facto* une circulation souterraine des eaux remontant au tardiglaciaire et même à un interstade antérieur, renforce notre présomption.

Ainsi, à partir d'un réseau souterrain centimétrique à submétrique hérité, mis en place au tardiglaciaire, le travail de l'eau pour creuser les grottes a demandé des modalités de régime à écarts marqués (plus qu'aujourd'hui) et une résistance plus grande du gypse. Ces modalités réunies durant le sous-stade du Greatlakien ont probablement été exploitées à la fin de ce refroidissement, quand — phénomène d'hystérésis habituel — a perduré un pergélisol imperméable relique à la profondeur où se sont développées les grottes, à l'instar des autres grottes cutanées (CIRY, 1959). Puis, l'adoucissement climatique a fait disparaître le pergélisol et a permis l'installation d'un couvert forestier dense, réduisant l'écoulement souterrain et ses impacts. Les galeries se sont alors engorgées de matériel fin. Aujourd'hui, les processus morphologiques actifs sont le creusement de petits conduits suivant partiellement les galeries préexistantes et l'effondrement des voûtes accompagné de la dissolution des débris. L'espace spéléologique s'en trouve modifié, mais perdure. L'ultime stade de ce développement est le foudroyage des voûtes devenues trop minces ou trop en porte-à-faux, dont résultent les dolines crypto-karstiques.

CONCLUSION

Sur les gypses d'Hillsborough, recouverts par les inlandsis wisconsinien, se sont développées des formes karstiques d'érosion, en surface et souterraines. Cette karstification a agi sporadiquement durant au moins un interstade du Wisconsinien et pendant l'Holocène. Les formes produites sont tributaires de conditions climatiques précises et limitatives, et tendent à se détruire mutuellement. Malgré cela, leur étude et celle de leurs dépôts et de leurs fossiles permettent d'établir un modèle d'évolution cadrant avec celle des Maritimes. Ainsi paradoxalement, la faible résistance du gypse a permis d'enregistrer de nombreuses modalités paléogéographiques non discernables à cette échelle sur les substrats plus résistants. La morphologie de ces gypses constitue un bel exemple de mérokarst barré.

18. Plus précisément, forêt acadienne, région des hautes terres du sud (J. S. ROWE, *Les régions forestières du Canada*, Min. de l'Environnement, publ. n° 1300 F, 1972, p. 125.).

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement MM. D. C. FORD (McMaster University) et C. EK (université de Montréal) qui ont eu l'obligeance de relire et critiquer notre manuscrit. Leurs suggestions nous ont été très précieuses. MM. R. RICHARD et S. OCCHIETTI nous ont également aidés grâce à leurs intéressants commentaires. Enfin, nous remercions M. D. S. CHRISTIE, directeur du Département des sciences naturelles du New Brunswick Museum, qui nous a communiqué les rapports concernant le mastodonte et son site.

(Manuscrit déposé le 24 mai 1978)

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERT, P. (1975-1976): Dépressions énigmatiques, karstiques et non karstiques en Languedoc occidental, dans *Evolution karstique dans le domaine méditerranéen et alpin*, Aix-en-Provence, C.N.R.S., Inst. de géogr. d'Aix, Trav. n° V.
- BAILEY, L. W. (1906): The gypsum deposits of New Brunswick, *Trans. Roy. Soc. Can.*, vol. XII, Sect. IV, p. 3-14.
- BLEAHU, M. (1966): Formations périglaciaires et karst dans les monts de Bihor, *Rev. roum. Géol. Géoph. et Géogr.*, sér. géogr., t. 10, n° 1, p. 55-64.
- BORN, H. W. (1965): Late Glacial ice: wedge casts in northern Nova Scotia, *Science*, n° 148, p. 1223-1225.
- CIRY, R. (1959): Une catégorie spéciale de cavités souterraines: les grottes cutanées, *Ann. Spéléol.*, vol. XIV, nos 1-2.
- DRAKE, J. J. et FORD, D. C. (1972): Two analysis of growth patterns of two-generations populations: the example of karst sinkholes, *Can. Geogr.*, vol. XVI, n° 4.
- EVENSON, E. B., FARRAND, W. R., ESCHMAN, D. F., MICKELSON, D. M. et MAHER, L. J. (1976): Great Lakean substage: a replacement for Valderan substage in the Lake Michigan Basin, *Quat. Res.*, vol. 6, p. 411-424.
- EYLES, N. (1977): Late Wisconsinan glaciectonic structures and evidence of postglacial permafrost in north-central Newfoundland, *Can. J. Earth Sc.*, vol. 14, p. 2797-2806.
- GRANT, D. R. (1977): Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 247-260.
- HAMILTON, J. B. et BARNETTE, D. E. (1970): *Gypsum in New Brunswick. Report of investigation*, Dept. of Natural Resources, Rept. n° 10.
- NICOD, J. (1965): Karsts du gypse dans les Alpes et en Provence, *Actes du 96^e congrès des Sociétés savantes* (Nice).
- (1976): Karsts des gypses et des évaporites associées, *Ann. Géogr.*, n° 471, p. 515-554.
- PREST, V. K. (1969): *Retreat of Wisconsin and recent ice in North America*, Ottawa, Geol. Surv. Can., Map 1257A

- (1977): General stratigraphic framework of the Quaternary in Eastern Canada, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 1-2, p. 7-14.
- RICHARD, P. (1974): Présence de *Shepherdia canadensis* (L.) Nutt. dans la région du parc des Laurentides, Québec, au Tardiglaciaire, *Naturaliste can.*, vol. 101, n° 5, p. 763-768.
- SHUSTER, E. T. et WHITE, W. B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs; a possible means characterising carbonate aquifers, *J. Hydrol.*, vol. 14.
- SUND, J. O. (1958): *Origin of New Brunswick gypsum deposits*, thèse M. Sc., Univ. of New Brunswick, 122 p. (non publ.)
- ST-ONGE, D. A. (1959): Note sur l'érosion du gypse en climat périglaciaire, *Rev. can. Géogr.*, vol. XIII, nos 3-4.
- SWEET, G. A. (1977): Hydrogeology of a gypsum karst in Newfoundland, *Proc. of the 7th Speleol. Congr.*, Sheffield (England).
- WEYDERT, P. (1967): La morphologie karstique de l'extrémité orientale des monts de Vaucluse, Mémoires et Documents, vol. 4, *Phénomènes karstiques*, Paris, Éd. du C.N.R.S.
- WIGLEY, T.M.L., DRAKE, J. J., QUINLAN, J. F. and FORD, D. C. (1973): Geomorphology and geochemistry of a gypsum karst near Camal Flats, British Columbia, *Can. J. Earth Sc.*, vol. 10, p. 113-129.