



National Library of Canada
Collections Development Branch

Canadian Theses on
Microfiche Service

Bibliothèque nationale du Canada
Direction du développement des collections

Service des thèses canadiennes
sur microfiche

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us a poor photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30. Please read the authorization forms which accompany this thesis.

**THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED**

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de mauvaise qualité.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30. Veuillez prendre connaissance des formules d'autorisation qui accompagnent cette thèse.

**LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE**

LE DEVELOPPEMENT DES GROTTES
DANS LA REGION DU PREMIER CANYON DE LA
RIVIERE NAHANNI SUD, T.N.O.

PAR
JACQUES SCHROEDER

THESE PRESENTEE A L'ECOLE DES ETUDES SUPERIEURES
POUR L'OBTENTION DU GRADE DE PH.D. EN GEOGRAPHIE

AOÛT 1979.

UNIVERSITE D'OTTAWA



Jacques Schroeder, Ottawa, Canada, 1980.

Voici une grotte dont les parois rongées pénètrent profondément sous la montagne et s'étendent loin sous le sol; la main de l'homme n'y est pour rien, c'est l'oeuvre de la nature; une pensée religieuse ne viendra-t-elle pas frapper ton esprit.

SENEQUE

lettre à Lucilius no. 41

(trad. Fr. et P. Richard)



2

Au regretté Professeur P. MACAR et au Professeur A. CAILLEUX. Le premier pour m'avoir montré que la science doit conduire à la sagesse et le second qui prouve que pour être féconde, elle doit rejeter tout dogmatisme.

REMERCIEMENTS

Choisir comme thèse, l'étude d'un objet qu'il faut d'abord découvrir —aucune grotte n'était connue avant 1970—, constitue une gageure et un handicap. Aussi durant les missions sur le terrain des étés de 1970 à 1976 fallut-il aller du "rêve à la découverte" qui fut lente et difficile avant d'être féconde. Aussi ma plus grande reconnaissance va-t-elle à M. D.A. St-Onge, notre directeur, qui toujours nous a témoigné sa confiance et ses encouragements, ce qui dut lui demander bien du courage! Son appui nous fut primordial.

Dès ma deuxième expédition, Mrs D.C. Ford et J. Jennings rencontrés sur le terrain m'ont aidé à mieux aborder mon problème. Ensuite, toujours, M. D.C. Ford s'est offert pour m'aider matériellement et me communiquer ses résultats. La pertinence de leurs conseils et les travaux pionniers essentiels de D.C. Ford sur la région m'ont évité bien des écueils. Mes amis Mrs Fr. Marsh, R. Harmon et G.A. Brook m'ont offert par leurs travaux des informations de première main très importantes. Ma gratitude va à chacun.

Quand à S. Arsenault, il fut mon compagnon de terrain alors que ma santé (mononucléose) rendait la prospection des falaises plus difficile, que son calme et sa gentillesse m'ont donc aidé à tenir le coup.

Merci aussi aux autorités du Parc de la Nahanni, qui toujours se sont montrées tolérantes vis-à-vis de mon travail, et spécialement les gardiens qui m'ont fourni très amicalement des services qui me faisaient défaut. Je remercie également le personnel du ministère des Forêts (Ottawa) pour sa sympathie et son soutien durant tout un été.

Ma reconnaissance la plus grande va, ensuite à Monique Herbeuval qui trois étés m'a accompagné, ce qui m'a permis de me libérer d'une foule de problèmes matériels. De plus, son soutien moral et sa disponibilité tout au long de ce travail ont été capitaux.

Enfin, mes collègues de l'Université du Québec à Montréal m'ont toujours témoigné leur sympathie, et de plus, Mrs Hillaire-Marcel, Br. De Boutray et Br. Vachon m'ont permis de mener à bien des analyses avec l'aide précieuse et efficace de Mme Odette Carro-Jost et M. R. Mineau. M. J. Carrière toujours disponible avec l'aide diligente de M. A. Parent m'ont donné conseils et soutiens sans nombre pour réaliser l'iconographie. Mlle Sylvie Lacroix a dactylographié ce travail avec beaucoup de soin et l'étudiant P. Vachon a réalisé deux figures et participé à la mise au propre des cartes originale au 1/200. A tous un grand merci.

Divers organismes ont subventionné certains aspects de cette recherche. Qu'ils voient en ce travail et les publications présentes et à venir la preuve de mon vif remerciement. Il s'agit de:

- Conseil National de la Recherche du Canada
- C.N.R. G. de la Commission géologique du Canada
- Parcs Canada du Ministère du Nord et des Affaires Indiennes
- Université de Moncton
- Université du Québec à Montréal

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

- 1) Quand un phénomène est signalé sans préciser son extension ou sa localisation, c'est qu'il est fréquent ou général à la région et uniquement à elle. Chaque fois qu'il s'agit d'un fait dépassant le cadre de l'étude ou au contraire un cas particulier dans celle-ci, cela est précisé.
- 2) Toute grotte citée est suivie de son numéro de répertoire. Ce qui postule la consultation de ce dernier pour connaître la localisation, la description... et savoir si un plan en existe et où il se trouve. De plus les principales cavités sont localisées sur la carte morpho-structurale au 1/25 000.
- 3) Dans la mesure du possible, nous avons suivi les définitions du "lexique des termes français de spéléologie physique et karstologie" de Br. Gèze (1973).
- 4) Vu les nombreux aspects inconnus de ces grottes, une iconographie importante est prévue: des figures reflétant l'opinion de l'auteur dans le texte, et des planches photographiques groupées à la fin de l'appendice.

TABLE DES MATIERES

<u>CHAPITRE I - LE BUT, LA REGION, LA METHODE</u>	1
1.1 BUT	2
1.1.1 La paradigme dominant	2
1.1.2 Pour obtenir un "vrai karst froid"	4
1.1.3 La contrainte structurale	6
1.1.4 Les buts de la recherche	7
1.2 LOCALISATION ET EXPLORATIONS	10
1.3 LA STRATIGRAPHIE	12
1.3.1 La stratigraphie régionale	12
1.3.2 Stratigraphie détaillée du "Premier Canyon"	14
1.3.3 Rapports entre la nature du substrat et les versants du "Premier Canyon"	19
1.4 LA STRUCTURE ET LES REGIONS NATURELLES	20
1.4.1 Les "Plaines intérieures"	21
1.4.2 Les "Franklin Mountains"	21
1.4.3 La "Plaine de Mackenzie"	21
1.4.4 Le "Plateau de Nahanni"	22
1.5 PLEISTOCENE REGIONAL	24
1.5.1 La littérature	24
1.5.2 Pléistocène dans la région du karst	27
1.5.2.1 La glaciation du "Premier Canyon"	27
1.5.2.2 La glaciation de "Death Canyon"	29
1.5.2.3 La glaciation de "Clausen"	30

1.5.2.4	La glaciation de "Jackfish"	31
1.5.2.5	Une chronologie	32
1.6	LE CLIMAT ACTUEL ET LA VEGETATION	33
1.6.1	Les précipitations	33
1.6.2	Les températures	36
1.6.3	La couverture végétale du karst	36
1.6.4	La végétation du "Premier Canyon"	37
1.6.4.1	La forêt alluviale	37
1.6.4.2	Les talus à l'ombre de la forêt	38
1.6.4.3	Les talus relativement humides	38
1.6.4.4	Les talus à conditions climatiques sévères mais pas tout à fait secs sur versant nord à est	38
1.6.4.5	Les talus relativement secs exposés au sud et à l'ouest	39
1.6.4.6	Les talus très secs	39
1.6.4.7	Les corniches ensoleillées	39
1.6.4.8	Les corniches sur versant nord et est	40
1.7	LA METHODE	40
1.7.1	Les observations	40
1.7.2	Cartographie morphologique des grottes	41
1.7.2.1	Topographie	42
1.7.2.2	Morphologie	46
1.7.2.3	Types de creusement	47
1.7.2.4	Conclusion et critique	48
1.7.3	Logique interne du travail	51
1.8	CONCLUSION	51

<u>CHAPITRE 2 - CADRE MORPHO-STRUCTURAL ET SITES DES GROTTES</u>	54
2.1 LE TERRAIN EXPLORÉ	56
2.1.1 Etendue et relief	56
2.1.2 Lithomorphologie	56
2.1.3 Hydrographie	60
2.1.3.1 Le "Premier Canyon"	60
2.1.3.2 Les canyons affluents	65
2.1.3.3 Hydrographie mineure sur les plateaux	69
2.1.4 Les étapes de la séquence fluviatile, synthèse	72
2.2 EVOLUTION PLEISTOCENE	73
2.3 CONTRAINTES STRUCTURALES A L'ECHELLE DU "PREMIER CANYON"	76
2.3.1 Topographie et pendage	77
2.3.2 Les géoclasses	79
2.4 SITES DES GROTTES	82
2.4.1 Les grottes sur les hauts plateaux	83
2.4.2 Les grottes dans les couloirs karstiques et ravins péri-glaciaires	83
2.4.3 Les grottes dans les canyons majeurs	84
2.4.4 Hypsométrie des grottes	85
2.5 LA ROCHE ENCAISSANTE	89
2.5.1 Caractéristiques	89
2.5.1.1 Description des calcaires karstifiés	90
2.5.2 Dissolution expérimentale	93
2.6 SYNTHESE	95

<u>CHAPITRE 3 - INFLUENCE DE LA STRUCTURE A L'ECHELLE DES CAVITES</u>	97
3.1 LE PROBLEME	98
3.2 LE CONTROLE LITHOLOGIQUE	99
3.3 LES PLANS DE STRATIFICATION	107
3.4 L'EVOLUTION DES RESEAUX PAR RAPPORT AU PENDAGE	114
3.4.1 La méthode	114
3.4.2 Les "espaces karstifiés"	120
3.4.2.1 Grotte Valérie 16 C.	120
3.4.2.2 Grotte Andrée 35 B	124
3.4.2.3 Grotte Mickey 47 B	129
3.4.3 Conclusions	132
3.5 LES GEOCLASES	135
3.5.1 Distribution numérique des géoclasses	140
3.5.2 Directions des géoclasses	144
3.5.3 Incidences des géoclasses anciennes et vestiges d'un karst de profondeur	148
3.6 CONCLUSION	151
<u>CHAPITRE 4 - LA SPELEOGENESE</u>	153
4.1 DES GROTTE SUPERFICIELLES ET PROFONDES	154
4.2 LES CAVITES D'ORIGINE MECANIQUE	158
4.2.1 Les poches de gélivation	160
4.2.2 Les cavités pseudotectoniques	168
4.2.3 D'autres problèmes mécaniques	171
4.2.3.1 Localisation de la gélivation	171

4.2.3.2 Des niches glaciaires	175
4.3 LES GROTTEES DEVELOPPEES SUR PERGELISOL	176
4.3.1 Les cavités cutanées	176
4.3.2 Les galeries d'érosion	181
4.4 LES GROTTEES ADAPTEES A L'ABAISSMENT DU NIVEAU DE BASE	188
4.4.1 Les puits composites	188
4.4.2 Les conduits obliques	189
4.5 LES PETITES GROTTEES DE CORROSION	193
4.5.1 Des conduits subhorizontaux aux "laminoirs"	193
4.5.2 Des poches polymorphes aux fissures de corrosion	197
4.5.3 Le lac proglaciaire comme modèle discursif	198
4.6 LES VESTIGES DE GROTTEES PROFONDES	203
4.6.1 Difficultés du problème	203
4.6.2 Les tunnels	211
4.6.3 Les dômes de corrosion	213
4.7 LES GROTTEES PROFONDES	214
4.7.1 Le problème	217
4.7.1.1 L'indice du réseau spéléologique, R.S.	218
4.7.2 La grotte Andrée 35 B	221
4.7.3 La grotte Valérie 16 C	226
4.7.4 La grotte Mickey 47 B	229
4.8 ETAT DE LA QUESTION	233

<u>CHAPITRE 5 - ASPECTS SIGNIFICATIFS DE CERTAINS REMPLISSAGES</u>	235
5.1 LES DEPOTS MEUBLES	236
5.2 LES CONCRETIONS	243
5.2.1, Datation ^{234}Th / ^{230}U	243
5.2.2 $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$	248
5.3 CONCLUSION	249
<u>CHAPITRE 6 - SYNTHESE ET CONCLUSIONS FINALES</u>	250
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	256
<u>APPENDICE</u>	266
- Répertoire des cavités	267
- Description pétrographiques	299
- Planches photographiques	303
- Cartes	
- Distribution des fractures et délimitation des "espaces karstifiés" des trois grandes grottes	
- Cadre morpho-structural au 1/ 25 000 et photos aériennes	
- La grotte Valérie (16C)	
- La grotte Mickey (47B) et celles de la Grande Vire	
- Les grottes Andrée (35B), Jean-Pascal (103A) et les autres	

LISTE DES FIGURES

1.1	Localisation du karst	9
1.2	Durée, composition et objectifs des six expéditions	11
1.3	Géologie simplifiée du "Premier Canyon"	13
1.4	Coupe géologique O-E du "Premier Canyon"	15
1.5	Stratigraphie et morphologie des versants du "Premier Canyon" .	18
1.6	Le karst de la Nahanni, relief et phases glaciaires	26
1.7	Les mouvements saisonniers des centres de basses pressions	34
1.8	Topographie des plans de grotte	43
1.9A	Les niveaux de lecture possibles de la carte géomorphologique des grottes	44
1-9B	Proposition de légende pour les types de creusement	45
2-1	La région étudiée et planimétrie lithologique	57
2-2	Courbes hypsométriques des schistes, calcaires et dolomies	59
2-3	Tracés actuel et ancien (s) de la rivière Nahanni	59
2-4	Encaissement des deux méandres recoupés	63
2-5	Les moyennes des altitudes et des pentes	63
2-6	Histogrammes des directions de fractures	78
2-7	Courbe hypsométrique des calcaires	81
2-8	Distribution des grottes par types	81
2-9	Hypsométrie des entrées de grottes dans les canyons majeurs ...	86
2-10	Hypsométrie des grandes et moyennes grottes	86
2-11	Perte de poids pour divers calcaires	92
2-12	"Spectre" de solubilité de quelques calcaires de la roche encaissante	94
3-1	Calcite filonienne mise en relief par dissolution	100
3-2	Morphologie et stratigraphie détaillées dans la grotte 16-C ...	100
3-3	Comportements des roches et déformations correspondantes	108

3-4	Décrochement le long d'un plan de stratification	108
3-5	Les plans de stratification dans la spéléogenèse	112
3-6	Exemple "d'espace karstifié" et méthode de rabattement	115
3-7A	"Espace karstifié" de la grotte Valérie (16C)	117
3-7B	Données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Valérie (16C)	118
3-8	Projections des "espaces karstifiés" des trois grandes grottes.	119
3-9	Les 3 entrées de la grotte Valérie (16C)	121
3-10	Données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Andrée (35B)	123
3-11	Données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Mickey (47B)	128
3-12	Dynamique de la spéléogenèse en condition "phréatique superficielle" de la grotte Mickey (47B)	130
3-13	Disposition des 3 "espaces karstifiés" en fonction de la direction des couches	133
3-14	Distribution des géoclasses dans les trois grandes grottes	141
3-15	Distribution des géoclasses dans la grotte Mickey (47B) et associées	143
3-16	Les géoclasses dans la grotte Valérie (16C)	146
3-17	Les géoclasses dans la grotte Andrée (35B)	146
3-18	Cavités développées dans des brèches	149
4-1	Longueur des cavités superficielles en fonction de l'altitude :	155
4-2	Coupe des "poches de gélivation"	159
4-3	Développement d'une "poche de gélivation"	159
4-4	Evolution probable de l'entrée de la grotte 25B	162
4-5	Entrée de la grotte 12A partiellement colmatée de gélifracts ..	164
4-6	Entrée de grotte surbaissée modelée par la gélivation	164
4-7	Orientation et distribution altitudinale des "poches de gélivation"	166

4-8	Cavité pseudotectonique par décollement de la base d'un plot	169
4-9	Cavité pseudotectonique par décollement de la partie supérieure d'un plot	169
4-10	Morphologie des sommets des falaises	172
4-11	Coupe du canyon de la grotte 19A	172
4-12	Coupe d'un canyon sur substrat calcaire	174
4-13	La grotte 103A en plan et de profil	180
4-14	Développement schématisé de la grotte 103A	183
4-15	Vestiges de cavités dans une falaise de la "Lafferty Creek" ...	187
4-16	Les grottes 107C, 106C, 105C et leur relation avec le val- lon dominant	190
4-17	Conduit subhorizontal type	192
4-18	Développement d'un conduit subhorizontal	192
4-19	Des conduits aux cavités surbaissées	196
4-20	Les cavités de la zone de décompression	196
4-21	Les positions et stades de développement des diverses cavités superficielles, hypothèse générale	199
4-22	Coupe de la cavité 56B	202
4-23	Développement de la grotte 12A	204
4-24	Corrélation altitudinale entre les sections de la grotte 12A et celles des grottes 21B et 56B	206
4-25	Une galerie composite en cul-de-sac, la grotte 28B	209
4-26	Caractéristiques et indices des trois grandes grottes	216
4-27	Profil en long de la galerie terminant (à l'amont) la grotte Valérie (16C)	228
4-28	Directions des galeries de la grotte Mickey (47B)	231
5-1	Médiane et 3 ^e quartile des sédiments de trois grottes à l'aval-régional	237
5-2	Courbes granulométriques de sédiments des trois grottes à l'aval-régional	238

5-3	Concrétions brisées par le déplacement de matériaux fins	240
5-4	Nouvelles datations ^{234}Th / ^{230}U de concrétions	242
5-5	Les datations isotopiques et les phases glaciaires	245
5-6	$\delta^{13}\text{C}$ / PDB et $\delta^{18}\text{O}$ / PDB de diverses concrétions	247



CHAPITRE 1

LE BUT, LA REGION, LA METHODE



Karst landforms created by the solution of limestones and other soluble rocks are amongst the most complex and interesting landforms studied by geomorphologists.

D.C. Ford



1.1. BUT

1.1.1 Le paradigme dominant (1)

Depuis le début du siècle, la karstologie, comme la géomorphologie a subi deux crises profondes qui, en modifiant le paradigme dominant ont permis à cette science de s'affirmer. (2)

D'abord Cvijic, à l'instar des idées du temps a proposé une théorie cyclique de l'évolution karstique qui s'est imposée. Basée sur le principe de l'abaissement d'un niveau de base qui entraîne l'agrandissement des dolines, formes "élémentaires" du relief karstique, elle suppose leur coalescence par disparition des versants mitoyens, ce qui donne les ouvalas aux rebords en festons, puis les poljés, vastes dépressions kilométriques à fond plat proche du niveau de base local moyen des eaux souterraines régionales. Les grottes, dans ce cycle, sont des stades intermédiaires de cette évolution, progressivement détruits par l'agrandissement latéral des dépressions (des poljés lorsque le cycle est complet). Cette théorie est donc fort apparentée à la théorie cyclique de Davis qui voyait dans la pénéplaine ce que Cvijic voit dans le poljé.

Durant l'entre-deux-guerres, des chercheurs considèrent que l'influence du climat a été sous-estimée et voient en lui un élément capital de l'évolution du paysage.

(1) Th. S. Kuhn, 1972, p. 206 et suivantes.

(2) Pour plus de détails, cf. J. Roglic, 1972.

Lehman (1936) marque alors le début de la karstologie climatique avec son étude classique sur les mogotes de Java, qui ne sont nullement des reliefs résiduels d'un cycle karstique incomplet, mais résultent d'une altération liée à la dynamique climatique de l'île... Depuis lors, les recherches ont continué en ce sens, et de nombreuses classifications des reliefs karstiques ont été proposées. Certaines sont entrées définitivement dans les concepts reçus, comme par exemple le "karst tropical". Ainsi, lorsque des tourelles sont observées sous d'autres climats, sont-elles souvent considérées comme datant d'un paléo-climat nécessairement tropical! Donc dans les régions tempérées, ce genre de raisonnement a fait voir à beaucoup des formes tertiaires, donc très anciennes!.. Actuellement la circonspection, à tout le moins, est plus grande, et le déterminisme "relief spécifique- climat précis", est critiqué (Sweeting 1950, Ford 1965). Heureusement, car sous le couvert d'une typologie des karsts en fonction des facteurs zonaux de la géodynamique externe, on en arrivait à comparer des couples "climat - morphologie" dont les dynamiques morphologiques, les durées d'exposition furent variables et où subsistaient des éléments hérités hypothéquant ces interprétations.

Le concept de capital karstique (P. George, 1935) nuance cette approche, en démontrant que des réseaux de grottes étaient utilisables plusieurs fois, avec des phases de remplissage, puis vidange et accroissement possible du réseau. Malgré cela, la tendance générale à mettre l'accent sur la contrainte climatique a entraîné une sorte de "fatalisme déterministe" lorsqu'on étudiait les karsts de régions froides, car ceux-ci n'ont évolué que depuis l'Holocène, les glaciations détruisant, sans coup férir, les karsts de surface, et probablement les grottes, ou, au moins les faisant disparaître sous les dépôts glaciaires après un remplissage. Donc un karst froid ne pouvait être que jeune et peu évolué! Corbel

(1957) est un des premiers à avoir tenté de prouver, et non sans succès, que malgré la brièveté de l'Holocène, il existait des karsts dans les régions jadis englacées, et bien développés! Son oeuvre ouvrit, et ce n'est pas là son moindre mérite, une vive polémique et surtout une recrudescence des recherches karstiques en régions froides. Loin d'entériner toutes ses méthodes et surtout ses conclusions concernant les vitesses de dénudation, nous lui sommes redevables d'une prise de conscience beaucoup plus nette des problèmes posés par les karsts en régions froides. En 1970, le karst de la Nahanni en climat subarctique est découvert, il va servir de laboratoire pour plusieurs chercheurs, car pour étudier un karst "froid", il fallait d'abord en trouver un, qui tout en subissant l'action érosive de l'eau ne fût pas complètement détruit par, au moins la glaciation du Wisconsin, donc libre de glace depuis plus de 10 000 ans. La région de la Nahanni répond à ce critère: la morphologie y est essentiellement contrôlée par les eaux depuis au moins le début du Sangamonien, donc sur une période au moins dix fois plus longue que l'Holocène.

1.1.2 Pour obtenir un "vrai karst froid"

Deux conditions sont à réunir pour qu'un paysage en climat froid sur substratum à roches solubles soit un karst: des températures basses avec une saison hivernale et gel, mais aussi de l'eau en suffisance en été, le tout pendant une période assez longue du point de vue géomorphologique, donc plus longue que l'Holocène. Ces critères paraissent contradictoires puisque les régions continentales typiquement périglaciaires sont habituellement pauvres en précipitation. Il en résulte, comme on sait, des écoulements violents et brefs au début de l'été, donc peu

propices à une dissolution importante (par rapport à la gélivation par exemple). Voir à ce propos les reliefs typiquement glaciaires, périglaciaires et très peu karstiques ⁽¹⁾ sur les calcaires des îles de l'archipel nord canadien (B. Bird, 1967).

La région de la Nahanni, plus au sud (61° lat. nord) en échappant au moins à l'englacement du Wisconsin comme tout une bande de territoire, grosso modo nord-sud, d'une largeur moyenne de quelques dizaines de kilomètres, est donc sous le contrôle géomorphologique des eaux courantes estivales depuis au moins 150 000 ans. Même si le climat du Sangamonien fut selon Brook et Ford (1974) plus chaud que l'actuel, il est probable qu'il demeura dans les limites des climats à hivers marqués vu la latitude de la région. Actuellement le pergélisol y est discontinu, donc au moins pendant la durée du Wisconsin, il fut probablement continu. Mais alors, la région prise entre l'inlandsis laurentien à l'est, et des glaciers de la Cordillère à l'ouest, drainait beaucoup d'eau (celle de fonte et des précipitations) vu sa situation doublement pro-glaciaire "stricto sensu". Le drainage estival fut intense et variée, il en résulta un karst froid réellement développé et actuellement le plus différencié au monde! On y trouve les principales formes de surface habituellement considérées comme absentes du karst froid: des tourelles, des couloirs karstiques immenses, des poljés, des dolines variées (depuis celles en baquet, jusqu'aux puits à neige), et enfin des grottes dont environ 10km ont été découverts à ce jour. 8.8km d'entr'elles sont l'objet de ce travail.

(1) La forme karstique la plus importante étant les lapies en cannelures!

1.1.3 La contrainte structurale

Si le problème du concept de karstologie climatique est ici abordé pour en définir mieux les limites, il en est un autre que la région offre à l'étude de manière privilégiée: c'est l'influence de la structure sur le karst souterrain. En effet, la région se prête admirablement à cette étude car, 1) les témoins d'une néotectonique abondent (sources chaudes, miroirs de failles "récents", terrassés, captures de rivières, et surtout les canyons de la rivière résultant de l'antécédence dans une région à soulèvements locaux), et 2) les grottes inactives et fossiles sont creusées dans une formation disposée suivant un anticlinal légèrement dissymétrique. Il en résulte, grâce à l'architecture du massif et des canyons qui s'y encaissent, que la région subit une détente importante qui ouvre les fractures, les rendant observables dans les grottes. L'étude de la trame structurale originelle qui "contrôla" la spéléogénèse (1) devient ainsi possible. Cette situation géomorphologique est donc des plus privilégiée, car il est rare, comme on le verra, de trouver une persistance aussi importante de la détente et les témoins qui en résultent. L'étude de ces fractures et leur rapport avec la géométrie des réseaux souterrains permettra de mieux discerner les limites du contrôle structural. Parallèlement, et quoique toutes les grottes se soient développées dans une même assise géologique, nous tentons également de mieux comprendre le rôle de la lithologie dans le développement des grottes.

(1) ou plus exactement qui représente une des contraintes favorable au développement des grottes.

1.1.4 Les buts de la recherche

Ainsi donc, ce travail a trois buts immédiats et un quatrième indirect: les buts immédiats sont: 1) d'une part, étudier la morphologie de grottes en climat subarctique pour en comprendre le développement et, ce faisant, mieux discerner le contenu des concepts morpho-climatiques et leurs relations avec la dynamique morphogénétique de surface, 2) d'autre part, en ce qui concerne le problème de la genèse des grottes, déterminer plus précisément l'importance des contraintes dues à la structure et à la lithologie, 3) faire découvrir un aspect (les grottes) d'un karst inconnu avant 1970, qui donne au Canada un laboratoire naturel exceptionnel.

Le but indirect

Enfin, ce travail a un dernier but plus général mais non moins important. Les réseaux souterrains font partie des aquifères karstiques qui, à l'échelle de la planète, et dans un avenir fort proche, constitueront la dernière source d'eau douce continentale exploitable.(1)

En effet, les eaux douces de surface sont, malgré les mesures politico-écologiques, de plus en plus polluées. Cette pollution prend une allure irréversible quand il s'agit de polluants tels les nitrates, qu'aucun procédé actuel et industriel n'est capable d'éliminer! (il n'y a que les techniques de laboratoire, coûteuses, comme la distillation qui peuvent remédier au problème!). D'autre part, la demande d'eau douce va

(1) L'acuité du problème des aquifères karstiques à des fins économiques, m'a été soulignée par le Professeur Fontes, hydrologue, (Laboratoire de géologie dynamique, Université de Paris VI).

croissant partout dans l'ocumène, surtout là où l'industrie est bien implantée, donc, actuellement, surtout dans l'hémisphère nord, avec ses immenses espaces continentaux (ex.: le Canada). Même les eaux douces partiellement polluées s'y avèrent de plus en plus insuffisantes. La recherche et le stockage d'autres ~~eaux~~ devient ainsi un problème crucial. De là l'intérêt accru pour l'étude des aquifères en général et spécialement les aquifères karstiques qui sont les seuls à contenir des drains importants capables de fournir de grands débits. Les aquifères karstiques continentaux constituent donc potentiellement des "châteaux d'eau" naturels assurant un stockage important d'eaux de surface et des eaux d'infiltration récupérées. Pour en arriver à une exploitation, encore faudrait-il mieux les connaître. Ce qui est loin d'être le cas, au point que la majorité d'entr'eux sont, soit partiellement pollués, soit surexploités, soit perdus, comme tous les aquifères méditerranéens et antillais qui déversent en pure perte leurs eaux douces dans la mer! Donc toute contribution à une meilleure connaissance de la morphologie des grottes, élément spécifique et primordial des aquifères karstiques constitue une somme d'informations qui, dans un avenir peut-être pas si éloigné malheureusement, sera nécessaire pour une exploitation par l'homme de ces aquifères. Nous espérons contribuer à ce grand-œuvre par les observations des grottes de la Nahanni, qui par chance sont continentales, et partiellement évidées donc explorables.

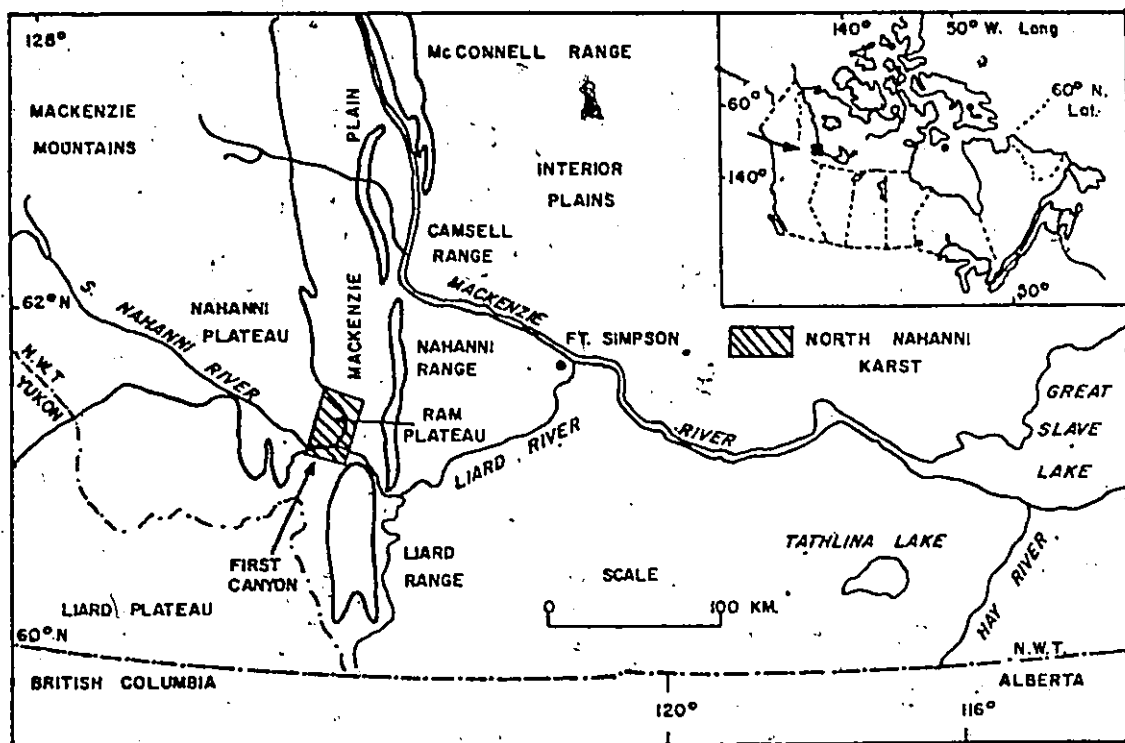


Fig. 1-1 Localisation du karst de la Nahanni dans le cadre des principales régions naturelles (d'après G.A. Brook and D.C. Ford, 1974).

1.2 LOCALISATION ET EXPLORATIONS

Le "Premier Canyon" de la rivière "Nahanni Sud" dans lequel ont été découvertes les grottes, constitue la limite sud du karst de la Nahanni. Il s'étend approximativement du sud au nord sur 50 km de long et 6 à 12 km de large. Il est limité par les coordonnées suivantes, $61^{\circ} 51'$ lat. N. à $61^{\circ} 30'$ lat. N. et de $123^{\circ} 45'$ long. O. à $123^{\circ} 30'$ long. O., et se trouve dans le sud-est des "Montagnes du Mackenzie", qui constituent le contrefort oriental des "Montagnes Rocheuses" (fig. 1-1). Ont été explorés les versants du "Premier Canyon", de "Prairie Creek", de "Dry Canyon", et de "Lafferty Creek". Les grottes trouvées sont repérables à leurs entrées béantes dans les falaises des canyons dont la hauteur est hectométrique, ainsi celles du "Premier Canyon", qui sont les plus hautes, dominent la "Nahanni Sud", au maximum de 150 m. Au total, 152,4 km de ces falaises ont été explorés durant six étés de 1970 à 1976 dont 52,8 km en grand détail, par de nombreuses ascensions (fig. 1-2). La région se situe sur les cartes et photos aériennes suivantes:

Cartes topographiques:

Echelle: 1/500 000	- South Nahanni N.W. 60/128
	- Simpson-Liard N.W. 60/124
1/250 000	- Virginia Falls 95 F
	- Sibbeston Lake 35 G
1/50 000	- First Canyon 95 F/8
	- Clausen Creek 95 F/1

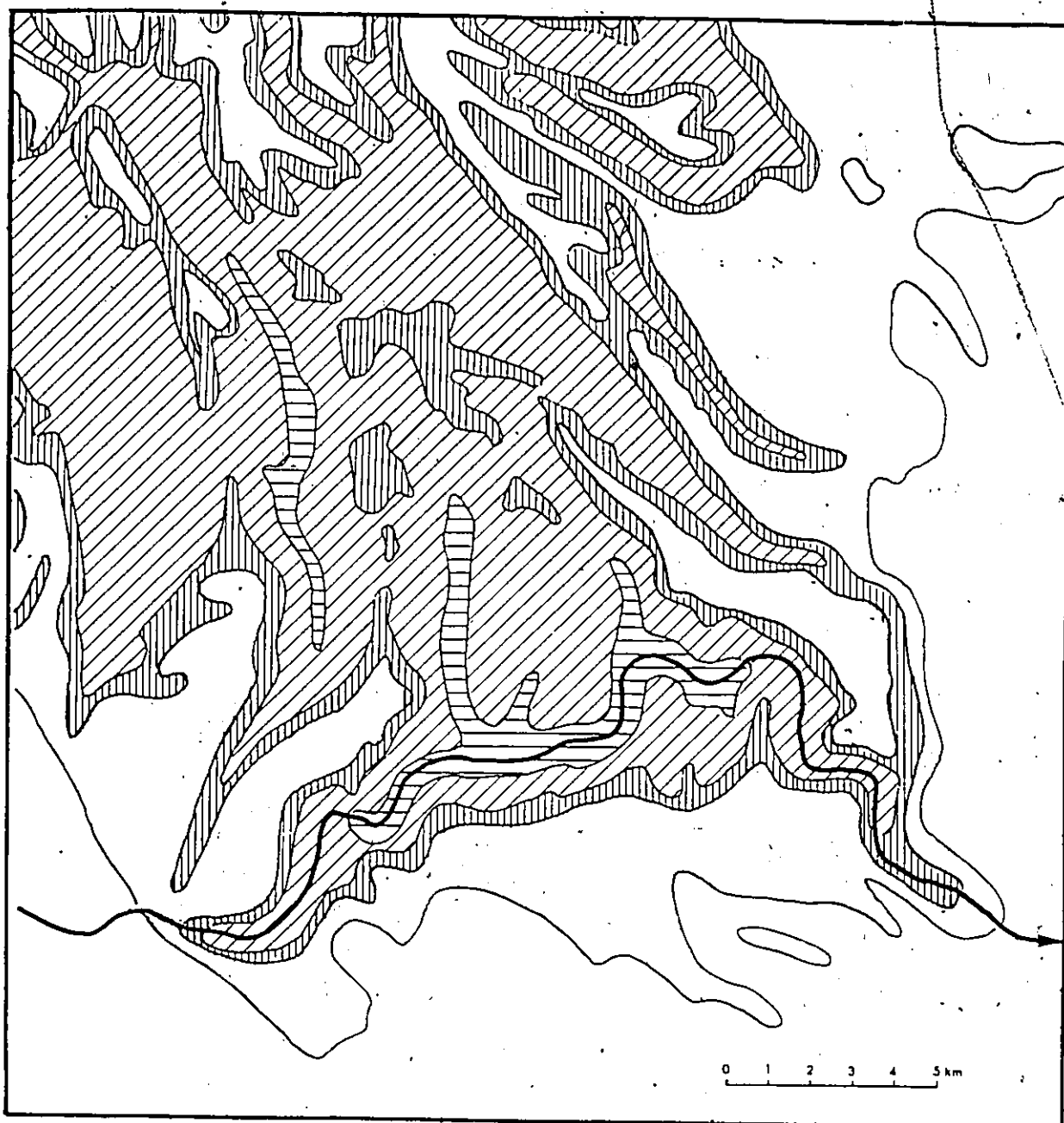
Carte géologique préliminaire:

Echelle: 1/253 440	- Virginia Falls M 22-1960
--------------------	----------------------------

ANNEE	JOURS DE TERRAIN	NOMBRE DE PARTICIPANTS		
1970	18	6		
1971	23	4		
1973	35	2		
1974	45	4		
1975	50	2		
1976	31	2		

LOCALISATION DE LA FALAISE:	LONGUEUR (en km) RECONNUE	LONGUEUR (en km) EXPLOREE EN DETAIL	HAUTEUR MOYENNE (en m)
- Sud de la Nahanni	23,8	7,6	600
- Ravins du Plateau Sud	11,7	5,4	75
- Nord de la Nahanni	46,8	11,8	800
- Lafferty Creek	26,9	20,3	250
- Dry Canyon	13,1	1,9	200
- Prairie Creek et environs	24,9	2,8	300
- Petits Canyons au Nord de Lafferty Creek	15,2	3	70
TOTAL:	152,4 km	52,8 km	

Fig. 1-2 Durée, composition et objectifs des six expéditions.



GEOLOGIE DU "PREMIER CANYON"

	UNITE N° 23	SCHISTES
	UNITES N° 21-22	CALCAIRES BIOCLASTIQUES ET ARGILEUX
	UNITE N° 18	DOLOMIES GROSSIEREMENT CRISTALLISEES
	UNITE N° 16	DOLOMIES A GRAINS FINS
	UNITE N° 14	DOLOMIES CRYPTOGENUES

Fig. 1-3 Géologie simplifiée du "Premier Canyon".

séquence dolomie-calcaire-"shales", qui caractérise la stratigraphie du karst de la Nahanni et de ses environs immédiats.

1.3.2 Stratigraphie détaillée du "Premier Canyon"

Les phénomènes karstiques, donc essentiellement de dissolution, sont toujours localisés dans les calcaires de la formation de Nahanni, que ce soient les grottes du "Premier Canyon" ou les dolines, "couloirs" et poljés des plateaux dans la partie septentrionale du karst. Ces calcaires sont épais d'au moins 150 mètres. En-dessous, se trouvent des calcaires argileux épais de 40 mètres, puis des dolomies grossièrement cristallisées, d'une puissance de 115 mètres et enfin des dolomies à grains fins dont la puissance est de 500 mètres. Ces matériaux sont tous moins solubles que les calcaires de la formation de Nahanni et constituent un obstacle à l'enfouissement du karst souterrain.

Couvrant les calcaires de Nahanni karstifiés, subsistent en périphérie du "Premier Canyon" des "shales" de la formation de Simpson dont la puissance atteint 600 mètres. Ils ont une importance capitale pour l'évolution karstique des calcaires sous-jacents, car ils rendent acides les eaux qui y circulent avant leur arrivée dans les calcaires. Les unités stratigraphiques successivement rencontrées dans le canyon, se décrivent comme suit (fig. 1-3 et 4 et photo 1).

Unité no. 14⁽¹⁾

Cette première unité du Paléozoïque est plus ancienne que le Dévonien moyen.

(1) Les diverses unités stratigraphiques sont identifiées d'après le numéro qu'elles portent dans le rapport géologique de Douglas et Norris (1960). Des observations personnelles s'ajoutent à leur description.

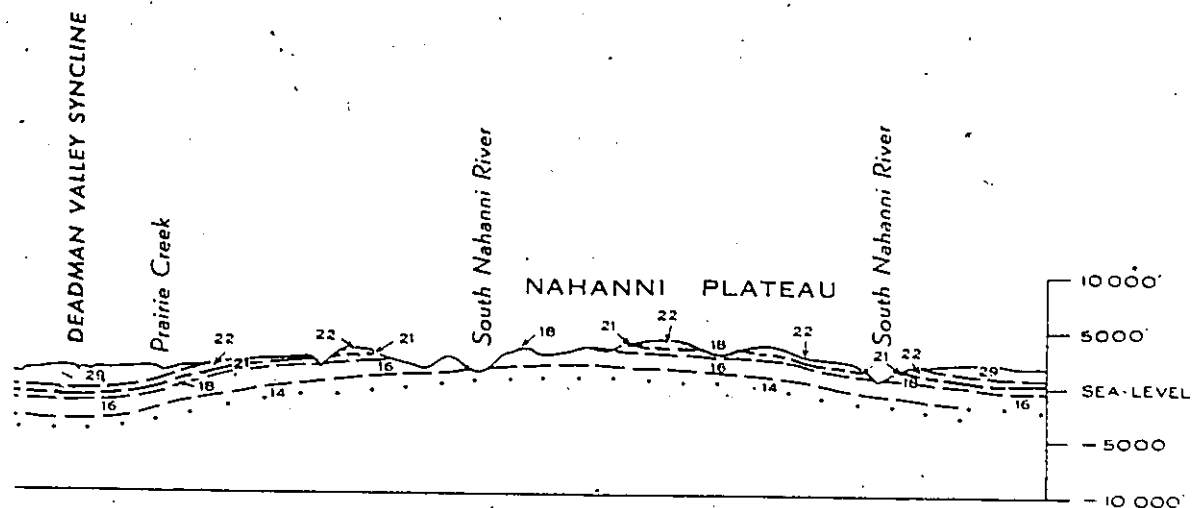


Fig. 1-4 Coupe géologique O-E à hauteur du "Premier Canyon" (d'après R.J.W. Douglas and D.K. Norris, 1960).

Ce sont des dolomies cryptogrenues, grises plutôt sombres, parfois légèrement verdâtres, et disposées en bancs de 1,5 mètres en moyenne. Toutes ces dolomies sont altérées en bancs gris sombre et moyen, avec des tâches orange à brun.

Unité no. 16 (Dévonien moyen)

Ce sont encore des dolomies, mais cette fois à grains fins d'un gris sombre à noir, déposées en bancs minces ou massifs. S'y intercalent des bancs épais de dolomies argileuses, noir à brun et des bancs minces de dolomies, soit poreuses soit d'un gris brunâtre clair. Ces roches alternent en d'épaisses séquences, dont la puissance totale atteint 504 mètres.

Unité no. 18 (Dévonien moyen)

D'une puissance de 115 mètres, cette unité se compose de dolomies grossièrement recristallisées, en bancs très épais, bigarrés blancs et noirs avec des altérations gris clair. D'autres dolomies s'y intercalent, qui sont noires à grains moyens. Localement aussi on trouve de grandes poches bréchiques dont les blocs de dolomie sont figés dans une matrice de calcite. Quelques brèches suivent également des cassures verticales. Par endroits, dans les canyons au nord du Premier Canyon, ces dolomies passent latéralement au calcaire.

Unité no. 21 (Dévonien moyen)

Epaisse d'à peine 40 mètres, cette unité a souvent le même faciès que les calcaires de Nahanni qui la dominent. Elle consiste en calcaires argileux qui, progressivement vers le haut deviennent purs et constituent alors l'unité no. 22. Ce sont des calcaires noirs, à grains fins et variablement dolomitisés, où s'intercalent quelques bancs minces (1 à 3 cm)

de chert. Cette unité, partout présente dans le karst de la Nahanni, et moins soluble que les calcaires karstifiés susjacentes, constitue donc un obstacle à la karstification souterraine.

Unité no. 22 (Dévonien moyen)

Elle a une puissance de 150 mètres et est composée de calcaires massifs en bancs épais, gris clair et sombre, fétides, cryptogrenus à grenus, avec de nombreux bioclastes gris clair. Avec l'unité 21, dont elle est d'ailleurs difficilement discernable, elle constitue la Formation de Nahanni qui contient le karst et se dresse en falaises verticales.

Unité no. 23 (Dévonien supérieur)

D'une puissance probable de 600 mètres, cette unité se compose de deux parties: à la base, et sur 70 mètres d'épais, se succèdent des "shales" non calcaires, noirs, fissiles à silteux et des pélites sableuses avec altérations brunâtres, et des tâches jaunes sulfureuses, et au-dessus, d'autres "shales" surtout non calcaires, gris sombre, fissiles à silteux qui alternent avec des grès argileux à grains fins à moyens, en bancs minces, progressivement laminés puis entrecroisés. Cette unité est présente sporadiquement dans tout le karst de la Nahanni, mais peu épaisse. Par contre à l'est du karst et à moins d'un kilomètre de la Lafferty Creek, cette unité s'épaissit considérablement et forme le substrat d'une ligne de collines arrondies.

STRATIFICATION DU 1^{er} CANYON

Source: Rapport géologique et observations de terrain.

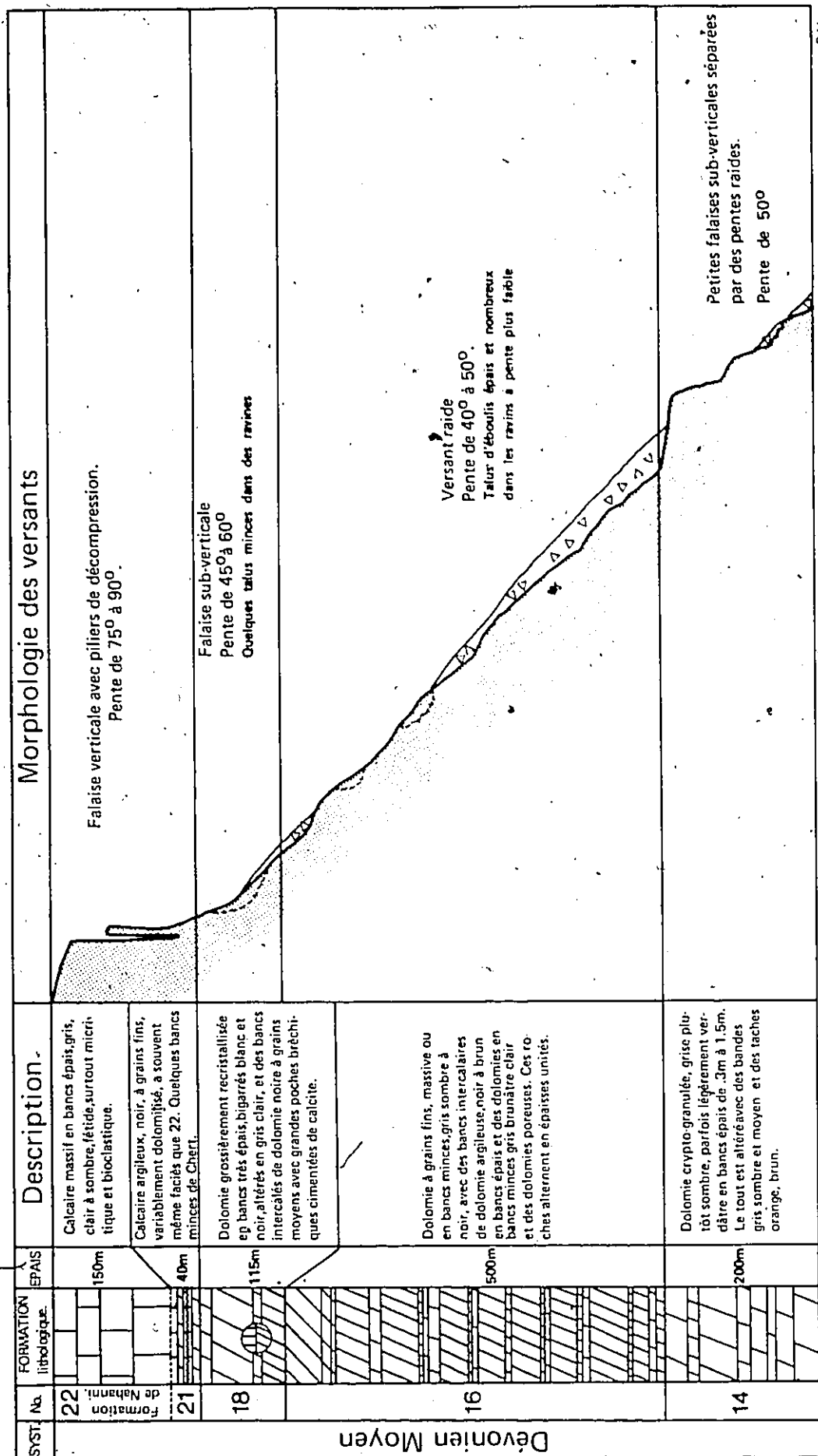


Fig. 1-5 Stratigraphie et morphologie des versants du "Premier Canyon".

1.3.3 Rapports entre la nature du substrat et les versants du "Premier Canyon"

La topographie des versants du canyon est globalement contrôlée par la nature du substratum, et de haut en bas se divise en trois parties (fig. 1-5).

Premièrement, là où les calcaires bioclastiques de la formation de Nahanni constituent le sommet du versant, on trouve toujours une falaise verticale de 200 mètres de haut environ dont la verticalité se maintient par l'ablation de dièdres décamétriques de décompression, qui se déchaussent de la paroi. Le bord du sommet est légèrement retouché par la gélivation actuelle quand les falaises sont exposées au sud (cf. 4-2-3/1). Les grottes inactives sont toutes localisées dans cette falaise.

Deuxièmement, dans les dolomies grossièrement recristallisées sous-jacentes, des falaises fortes dont les pentes varient de 45° et 75° sont entretenues par de multiples ravines qui convergent vers le bas et drainent avec l'eau des débris de gélivation et d'effondrement. Ceux-ci s'étirent en éboulis minces et étroits. On trouve aussi une forme en creux originale, dont la hauteur moyenne est de 100 mètres et la largeur moyenne 75 mètres (photo 2-A) qui ressemble à l'empreinte d'une cuillère immense dans une motte de beurre: la partie supérieure est toujours en hémicycle et verticale, le bas a une pente fortement concave et se raccorde sans transition à la falaise en dessous. Ce genre de cirque ne contient jamais de débris importants et semble inactif, à l'exception parfois d'une fine entaille métrique due à un écoulement sporadique. Nous pensons que ces cirques se sont développés lors des phases froides qui n'ont pas englacé le canyon et qu'il s'agit d'une variété de niches de nivation. G.A. Brooks et D.C. Ford (1974) les considèrent comme des cirques glaciaires.

Plus bas, dans des dolomies à grains fins cette fois, les versants ont une pente moyenne de 40° à 50° , ils sont fort irréguliers et présentent le plus souvent l'aspect ruiniforme habituel au versant sur dolomie avec des tourelles et replats structuraux entrecoupés de ravines actuellement actives et d'éboulis allongés (photo 2-8). Cette partie du versant est sporadiquement parsemée de cirques analogues aux précédents mais toujours plus petits et groupés sur les versants exposés grossièrement au sud. Enfin, on observe des éboulis: en haut ils sont allongés et fossilisent les ravines et couloirs d'avalanche, puis l'éventail de leur cône va croissant en descendant, et lorsqu'ils sont assez nombreux ils forment des tabliers qui fossilisent uniformément le pied du versant (photo 2-C). La morphologie sur substrat dolomitique, comporte donc des éléments typiques périglaciaires, qui témoignent non seulement de la rigueur du climat subarctique actuel, mais surtout de climats anciens plus froids (cf. 4-2-3).

Troisièmement, là où le canyon est le plus encaissé et a dégagé les dolomies de l'unité 14, le versant consiste en gradins courts, décamétriques avec des replats structuraux couverts d'éboulis minces. En dehors des éboulis la pente totale reste forte, environ 50° . La limite entre ce type de versant et le précédent est progressive. Si certains replats sont incontestablement structuraux, de nombreux autres largement concaves, ont été creusé par la paléo-Nahanni (cf. 2).

1.4 LA STRUCTURE ET LES REGIONS NATURELLES

Non seulement le karst de la Nahanni, mais toutes les régions environnantes subissent un contrôle géologique si évident, que, dès 1948 Bostok a classé les paysages à l'ouest du Mackenzie grâce à leurs caractères structuraux. D'est en ouest à la latitude du karst de la Nahanni, il distingue quatre régions précises dont voici les principales caractéristiques

(fig. 1-1).

1.4.1 Les "Plaines Intérieures"

Les "Plaines Intérieures", où coule le Mackenzie, sont constituées du socle précambrien laurentien sur lequel sont déposées des séries sédimentaires paléozoïques du Cambrien au Dévonien, dont l'épaisseur croît vers l'ouest, surtout dans la série du Dévonien moyen. Cette plaine, sans relief majeur, se trouve à une altitude moyenne de 350 mètres. Elle se termine à 100 km à l'ouest de Fort-Simpson aux pieds des falaises des "Franklin Mountains".

1.4.2 Les "Franklin Mountains"

Ces montagnes allongées se composent de plis entrecoupés de failles de chevauchement, parallèles et s'étirent du nord vers le sud. Le chaînon oriental le plus avancé dans les "Plaines Intérieures" se dresse jusqu'à des altitudes de 1 300 à 1 500 mètres. Ce sont les "Nahanni Range" qui dominent les plaines de leurs falaises abruptes, vastes plans de failles où affleurent des roches du Cambrien, Ordovicien, Silurien et Dévonien. Sous ce chaînon, passe une faille de cisaillement dite de Nahanni. Les versants est de la plupart des autres chaînons des "Franklin Mountains" sont également des miroirs de faille abrupts, tandis que les versants ouest consistent en surfaces structurales à pendage régulier et modéré (20° à 35° au maximum) (photo 3).

1.4.3 La "Plaine de Mackenzie" (1)

C'est un couloir étroit et allongé, sans relief qui sépare les chaînons des "Franklins Mountains" et les "Mackenzie Mountains" (photo 3). Son

(1) La toponymie est celle adoptée par Bostok et qui figure sur les cartes topographiques. Nous la trouvons sujette à confusion.

altitude varie de 350 à 850 mètres à la latitude du karst de la Nahanni et sa largeur est de moins de 50 km. Vers le nord, la "plaine" rétrécit de plus en plus, gagne en altitude et se raccorde à la partie nord du karst de la Nahanni, à des altitudes allant jusqu'à 1 700 mètres. Cette dépression correspond à un large synclinal (Yokin Syncline) dont les flancs se redressent à 20° , l'axe s'ennoyant modérément vers le sud. Cependant, à hauteur de la vallée de la Nahanni, la structure synclinale se complique de nombreux petits plis isoclinaux serrés.

1.4.4 Le "Plateau de Nahanni"

Ce "plateau" est, en fait, l'élément terminal sud-est, des "Montagnes du Mackenzie" (photo 3). Il constitue pour cette étude la région capitale, car c'est sur ses versants que se creuse le karst de la Nahanni et en particulier le "Premier Canyon". Il se termine à l'est par des escarpements de failles de poussée parallèles à celles des chaînons des "Franklin Mountains". Ce haut plateau de 1 000 à 1 700 mètres d'altitude se compose de roches du Dévonien moyen ou plus jeunes, et se divise en deux parties inégales. Au nord d'abord, les 2/3 du plateau consistent en replats structuraux à pendage faible vers l'est, déplacés sur une faille de poussée de même pente (Toundra Thrust). Ces replats passent graduellement à une suite de plis isoclinaux, à pendage faible et s'ennoyant vers le nord. Au sud des replats structuraux, par contre, on passe à une zone fortement fracturée par une suite de failles de chevauchement, tournées vers l'est ou l'ouest, et orientées grossièrement nord-sud. Cette zone est le début de la deuxième partie du "Plateau de Nahanni", où s'est développé le karst. Le dernier tiers du plateau se compose de plis isoclinaux à faible pendage (10° en moyenne), dont les axes sont parallèles aux failles majeures de la partie septentrionale du plateau. Du nord au sud, se succèdent: 1) un large dôme structural allongé nord-sud, véritable avant-butte des "Mackenzie

Mountains", c'est le Ram Plateau; 2) un couloir étroit, moins haut et fortement fracturé où se trouvent les formes superficielles de dissolution les plus remarquables du karst; 3) la région du "Premier Canyon".

Ainsi, cette deuxième partie du "Plateau de Nahanni", est composée d'une suite de surfaces structurales légèrement gauchies, presque uniquement composées de calcaires bioclastiques de la Formation de Nahanni. Le limite à l'est, un chapelet de collines basses, arrondies. C'est ce qu'il reste des "shales" peu résistants (Formation de Simpson) qui couvraient les calcaires et qui en ont été érodés probablement durant les glaciations du Pléistocène. Ces collines s'étirent le long du couloir étroit puis enserrant la région du "Premier Canyon" dans une auréole suivant le pendage périclinal du dôme qui s'ennoie, ici, faiblement vers le sud-est dans la "Plaine de Mackenzie". L'altitude moyenne du "Plateau de la Nahanni", du "Ram Plateau" au "Premier Canyon", décroît progressivement de plus de 1 700 mètres à 350 mètres.

Quand à la région du "Premier Canyon", elle se présente clairement comme un anticlinal dissymétrique plongeant vers le S-E, le flanc vers l'ouest ayant un pendage double en moyenne du flanc tourné vers l'est. La rivière Nahanni s'y surimpose et a creusé un canyon transversal à l'axe du pli (Ford, 1973). Le tracé actuel de la rivière est clairement contraint par les méandres antérieurs dont deux sont recoupés d'une part, et le système de fractures qui découpe l'anticlinal d'autre part. Les caractéristiques morphologiques spécifiques de cette partie méridionale du karst de la Nahanni sont donc, en grandeur décroissante: a) le canyon de la Nahanni et ses affluents venant du nord, nord-ouest, à l'amont (Prairie Creek, Dry Canyon) et à l'aval (Lafferty Creek) de celui-ci, b) sur les surfaces structurales de calcaires bioclastiques entourant le canyon, les ravins à fond plat conséquents et les faisceaux de couloirs karstiques, c) 8,8 kilomètres

de grottes inactives recoupées par les falaises des canyons, d) des dolines éparses sur les hauts plateaux.

1.5. LE PLEISTOCENE REGIONAL

1.5.1 La littérature

Les glaciations du Pléistocène, présentent dans la région du karst de la Nahanni des problèmes multiples qu'on commence à démêler. Un de ceux-ci, mis en évidence dès 1938 tend à accréditer la thèse suivant laquelle la région n'a pas subi d'englacement au moins durant le Wisconsin. Cameron et Warren faisaient alors observer que la morphologie glaciaire le long de la rivière Nahanni Sud, à hauteur des "Mackenzie Mountains" n'était pas du tout évidente. En 1948, Bostock plus catégorique, considère que la morphologie au nord de Peace River n'est pas glaciaire, basant son argumentation sur l'hypothèse suivante: vu la situation de cette région septentrionale sur le versant (sens large) continental des Rocheuses, la quantité de précipitations n'a pu être que faible et n'alimenter que des glaciers de vallée de dimensions modestes. En 1958, Wilson publie la première carte glaciaire du Canada. Deux régions sur les flancs est des Rocheuses y figurent comme ayant échappé à l'englacement du Wisconsin. Le karst de la Nahanni se situe dans la plus méridionale des deux. En 1967, Prest et autres reprennent le travail, mais considèrent également que la région des "Southern Mackenzie Mountains", dans sa plus grande partie qui comprend donc le "Plateau de Nahanni" et son karst, ont échappé à l'englacement wisconsinien. Leur hypothèse est, cette fois, basée sur les mouvements glaciaires des calottes des Cordillères et des Laurentides: la première s'écoulait vers l'est venant du nord-ouest et de l'ouest et la seconde, dans un mouvement tournant, venait de l'est mais bifurquait vers le nord-ouest au nord du karst et vers l'ouest au sud. Ces informations importantes,

pour précieuses qu'elles soient, n'aident guère à démêler les problèmes de glaciations à l'échelle de la région du karst. Heureusement, deux rapports géologiques étudiant la région, apportent des informations capitales sur les dépôts glaciaires. Leur lecture pondère fort les idées reçues à l'époque. Ainsi Craig (1965) considère qu'une calotte laurentienne a eu, au moins, deux avancées dans les "Plaines Intérieures" jusqu'aux chaînons des "Franklin Mountains". Ces avancées dateraient soit de l'Illinois, et du Wisconsin, soit uniquement du Wisconsin. L'écoulement glaciaire se serait fait vers le nord-ouest dans le nord de la "Plaine Intérieure", et vers l'ouest et le sud-ouest à la latitude de la Nahanni et dans la plaine méridionale. L'épaisseur de glace, entre 700 et 1 300 mètres aurait été suffisante pour englacer les "Franklin Mountains" et la bordure du "Plateau de Nahanni" et son karst. Craig, cependant, ne trouve pas de preuve que la calotte des Cordillères soit alors parvenue sur le "Plateau de Nahanni" et ait fait la jonction avec la calotte laurentienne. Dans un autre rapport géologique, celui de la région de "Flat River", "Glacier Lake", "Wrigley Lake", zone s'étendant à l'ouest du karst sur plus de 300 km, Gabrielse, Blosson et Roddick (1973) sont convaincus que tout ce secteur porte les traces d'au moins deux glaciations de calotte et d'une glaciation de vallée. Une calotte des Cordillères, se serait étendue jusqu'à la Nahanni, en amont du "Premier Canyon" et serait ainsi la plus importante de la région. Plus au nord, elle aurait réussi la soudure avec la calotte des Laurentides, dans la région du Lac Wrigley. Succédant à cette glaciation de calottes, une glaciation de vallée s'écoulant vers le sud-est aurait remanié les dépôts de la glaciation précédente et se serait généralement située à des altitudes plus modestes. Si au fil des ans et des recherches, les observations sont de plus en plus raffinées, elles n'en laissent pas moins le lecteur quelque peu perplexe, devant les évène-

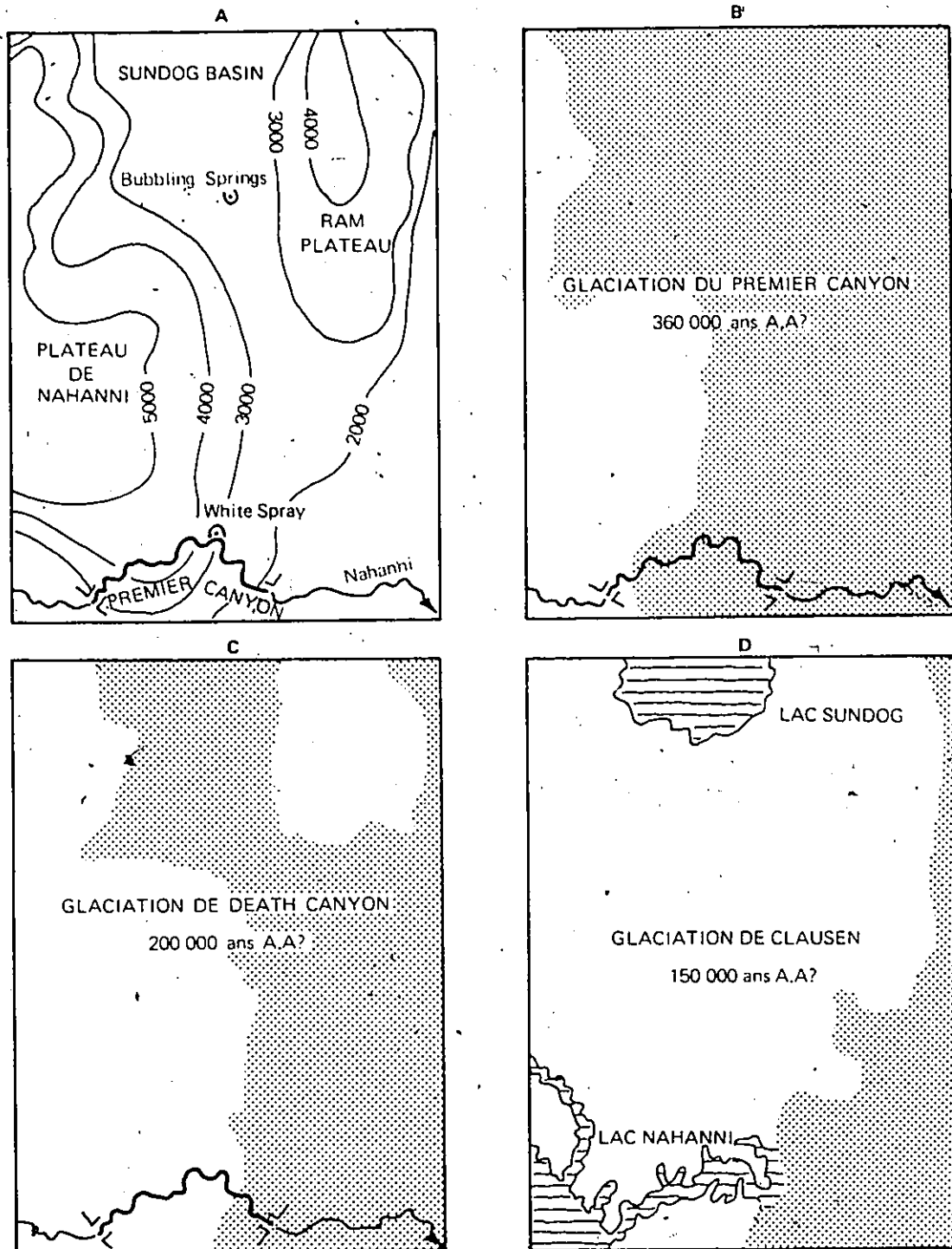


Fig. 1-6. La région du karst de la Nahanni. Son relief simplifié (A), et les diverses phases glaciaires (d'après G.A. Brook and D.C. Ford, 1974).

ments glaciaires (sens large) d'une région aussi petite que le karst de la Nahanni.

1.5.2 Le Pléistocène dans la région du karst

A l'échelle du karst et plus spécialement du "Premier Canyon", tous ces travaux intéressants sont insuffisants, car nous y avons observé de nombreuses traces de glaciations! Mais comme ce sujet est hors du cadre de nos recherches, tout en étant capital pour les comprendre, nous nous basons sur les résultats obtenus par Ford (1973, 1974) et Brook et Ford (1974) qui établissent une chronologie probable du Pléistocène pour le karst de la Nahanni. Nous la résumons maintenant en y ajoutant nos propres observations pour la région du "Premier Canyon".

Dans le karst de la Nahanni et sa périphérie immédiate, quatre phases glaciaires, au moins, sont observables (fig. 1-6).

1.5.2.1 La glaciation du "Premier Canyon"

Ford, dès 1973, l'appelle ainsi car les dépôts qui en prouvent l'existence se situent sur les plateaux environnant le "Premier Canyon" et le "Ram Plateau" au nord. C'est un till complètement délavé, sur les plateaux à toundra et plus épais avec matrice fine à quelques endroits sous la forêt en contrebas. Ce till est composé de cailloutis provenant -sans doute possible- du Bouclier Canadien. Quelques erratiques, les plus grands (2 à 4 mètres de grand axe au minimum) sont des blocs de calcaire pratiquement cubiques sans trace d'usure, qui proviennent donc du karst, tandis que les autres non calcaires sont fortement émoussés, avec poli glaciaire, broutures et stries, et mesurent soit, environ 1 m de grand axe (granites à altérations roses, gneiss), soit plus de 2 m quand il s'agit des schistes, grès et poudingues des formations périphériques au karst.

L'état et la rareté des erratiques calcaires non usés, nécessitent cependant un commentaire supplémentaire: ils se retrouvent toujours sur les plateaux structuraux dominants, rabotés par une glaciation au moins; ils sont, soit restés massifs pour la plupart, soit fracturés en deux, trois blocs suivant les plans de stratification, soit complètement désagrégés (photo 4-A). Cette altération variable mais postérieure à leur déplacement est liée à des différences lithologiques: plus le calcaire est à bancs minces avec des passées argileuses, plus il est débité. Leur forme, leur rareté (bien que déposés sur un substratum calcaire), leur position topographique (de 1 070 m - 3 500 pi à 1 130 m - 3 700 pi⁽¹⁾) surtout sur les versants structuraux regardant vers la dépression de la "plaine du Mackenzie", nous suggèrent une hypothèse différente de celle qui les relie à du till de la glaciation du "Premier Canyon": il s'agirait plutôt de blocs glaciels échoués sur les rives de lacs proglaciaires (cf. infra) postérieurs à la première glaciation ou synchrone du retrait de cette dernière, vu qu'à cette époque la vallée de la Nahanni était libre à l'amont du "Premier Canyon".

De plus, l'encaissement postérieur des canyons a fait chuter nombre de ces erratiques qui parsèment maintenant les fonds des canyons (photo 4-B). Ainsi, il est patent que toute la région fut couverte par une calotte laurentienne, dont la limite altitudinale fut comprise entre 1 220 m, 4 000 pi et 1 370 m, 4 500 pi. Car au-dessus de ces altitudes (dans la partie septentrionale du karst) le till à blocs laurentiens disparaît et fait place vers 1 525 m, 5 000 pi, à des phénomènes périglaciaires, dont de nombreux cercles de pierres aujourd'hui actifs qui se développent sur un épais manteau de gélifracts, qui ne peut être que très ancien.

(1) Comme les cartes topographiques sont en pieds, chaque fois qu'une altitude spécifique est nécessaire elle est signalée en mètres puis en pieds.

Comme la différence d'altitude entre ces deux zones est de moins de 200 mètres, on ne peut invoquer des conditions climatiques zonales pour justifier la présence de cette felsenmeer dominant une zone à till. Il faut plutôt voir là, l'altitude maximale (environ 1 370 m, 4 500 pi) d'une glaciation ancienne couvrant toute la région du "Premier Canyon" et qui fut la plus importante du karst de la Nahanni. Ce fait est d'ailleurs en parfaite corrélation avec les observations de Gabrielse et al (1973) qui signalent une glaciation laurentienne à 200 km au nord du karst de la Nahanni. S'il est actuellement impossible de mieux en décrire l'évolution, les preuves de son existence sont suffisantes pour supposer que son retrait a constitué un obstacle à l'écoulement des eaux du bassin hydrographique de la Nahanni, orienté grossièrement du NNO vers le SSE.

1.5.2.2 La glaciation de "Death Canyon"

Elle aussi vint de l'est et a déposé des moraines frontales à des altitudes de 825 m, 2 700 pi, dans la région orientale du "Premier Canyon" et jusqu'à 1 040 m, 3 400 pi, sur les versants du "Ram Plateau" au nord du karst. Ces moraines ont donc bloqué surtout les canyons ouverts vers l'est du "Plateau de Nahanni", y compris la sortie du "Premier Canyon" (photo 5-A et B). Vu que les dépôts morainiques sont situés plus hauts au nord du karst, qu'aux environs du "Premier Canyon", on suppose que l'inlandsis était plus épais d'au moins 150 m, au nord du Canyon. Par le fait même, d'importants écoulements se sont dirigés vers le sud. Il en reste d'épais dépôts fluvioglaciers dans le fond des canyons, tandis qu'au centre du karst, là où se trouve le col étroit unissant la partie méridionale du "bassin de Sundog" à la région du "Premier Canyon" ne subsiste qu'un till mince avec de gros erratiques.

1.5.2.3 La glaciation de "Clausen"

Dans la vallée de la Nahanni et de ses affluents, en amont du "Premier Canyon" des silts lacustres culminent en surface horizontale entre 610 m, 2 000 pi, et 640 m, 2 100-pi, d'altitude. Ils témoignent de la présence d'un lac proglaciaire alimenté par les eaux du bassin de la Nahanni et barré vers l'aval (vers le sud et l'est) par une avancée glaciaire qui s'encrea sur des reliefs suffisamment élevés pour créer un lac profond de 300 m. Ford et Brook l'ont appelé, "Lac Nahanni" et estiment que la sortie du "Premier Canyon" fut bloquée par la glace, car c'est, dans la partie à l'aval de la rivière, la dernière où les altitudes sont compatibles avec le niveau supposé du "Lac Nahanni". En effet, à l'aval du "Premier Canyon", les plateaux n'excèdent pas 670 m, 2 200 pi, à 700 m, 2 300 pi. Comme le niveau de ce lac semble fort constant, son émissaire vers la "plaine de Mackenzie" ne passait pas sur les glaces dont la hauteur variait mais bien par un col de montagne non englacé et situé à environ 625 m, 2 050 pi d'altitude. De plus la présence de ce lac et d'un émissaire indispensable vu la situation du bassin de la Nahanni, suppose que les eaux excédentaires trouvaient chemin dans la "Plaine de Mackenzie". Donc, qu'au sud du "Premier Canyon", l'inlandsis laurentidien et celui des Cordillères ne fusionnaient pas contrairement à ce que l'on a cru longtemps (Prest, 1967). Enfin à la même époque, dans le N-O du karst, un autre lac proglaciaire remplit la dépression-synclinale du bassin de Sundog, avec des dépôts qui s'élèvent jusqu'à 760 m, 2 500 pi. Cette altitude légèrement supérieure à celle des dépôts du lac Nahanni résulte probablement de l'accroissement de l'épaisseur du front glaciaire vers le nord, comme déjà signalé pour la glaciation de "Death Canyon".

1.5.2.4 La glaciation de "Jackfish"

Elle est décelable par d'autres dépôts lacustres situés partout dans la vallée de la Nahanni, autant en amont qu'en aval du "Premier Canyon", mais à l'altitude constante de 370 m, 1 200 pi: ce lac proglaciaire a été appelé, "lac Tetcela". Du fait de la différence d'altitude très nette avec le lac Nahanni (625 m, 2 050 pi), aucune confusion n'est possible entre ces dépôts lacustres. Ce dernier lac proglaciaire fut lui aussi bloqué par une avance de l'inlandsis laurentidien, mais qui cette fois s'arrêta plus à l'aval de la vallée de la Nahanni, probablement dans les chaînons des "montagnes de Franklin". Dans ce cas également, la constance du niveau lacustre fait supposer la présence d'un émissaire se déversant par un col montagneux, probablement au nord de la région karstique.

Accompagnant cette dernière avancée d'un inlandsis, dans tout le karst libre de calottes, se sont développés, entre 1 190 m, 3 900 pi et 1 405 m, 4 600 pi, des glaciers de cirques et de vallées. Sur photos aériennes, ces cirques sont orientés vers le nord-est, soit sur les plateaux structuraux, soit suspendus dans les falaises des canyons de "Canal Canyon", "Lafferty Creek" et le "Premier Canyon"⁽¹⁾. Les auteurs en signalent d'autres, surtout entre les altitudes 915 m, 3 000 pi et 1 006 m, 3 300 pi, et les datent de l'englacement précédent! Ce qui nous paraît problématique. N'empêche, cette glaciation de cirques et vallées ne peut être qu'en rapport avec une glaciation d'inlandsis générale n'ayant pas couvert le karst; que ce soit la dernière ou l'avant-dernière ne semble pas pour notre propos bien important.

(1) Le problème du développement des cirques est étudié au chapitre 4.1.

1.5.2.5 Une chronologie

Les travaux de Ford et Brook nous apportent donc, non seulement une somme d'observations dont on peut tenter de restituer l'évolution durant le Pléistocène, mais aussi des datations absolues obtenues par analyses isotopiques des concrétions de certaines grottes étudiées dans ce travail; chaque période de croissance de ces concrétions correspond à un interglaciaire que ces auteurs considèrent comme toujours plus chaud qu'actuellement⁽¹⁾. Bien que basée sur des résultats préliminaires, dont la plus grande évidence est de prouver la complexité des phénomènes glaciaires de la région, une chronologie-cadre se dégage donc des travaux de D.C. Ford (1973) et G.A. Brook et D.C. Ford (1974) et constitue notre base de référence.

<u>Evènements</u>	<u>Age (années A.A.)</u>	<u>Corrélation</u>
- Post-glaciaire	< 10 000	Post-glaciaire
- Glaciation de Jackfish et lac Tetcela	50 000	Wisconsin (?)
Interglaciaire de Virginia Falls	110 000	
- Glaciation de Clausen et lac Nahanni au sud et lac Sundog au nord	150 000	Illinois (?)
Interglaciaire "Funeral"	210 000	
- Glaciation de Death Canyon	260 000	Kansas (?)
Interglaciaire du concrétionnement majeur	310 000	
- Glaciation du 1er Canyon	> 350 000	Nebraska (?)

(1) Cf. -ch. 5

1.6 LE CLIMAT ACTUEL ET LA VEGETATION

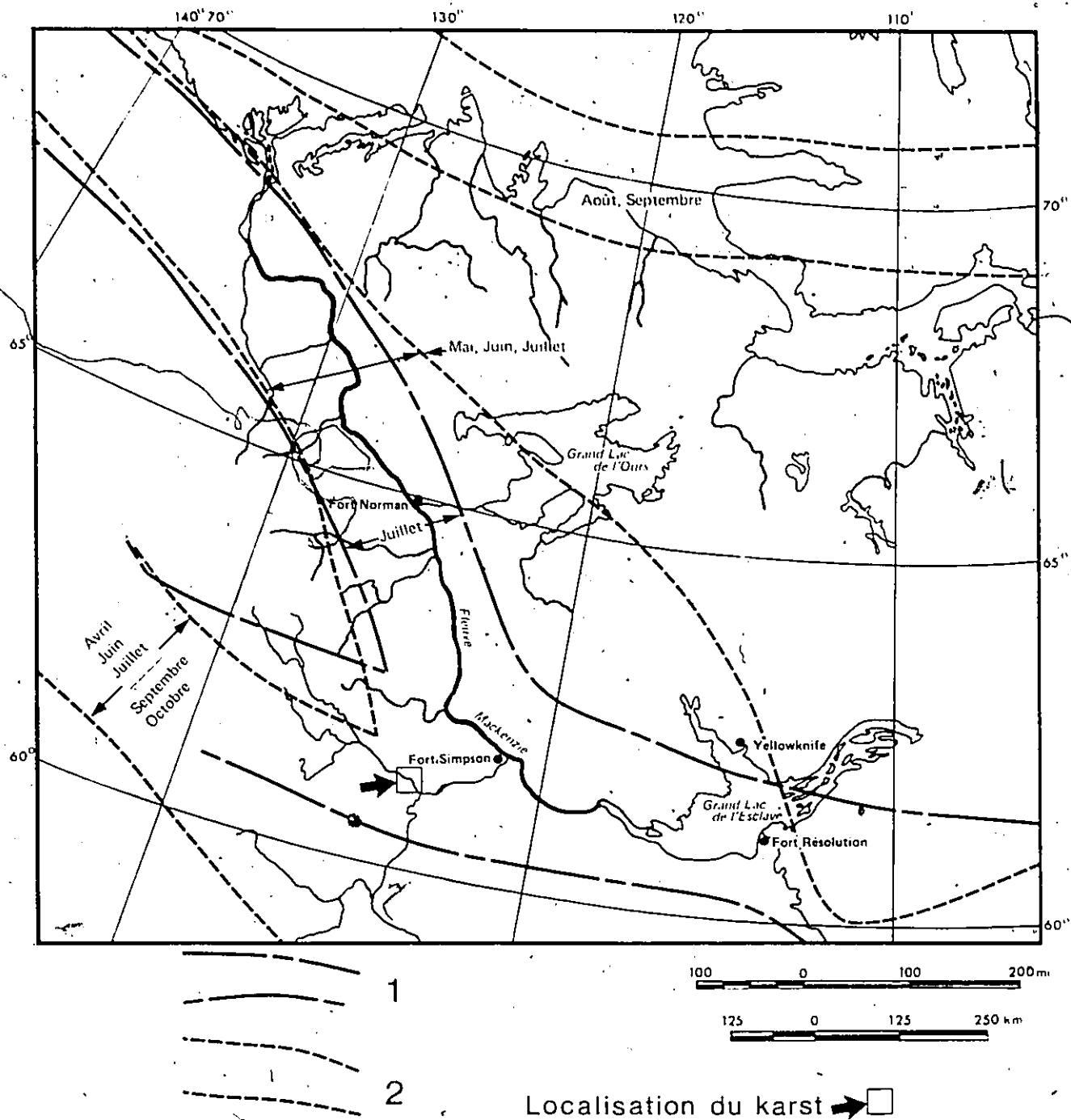
Les montagnes du sud-ouest du Mackenzie sont sous l'influence d'un climat continental intérieur froid, de type sibérien, avec une température moyenne annuelle de -1.5°C et 51.2 cm de précipitations essentiellement des pluies estivales, c'est dans la classification de Köppen, la région Dfc-E. Tandis que Burns (1973) considère ce climat comme alpin, avec un couvert végétal oscillant de la forêt subarctique à la toundra.

On ne dispose de données climatiques, sur une longue période (plus de 30 ans), que pour Fort-Simpson, station située à 160 km au nord-est du karst de la Nahanni, le long du Mackenzie à une altitude de 130 m (432 pieds). La température moyenne annuelle y est de -6°C et le total moyen des précipitations annuelles de 34 cm.

1.6.1 Les précipitations

Comme le "Premier Canyon" est dans une région de moyennes montagnes à des altitudes comprises entre 210 m (700 pieds) et 1 370 m (4 500 pieds), il est hasardeux d'y transposer telles quelles les données climatiques de Fort-Simpson. Aussi, nous référons-nous aux données partielles, recueillies par D.C. Ford et son équipe entre 1970-1973, dans le nord du karst de la Nahanni et à une station située à une trentaine de kilomètres plus à l'ouest. Les précipitations estivales y sont beaucoup plus abondantes qu'à Fort-Simpson: jusqu'à 20,15 cm de pluies en août, contre 4,6 cm à Fort-Simpson. Evidemment, ces chiffres comparent des mesures faites pendant une saison (karst de la Nahanni) à celles faites pendant plus de 30 ans à Fort-Simpson! Cependant, cette tendance nous paraît justement fondée, et en tout cas, confirmée par notre expérience de six étés de terrain tous pluvieux ⁽¹⁾. Ces précipitations

(1) En 1975 par exemple, il a plu 27 sur 50 jours de terrain.



P.V.

Fig. 1-7. Les mouvements saisonniers des centres de basses pressions: 1) les couloirs de basses pressions primaires, 2) les couloirs de basses pressions secondaires (d'après B.M. Burns, 1973):

estivales importantes, sont donc des pluies orographiques, mais non pas au sens strict du mot. En effet, comme on le voit dans le paragraphe suivant, les centres de basses pressions générateurs de pluies se déplacent au-dessus du karst, venant du nord, ou de l'ouest, donc des plateaux montagneux aux plaines plus basses de 900 m à 1 500 m au moins. L'indice de saturation de ces masses d'air augmente fortement, accru aussi par la température plus chaude des plaines. Situé à la bordure des plateaux, le karst reçoit donc les dernières pluies importantes des centres de basses pressions.

En plus de l'altitude du karst par rapport à la plaine, un autre facteur plus général cette fois favorise les précipitations: ce sont les mouvements des centres de basses pressions, qui ont tendance à suivre des couloirs variables suivant les saisons. En juillet et en août, ces couloirs se croisent à hauteur du karst, venant de l'aval de la vallée du Mackenzie, ou des montagnes de l'ouest, et parcourus par les "centres de basses pressions primaires" ("Corridor of Primary Lows", Burns, 1973). Au printemps et en automne, des couloirs de "centres de basses pressions secondaires" cette fois, ("Secondary Lows") se situent —grosso modo— à la même place. Donc dès l'hiver finissant, le karst se trouve sur le passage de tous les centres de basses pressions, profitant ainsi d'un maximum de précipitations (Fig. 1-7). Il est évident que se trouve là, une clé fondamentale pour comprendre le développement de ce karst subarctique: des pluies abondantes quelle que soit la brièveté de l'été nordique.

1.6.2 Les températures

Les moyennes des températures journalières varient aussi entre le karst de la Nahanni et Fort-Simpson; en hiver elles sont légèrement supérieures dans le karst par rapport à Fort-Simpson et en été, c'est le contraire. Joue donc à plein ici, en hiver l'effet de continentalité dans les plaines du Mackenzie et en été celui de l'altitude dans le karst. Des gelées sporadiques y arrivent d'ailleurs dès la fin d'août. La rivière est gelée en début novembre, mais le Mackenzie vers le 15 novembre. La glace atteint sur les rivières des épaisseurs de 40 cm et sur les lacs 60 cm (Burns 1974). Le dégel de la Nahanni est terminé vers le 15 mai. Vu que la température moyenne annuelle est inférieure à 0°C, avec de plus, des minima moyens pour les mois les plus froids de près de -34.4°C, le sol gèle annuellement et alimente un pergélisol discontinu peu épais (Brown 1970). Dans le karst de la Nahanni, vu que la couverture végétale forestière est à sa limite altitudinale, ces froids hivernaux sont d'autant plus efficaces, et maintiennent un pergélisol relicté, qui, soit joue le rôle de niveau souterrain imperméable dans le karst actif (G.A. Brook et D.C. Ford, 1974), soit influence la climatologie et la morphologie des grottes fossiles (Ch. 5). De plus, le "Premier Canyon" présente des variations de températures entre ses versants adret et ubac, qui influent sur la colonisation végétale (paragraphe suivant) et la morphologie de détail des versants (ch. 2). Voici d'abord à grands traits, les types d'associations végétales dominantes du karst de la Nahanni.

1.6.3 La couverture végétale du karst

Au-dessus de 1 000 m (3 280 pi), mais moins haut sur les versants exposés au nord et à l'est, s'étend la toundra avec sa pelouse alpine, ses lichens et conifères nains rampants. Ce tapis végétal se maintient sur un sol

mince, parfois sporadique avec de grands affleurements de calcaires uniquement colonisés par quelques lichens. En dessous, se trouve la forêt dont le peuplement varie en fonction de la roche-mère:

- 1) Sur les schistes (unité stratigraphique 23) et les lambeaux de tills, se développent des sols épais, occupés par une forêt boréale, dense, où dominent les épinettes et les pins gris (Pinus contorta).
- 2) Sur le calcaire, pousse, sur un sol mince, une forêt plus claire, avec des feuillus. Sur photos aériennes, des lignes d'arbres plus élevés soulignent à merveille les réseaux importants de fractures où des sols plus épais ont évolué.

1.6.4 la végétation du "Premier Canyon"

Le "Premier Canyon", de par sa profondeur, se trouve unir la toundra à la forêt boréale. Sur ses versants en fonction de leur orientation nord à est, sud à ouest mais aussi le long des talus et des corniches structurales, tout un jardin à gradins s'est installé. Ces associations, comme on le sait, dénotent de subtiles nuances micro-climatiques (Schroeder, 1968, 1977). En voici les principales espèces⁽¹⁾.

1.6.4.1 La forêt alluviale est constituée surtout d'arbres, trembles, bouleaux et épinettes blanches de taille modeste, de divers tailles composés de hêtres, églantiers, cornouillers, saules; et au niveau du sol de nombreuses prêles, "mousses-plumes", de lichens à caribou et des lichens foliacés (Peltigera aphthosa et Cetraria tilesii Ach.)

(1) Toutes les espèces ci-après nommées, ont été déterminées par A.H. Marsch du Canadian Wildlife Service, Edmonton.

1.6.4.2 Les talus à l'ombre de la forêt

Pour la plupart, ils sont actifs et constitués de blocs de calibre pungilaire, leurs franges sont cependant colonisées par les épinettes blanches naines, des bouleaux (Betula papyrifera en arbuste et Betula glandulosa en buisson), l'églañtier, le genévrier, des potentilles, le saule ainsi qu'un arctostaphyle (Arctostaphylos rubra)⁽¹⁾. Il y a aussi des arbustes, le cerisier à grappe (Prunus virginiana L.) et Dryas crenulata Juz. Sur la roche, des lichens ont de plus été identifiés: Cetraria tilesii Ach., Cetraria nivelis (L.) Ach., Cetraria laevigata Ross., Thamnolia subuliformis (Ehrh.).

1.6.4.3 Les talus relativement humides

Ils sont surtout exposés au nord et à l'est et sur ceux qui sont fossiles apparaît un début de sol. Y poussent des épinettes blanches et noires comme arbres, ainsi que des "mousses-plumes" et des lichens foliacés (Peltigera aphtosa). De nombreux talus fossiles dont les éléments sont beaucoup plus gros que ceux des actuels ($a_m = 1$, $b_m = 0,75$, $c_m = 0,75$) échappent à l'observation directe car, situés sur des versants nord à est, ils sont recouverts d'un épais et continu tapis de "mousses-plumes" et fixés par des épinettes blanches prouvant ainsi le bon drainage du site. L'alimentation en débris de pareils talus n'existe plus dans les conditions climatiques actuelles (cf. ch. 2.1.2).

1.6.4.4 Les talus à conditions climatiques sévères mais pas tout à fait secs sur versant nord à est

Ces talus font la transition avec la pelouse alpine de toundra et on la retrouve dès 900 m, parfois un peu moins sur les versants exposés au nord au

(1) C'est un arbuste dont le fruit contient la même bactérie que celle du raisin, d'où la couleur rouge en septembre. (= raisin d'ours).

milieu du Canyon. Y voisine aussi un lichen typique Thamnolin sp. ?
l'aspect filiforme.

1.6.4.5 Les talus relativement secs exposés au sud et à l'ouest

Sur ces talus, généralement il n'y a pas de sol à l'opposé de ceux relativement humides. On y trouve surtout des mousses mais jamais de "mousses-plumes" et peu de lichens. Les principales mousses reconnues sont: Ditrichum flexicaule, Hypnum cupressiforme, Abietinella abietina, Rhizidium ruocosum, Campylium stellatum, Tortella fragilis; et les lichens typiques de la haute montagne comme Cetraria tilesii déjà cités et presque partout présents, ainsi qu'Ectetraria laevigata (?) islandica.

1.6.4.6 Les talus très secs

Quand un sol mince permet son installation on trouve Shepherdia canadensis, recherchée par les ours de la région. Quelques mousses subsistent dans ce milieu xérophile dont: Schistidium terrequerum, Timmia bavarica, Desmatodon sp. (?), Didymodon rigidulus, et des lichens comme Lecidea rubiformis et une espèce perforante très typique, Collema auriculatum, qui font la transition avec la paroi verticale sèche.

1.6.4.7 Les corniches ensoleillées

Constituées de replats structuraux soit au pied d'un talus ou d'une falaise, les corniches provoquent un freinage du ruissellement qui favorise l'apparition d'un sol. Les plantes vasculaires suivantes y poussent: Potentilla pensylvanica, Artemisia frigida, Calamagrostis purpurascens, Elytropteris fragilis, Aster alpinus L. ssp. Vierhapperi Onno, Galium boreale, Agropyron trachycaulum, qui constituent une pelouse à tendance xérophile.

1.6.4.8 Les corniches sur versant nord et est

Une topographie identique à la précédente favorise aussi un développement du sol sur lequel poussent cette fois les espèces de la forêt alluviale.

1.7 LA METHODE

1.7.1 Observations

Notre but fut de découvrir puis d'étudier des grottes inactives et fossiles dans une région géomorphologiquement et géologiquement homogène, le "Premier Canyon". Pour que cette étude soit représentative du karst souterrain potentiel, aucune information aussi modeste soit-elle n'a été rejetée, et aucun site ne fut "a priori" mieux exploré que d'autres. Ce n'est que lorsque la dispersion générale des grottes fut connue que l'accent fut mis sur l'analyse de trois sites précis: 1) la grotte Mickey et ses grottes "satellites" (3,7 km de galerie), 2) la grotte Valérie (2 km), 3) la grotte Andrée (1,2 km). Cependant, de nombreuses observations sur de petites grottes dispersées partout dans la région se sont avérées également nécessaires pour comprendre et intégrer ce karst souterrain à la géomorphologie de la région.

Le terrain fut ainsi étudié sur les cartes topographiques au 1/50 000 et leurs agrandissements préliminaires au 1/25 000, celles au 1/250 000 et 1/500 000 et une excellente carte géologique préliminaire. Il fut également analysé sur photos aériennes en totalité à l'échelle 1/60 000 et partiellement à l'échelle 1/2 500. Malgré ce travail préliminaire la progression à pied sur le terrain fut longue et difficile. Car de nombreuses journées ont été perdues pour essayer d'atteindre les entrées hypothétiques de grottes soit parce que les escalades étaient, par endroit dangereuses, soit que les entrées n'étaient pas des grottes, mais simplement des poches de gélivation (frost

pocket) ou des grottes très courtes (quelques mètres de développement). Le bilan de six expéditions estivales s'établit comme suit: 1) découverte, exploration et étude morphologique de 8.8 km de galeries, 2) collecte d'échantillons de la roche encaissante, et des divers dépôts, 3) observation sur l'état structural actuel de la roche autour des principales grottes, 4) observations sur la morphologie de surface.

1.7.2 Cartographie géomorphologique des grottes

Puisque nous en étions sur le terrain à devoir découvrir, explorer et étudier les grottes dans le même temps, nous nous sommes référés à une sémantique cartographique précise pour arriver à noter le plus possible d'informations. Nous suivions en cela un premier essai de C. Ek ⁽¹⁾ qui trouve la représentation cartographique la plus profitable car "elle permet de connaître avec plus de précision et surtout de clarté l'étendue et la forme de chaque élément morphologique et ses relations spatiales avec les autres éléments" ⁽²⁾. De plus, cette méthode basée sur l'observation directe permet d'échapper à la tentation de classer prématurément les formes pour les ramener à un modèle préconçu. A partir de la grande diversité des cartes et légendes existantes, nous avons tenté une synthèse et visé deux objectifs: 1) donner le maximum d'information avec la meilleure précision possible, mais à partir de relevés les plus simplifiés; 2) dessiner des cartes utilisables du point de vue géomorphologique, par d'autres que ceux qui connaissent la grotte représentée pour permettre entre autres, des analyses statistiques de la morphologie... Notre principe, une des bases de

(1) C. Ek, Facteurs, Processus et Morphologie karstique dans les Calcaires paléozoïques de la Belgique, Th. de Doc. en Sc., Université de Liège Belgique, 1969.

(2) C. Ek, 1969, 3e partie, p. 1.

de tout travail scientifique, est de toujours séparer les observations et leur cartographie d'une interprétation géomorphologique aussi fondée soit-elle. Pour ce faire, nous classons les observations en trois séries qui, sur la carte, sont représentées par trois niveaux de signes se superposant dont le graphisme est d'importance décroissante: la topographie, la morphologie et les types de creusement. Les deux premiers niveaux présentent uniquement des observations vérifiables, tandis que le troisième est une interprétation.

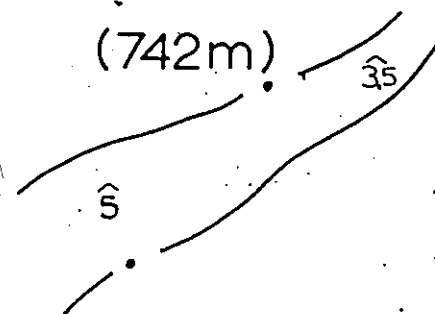
1.7.2.1 Topographie

Tout a été dit sur l'arpentage en grotte, néanmoins des problèmes subsistent au moment de dessiner le contour de la cavité à partir du canevas de l'arpentage. Il s'agit de représenter la limite entre le vide et la roche suivant une projection horizontale, qui dans la pratique devient le plus souvent une coupe horizontale de la grotte au niveau des yeux de l'observateur. La carte est alors une représentation partielle de la topographie où se reflètent les opinions géomorphologiques de l'auteur. D'où la difficulté pour les lecteurs éventuels à les utiliser. Pour éviter ce piège, nous suivons les règles de projection du dessin industriel qui représente un objet dans l'espace par ses projections horizontale et verticale. Notre objet d'étude, la grotte "suspendue" dans un espace rocheux est alors représentable, en détail, par deux traits d'épaisseur différente auxquels il reste à joindre les données chiffrées habituelles (altitudes, hauteur des voûtes) et des coupes transversales (figure 1-8 et 9). Voici constitué le fond de carte sur lequel se dessine la morphologie.

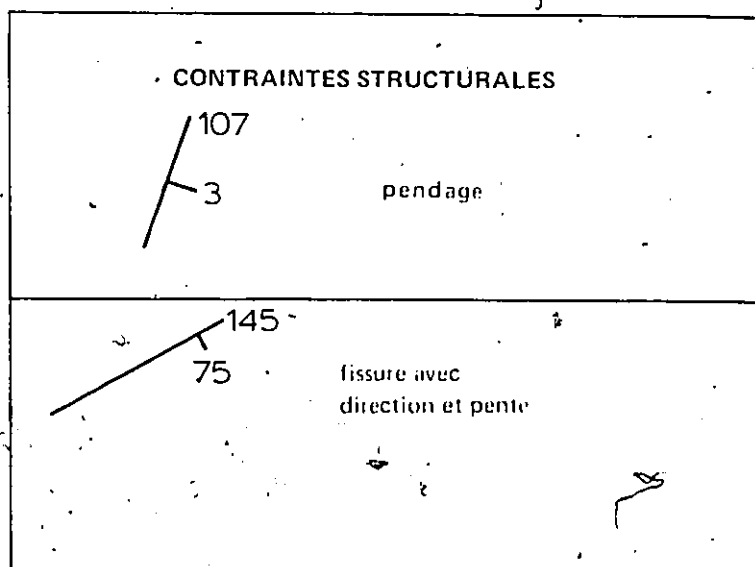
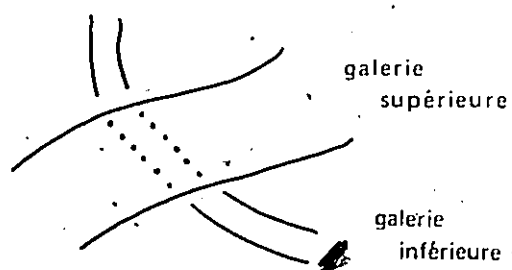
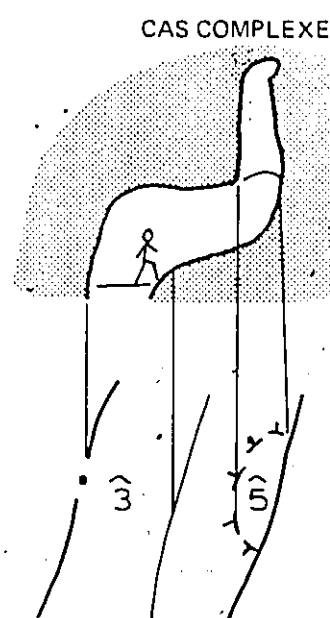
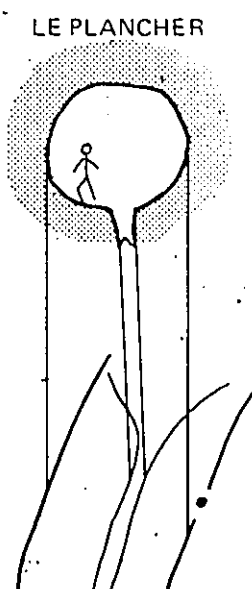
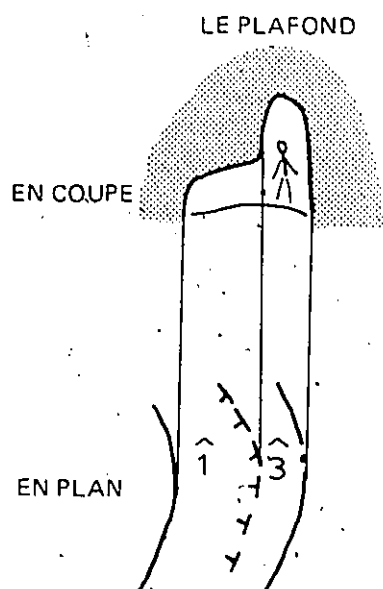
Fig. 1-8 TOPOGRAPHIE

CONTOUR DE LA GROTTE EN PROJECTION HORIZONTALE

- AVEC:
- Les points d'arpentage
 - Les hauteurs en mètres
 - Les altitudes absolues en mètres



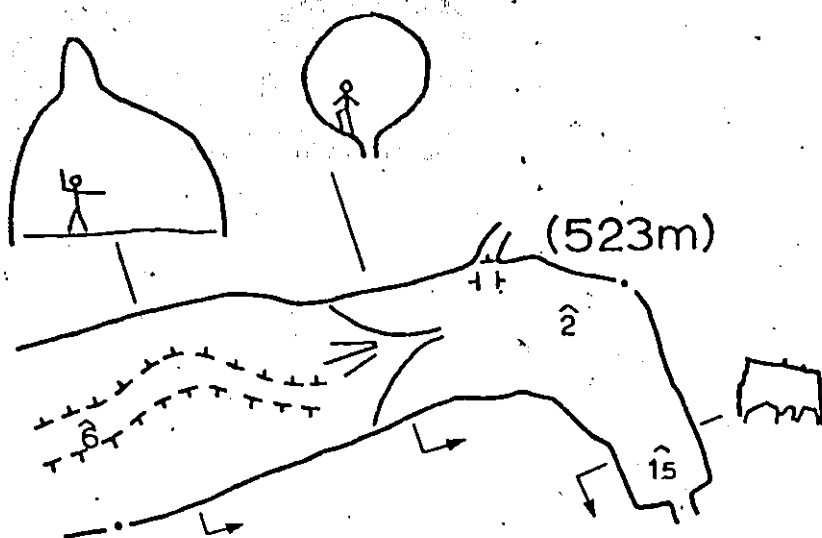
DÉTAILS TOPOGRAPHIQUES



TOPOGRAPHIE

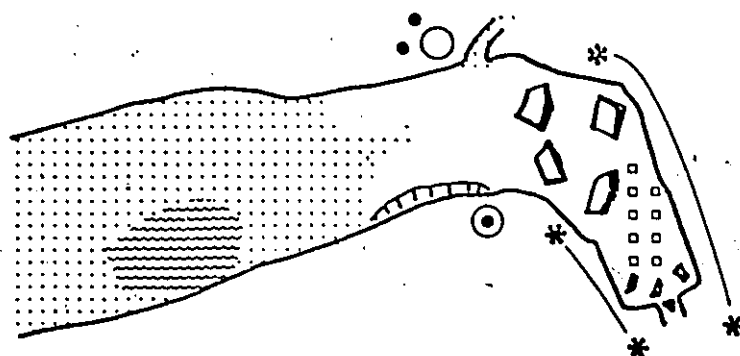
EN COUPE

EN PLAN



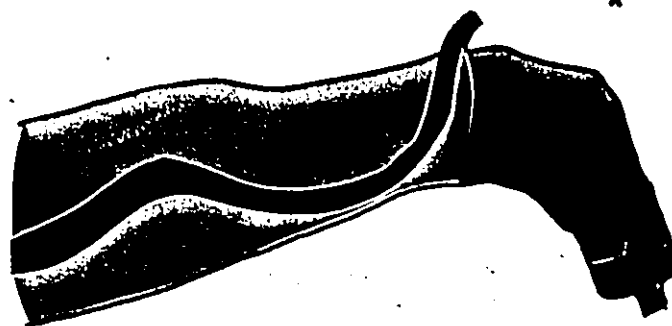
A

MORPHOLOGIE



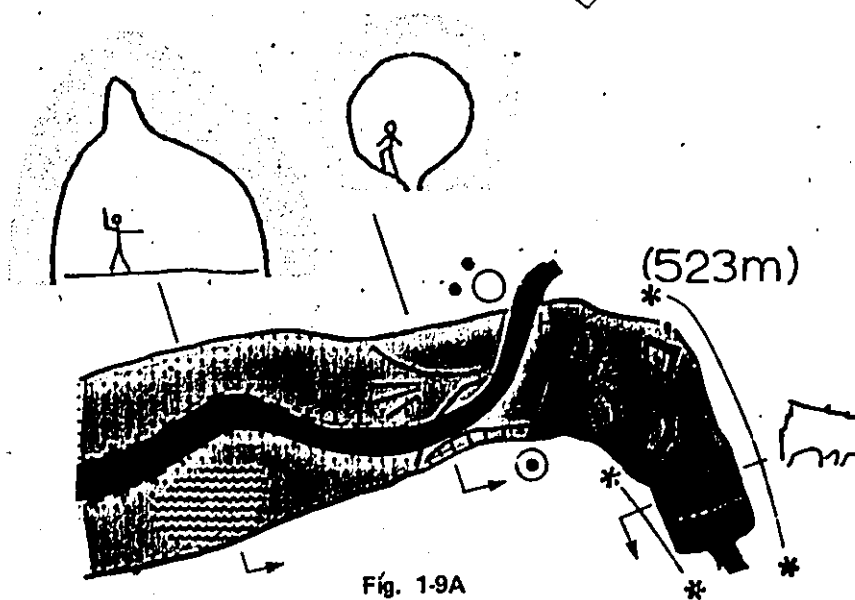
B

TYPES DE CREUSEMENT



C

LA CARTE



D

LES TYPES DE CREUSEMENT

1. PAR ACTION DE L'EAU



CREUSEMENT PAR L'EAU STAGNANTE OU EN MOUVEMENT TRÈS LENT
(ACTION PHRÉATIQUE)



CREUSEMENT PAR UN COURS D'EAU SOUTERRAIN
(ÉROSION FLUVIATILE)



CREUSEMENT PAR UN COURS D'EAU EN CONDUITE FORCÉE (TUBE).



CREUSEMENT DANS LES FISSURES
(MOUVEMENTS A COMPOSANTE VERTICALE PRÉDOMINANTE).

AUTRES TYPES DE CREUSEMENT (RUISSELLEMENT, CONDENSATION,
COURANTS MULTIPLES, OU DE DIRECTION INDÉTERMINÉE).

2. PAR ACTION DE LA GRAVITÉ



EFFONDREMENT PROVOQUÉ PAR RUPTURE MÉCANIQUE



EFFONDREMENT PROVOQUÉ PAR DISSOLUTION
DANS LES FISSURES



EFFONDREMENT PROVOQUÉ PAR LA GÉLIVATION

Mais avant, un mot de l'échelle. D'abord pour une région donnée, il est préférable de représenter les grottes toujours à la même échelle, quelles que soient leurs dimensions. Ce qui aide beaucoup à faire des comparaisons de grotte à grotte. De plus, comme sous terre les observations sur des longueurs inférieures au mètre sont soit trop nombreuses soit impossibles à faire avec précision, (1) considérons cette longueur (1 m) comme le minimum cartographiable. L'échelle du 1/200, où le mètre est représenté par ½ cm est alors optimale du point de vue dessin et lecture. Après sa réalisation, cette carte peut subir sans préjudice une réduction jusqu'à cinq fois (1 m = 1 mm).

1.7.2.2 Morphologie

Sur le canevas topographique, représentons maintenant les éléments morphologiques en fonction de la surface occupée. Éléments morphologiques aréolaires: ce sont les types de dépôts physiques qui occupent le plancher des grottes. Leur nature et leur étendue sont à préciser, parfois non sans difficultés, car les fréquents changements progressifs de faciès ou la superposition de types de dépôts différents se prêtent mal à la cartographie (figures). Le dépôt cartographié est le dépôt supérieur. La trame pré-imprimée en est le meilleur symbole cartographique, posons-la à l'intérieur du contour topographique, se superposant à lui. Le choix des trames, dépendant du nombre d'éléments aréolaires présents, doit donc être guidé par le souci de ne pas occulter les informations du niveau topographique. Éléments morphologiques ponctuels: sont repris ici, les formes habituellement relevées sur toutes les cartes de grottes (dépôts physico-chimiques, formes d'érosion, détails structuraux et géologiques) qui pourtant n'occupent

(1) Car notre objectif est de faire une carte géomorphologique de toute la grotte parfois kilométrique, et non une étude de certains détails:

qu'une place réduite de l'espace souterrain. Nous les représentons par des graphismes accentués et petits pour les opposer aux trames des éléments aréaux, et chaque fois que possible, dessinés à l'extérieur du contour topographique, accompagnés d'une abréviation les localisant dans la grotte (V = voûte, M = mur, P = plancher)(figure 1-9 A).

Répartis à l'intérieur et l'extérieur du contour topographique, les graphismes des éléments morphologiques transforment le fond topographique en une carte morphologique où la part d'interprétation est quasi nulle.

1.7.2.3. Types de creusement

Pour qui travaillerait sur de très grands réseaux ou voudrait comparer les grottes d'une région à l'autre, un troisième niveau de données peut se surimposer aux précédents = les types de creusement. C'est d'autant plus justifié qu'une grotte est d'abord un vide où l'érosion l'emporte sur la sédimentation. Donc le type de creusement observé et cartographié est toujours le dernier, celui qui a effacé les précédents en tout ou en partie. Comme ses limites sont souvent imprécises et que l'auteur doit faire appel à des concepts géomorphologiques pour le définir (ce déterminisme "écoulement - forme de la galerie" était d'ailleurs discutable et discuté) la part d'interprétation de ce niveau de la carte est grande. D'où l'intérêt de bien le séparer des deux précédents, en le représentant par des couleurs transparentes qui ne masquent pas la carte morphologique. Deux catégories de creusement se présentent: ceux résultant du travail de l'eau et ceux régis par la gravité, les effondrements.

Actions de l'eau. Certains types d'écoulement peuvent se déduire des dépôts physiques et des formes d'érosion représentés sur la carte par les graphismes de la morphologie. Malgré cela, bien des problèmes surgissent,

par exemple ici l'eau a fait disparaître toutes les formes d'érosion antérieures là au contraire, cohabitent inextricablement mêlées des formes résultant de plusieurs types d'écoulement! L'action de l'eau étant une action géomorphologiquement lente, des couleurs dites "froides" (bleu, vert) sont les plus évocatrices.

Actions de la gravité. Ce sont les effondrements, à représenter par des couleurs "chaudes" (rouge, orange) car il s'agit d'actions instantanées. Il y a aussi des problèmes, comme le cas mixte des effondrements consécutifs à une dissolution. Ce phénomène bien que commençant par une action de l'eau ne se concrétise qu'avec l'effondrement donc, il est légitime de le mettre dans cette catégorie...

1.7.2.4 Conclusion et critique

Deux avantages principaux sont apparus à l'usage, dans notre recours à cette méthode cartographique. D'une part, tenus à une démarche analytique et systématique, nous avons recueilli une somme d'informations qui révèlent tous les aspects des grottes étudiées, d'autre part, tout lecteur de ces cartes, même sans connaître la grotte, peut en tirer profit, pour des études quantitatives notamment, car elles sont une réelle source de données et non plus un moyen de repérage comme c'est souvent le cas. Est-ce à dire que voici la "panacée" pour la cartographie spéléologique? Non, car d'autres bonnes méthodes existent, pourtant, nous estimons que l'important dans notre méthode est la démarche volontaire et "a priori", qui fait séparer les observations en séries distinctes obligeant ainsi l'auteur à mieux observer toute la grotte. Il la regarde, pendant le travail d'arpentage, sous des angles et à des hauteurs différentes s'il veut noter toutes les observations d'après son canevas initial. Ce dernier peut évidemment s'en-

richir de séries nouvelles. Ces cartes sont utiles aussi car elles déterminent l'importance spatiale de tous les éléments, qui d'habitude ne sont signalés que sporadiquement. Elles sont aussi des débuts de synthèse; car les observations sont classées en catégories cartographiques qu'il faut bien limiter, pour que la carte reste lisible. Enfin le relevé sur les plans des formes ponctuelles bien en évidence en dehors du tracé de la galerie, non seulement décongestionne le dessin dans l'espace-grotte mais en plus par l'attrait qu'il exerce sur le lecteur, lui donne autant de repères, et un contrôle pour sa lecture, car beaucoup de formes ponctuelles impliquent certaines modalités d'écoulement. Enfin la carte est une synthèse pour une dernière raison qui est autant liée aux limites de la sémantique choisie qu'à la légende et ses choix: c'est le tracé des limites entre zones différentes. Ce tracé est difficile et délicat car entre deux zones à érosion marquée par exemple mais différentes existe une transition souvent mal définie. Or pour que la carte reste lisible, il faut faire un choix, ou barrigler la carte de zones de transition ce qui la rendrait illisible ou s'astreindre à un certain schématisme, ce que nous avons fait. Nous suivons en cela C. Ek (1969) qui résout le problème en représentant le processus dominant.

Malgré les apparences, notre méthode, qui consiste à identifier et localiser les processus et formes actuelles, n'est pas en contradiction avec la volonté de connaître l'évolution de la grotte. C'est, au contraire, la meilleure assurance d'y arriver en connaissant aussi bien que possible l'état actuel de la grotte pour peu à peu remonter dans le passé. La légende détaillée se trouve en annexe accompagnant les cartes géomorphologiques.

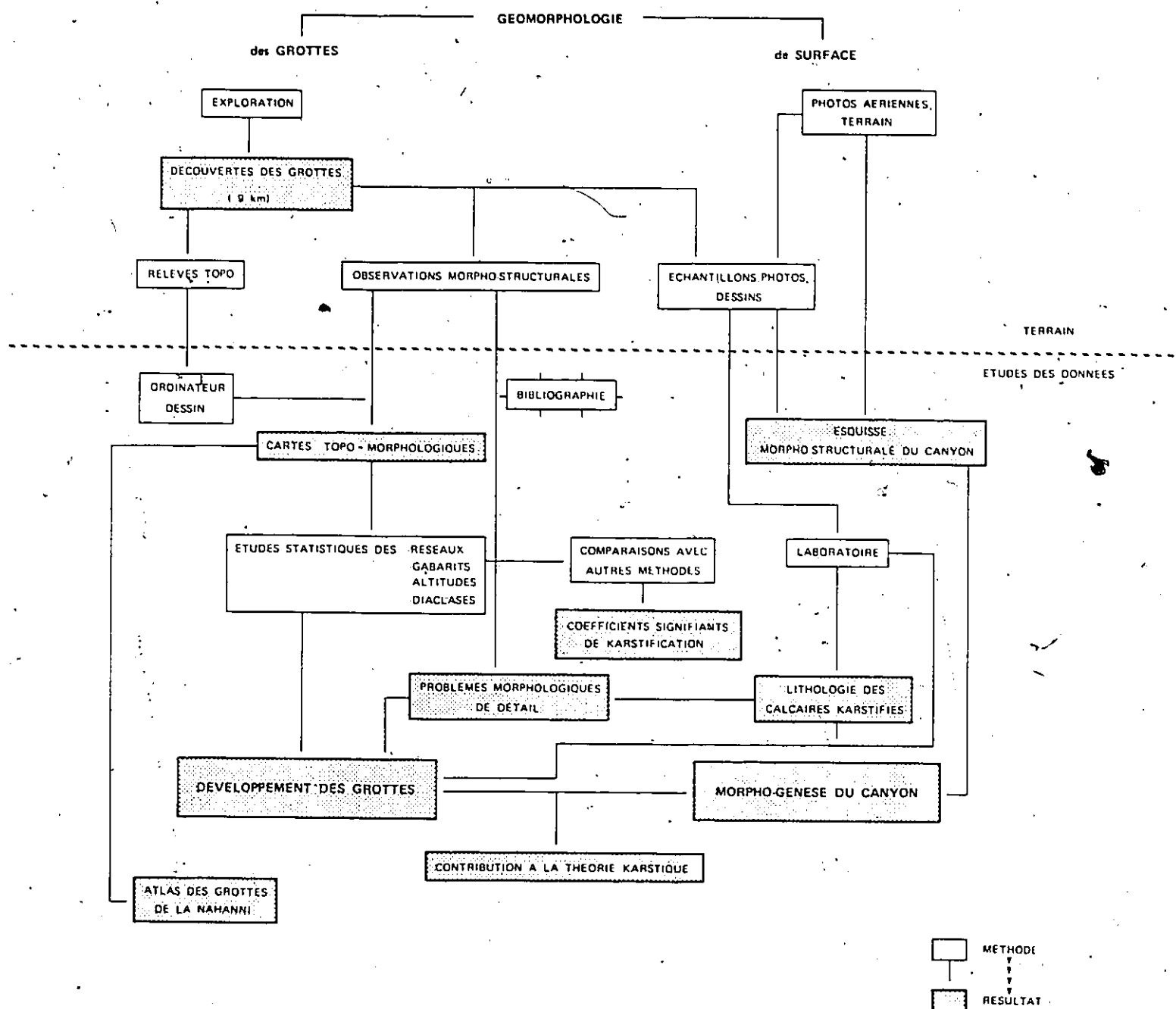


Fig. 1-10. Structure interne de la recherche.

1.7.3 Logique interne du travail

Les diverses observations faites, sont intégrées suivant la grille de la figure (1-10): de plus, l'élaboration des chapitres se présente suivant une complexité croissante. Chacun d'abord pris comme une entité autonome débouche sur un modèle aussi compatible que possible, compte tenu du nombre d'observations. C'est probablement là la limite inhérente à tout travail d'exploration.

Ainsi, dans le premier chapitre ont été décrits les éléments chrono-spatiaux les plus évidents qui simplifient l'approche du chapitre 2. Dans celui-ci les éléments structuraux où se développent -dans le temps- les grottes, sont analysés. Il en ressort une première hypothèse détaillée concernant les types et générations de grottes. Cette hypothèse, dans le chapitre 3, est à son tour pondérée par les observations concernant la structure à l'échelle des cavités.

Dans le chapitre 4, la morphologie des grottes est analysée en détail pour aboutir à des modèles géomorphologiques confrontés avec l'hypothèse d'évolution régionale du chapitre 2. Enfin, le chapitre 5 est une étude préliminaire des dépôts qui apportent des informations sur le développement des grottes. Après cette recherche essentiellement heuristique, le chapitre 6 conclut en rassemblant toutes les informations pertinentes en un bâti le plus cohérent possible.

1.6 CONCLUSION

Toutes les grottes se trouvent dans des calcaires bioclastiques, en bancs épais, du Dévonien moyen dominant des dolomies de leur falaise verticale. A la périphérie, une demi-auréole de collines arrondies, surbaissées

de "Shales". C'est ce qui subsiste d'épais dépôts couvrant les calcaires.

La région fut englacée au moins quatre fois, mais seule la glaciation la plus ancienne a recouvert le karst. Les suivantes se sont ancrées soit à l'aval du "Premier Canyon" soit sur les "Montagnes de Franklin" (encore plus en aval de la rivière) provoquant chaque fois l'apparition de lacs proglaciaires. Si bien que ce karst, aujourd'hui sur un pergélisol discontinu et peu épais, est contrôlé depuis au moins le Sangamon, par des processus fluviatiles, donc depuis une période au moins dix fois supérieure à l'Holocène. C'est ce qui rend ce karst en climat subarctique unique au monde.

De plus, sa situation à flanc de moyennes montagnes et, à l'échelle continentale, à la croisée de tous les couloirs de basses pressions en font un site fort arrosé; ce qui aboutit au développement d'un karst de surface actif exceptionnel au nord (sur le "Ram Plateau"), tandis qu'au sud subsistent les vestiges métriques à kilométriques d'un karst souterrain, partiellement fossilisé.

A l'échelle du "Premier Canyon", la topographie subit un fort contrôle géologique. Les plateaux voisins du Canyon sont le plus souvent des surfaces structurales de calcaire bioclastique fortement fracturées, et les grottes s'ouvrent dans les parois des canyons mais uniquement dans ces mêmes calcaires, en dessous desquels les dolomies sont découpées en versants raides (de 45° à 60°). De plus, le couvert végétal du Canyon met en évidence des sites actuels et fossiles à dynamiques géomorphologiques différentes.

Quant aux grottes proprement dites, elles ont été découvertes, explorées et étudiées toutes, quelles que soient leurs dimensions, suivant une grille d'analyse retenant tout objet spéléologique métrique et supérieur. Il en résulte une banque de données sous la forme de cartes géomorphologiques à la même échelle (1/200) ⁽¹⁾, dont la sémantique met en évidence toutes les observations qu'elles soient ponctuelles ou aréolaires.

Les chapitres suivants, ont une grille d'analyse de complexité croissante pour y étudier de façon autonome les individus géomorphologiques de plus en plus précis, en vue d'intégrer les grottes dans un modèle géomorphologique, celui du "karst froid".



(1) Qui ont été réduites au 1/500 pour s'incorporer à l'appendice de ce travail.

CHAPITRE 2

CADRE MORPHO-STRUCTURAL ET SITES DES GROTTES

"The Nahanni karst has turned out to be not only the most complex subarctic karst known, but also one of the outstanding assemblages of solutional landforms in the world".

G.A. Brook and D.C. Ford (1974)



Photo 2-1. Photo aérienne de l'aval du "Premier Canyon", avec la confluence de la "Lafferty Creek" et les deux méandres recoupés. Le système de couloirs karstiques est particulièrement bien visible ainsi que le double bourrelet morainique, sur les plateaux entre la Nahanni et la Lafferty, (quart supérieur droit de la photo). Sur le bord droit inférieur, les collines schisteuses.

2.1 LE TERRAIN EXPLORÉ

2.1.1 Etendue et relief

La région explorée se compose du "Premier Canyon", et de ses affluents venant du nord, "Prairie Creek" et "Dry Canyon" à l'amont, et "Lafferty Creek" à l'aval, ainsi que des plateaux interfluviaux. Une exploration rapide a été aussi faite sur le plateau au nord de "Lafferty Creek", à la limite méridionale du karst nord étudié par D.C. Ford et G.A. Brook. La superficie ainsi couverte représente un rectangle allongé d'est en ouest de 384 km², dont les limites suivant les coordonnées de la grille kilométrique de Lambert, sont: 6 790 N à 6 806 N et 422 E à 446 E (fig. 2-1). Le relief violent oscille entre 1 650 m (5 400 pi) au N-O et 240 m (787 pi) à l'extrême S-E; qui est le niveau de la rivière Nahanni au sortir du "Premier Canyon" (photo 2-1). De par ses dimensions, le terrain englobant la partie périclinale de l'anticlinal traversé par le "Premier Canyon", constitue un bel exemple d'élément morpho-structural de 4^e grandeur dans la taxonomie de J. Tricart (1969). C'est donc la plus petite unité susceptible de compensation isostatique, associée à une autocatalyse des processus érosifs quand le mouvement est positif comme ici. Aussi le paysage se divise-t-il drastiquement en deux classes de formes antagonistes se mettant magistralement en valeur l'une par l'autre: les canyons d'origine fluviale et les plateaux essentiellement structuraux. Comme cette morphologie s'articule sur des substrats différents, il est opportun d'en considérer d'abord les contraintes respectives.

2.1.2 Lithomorphologie

La région comporte des schistes, des calcaires et des dolomies superposés les uns aux autres (cf. ch. 1.3). Leur relevé planimétrique (fig. 2-1) met en évidence la structure périclinale locale: les schistes stratigraphiquement supérieurs se disposent en une demi-auréole au sud de la région, et en couvrent

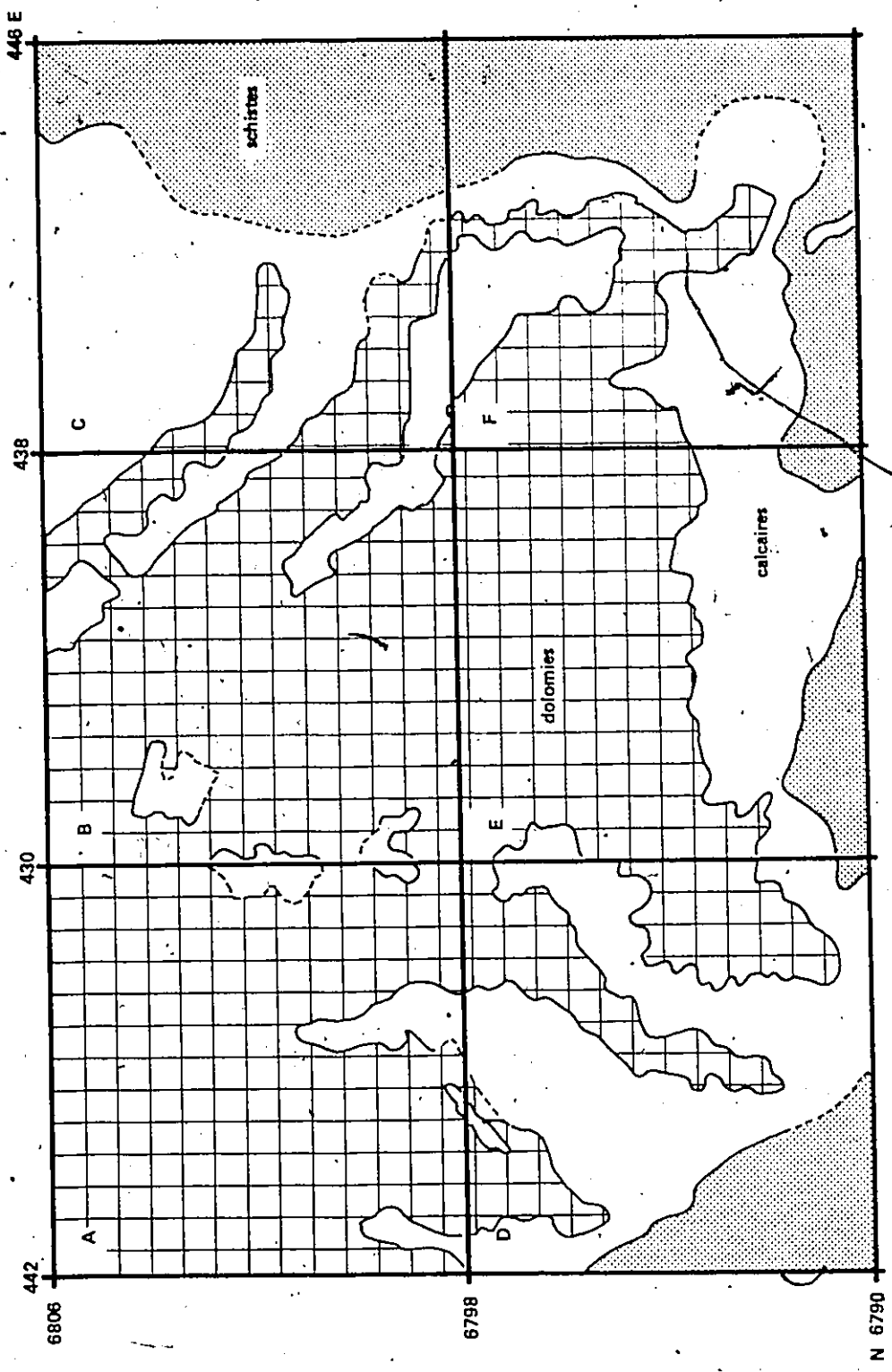


Fig. 2-1. La région étudiée quadrillée suivant la grille de Lambert en 6 mailles carrées de 8 km de côté. Planimétrie lithologique: les dolomies couvrent 191 km², les calcaires 132 km² et les schistes 61 km².

61 km², les calcaires constituent une zone intérieure très découpée de 132 km² et les dolomies occupent le centre et le N-O sur 191 km². Leur disposition l'une par rapport à l'autre, leur hypsométrie (fig. 2-2) et leur relief particulier sont les autres éléments qui caractérisent l'articulation de ces trois unités sédimentaires.

Les schistes d'abord, étant l'unité la moins résistante, ne subsistent qu'en périphérie à des altitudes variant de 245 m (800 pi) à 975 m (3 200 pi), avec une concentration de relief entre 490 m (1 600 pi) et 730 m (2 400 pi) (fig. 2-2 B). Leur relief se compose de collines arrondies surbaissées, empâtées de dépôts glacio-lacustres qui favorisent les glissements de terrain (D.C. Ford, 1974). Comme ils sont au contact des calcaires, leur existence s'est avérée capitale pour le développement karstique des calcaires plus bas qu'eux (760 m, 2 500 pi), car les eaux venant des collines schisteuses sont particulièrement acides. Les versants calcaires à l'est de "Lafferty Creek" et de la "Nahanni" répondent à cette situation et sont d'ailleurs les plus karstifiés (1).

Les calcaires constituent une zone très découpée de lambeaux monoclinaux limités par des fractures, et enserrant de près le nez périclinal. Ces plots (Ph. Renault, 1967) qui s'égrainent depuis le niveau de la "Nahanni" jusqu'au delà de 1 500 m (5 000 pi) (fig. 2-2 A), sont toujours limités par des falaises verticales et leur surface sommitale généralement structurale, est localement surcreusée de couloirs karstiques et de vallons fluviaux et périglaciaires n'excédant pas 100 m de profondeur. C'est à l'est de la région, à partir de 550 m (1 800 pi) jusqu'à 1 200 m (4 000 pi) que la surface des

(1) D'autres conditions relevant de l'évolution hydrographique régionale et de contraintes topo-structurales sont également responsables de cette situation, cf. infra.

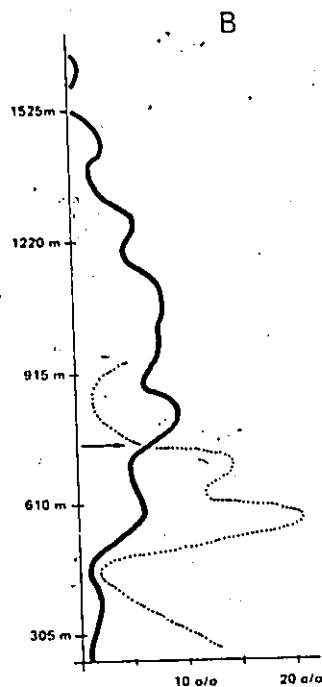
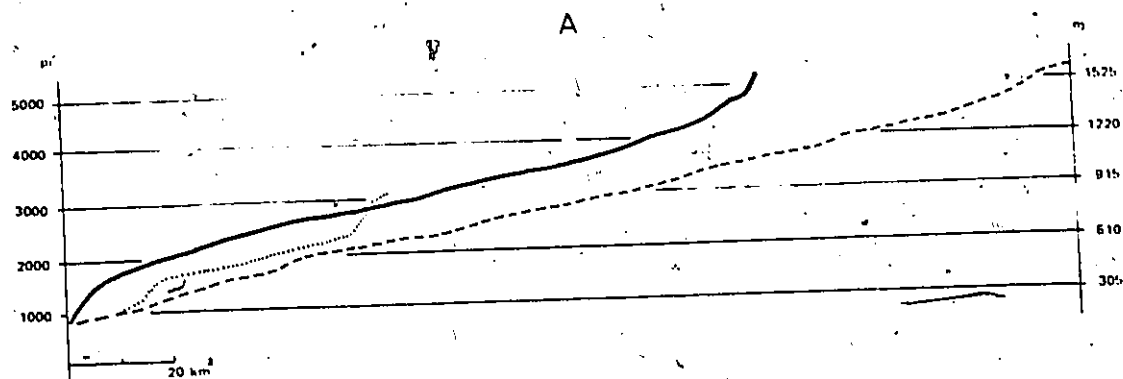


Fig. 2-2. A: courbes hypsométriques: calcaires en trait plein, schistes en pointillé et dolomies en tireté.
B: courbes hypsométriques cumulatives des calcaires et des schistes.

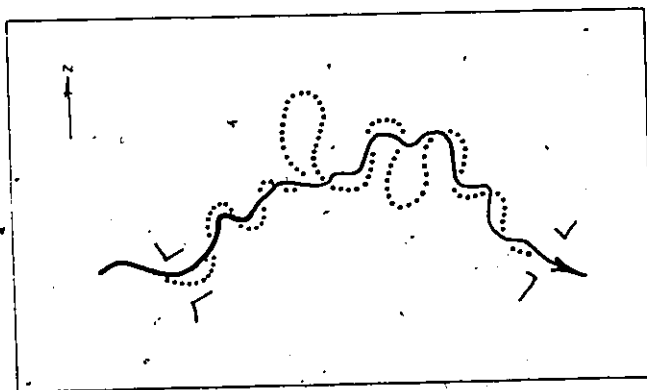


Fig. 2-3.. Tracés actuel (trait plein) et ancien (s) (pointillé) de la rivière Nahani dans le "Premier Canyon". L'indice de sinuosité passe de 2,2 à 1,5 pour la rivière actuelle.

plots est la plus découpée par les couloirs karstiques, ces tranchées rectilignes décamétriques suivant le réseau entrecroisé des fractures (photo 1 et 2) (1). Enfin, entre 1 050 m (3 500 pi) et 1 350 m (4 500 pi) surtout, se concentrent quelques champs de dolines en baquets et des dolines d'effondrement isolées.

La morphologie sur les dolines se divise en deux. Là où elles constituent seules le substrat, les dolomies supportent des versants fluviaux réguliers. Mais dès qu'elles sont surmontées des calcaires, les pentes des versants s'accroissent, deviennent subverticales et à gradins, en fonction de l'érosion différentielle des divers bancs.

2.1.3 L'hydrographie (2)

Le "Premier Canyon" de la Nahanni avec plus de 1 000 m de profondeur, et ses trois principaux affluents, constituent cependant des éléments de relief d'une telle vigueur qu'ils en escamotent quasi les différences lithomorphologiques. Leur description s'impose et s'avère fructueuse (photo 2-1).

2.1.3.1 Le "Premier Canyon"

Le "Premier Canyon" est entaillé orthogonalement à l'anticlinal et la rivière le traverse suivant un tracé sinueux partiellement contrôlé par des fractures. La pente est régulière, comprise entre 1,5 % et 1,6 % et l'indice de sinuosité est 1,5. Sur les versants, à diverses altitudes, subsistent des lambeaux de terrasses, des surcreusements concaves, vestiges d'anciens méandres, et deux beaux méandres recoupés. Ces paléoformes des-

(1) Ce sont les "karsts streets and platea" de Ford et Brook.

(2) La lecture de ce paragraphe implique la consultation complémentaire de la carte qui est en annexe (éch. 1/25 000).

sinent les tracés successifs d'une ancienne rivière (fig. 2-3) de loin plus sinueuse que l'actuelle, dont l'indice de sinuosité, calculé à partir des deux méandres recoupés est 2,2. Le "Premier Canyon" résulte d'une antécédance avec redressement progressif du tracé fluvial et accroissement de la pente. Pour estimer ce relèvement, D.C. Ford (1973) signale qu'à l'aval du canyon sur 10 km, -ce qui est aussi à l'aval-pendage du mont- se succèdent suivant des altitudes décroissantes les deux méandres recoupés et une grotte "phréatique" (1), dont le plancher stalagmitique a été daté (cf. discussion ch. 5). Il en conclut que le mont, à hauteur du "Premier Canyon", a subi un relèvement différentiel d'au minimum 150 m (500 pi) sur son flanc, et plus suivant la zone axiale de l'anticlinal. Vu la circonspection de l'auteur dans ses conclusions, nous avons voulu reconsidérer le problème. Et il en ressort les points suivants:

En ligne droite, il n'y a que 15 km de l'entrée à la sortie du canyon, donc d'un bord à l'autre de l'anticlinal. Vu cette étroitesse du pli, si un relèvement plus important du centre par rapport aux flancs a eu lieu, il n'a pu être supporté que par le biais de failles radiales récentes. Or, si les fractures sont abondantes dans la région, aucune faille radiale récente importante n'a été observée. Par contre, des failles et fractures anciennes, colmatées de brèches calcitiques, sont fréquentes, ce qui prouve l'installation de l'arche anticlinale en profondeur (ch. 3). Et comme par ses dimensions, le mont se rattache aux éléments morpho-structuraux de 4^e grandeur, l'hypothèse la plus simple, dans l'état actuel des connaissances, consiste à supposer qu'après apparition de son arche en profondeur, le nez anticlinal a été affecté d'un mouvement positif égal partout. Ce qui n'est évidemment

(1) Grotte qui est donc apparue sous le niveau d'une paléo-Nahanni.

pas contradictoire avec la possibilité d'un relèvement plus rapide de la zone charnière au nord de notre région, là où l'anticlinal de Nahanni s'articule sur celui du "Ram Plateau" comme le montrent les travaux de D.C. Ford et G.A. Brook..

Les deux méandres recoupés, distants d'à peine 4 km à hauteur de leur pédoncule, se trouvent sur le même flanc oriental de l'anticlinal. L'amplitude du méandre à l'ouest est de 4 km et celle de celui à l'est (donc à l'aval du précédent) est de moins de 3 km. Ils ont évidemment cessé d'être actifs à l'instant où la paléo-Nahanni s'est encaissée plus bas que leur point d'inflexion respectif. Ce point d'inflexion du méandre occidental est actuellement à près de 800 m (2 600 pi) d'altitude, mais comme il est complètement enfoui sous les colluvions provenant du versant sur la dolomie mécaniquement peu résistante (D.C. Ford, 1973), son altitude probable doit se situer aux environs de 760 m (2 500 pi). De plus, le modelé fluvial sur les versants subsiste jusqu'à près de 1 190 m (3 900 pi) à l'aval du méandre. La paléo-Nahanni a donc utilisé ce méandre tant qu'elle coula entre 1 190 m (3 900 pi) minimum et 760 m (2 500 pi) au plus tard.

Le point d'inflexion du méandre à l'est se situe lui, à 640 m (2 100 pi) et est hors d'atteinte des dépôts de pente venant des versants, son altitude est donc sûrement proche de celle qui date du recoupement. Le modelé fluvial des versants est ici discernable jusqu'à 945 m (3 100 pi). Comme le montre la fig. 2-4, les altitudes différentes des deux méandres marque 1) l'antériorité de celui à l'amont sur celui à l'aval, et 2) qu'au minimum (1) entre 945 m (3 100 pi) et 760 m (2 500 pi), les deux méandres ont fonctionné de concert. Et c'est lorsque la paléo-Nahanni atteint la cote 2 500 pi (760 m)

(1) Car la récession des parois a sûrement fait disparaître beaucoup du modelé fluvial en commençant par le plus haut placé.

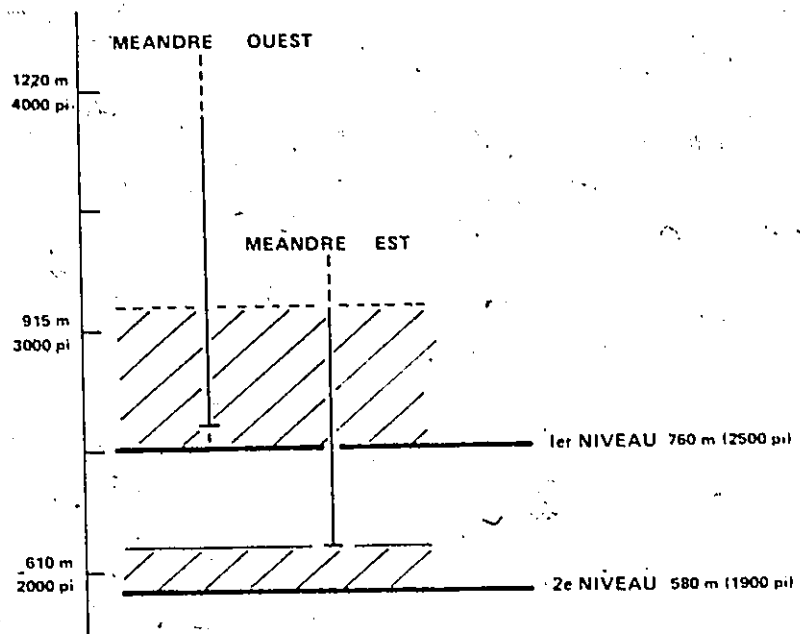


Fig. 2-4. Encaissement des deux méandres recoupés. La zone hachurée supérieure est celle durant laquelle les deux méandres ont fonctionné ensemble. La base de cette zone constitue le 1^{er} niveau de stabilité durant lequel la paléo-Nahanni a atteint son indice de sinuosité maximum. La zone hachurée inférieure situe la fourchette altitudinale de l'encaissement de la paléo-Nahanni entre le recoupement du méandre oriental et le second niveau de stabilité de la rivière.

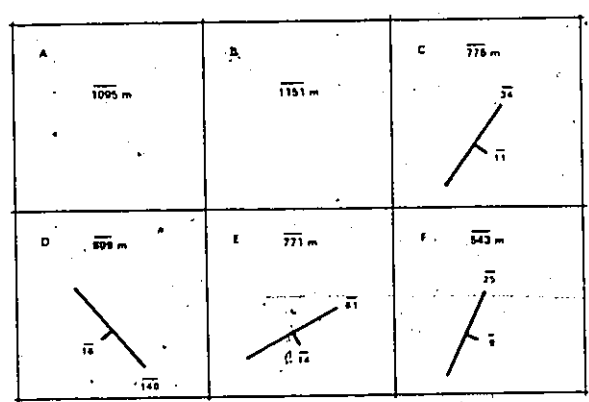


Fig. 2-5. Pour chaque maille de la région étudiée, moyenne des altitudes calculée à partir de l'altitude du centre de chaque km² et moyenne de la direction et du pendage des couches.

qu'elle a son indice de sinuosité le plus élevé (2,2), donc sa pente la plus faible. De tels méandres n'ont pu s'élaborer que lors d'une période de stabilisation de la rivière à ce niveau, que confirment des terrasses surtout polygéniques dont la base se situe à 760 m (2 500 pi) (carte annexe). Les terrasses à l'amont du canyon sur le flanc occidental de l'anticlinal où le pendage régional est le plus élevé (20° et plus), sont les plus probantes, car le risque de confusion avec des replats structuraux y est plus faible; ce qui est un problème fréquent en pays calcaire (Palmer, 1975).

Après le recoupement du méandre occidental, la rivière s'est encaissée dans le méandre à l'aval jusqu'à 640 m (2 100 pi) avant de le recouper. Juste sous ce niveau, la paléo-Nahanni a donc redressé âprement son cours dans son effort pour contrer la surrection du massif. Sa sinuosité est maintenant proche de celle de la rivière actuelle coulant 400 m plus bas, cependant! Or aux deux extrémités du canyon subsistent d'autres lambeaux de terrasses suspendus (photo 2-3) à 580 m (1 900 pi) qui situent à ce niveau, une seconde période de stabilisation de la rivière (fig. 2-4). La paléo-Nahanni, ou au moins un de ses bras, quitte alors le canyon par un col à l'arrière du massif de la grotte Mickey (478), après avoir reçu les eaux de la paléo Lafferty (cf. infra). Lors de la saccade suivante du mouvement positif, s'opère un redressement brusque et conséquent de la rivière qui s'écoulant vers l'est jusque-là (durant les 2 périodes de stabilité), quitte maintenant le canyon vers le sud.

Enfin, D.C. Ford (1973) considère que la grotte Louise ⁽¹⁾ celle dont il

(1) Qui porte le numéro 9 dans sa publication, mais est en réalité la grotte 42 depuis que nous l'avons découverte en 1970 avec l'équipe de J. Poirer.

se sert pour justifier le relèvement à vitesse différentielle du canyon, se trouverait 210 m au-dessus de la rivière actuelle, ce qui donne une altitude absolue de 450 m (1 475 pi). Cependant d'après nos calculs, c'est à 487 m (1 597 pi) qu'elle se trouve, ce qui réduit d'autant la vitesse différentielle supposée du relèvement local.

En conséquence, nous préférons retenir l'hypothèse d'un relèvement égal dans tout le canyon, car il rend mieux compte de toutes les données, autant tectoniques que fluviatiles. Ce mouvement positif de l'anticlinal fut saccadé et présenta deux périodes de stabilité qui ont permis à la paléo-Nahanni d'installer des terrasses et des méandres prononcés; l'une se situe dans les environs de 760 m (2 500 pi) d'altitude et la suivante autour de 580 m (1 900 pi).

2.1.3.2 Les canyons affluents

Les canyons affluents de la rivière Nahanni sont donc à l'amont et d'ouest en est, "Prairie Creek" puis "Dry Canyon" et à l'aval, le "Lafferty Creek". Venant du nord, ils constituent de part et d'autre de l'anticlinal plongeant un drainage cataclinal dont le niveau est contrôlé par la rivière Nahanni.

"Prairie Creek"

La "Prairie Creek" est le seul affluent permanent de la Nahanni, essentiellement creusé dans les dolomies (photo 2-4). Sa pente actuelle est quasi-régularisée, et a une valeur de 12,2% ⁽¹⁾, soit huit fois celle de la

(1) Les pentes des affluents sont mesurées sur les 10 derniers kilomètres de leur cours; ce qui donne des chiffres différents de ceux de D.C. Ford. Ainsi la "Lafferty Creek" a une pente de 38% (D.C. Ford, 1973) mais uniquement sur le dernier mille, la pente des 10 derniers kilomètres est de 9,1% (cf. *infra*)!

Nahanni, résultat de la différence de puissance entre les deux rivières. Son cours actuel est peu sinueux, mais il n'en fut pas toujours ainsi comme le montre la morphologie des versants sur les dolomies. Les sommets sont festonnés de larges hémicycles dont la concavité diminue régulièrement vers le bas, alors que la crête mitoyenne entre deux, tend au contraire à s'accroître et se prolonge souvent par un ressaut qui barre le fond de la vallée. Ce ressaut est chaque fois entaillé par une gorge étroite de la rivière, et réapparaît tous les 1,5 km en moyenne durant les 15 derniers kilomètres du cours de la rivière. Ces hémicycles et leurs crêtes mitoyennes sont le résultat de l'encaissement de la rivière dont la sinuosité va décroissant. Dans le détail, la morphologie se complique d'éboulements, écroulements et glissements inextricablement mêlés.

Enfin, les hauts plateaux à l'amont-pendage sont entaillés de petits vallons fluviatiles suspendus dont la rupture de pente en bordure du plateau se situe entre 1 000 m (3 300 pi) et 640 m (2 100 pi), ce qui englobe la zone où se trouve les deux niveaux de stabilité de la paléo-Nahanni (cf. 2.1.3.3). A l'aval de la rivière, subsistent deux cols sur substrat calcaire un à 945 m (3 100 pi) et l'autre à 670 m (2 200 pi), ce dernier se prolongeant même par une terrasse.

Tous ces éléments constituent donc autant d'indices d'un relèvement de la région en harmonie avec celui du "Premier Canyon".

De plus, située à moins de 450 m (1 475 pi), durant les 10 derniers kilomètres de son cours, la "Prairie Creek" est toujours sous le niveau du fond de "Dry Canyon" qui lui est parallèle à moins de 4 km du côté amont-pendage.

C'est donc elle qui lui sert d'exutoire, d'autant plus facilement que deux grandes fractures joignent les vallons. Enfin, son embouchure étranglée est

spectaculaire: c'est un entonnoir colmaté de dépôts lacustres (D.C. Ford, 1974) que la rivière actuelle a contourné en creusant à même la roche une autre gorge, isolant ainsi une tour au milieu du ravin (photo 2-5).

"Dry Canyon"

Le "Dry Canyon" est un vallon étroit et profond à segments rectilignes, proche de l'axe de l'anticlinal. Sa pente régulière de 20% est la plus forte de la région, car ce canyon typiquement karstique ne fonctionne que sporadiquement quand des excédents d'eau ne peuvent être absorbés par les pertes que draine la "Prairie Creek" (comme on l'a vu). Ce canyon est enchâssé dans les calcaires plus résistants que les dolomies et sa section à l'aval présente successivement deux coudes nets qui résultent de l'adaptation conséquente (1) du vallon à la surrection du massif. Le soulèvement eut d'ailleurs comme autre conséquence une capture par érosion régressive à partir de la cote 2 400 pi, 13 km à l'amont de l'embouchure. La surrection régionale est donc ici attestée par les changements brusques du tracé du canyon.

"Lafferty Creek"

Le canyon se compose de deux parties. En amont d'abord, une vallée rectiligne coulant vers le S-E entaille des dolomies par des versants réglés (photo 2-6 A). Un ruisseau permanent circule sur un fond à pente régulière. Trois kilomètres en amont du massif de la grotte Andrée (358), le vallon fait, un coude vers l'est et se rétrécit en entonnoir cataclinal contrôlé par l'apparition de l'assise des calcaires plus résistants dominant les dolomies. Cette section amont en deux parties est semblable à celle des autres canyons plus au nord sur ce flanc de l'anticlinal. La paléo Nahanni débouchant de cette section, s'écoulait directement dans la dépression à l'est de l'anticlinal, en passant par un col à l'arrière du massif de la grotte Andrée dont

(1) Au sens génétique davisien, évidemment.

l'altitude est 760 m (2 500 pi). Ainsi, on retrouve ici aussi, le même niveau de base que celui de la première phase de stabilisation de la Nahanni. Nous assumons qu'ils sont concomitants.

Ensuite, pour répondre à la reprise du mouvement positif régional, la paléo-Lafferty rectifie son cours et creuse un tronçon rectiligne décalé par rapport au précédent vers l'aval-pendage et en direction de l'E-S-E. L'ancienne rivière pénètre ensuite dans les schistes susjacents et coule alors vers le S-E au pied méridional de la colline la plus élevée passant par un col à 700 m (2 300 pi) où subsiste un petit lac. La surrection continuant, la paléo-Lafferty profite de la faible résistance mécanique des schistes et du pendage vers le S-E pour s'incurver de plus en plus vers le sud et devenir un affluent de la paléo-Nahanni. La jonction s'opère quand la paléo-Lafferty coule juste sous la cote 2 000 pi comme le montre bien la concavité de cette courbe de niveau. Comme la paléo-Nahanni atteint alors son second niveau de stabilité majeur, cela donne le temps à la paléo-Lafferty de parfaire le décapage latéral des schistes favorisé par un pendage faible. A la confluence, les eaux des deux rivières s'écoulent, au moins partiellement par un col à 580 m (1 900 pi), juste à l'arrière du massif de la grotte Mickey (478) (photo 2-7 A).

Lors de la dernière saccade de la surrection du mont, qui amène la Nahanni 340 m plus bas, son cours se redresse brutalement vers le sud pour sortir du canyon, comme nous l'avons vu. Quant à la paléo-Lafferty, ne pouvant suivre ce mouvement, elle commence le cisaillement d'une gorge dans les calcaires puis les dolomies par érosion régressive. La gorge recule vers le nord et finit par recouper le tronçon de vallée précédent coulant vers le S-E (photo 2-7 B); c'est pourquoi la pente de cette partie aval est moins bien régularisée que celle à l'amont et beaucoup plus étroite. Juste en aval

de la capture, la gorge n'a que 425 m de large d'une lèvre à l'autre pour une profondeur de 365 m (D.C. Ford, 1973).

Actuellement cette dernière section est le plus souvent à sec durant l'été, car les eaux captées en amont par des fractures que soulignent les couloirs karstiques, coulent directement vers la Nahanni où elles résurgent par une source vauclusienne, les "White Spray" au milieu du canyon (photo 2-8).

Plus encore que pour les deux autres canyons affluents, la "Lafferty Creek" s'explique dans tous ses détails grâce à l'hypothèse d'une surrection égale de tout le mont, avec deux périodes de stabilité.

2.1.3.3 Hydrographie mineure sur les plateaux

Les plateaux surmontant les grands canyons, sont quelquefois entaillés de vallons fluviaux n'excédant pas 100 m de profondeur et qui témoignent aussi du relèvement du massif (1). Sur le plateau à l'ouest de la "Prairie Creek", un vallon s'incurve vers le sud, sa concavité tournée vers l'est. Il commence à 945 m (3 100 pi) à hauteur de ce qui a, peut-être, été un col de la paléo "Prairie Creek". Vu l'allure, plane du versant, sa courbure résulte de l'adaptation progressive du vallon, non au pendage mais au relèvement du massif lors de son apparition. Le vallon se termine par une falaise verticale située entre 730 m (2 400 pi) et 640 m (2 100 pi) qui est l'étalement altitudinal durant lequel le réseau hydrographique dans son ensemble passe du 1^{er} au 2^e niveau de stabilité. C'est donc alors qu'apparut ce vallon. D'ailleurs à la base du vallon existent 3 grottes (105C, 106C, 107C) dont le développement implique le fonctionnement du vallon (cf. 4.1).

Sur le versant oriental de la "Prairie Creek", deux autres affluents

(1) Les couloirs karstiques ne sont pas étudiés, cf. G.A. Brook et D.C. Ford (1974).

présentent un tracé courbé à concavité vers l'est, suivi d'un tracé rectiligne dans la direction aval-pendage. Ils sont donc eux aussi conséquents au sens le plus strict. De plus, celui au sud entaille une gorge dans les calcaires d'une centaine de mètres de profondeur mais malgré cela se termine suspendu à 640 m (2 100 pi) dans la falaise qui domine la "Prairie Creek". Ces ruisseaux ont réussi à s'adapter à l'encaissement du réseau hydrographique majeur, tant que celui-ci ne dépassa pas le 2^e niveau de stabilisation.

Sur le versant au nord de la "Nahanni" et à l'est de la "Prairie Creek", bien d'autres vallons conséquents subsistent. Leur tête est toujours sous 1 220 m (4 000 pi) et leur tracé est une suite de courbes ou/et de segments droits. En général, l'adaptation du vallon est bien faite jusqu'à 760 m (2 500 pi), en-dessous il est entrecoupé de falaises de plus en plus importantes. Dès qu'on est à l'est du méandre recoupé occidental, la courbure des vallons se dirigeant vers le sud, présente une concavité vers l'ouest, car on se trouve sur l'autre flanc de l'anticlinal.

Sur le plateau entre la "Nahanni" et la "Lafferty Creek", au sud des couloirs karstiques, deux vallons méritent attention. Le plus au nord des deux, descend vers le sud s'incurvant vers l'ouest, et débutant par un col à 850 m (2 800 pi). Arrivé au centre de plateau, il se redresse brusquement et se dirige, droit, plein est vers la "Lafferty Creek". Le coude se situe à 760 m. Plus au sud, un second vallon traverse aussi de part en part le plateau. Il débute par un col à 790 m (2 600 pi) que prolonge une section à profil surbaissé coulant vers le sud et incurvée aussi vers l'ouest puis à partir d'un coude à 760 m (2 500 pi) de nouveau, le vallon se redresse, coule vers le S-E et s'encaisse suivant un V de plus en plus prononcé jusqu'à la cote 640 m (2 100 pi). Le vallon est tronqué par la falaise de la "Lafferty Creek" qui culmine à 610 m (2 000 pi) et dont le bord n'est pas affecté par une érosion

régressive, comme on pourrait s'y attendre. Ce qui prouve que le vallon est aujourd'hui mort et que ses deux tronçons articulés sur un coude à 760 m (2 500 pi) datent, l'un de la 1^{er} période de stabilisation, et celui à l'aval de la surrection entre les deux périodes stables. Il en est de même pour le ruisseau au nord.

Comme un double bourrelet morainique orienté N-S barre les deux vallons à hauteur de leur coude, et que l'amont de ces vallons présente un relief modéré en baquet, il a été proposé d'y voir des vallons glaciaires (1). D'après nos observations, il n'en est rien, le relief adouci des vallons à l'amont des moraines résulte du colluvionnement d'un till partout présent et les bourrelets morainiques sont en place en travers des vallons, donc ils leur sont postérieurs (cf. 2-2).

Sur le plateau au sud de la Nahanni, dans les calcaires, il y a aussi quelques vallons conséquents. Ils ont un fond plat et des versants verticaux; s'il n'y en a qu'un qui le soit c'est toujours celui exposé au S-O. Cette morphologie s'éteint en dessous de 760 m (2 300 pi). Ce sont des vallons périglaciaires aujourd'hui inactifs, qui se prolongent par des vallons fluviaux en V à peine surcreusés.

Ainsi, toutes les formes fluviales mineures des hauts plateaux confirment par leur morphologie et leur hypsométrie, qu'il s'agit d'héritage apparu surtout lorsque le niveau de base régional s'approche puis se stabilise à 760 m (2 500 pi), et ensuite durant la surrection régionale qui amène au second niveau de stabilité à 580 m (1 900 pi).

(1) G.A. Brook et D.C. Ford, 1974.

2.1.4 Les étapes de la séquence fluviatile, synthèse

Le réseau hydrographique majeur a donc réussi son antécédence, tandis que le réseau mineur avortait la sienne en dessous de 580 m (1 900 pi). L'hypothèse d'un relèvement égal de toute la région non seulement soulève moins d'objections d'un point de vue structural, mais s'avère féconde pour rendre compte de l'évolution de tout le système hydrographique. Elle est donc préférable à celle d'un relèvement à vitesse croissante des flancs à la zone axiale. La séquence fluviatile s'ordonne alors ainsi.

L'émergence progressive du pli anticlinal impose à la paléo-Nahanni et à ses affluents de la surcreuser jusqu'à un premier niveau de stabilisation régionale durant lequel la paléo-Nahanni atteint un indice de sinuosité élevé (2,2). La vallée de la paléo-Nahanni est alors méandriforme, profonde d'environ 300 m et probablement analogue à d'autres vallées karstiques de même forme et de même gabarit comme les gorges de la Vis (J. Nicod, 1978, ⁽¹⁾). Ce canyon à méandres prononcés et recoupés est hérité des périodes froides du Pléistocène. Nous pensons qu'il dût y avoir grande analogie entre la vallée de la paléo-Nahanni et cette gorge. Durant cette période de stabilité, la paléo-Lafferty s'écoule directement dans la dépression à l'est du mont (photo 2-6). La surrection du massif reprenant, la rivière Nahanni recoupe l'un après l'autre ses méandres, impose des changements de directions à ses affluents majeurs dont le plus important se termine par la capture de la paléo-Lafferty et provoque, après une phase de surcreusement, l'inhibition de l'évolution du réseau hydrographique mineur. Suit une seconde période de stabilité vers 580 m (1 900 pi), durant laquelle s'élaborent

(1) In M. et P. Ambert, et al., p. 19-23. Le canyon de la Vis sépare le Causse de Blandas du Causse du Larzac, éléments des Grands Causses au N-O de Montpellier (France).

d'autres terrasses, tandis que la paléo-Lafferty décape les calcaires des schistes susjacents. A nouveau le massif s'élève, de 330 m cette fois; ce qui impose progressivement à la Nahanni son tracé actuel, pendant qu'une étroite gorge s'entaille par érosion régressive à partir de la confluence de la Nahanni et de la Lafferty pour permettre l'écoulement de cet affluent. Le recul de cette gorge vers le nord finit par recouper la vallée de la paléo-Lafferty qui s'écoulait vers l'E.S.E.. Une régularisation sommaire du fond de la Lafferty s'opère. A l'amont du "Premier Canyon", durant cette saccade, la "Prairie Creek" et le "Dry Canyon" s'adaptent au pendage centrifuge du nez de l'anticlinal par d'autres changements de direction.

Cette séquence fluviatile complexe fut assurément longue et constitue la clé du karst de la Nahanni en général et du développement des grottes en particulier (cf. 2.4 et 4). Elle est d'autant plus remarquable que la région a subi les avatars glaciaires du Pléistocène. Il s'impose maintenant de l'y incorporer.

2.2 EVOLUTION PLEISTOCENE

Partout sur les plateaux dominant les canyons, on trouve un till le plus souvent mince à discontinu et complètement délavé, des erratiques dont la désagrégation mécanique, -quand ils sont calcaires- est poussée, et quelques surcreusements glaciaires localisés. Ce sont les témoins d'un englacement généralisé, donc antérieur aux canyons, la glaciation du "Premier Canyon" ($> 350\ 000\ AA$) (1).

(1) Cette nomenclature est celle proposée par D.C. Ford et G.A. Brook. Ils l'accompagnent d'une chronologie absolue basée sur la datation des concrétions cavernicoles. On se reportera au ch. 5 pour la discussion de cette chronologie, et on se souvient du paragraphe 1.5.2.5.

Durant l'interstade suivant dit de concrétionnement majeur, la région se redresse progressivement puis se stabilise; la paléo-Nahanni doit se surimposer à l'anticlinal jusqu'à la cote 2 500 pi. Le relèvement fut assez lent pour permettre au réseau hydrographique mineur des plateaux de suivre le mouvement en s'y adaptant. Suit une période de stabilité à 760 m (2 500 pi) puis un nouveau relèvement progressif qui provoque un redressement énergétique du cours de la paléo-Nahanni et la rectification où la capture des canyons affluents. Un nouveau niveau de base régional s'établit autour de 580 m (1 900 pi) qui est le dernier auquel s'adapte le réseau hydrographique des plateaux.

Apparaît une seconde glaciation venant de l'est ou du nord-est dont la calotte vient mourir sur le flanc oriental du mont, y laissant un chapelet de bourrelets morainiques N-S dont l'altitude n'excède pas 825 m (2 700 pi) sur le plateau entre la "Nahanni" et la "Lafferty" (photo 1-4 A et B). C'est la glaciation de "Death Canyon" (275 000 - 217 000 AA ?)⁽¹⁾.

L'interstade de "Funeral" (217 000 - 200 000 AA ?) qui suit, semble plus chaud qu'actuellement, entraînant un concrétionnement important dans les grottes et le développement principal des couloirs karstiques. C'est alors que se situe la dernière saccade tectonique positive importante (340 m) qui amène 1) la Nahanni à son niveau proche de l'actuel, 2) l'apparition par

(1) G.A. Brook et D.C. Ford (1974) soutiennent que les canyons avaient alors atteint presque leur profondeur actuelle car des dépôts morainiques existeraient sur leurs fonds. Dans notre région, les seuls dépôts glaciaires importants en place sont suspendus aux versants de la Lafferty Creek dans son tronçon ESE, à une altitude de 610 m (2 000 pi) et dans le petit vallon affluent venant du nord à hauteur de la capture.

érosion régressive de la gorge S-N de la Lafferty Creek et 3) une décompression généralisée en surface qui favorise le développement de couloirs karstiques.

Une nouvelle calotte d'origine laurentienne envahit par le sud la région, mais moins puissante que les deux précédentes, se fige à la périphérie du mont périclinal, bloquant le cours amont de la Nahanni; ce qui entraîne l'apparition d'un lac proglaciaire, le "Lac de Nahanni", qui noie les canyons jusqu'à une altitude probable de 610 m (2 000 pi). Le karst émergent est pergélisolé, y prédominent alors les actions mécaniques et l'installation de placages de loess sur les sommets (G.A. Brook et D.C. Ford, 1974). C'est la glaciation de "Clausen" (150 000 AA ?).

L'interglaciaire de "Virginia Falls" qui suit (110 000 ans AA ?) permet le rétablissement du drainage fluvial dans les grands canyons qui évacue alors les dépôts lacustres. Comme aucune concrétion de grotte ne date de cette époque, G.A. Brook et D.C. Ford (1974) considèrent cet interstade moins chaud que les deux précédents⁽¹⁾.

Une calotte laurentienne moins puissante encore que les précédentes s'approche à nouveau de la région mais s'ancre loin d'elle sur les "montagnes de Franklin" au sud et à l'est. Le bassin hydrographique de la Nahanni est à nouveau bloqué, mais cette fois bien en aval du "Premier Canyon". Un vaste système lacustre occupe alors les dépressions à l'amont et à l'aval du "Premier Canyon", ainsi que tous les canyons évidemment. Son niveau se stabilise autour de 400 m (1 300 pi) pour une longue période, c'est le lac proglaciaire de "Tetcela". La ceinture karstique du "Premier Canyon" en

(1) Ce problème est discuté au ch. 5 car d'autres conditions sont potentiellement responsables du concrétionnement.

émerge donc et est soumise, à nouveau, à un climat périglaciaire. C'est la glaciation de "Jackfish" (50 000 ans AA ?).

Le réchauffement holocène (< 10 000 ans AA ?) semble moins important que lors des premiers interstades, car les grottes sont presque partout dans une roche gelée; le concrétionnement actuel n'y est que local et fort modeste. Cependant à l'extérieur la plupart des talus sont fossiles. L'hydrogéologie actuellement fonctionnelle se fait dans les dolomies. Tandis que le karst souterrain dans les calcaires est mort, uniquement affecté par des modifications de type hystérèse, ou proche de la surface par des altérations mécaniques modestes (ch. 4).

En conclusion, si le karst de la Nahanni, malgré sa latitude septentrionale a réussi à se développer et atteindre un degré de complexité qui l'apparente à ceux des régions tropicales (G.A. Brook et D.C. Ford, 1973 /1976), c'est que la séquence fluviatile a primé sur l'abrasion glaciaire; situation privilégiée que n'a connu aucun autre karst de hautes latitudes. L'amplitude et la complexité du réseau souterrain vont confirmer cette hypothèse (ch. 4).

2.3 CONSTRAINTES STRUCTURALES A L'ECHELLE DU "PREMIER CANYON"

Le style structural de la région à l'intérieur de laquelle se situe la zone étudiée est tout en failles et plis généralement parallèles; ce qui est une caractéristique du "niveau structural supérieur"⁽¹⁾ de l'écorce. Cependant à l'échelle étudiée qui est celle du mont que traverse le "Premier Canyon", la distribution des contraintes mécaniques varie en intensité et en direction

(1) Mattauer (1973) et rapport géologique.

à cause de l'architecture périclinale. C'est une zone de distension, variable. Les lambeaux de calcaires karstifiés composent une demi auréole irrégulière épousant le nez de l'anticlinal, il y a donc partout "décompression", condition préliminaire à toute karstification (Ph. Renault, 1967). De ce fait, les contraintes mécaniques les plus drastiques pour le développement des grottes que sont les fractures et les plans de stratification, constituent à coup sûr des discontinuités ouvertes ou facilement ouvrables aux eaux souterraines. Pour en mieux comprendre la distribution par rapport à la lithomorphologie et à la topographie, la région est subdivisée en six carrés de 8 km de côté (fig. 2-1), dont on va comparer les moyennes de diverses observations mesurées.

2.3.1 Topographie et pendage

La moyenne des altitudes de chaque carré reflète l'incidence de la structure anticlinale plongeant vers le sud-est et précise que le flanc oriental est plus bas que le flanc occidental (fig. 2-5). Les moyennes des directions des couches, là où des mesures ont été faites, précisent l'allure centrifuge des pendages; tandis que la moyenne des pendages montre que le pli est légèrement déversé vers le S-O. La dissymétrie réelle est sûrement plus accentuée que celle que suggère la figure, car le flanc ouest, d'après ce que nous avons observé (mais non mesuré) a un pendage le plus souvent supérieur à 20° , alors que la moyenne des mesures est de 16° .

Une corrélation va s'avérer fructueuse: celle entre les moyennes des altitudes et des pendages. Les altitudes les plus basses correspondent aux pendages les plus faibles. Ce qui n'est pas sans incidence sur la potentialité karstique de la zone où se situe cette corrélation, soit le flanc oriental de l'anticlinal. En effet, vis-à-vis des agents fluviatiles, dans une région

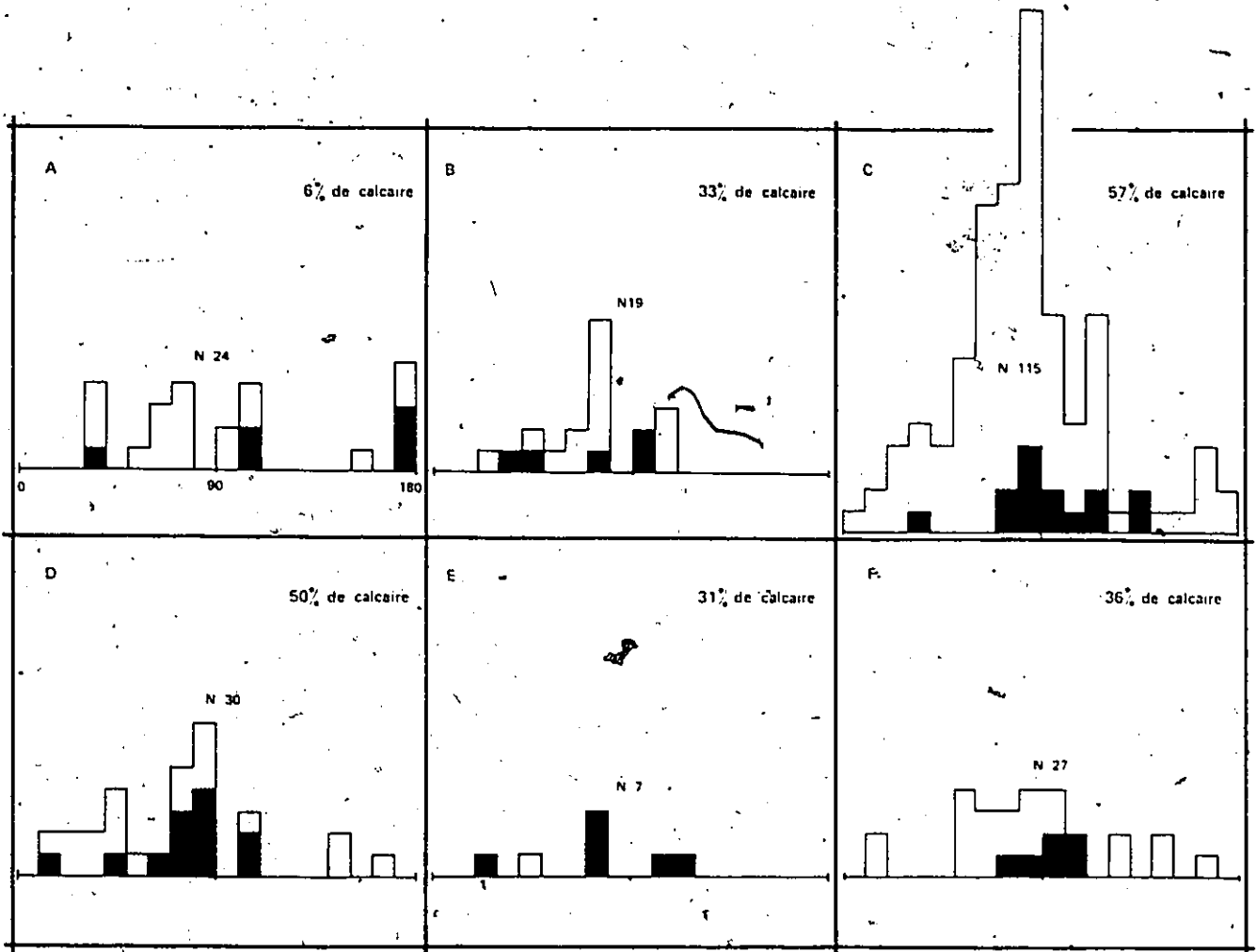


Fig 2-6. Pour chacune des six mailles composant la région étudiée, histogramme des directions des fractures (en noir les fractures > 1 km) et pourcentage de calcaire.

à relief marqué comme c'est le cas ici, une zone plus basse aura une évolution hydrologique plus longue. Et là où le pendage est le plus faible, les plateaux structuraux seront plus sensibles à l'enfouissement des eaux de surface. Le flanc oriental, répondant aux deux critères, se trouve plus que tout autre dans la région, en situation d'être karstifié.

2.3.2 Les géoclasses

Que ce soient des diaclases, des fractures ou des failles, ces discontinuités ont la même fonction hydrogéologique, rendre perméables en grand les calcaires par le canevas tri-dimensionnel qu'elles constituent avec les plans de stratification⁽¹⁾. Puisque ces discontinuités n'ont ici d'intérêt que par leur fonction, elles sont regroupées dans une même famille, les géoclasses. Leur localisation et leur densité vont donner des indices supplémentaires du potentiel karstique de la région. Il sera ensuite intéressant de comparer ces résultats à la distribution des géoclasses effectivement observées à l'échelle des grottes (ch. 3), pour mieux cerner le seuil de dépendance des grottes par rapport aux géoclasses constituant le cheminement initial des eaux souterraines.

D'après le regroupement suivant les six carrés, les géoclasses présentent la plus forte concentration, et de loin, dans le coin N-E (fig. 2-6, carré C), on y en compte 115. Le carré au S-O, son opposé par rapport à l'axe de l'anticlinal vient ensuite, mais avec seulement le quart des géoclasses du premier carré! Les 4 autres carrés (A et B au nord et E et F au sud) qui suivent l'axe de l'anticlinal ne comptent que peu de géoclasses (27 au maximum). Les géoclasses de plus d'un kilomètre, beaucoup moins nombreuses, se distribuent de façon analogue; leur importance relative croît pour les carrés

(1) L'incidence des plans de stratification est analysée au ch. 3, car dans notre terrain, ils représentent une contrainte efficace à l'échelle de la grotte.

où il y a peu de géoclasses au total.

Du point de vue direction, le mode dominant est E-O et d'autant plus marqué qu'on se trouve éloigné de la zone axiale de l'anticlinal. Donc, à l'exception du carré A, les eaux souterraines sont statistiquement le plus souvent en mouvement dans un faisceau de directions oscillant autour d'un axe E-O. C'est encore le flanc oriental qui est privilégié, car étant le plus fracturé, la circulation initiale des eaux souterraines y est plus facilement amorcée. Au N-E, dans le carré C, le mode E-O est accompagné de toutes les autres directions suivant des fréquences décroissantes de part et d'autre du mode. Donc, dans ce carré il est, au départ, possible pour les eaux souterraines de noyer le massif par un treillis serré composé de mailles irrégulières et allongées d'est en ouest. Tandis qu'au sud du flanc oriental, le carré F bien que beaucoup moins découpé, permet un déplacement initial des eaux souterraines suivant des mailles moins nombreuses et plus grandes vu la distribution des géoclasses dans quasi toutes les directions de 30^0 en 30^0 . Le carré D au S-O est tout autant favorisé que le précédant (le F) du point de vue distribution des directions des géoclasses, pourtant peu de grottes s'y sont développées!

Enfin, comme les grottes sont creusées exclusivement dans les calcaires, il faut pondérer les données précédentes en fonction de la superficie relative de calcaire dans chaque carré (inscrite en % dans chaque carré de la fig. 2-6). Elle varie de 6 % dans le carré A au N-O, à 57% dans le carré C au N-E. Les deux carrés les plus calcareux sont à nouveau les carrés C et D de part et d'autre de l'axe anticlinal (50% de calcaire pour le carré D). Cependant le carré C est de loin le plus fracturé, car il est dans un état de distension plus grande vu son pendage deux fois plus faible, comme on l'a vu (fig. 2-5). Le pendage moyen du carré D, au minimum 16^0 , défavorise par

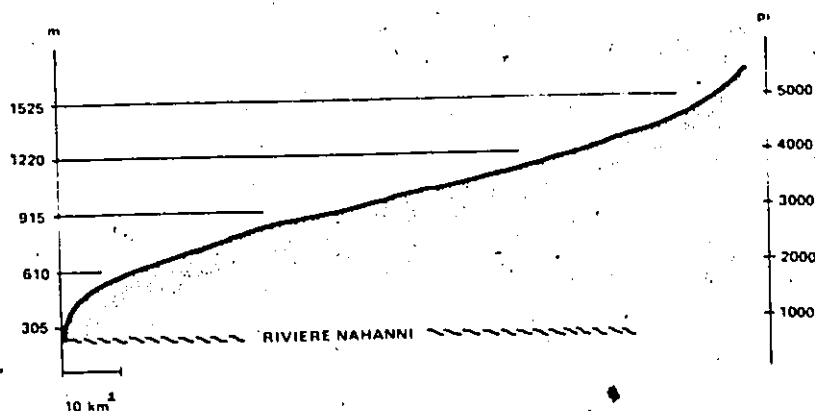


Fig. 2-7. Courbe hypsométrique des calcaires, dont l'épaisseur moyenne maximum est de 200 m. Au-dessus de 1 370 m (4 500 pi), l'épaisseur des calcaires diminue rapidement. Du niveau de la rivière à plus de 1 220 m (4 000 pi), on trouve partout des lambeaux structuraux épais de calcaire, même s'ils sont discontinus.

A	B	<table border="1"> <thead> <tr> <th>TYPE</th><th>LONG(m)</th><th>o/o</th></tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td><td>116</td><td>11,5</td></tr> <tr> <td>2</td><td>364</td><td>15,9</td></tr> <tr> <td>3</td><td>+ 1.205</td><td>22</td></tr> <tr> <td></td><td><u>1.685</u></td><td><u>(19,2o/o)</u></td></tr> </tbody> </table>	TYPE	LONG(m)	o/o	1	116	11,5	2	364	15,9	3	+ 1.205	22		<u>1.685</u>	<u>(19,2o/o)</u>																														
TYPE	LONG(m)	o/o																																													
1	116	11,5																																													
2	364	15,9																																													
3	+ 1.205	22																																													
	<u>1.685</u>	<u>(19,2o/o)</u>																																													
<table border="1"> <thead> <tr> <th>TYPE</th><th>LONG(m)</th><th>o/o</th></tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td><td>14</td><td>1,4</td></tr> <tr> <td>2</td><td>78</td><td>3,4</td></tr> <tr> <td>3</td><td>+ -</td><td></td></tr> <tr> <td></td><td><u>92</u></td><td><u>(1,1o/o)</u></td></tr> </tbody> </table>	TYPE	LONG(m)	o/o	1	14	1,4	2	78	3,4	3	+ -			<u>92</u>	<u>(1,1o/o)</u>	<table border="1"> <thead> <tr> <th>TYPE</th><th>LONG(m)</th><th>o/o</th></tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td><td>46</td><td>4,6</td></tr> <tr> <td>2</td><td>150</td><td>6,5</td></tr> <tr> <td>3</td><td>+ -</td><td></td></tr> <tr> <td></td><td><u>196</u></td><td><u>(2,2o/o)</u></td></tr> </tbody> </table>	TYPE	LONG(m)	o/o	1	46	4,6	2	150	6,5	3	+ -			<u>196</u>	<u>(2,2o/o)</u>	<table border="1"> <thead> <tr> <th>TYPE</th><th>LONG(m)</th><th>o/o</th></tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td><td>827</td><td>82,5</td></tr> <tr> <td>2</td><td>1.699</td><td>74,2</td></tr> <tr> <td>3</td><td>+ 4.272</td><td>78</td></tr> <tr> <td></td><td><u>6.798</u></td><td><u>(77,5o/o)</u></td></tr> </tbody> </table>	TYPE	LONG(m)	o/o	1	827	82,5	2	1.699	74,2	3	+ 4.272	78		<u>6.798</u>	<u>(77,5o/o)</u>
TYPE	LONG(m)	o/o																																													
1	14	1,4																																													
2	78	3,4																																													
3	+ -																																														
	<u>92</u>	<u>(1,1o/o)</u>																																													
TYPE	LONG(m)	o/o																																													
1	46	4,6																																													
2	150	6,5																																													
3	+ -																																														
	<u>196</u>	<u>(2,2o/o)</u>																																													
TYPE	LONG(m)	o/o																																													
1	827	82,5																																													
2	1.699	74,2																																													
3	+ 4.272	78																																													
	<u>6.798</u>	<u>(77,5o/o)</u>																																													

Fig. 2-8. Distribution du réseau cumulé des grottes par types, pour chaque maille. Type de grotte: 1 < 50 m, 50 < 2 < 500 m, 500 < 3 < 5 000 m. Le % est donné par rapport au total du type considéré, et le % qui suit la longueur totale du réseau est calculé par rapport au total du réseau régional.

simple gravité l'ouverture des joints (1).

Cependant si on considère de nouveau les carrés appariés nord-sud, c'est encore le flanc oriental qui porte le plus de calcaire avec 46,5% de la superficie totale des carrés C et F, contre 32% pour la zone centrale et seulement 28% pour le flanc occidental.

Ainsi l'étude standardisée du relief, des directions des plans de stratification et des pendages, de la quantité et des directions des géoclasses, puis la confrontation de tous ces paramètres, permet de poser que le flanc oriental du mont est la zone présentant le plus grand potentiel karstique.

2.4 SITES DES GROTTES

Les grottes et les grands objets karstiques de surface (couloirs karstiques, dolines d'effondrement et en baquet) sont tous cantonnés dans les calcaires bioclastiques et argileux de la formation de Nahanni dont l'épaisseur maximum est de 200 m (ch. 1, les unités 21 et 22). Ces calcaires bien que fortement morcelés présentent une hypsométrie continue du niveau de la rivière Nahanni, jusqu'à environ 1 650 m (5 400 pi) (cf. 2-1-1). Leur épaisseur semble maximale et constante jusqu'à près de 1 370 m (4 500 pi), puis diminue rapidement (fig. 2-7). C'est entre 457 m (1 500 pi) et 1 370 m (4 500 pi) que se localisent 89,4% des 132 km² des calcaires de la région. Or les deux périodes d'équilibre entre tectonique et hydrodynamique externe se situent dans cette fourchette, la première à 760 m (2 500 pi) et la seconde à 580 m (900 pi); donc les nappes phréatiques branchées sur ces

(1) Joint: Cassure sans ouverture à disposition quelconque, Mattauer, 1973, p. 83.

niveaux de base ont pu occuper les lambeaux calcaires à tous moments et favoriser l'apparition de réseaux profonds d'origine "phréatique superficielle" (D.C. Ford, 1973) ⁽¹⁾. L'hypsométrie des grottes confirmera cette hypothèse (cf. 2.4.2). Mais avant, un premier classement des grottes s'impose en fonction de leur site morphologique, pour montrer que leur origine est complexe et présente une dépendance variable avec la géomorphologie de surface. Quand tous les prérequis morpho-structuraux à l'échelle de la région et des cavités auront été cernés, alors le développement des grottes pourra être abordé (ch. 4).

2.4.1 Les grottes sur les hauts plateaux

Les seules grottes connues sur ces reliefs structuraux à gradient faible sont des cavités inférieures à 50 m s'apparentant étroitement à une topographie karstique locale. Ainsi quelques "puits à neige" subverticaux ont été observés et semblent constituer une forme évoluée de dolines de dissolution (grotte 838). Leurs fonds sont généralement bouchés par la glace (photo 2-9). D'autres associent l'élément précédent à de petites galeries surbaissées et étroites unissant ou prolongeant des dolines d'effondrement (828). Enfin, la seule grotte bien développée s'est ouverte en bordure de plateau et est constituée d'une suite horizontale de grandes cloches de corrosion s'amenuisant vers l'intérieur (818) (cf. 4.1.2). Un cas analogue mais trois fois plus petit est illustré par la grotte 101A.

2.4.2 Les grottes dans les couloirs karstiques et ravins périglaciaires

Actuellement très peu de grottes y sont connues, autant dans le karst septentrional que dans notre région. Parfois de courtes galeries apparaissent dans les falaises verticales. Cependant, dans le champ de couloirs

(1) Cf. ch. 4.2.

karstiques au N-E de notre région, subsistent les vestiges recoupés de grandes galeries cataclinales. Leur largeur est de l'ordre de grandeur de 10 m (photo 2-9-B). Ces galeries semblent avoir été creusées là où sont apparus les couloirs karstiques (cf. 4.6.2). L'étude de la grotte 358 (cf. 4.2) suggère un rapport génétique entre ces grandes galeries et les couloirs karstiques (cf. 4.6.2). Dans les canyons d'origine périglaciaire, il n'y a pas de grottes à une exception près: les grottes 103A et 104A qui ont profité d'un site morphologique très précis pour se développer sur pergélisol (cf. 4.3).

2.4.3 Les grottes dans les canyons majeurs

D'abord, une grande variété de petites et moyennes grottes se retrouvent dans les falaises des canyons majeurs: des puits, des balmes, des poches de gélivation isolées ou surcreusant des entrées de grottes, des conduits horizontaux, en pentes ... Bref une karstification souterraine variée où l'agent initial et le plus souvent dominant est la corrosion (photo 2-9-C). C'est aussi dans ces falaises que débouchent des grottes moyennes et grandes, surtout subhorizontales, mais dont la plupart des galeries sont polygéniques.

La distribution qualitative de toutes ces cavités se reflète bien dans la répartition des éléments spéléologiques en fonction des 6 carrés qui composent la région (fig. 2-8). C'est le carré F au S-E où se trouve la confluence de la "Lafferty Creek" et de la Nahanni et depuis longtemps le niveau de base local, qui contient 77,5% du réseau souterrain dont 82,5% des grottes, 74,2% des grottes moyennes et 78% des grandes grottes (1).

(1) Les pourcentages sont ceux des longueurs cumulées.

Tandis que le carré C au N-E surtout constitué de replats structuraux contient 19,2% du total du réseau. Ainsi 96,7% du réseau souterrain se trouve sur le flanc oriental qui présentait le plus grand potentiel karstique. La différence entre le N et le S du flanc relève, non du potentiel karstique, mais de la dynamique du réseau hydrographique. Comme près de 80% des grandes grottes "phréatiques superficielles" se situent à l'aval de la région (carré F), cela confirme leur dépendance vis-à-vis du drainage de surface, ou du moins des niveaux des nappes aquifères contrôlées par le drainage de surface, condition hydrogéologique nécessaire pour qu'apparaissent ces grottes.

2.4.4 Hypsométrie des grottes

Comme la très grande majorité ⁽¹⁾ des grottes se retrouvent dans les falaises des canyons majeurs, grâce à l'altitude de leur entrée il est facile d'étudier leur répartition depuis le niveau de la rivière jusqu'aux hauts plateaux. Les petites grottes (< 50 m) se retrouvent du niveau de la rivière Nahanni situé à 240 m (750 pi) jusqu'à 775 m (2 540 pi), les grottes moyennes (50 m < 500 m) sont, elles, entre 445 m (1 460 pi) et 750 m (2 460 pi), tandis que les grandes grottes se situent entre 530 m (1 740 pi) et 740 m (2 430 pi) (fig. 2-9). Ainsi les grottes se distribuent suivant une fourchette d'autant plus étroite qu'elles sont plus longues mais elles plafonnent toutes à la même altitude ou presque, alors que les calcaires karstifiables épais s'étendent jusqu'à 1 370 m (4 500 pi)!

Comme les grottes principales se sont développées en rapport avec le

(1) 91 % des entrées de grottes.

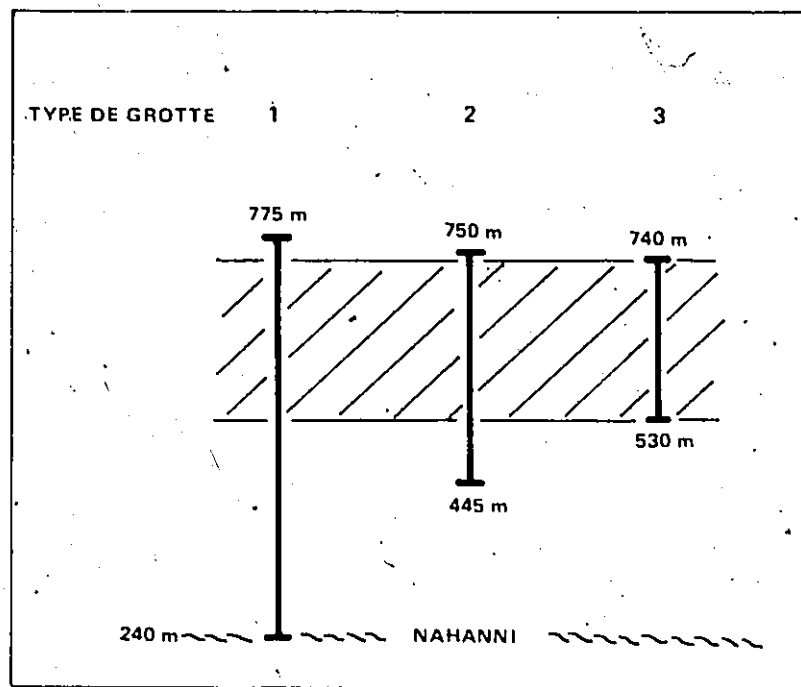


Fig. 2-9. Hypsométrie des entrées de grotte dans les canyons majeurs. Les types de grottes sont ceux de la fig. 2-8. Toutes les grottes plafonnent à des altitudes proches et plus elles sont grandes (type 3) plus leur écart hypsométrique se réduit.

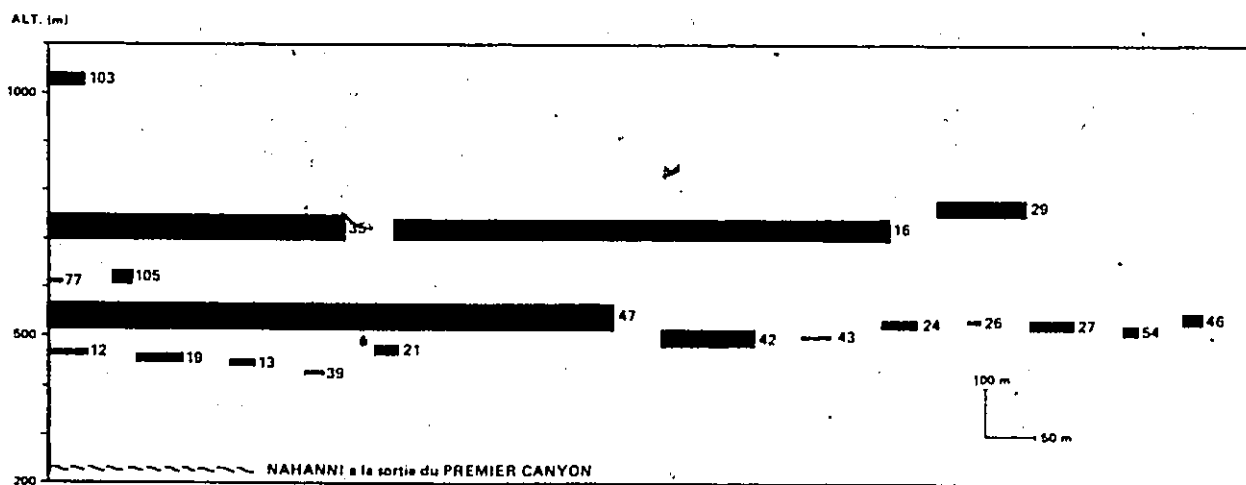


Fig. 2-10 Hypsométrie des grottes grandes et moyennes (> 50 m) symbolisée par des rectangles dont la base représente la longueur du réseau et la hauteur sa dénivellée. Deux niveaux de creusement apparaissent clairement.

niveau hydrostatique d'une ancienne nappe aquifère elle-même contrôlée par l'altitude de la paléo-Nahanni, leur altitude révèle celles des nappes anciennes, et par voie de conséquence, donne une indication sur le niveau de base de l'époque où elles sont apparues. Aussi une hypsométrie plus précise que celle des entrées de grottes devrait clarifier le problème des nappes aquifères anciennes à l'origine des grandes grottes. Pour ce faire, symbolisons les grottes sur un graphique en fonction d'un rectangle dont l'abscisse équivaut à la longueur du réseau et l'ordonnée à sa dénivelée (fig 2-10). Apparaissent alors deux niveaux bien définis. Le premier composé des grottes 35, 16, 29, se situent entre 697 m (2 300 pi) et 750 m (2 550 pi) et le second groupant les grottes 47, 42, 43, 24, 26, 27, 54, 46, se trouve entre 485 m (1 600 pi) et 565 m (1 850 pi). Ainsi, le premier niveau d'une hauteur de 83 m contient 41% du réseau et le deuxième à 80 m d'écart, 37% du réseau. Ces deux niveaux ont donc contrôlé le développement de 78% des grottes connues. De plus, il est remarquable que le premier niveau constitué pour l'essentiel de deux grandes grottes à plus de 4 km à vol d'oiseau l'une de l'autre, se situent exactement à la même altitude (700 m, 2 300 pi).

Quant au second niveau, articulé autour de la 47B (grotte Mickey, 2 270 m de long) et situé à moins de 2 km de la grotte 16 du premier niveau, il "satellise" quelques cavités en haut et en bas de son niveau principal, comme si ce second niveau de creusement eût été plus diffus que le premier; donc qu'il y eut un déplacement de la nappe aquifère suffisamment lent avant et après le niveau de stabilité principal pour permettre l'apparition de grottes "phréatiques superficielles".

Or, l'analyse de la paléohydrographie dans ses rapports avec la tectonique positive régionale, a montré que le relèvement a été saccadé avec deux niveaux stables. Le premier se situe près de 760 m (2 500 pi) alors que l'entrée principale et la plus haute de la grotte Valérie (16C) se trouve à 737 m (2 415 pi), et celle de la grotte André (35B), contrôlée par la nappe aquifère de la paléo-Lafferty aussi stabilisée à 760 m (2 500 pi) se situe à 743 m (2 435 pi). Il en est de même pour le second niveau de stabilité régional se situant à 580 m (1 900 pi) alors que la grotte Mickey (47B) a son entrée à 537.5 m (1 762 pi). Les entrées des trois grottes kilométriques actuellement connues sont, de plus, proches de leurs vallées respectives, ce qui rend l'adéquation de leurs altitudes (dénottant le niveau d'une ancienne nappe aquifère) avec celles des paléorivières (qui les contrôlaient) tout à fait remarquable. D'autant plus que ces diverses hauteurs sont calculées par des méthodes indépendantes l'une de l'autre. Ainsi se confortent l'une par l'autre, l'évolution hydrographique de surface et le développement de grottes juste sous le niveau hydrostatique!

Enfin, l'absence des petites grottes au-dessus de 775 m doit être mise en rapport avec la récession des falaises, qui reculent par ablation d'immenses piliers de décompression se décollant sur des hauteurs dépassant 50 m d'un seul tenant (cf. 4-1).

Ainsi, bien que la roche encaissante soit profondément déchiquetée, la distribution horizontale des grottes montre une concentration de vestiges de réseaux de toutes tailles sur le flanc oriental de l'anticlinal, avec un maximum à la confluence de la "Lafferty Creek" et de la Nahanni; tandis que la distribution verticale des grottes s'accorde avec les deux niveaux de stabilité régionaux et confirme la différence d'origine entre les grandes

grottes et les petites grottes des canyons d'une part, et les grottes des hauts plateaux d'autre part.

2.5 LA ROCHE ENCAISSANTE

La karstification souterraine a affecté uniquement les calcaires de la formation de Nahanni qui, rappelons-le (cf. ch.1) sont bioclastiques, en bancs épais, plus argileux et lités à la base avec dolomitisation progressive. Comme la puissance moyenne de cette assise est de l'ordre de 200 m et que les cavités s'y retrouvent à tous les niveaux, nous avons observé dans quel type lithologique se développaient les grottes pour tenter de déterminer si la nature de la roche encaissante a eu quelque incidence sur la karstification.

2.5.1 Caractéristiques

Depuis longtemps, les calcaires ont été bien classés (par exemple L. Cayeux, 1935), mais actuellement les principales classifications dérivent peu ou prou des travaux de Folk (1958, 1959). Pour le karstologue, l'intérêt majeur de ces classifications réside dans l'élimination progressive des critères génétiques de la roche. Ainsi les calcaires de la Nahanni sont-ils d'abord des calcaires allochtones, c'est-à-dire composés de débris déposés mécaniquement ⁽¹⁾. Comme tous les autres calcaires, ceux-ci sont constitués d'un ciment ou matrice qui emballe des éléments figurés au somata ou allochems. Si le calcaire se compose uniquement d'un ciment microcristallin (dont les éléments sont inférieurs à 4 μ) c'est une MICRITE; par contre, si le ciment est constitué de cristaux dont la taille est supérieure à 4 μ c'est une SPARITE. Lorsque cette matrice est associée à des débris cristallins contemporains aux dépôts (intraclastes), les calcaires sont soit des DISMICRITES,

(1) Par opposition aux bioherms, par exemple, qui sont des calcaires construits ou autochtones.

soit des INTRASPARIITES. Et si les éléments figurés sont des somata, il s'agit alors de BIOMICRITES ou BIOSPARIITES. Il en va de même pour les autres éléments figurés possibles, tels les oolithes et les pellets. La classification de Folk envisage aussi la densité des éléments précités et les résidus insolubles dont l'origine est triple = 1) les alumines des minéraux argileux, 2) la silice provenant soit de précipitations, soit de grains de quartz détritiques soit d'organismes vivants à tests siliceux (ex. spicules de spongiaires), 3) le fer provenant d'oxydes et sulfures. La présence de ces matériaux insolubles est un facteur important de l'évolution karstique car, libérés par dissolution, ils participent au remplissage des cavités qui entraîne leur fossilisation.

2.5.1.1 Description des calcaires karstifiés (1)

De la grotte Valérie (16C), dix échantillons sont présentés, répartis sur tout le réseau (cf. ch. 3): neuf sont des biomicrites, sans ou avec peu d'argile (maximum 10%), et des intraclastes avec parfois aussi des filonnets de calcite et traces de minéraux opaques; un est une dismicrite. L'ensemble de la roche encaissante de cette grotte est donc constitué de matériaux très voisins, composés d'une pâte microcristalline avec des éléments figurés (de moins de 10% à plus de 80%), parfois faiblement argileux où les intraclastes et filonnets de calcite secondaire sont fréquents et les minéraux opaques rares (2).

Quant au massif de la grotte Mickey, huit échantillons sont choisis, prélevés dans les 3.7 km de galeries de ce réseau: quatre sont des biomicrites, avec ou sans intraclastes, sans argiles ni autres minéraux insolubles; deux

(1) La description complète de chaque échantillon se trouve en annexe.

(2) Au ch. 3, ces données sont à nouveau utilisées pour mettre en évidence une érosion différentielle à l'échelle de la cavité.

sont des micrites, l'une est argileuse avec intraclastes, l'autre, tout-à-fait remarquable, se compose d'une pâte à cristallisation rayonnée qui fait penser à l'aragonite en sphérolithe, provenant d'une grotte (178) située au centre du réseau; les deux derniers échantillons sont des dismicrites.

La roche encaissante du site le plus karstifié présente donc une plus grande variété de calcaires, allant de la pâte microcristalline pure avec ou sans allochems et intraclastes, aux micrites légèrement argileuses avec d'autres minéraux insolubles.

Ainsi les deux sites les plus karstifiés ont une roche encaissante où se retrouvent la pâte microcristalline, les somata et intraclastes. Cependant les calcaires du site inférieur, celui de la grotte Mickey sont généralement plus purs (argile moins abondante), facteur qui dut concourir à en faire le réseau le plus karstifié.

Enfin, au centre de la Lafferty Creek (grotte 98C) entre la grotte Andrée (358) et le réseau de la grotte Mickey, le calcaire est une bio-intra-micrite sans quartz ni argile et seulement trace (< 1%) d'autres minéraux opaques. Tandis que, à la même latitude mais sur le versant de la Nahanni, les calcaires sont des dismicrites presque pures (< 1% d'argile et pas de minéraux opaques). Ces matériaux très purs sont pourtant karstifiés bien différemment: dans la "Lafferty Creek", subsistent partout sur les 10 derniers kilomètres du canyon de nombreux vestiges de réseaux souterrains dont une grotte de plus de 1 000 m (grotte Andrée, 358); tandis que les falaisés calcaires de la Nahanni, à l'amont de la grotte Valérie ne recèlent que quelques conduits au voisinage des fractures majeures. La texture des calcaires ne semble pas, dans ce cas, avoir été une cause de karstification do-

LOCALISATION	ECHANTILLON	PESEE AVANT DISSOLUTION			PESEE APRES DISSOLUTION			PERTE DE POIDS		LITHOLOGIE (Folk)
		1 ^e pesée	2 ^e pesée	($\bar{X}_1$) Moyenne	1 ^e pesée	2 ^e pesée	($\bar{X}_2$) Moyenne	(absolue) $\bar{X}_1 - \bar{X}_2$	(relative) $\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\bar{X}_1}$	
1	COIN C3	16,4795	16,4793	16,4794	16,4216	16,4217	16,4216	0,0578 gr	35×10^{-4} gr	DISMORITE
1	COIN B2	17,6220	17,6220	17,6220	17,5612	17,5616	17,5614	0,0606	34	INTRAMICRITE ARGILEUSE A SOMATA
4	55B/75/01	24,6130	24,6130	24,6130	24,5474	24,5475	24,5474	0,0656	27	DISMORITE
2	16C/F2a	24,4479	24,4478	24,4477	24,3808	24,3805	24,3806	0,0671	27	BIOMICRITE
3	9B/75/01	44,5009	44,5009	44,5009	44,4022	44,4022	44,4022	0,0987	22	DISMORITE
2	16C/75/03	33,6037	33,6040	33,6038	33,5330	33,5332	33,5331	0,0707	21	BIO-INTRAMICRITE
2	16C/F2C	31,6911	31,6909	31,6910	31,6244	31,6243	31,6243	0,0667	21	DISMORITE A SOMATA
2	16C/75/02	22,8719	22,8719	22,8719	22,8276	22,8277	22,8276	0,0443	19	BIOMICRITE
2	16C F3b	38,4322	38,4324	38,4323	38,3581	38,3581	38,3581	0,0742	19	BIO-INTRAMICRITE
2	16C F3a	29,0246	29,0246	29,0246	28,9748	28,9748	28,9748	0,0498	17	BIOMICRITE ARGILEUSE A INTRACLASTES
5	WS/75/01	43,5557	43,5557	43,5557	43,4831	43,4831	43,4831	0,0726	17	BIO-INTRAMICRITE
4	51B/75/01	19,4406	19,4404	19,4405	19,4101	19,4101	19,4101	0,0304	16	BIOMICRITE A INTRACLASTES

Fig. 2-11.

Expérience de perte de poids pour des lamelles de divers calcaires.
 Localisation des échantillons: 1) Grande Vire de la grotte Mickey,
 2) grotte Valérie, 3) Lafferty Creek, 4) aval du "Premier Canyon",
 5) calcaire dominant les "White Spray". Pesées par R. Mineau,
 lab. Sc. de la T., UQAM.

nante (1), d'autres facteurs ont joué.

2.5.2 Dissolution expérimentale

A l'instar de la texture, la porosité des calcaires est un critère de potentialité karstique puisqu'elle est proportionnelle à la surface de contact entre l'eau et la roche. Cependant, comme d'une part les processus chimiques sont complexes et évaluants, et d'autre part la nature du calcaire fort variée à l'échelle micrométrique, la connaissance de la porosité uniquement n'est pas un critère fiable. Aussi, préférons-nous l'englober indirectement dans une expérience qui vise à estimer la solubilité spécifique des calcaires. La procédure (C. Ek, 1969) est la suivante : des lames minces de calcaire de même épaisseur, sont disposées séparément dans des vases identiques remplis d'eau agressive (2). Les récipients sont installés en un même endroit et l'eau est changée chaque semaine. Ainsi les échantillons sont attaqués de façon identique (même température, même volume d'eau, même fréquence de changement, ...). Les échantillons sont pesés avant et après sur une balance au 1/1 000 de gramme. La perte de poids relative est alors fonction de la dissolution spécifique de chacun des calcaires (fig. 2-11). Ce qui permet de les classer en + ou - solubles (fig 2-12). Cette expérience simple révèle ainsi un paramètre important de la potentialité karstique de la roche magasin, du moins pour un même karst, et là où les eaux furent, à un moment donné, apparentées!

Comme pour les autres caractéristiques de potentialité karstique, il ne

-
- (1) Ce cas a souvent été observé. Ainsi dans les calcaires paléozoïques de Belgique, "la karstification est nettement plus développée dans le Frasnien que dans le Viséen" alors que ce dernier est légèrement plus pur (au sens de R.L. Folk, 1959), in C. Ek (1969).
 - (2) En l'occurrence, ce fut l'eau des Laurentides.

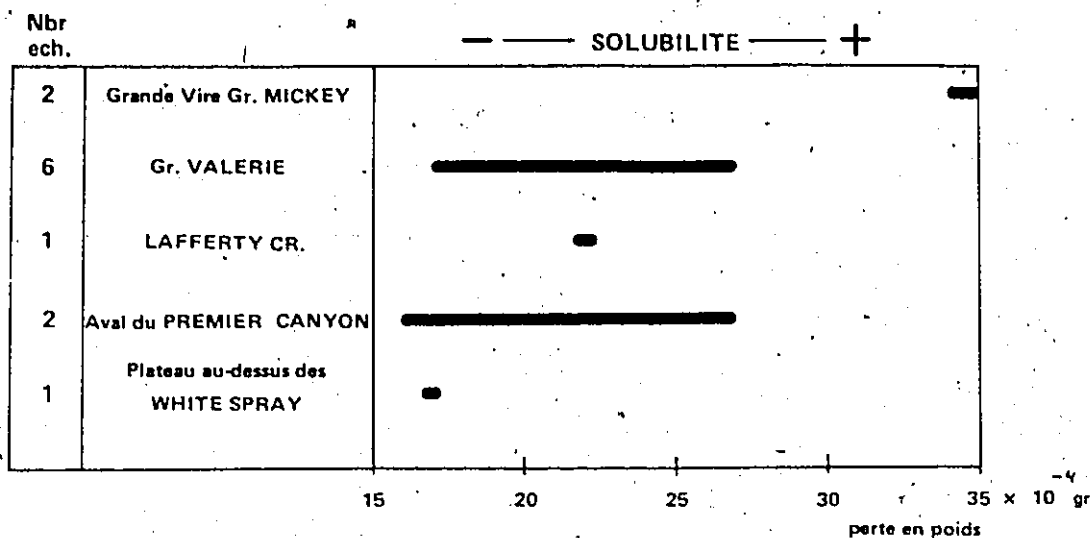


Fig. 2-12. "Spectre" de solubilité de quelques calcaires de la roche encaissante. Le massif le plus karstifié (Vire de la gr. Mickey) se compose des calcaires les plus solubles. La solubilité des calcaires diminue au fur-et-à-mesure qu'on se rapproche du centre de l'anticlinal (milieu du "Premier Canyon").

s'agit pas de prendre ces résultats de dissolution à la lettre, mais de les confronter les uns aux autres suivant leur importance relative. Par cette approche, nous tentons de diminuer l'incidence de paramètres inconnus ou mal évalués, en d'autres termes, nous essayons de réduire l'importance de la "black box" de la théorie des systèmes.

La première conclusion intéressante, est que la perte de poids absolue est significative pour tous les échantillons, bien que l'expérience fut courte (à l'échelle géomorphologique), 5 semaines. La plus faible perte est de 0,03 gr et la plus forte de 0,0987 gr. Cette perte résulte des éléments dissous et de ceux non ou moins solubles libérés par la même occasion.

Les résultats les plus intéressants sont les pertes de poids relatives qui permettent de comparer les calcaires les uns aux autres. D'abord, certains calcaires sont nettement plus solubles que d'autres. Il s'agit d'échantillons prélevés sur le site de la grotte Mickey, ce qui corrobore la grande densité du réseau. Par contre dans ce site, des grottes proches les unes des autres (558 et 518) sont creusées dans des calcaires tout à fait différents, l'un étant beaucoup plus soluble que l'autre. Ce qui montre la difficulté à considérer les paramètres de karstification séparément!

Malgré cela, en comparant les pertes de poids relatives à la texture des calcaires, il ressort une tendance générale: plus les éléments constitutifs sont variés et gros, plus la solubilité diminue.

2.6 SYNTHESE

Voici donc précisé le cadre évolutif enchâssant les grottes. Elles se sont développées dans les calcaires bioclastiques dominant les falaises des canyons majeurs grâce à l'évolution morphologique fluviatile de l'interstade qui a suivi la première glaciation généralisée. Cet interstade très long,

au minimum 10 fois l'Holocène, a permis à une paléohydrographie de s'adapter au relèvement généralisé de la région, entrecoupé de deux phases d'arrêt durant lesquelles sont apparues les grandes grottes. La karstification souterraine est d'autant plus importante qu'on se situe à l'aval de la région où tous les facteurs litho-structuraux deviennent de plus en plus favorables, apportant ainsi leur concours à la dynamique externe.

Sur les plateaux, des couloirs karstiques sont apparus durant les interstades et semblent en rapport avec un drainage souterrain antérieur comme on le verra plus loin (ch. 4). Des ravins périglaciaires à fond plat se sont aussi développés mais alors que les calottes glaciaires ne couvraient pas la région. Peu de grottes ont été trouvées sur les plateaux. Enfin des grottes superficielles de longueurs modestes semblent être apparues lors de l'encaissement terminal des grands canyons ou durant leur remplissage par des lacs proglaciaires (cf. ch. 4).

CHAPITRE 3

INFLUENCE DE LA STRUCTURE A L'ECHELLE DES CAVITES

"In fact the nature, frequency, and pattern of planes of weakness probably constitute the most important single factor of structure (in the geomorphic sense) in karst."

Jennings, 1971

3.1 LE PROBLEME

Si la roche encaissante constituait un milieu homogène, les contraintes — dont celles résultant de la genèse des grottes — s'y distribueraient de façon hydrostatique. Leur étude en serait facilitée d'autant. Mais ce n'est pas le cas, diverses hétérogénéités à trois mais surtout deux dimensions existent: soit syngénétiques de la roche pour les hétérogénéités lithologiques, soit évoluant dans le temps en fonction de l'histoire structurale et morphologique, pour toutes les discontinuités en plan. Leur connaissance à l'échelle des réseaux souterrains est capitale pour en comprendre l'évolution.

De prime abord, les diverses hétérogénéités cohabitant dans la roche encaissante se classent comme suit: a) les différences de toute nature, non seulement d'un banc à l'autre, mais également à l'intérieur d'un même banc; b) les diverses discontinuités en plan que sont les plans de stratification caractérisés par leur nature, leur géométrie et leur disposition dans l'espace; et les autres joints allant des diaclases aux fractures et failles à analyser comme les plans de stratification. De plus ces trois familles d'hétérogénéités se modifient en fonction de la pression subie, c'est-à-dire, de la profondeur où elles se trouvent.

Les tectoniciens parlent d'une zone de décompression et de zones intérieures (Mattauer, 1973) et beaucoup de spéléologues à la suite de Renault (1968) de zone de versant et de zone profonde. Dans les deux cas, il s'agit de définir empiriquement la zone proche de la surface où s'observe une détente du matériel de la zone inférieure sans détente mécanique. Les conséquences pour la genèse des grottes sont en effet importantes. D'un point de vue lithologique plus la détente est grande, moins les pores de la roche magasin sont fermés, accroissant ainsi la porosité, donc la potentialité par rétention d'eau d'une dissolution plus forte.

Quant aux divers joints, leur décollement est également favorisé dans la zone de décompression facilitant ainsi la circulation des eaux. Dans les grottes de la Nahanni, le décollement des joints a joué et joue encore aujourd'hui un rôle capital dans la genèse et l'évolution actuelle des grottes.

Ce chapitre tente de cerner la fonction des trois hétérogénéités de la roche magasin dans l'évolution du karst souterrain; si bien qu'il repose d'abord sur des observations faites dans les cavités, d'abord à grande échelle (submétrique), puis, fonction de l'ampleur de l'hétérogénéité à l'échelle des galeries, et enfin des réseaux eux-mêmes.

Entre autres problèmes délicats, le contrôle structural des grottes soulève celui des seuils. En effet, dans quelle mesure une même hétérogénéité se comporte-t-elle de façon analogue avec des objets karstiques variés? Alors qu'à l'origine d'un karst souterrain, n'existe qu'une roche susceptible d'être dissoute; et qu'une grotte, si elle était pénétrable sur tout son réseau, se compose de formes micrométriques à kilométriques! Et s'il y a changement de fonction pour une hétérogénéité, où se situent le ou les seuils? Voilà deux questions fondamentales et nous ne les avons pas mésestimées.

Nos observations, si elles ne permettent de savoir où et comment se situent les seuils, en prouvent l'existence. Il est donc à prévoir que les études futures du rapport entre la structure, au sens large, et la spéléogénèse apporteront par le biais d'une théorie des discontinuités (Brunet, 1970) une importante contribution à l'épistémologie en géomorphologie.

3.2 LE CONTROLE LITHOLOGIQUE

Il y a deux façons de considérer la contrainte lithologique, soit par la mesure de la perte de poids représentant la réponse spécifique d'un calcaire donné à l'attaque de l'eau, soit par comparaison des formes résultant de ce

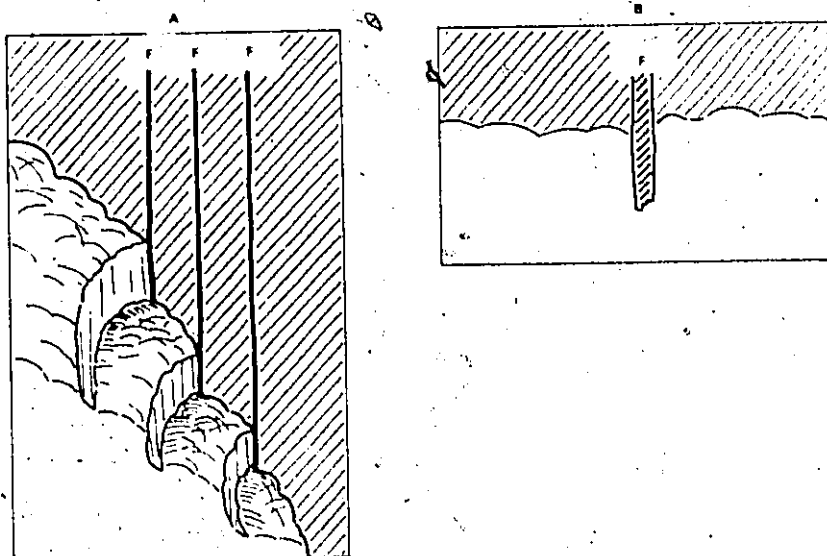


Fig. 3-1. A. Calcite filonienne mise en évidence par la dissolution sur un mur concave, grotte 248.
B. Filonnet de calcite dégagé par dissolution différentielle de la voûte, grotte 248.

	STRATI	No LCH	NATUREL PETROGR	PERTE DE POIDS
	IX	(4 b)	—	—
	VIII	(4 a)	BIOMICRITE	—
	VII	(3 b)	BIOINTRAMICRITE ARGILEUSE	19
	VI	(3 a)	BIOMICRITE ARGILEUSE A INTRACLASTES	17
	V	(2 c)	DISMICRITE A SOMATA	21
	IV	(2 b)	BIOMICRITE TRES RICHE EN SOMATA	—
	III	(2 a)	BIOMICRITE	27
	II	(1 b)	—	—
	I	(1 a)	BIOMICRITE A INTRACLASTES	—

Fig. 3-2. Morphologie et stratigraphie de détail d'un mur de la galerie principale dans la grotte Valérie.

processus.

L'expérience de perte de poids a été présentée au chapitre précédent. Rappelons qu'elle résulte non seulement de la dissolution, mais aussi d'une désagrégation subséquente des grains moins et non solubles. Enfin, dans la nature, la perte encourue par cette "dissolution-désagrégation" est égale ou supérieure à celle de l'expérience, car les eaux des aquifères peuvent être en mouvement et ainsi évacuer les eaux saturées et les agrégats qui ne sont plus retenus par la roche.

Sauf pour les calcaires très purs (> 90% de CaCO_3) toujours très solubles, la perte de poids diminue des micrites aux sparites, avec en intermédiaire les dismicrites, c'est-à-dire que le calcaire résiste d'autant plus qu'il est mieux cristallisé. La grotte 248 sur la "Grande Vire" dont les calcaires sont les plus sensibles à la "dissolution-désagrégation" (cf. ch. 2) en présente deux beaux exemples. Dans le diverticule précédant la grande salle, le mur concave s'orne d'auréoles concentriques de calcite filonienne (cf. photo 3-1 et fig. 3.1A). Celle-ci, figée dans des fissures verticales parallèles et rapprochées est mise à nu suivant le plan de l'éponte extérieure par la dissolution plus efficace du calcaire. Et, au fond de la grande salle, l'autre exemple se situe dans la voûte basse où reste^{nt} en saillie des lames de calcite filonienne (fig. 3.1B) qui cette fois, sont dégagées sur les deux épontes.

Ces objets résultant d'une dissolution sélective sont donc des indicateurs sûrs du mode de creusement dominant. En effet, si les eaux avaient creusé

la cavité en circulant (1), donc par corrasion et évorsion, elles n'auraient pas préservé des objets aussi délicats.

De plus, il a été montré (Ek, 1969) que la présence de dolomite et de minéraux argileux, même en faible quantité, est susceptible de diminuer la solubilité des calcaires. Comme l'analyse des lames minces a permis de déceler des minéraux argileux, ces informations vont être utiles pour des observations dans la grotte Valérie (16C), cette fois. Dans la galerie principale (10 m de haut, 8 m de large), des échantillons ont été relevés sur 3 m de haut, au niveau de chaque banc (fig.3.2) et soumis à l'expérience de perte de poids (cf. 2.5.2). La galerie à hauteur de la coupe ne présente que des formes submétriques résultant de la dissolution (plan de stratification mis en évidence, large coup de gouge⁽²⁾, chenaux anastomosés... (photo 3-2), à l'exception du demi conduit divagant dans le plafond. Il est donc probable que la genèse de cette galerie a débuté par le creusement sous pression du tube dont subsiste la partie supérieure, puis que la galerie s'est agrandie en régime noyé sous l'action dominante de la dissolution. Comme le montre la figure 3.2, il en résulte une individualisation des bancs. A la base, sur près d'un mètre de haut, une suite de larges coups de gouge peu profonds souligne un même banc épais, surmonté d'un léger rebord correspondant à un banc plus mince. Juste au-dessus, un chapelet de petites niches séparées par des pendants et développées sur le plan de stratification, altère la base du banc. Sa par-

(1) Comme ce karst est fossile, les concepts portant sur l'hydrologie sont simplifiés, opposant les eaux calmes (mouvement nul à lent) aux eaux rapides.

Dans le premier cas, la "dissolution-désagrégation" est le processus dominant et, dans le second, c'est la corrasion et l'évorsion. Les formes qui en dérivent sont typiques et peuvent être mises en évidence compte tenu de l'échelle de nos observations. Il est évident qu'une étude quantitative des microformes permettra de situer les seuils concernant ces mouvements d'eaux. C'est un travail à faire, ... après celui-ci!

(2) Cf. infra.

tie supérieure et les deux bancs qui la surmontent se distinguent l'un de l'autre parce que les plans de stratification sont surcreusés par la dissolution des lèvres supérieure et inférieure. Au-dessus, un nouveau chapelet de niches et alvéoles plus grandes que les précédentes s'enfoncent plus avant dans le banc, toujours sur le plan de stratification. Les pendants sont moins longs et s'égrènent plus profondément dans les bancs que ceux du niveau inférieur. Les bancs surmontants sont ornés de coups de gouge dont, de nouveau, la largeur est égale à la puissance des bancs. Les plans de stratification ne sont pas attaqués. Cette topographie de détail variée s'est développée dans des biomicrites pour l'essentiel, contenant un banc de ⁵dimicrites. Les calcaires ont réagi très différemment à l'expérience de perte de poids et présentent des pertes allant de 17 à 27, donc presque du simple au double. Par contre les deux niveaux de niches et alvéoles se développent dans les biomicrites les plus sensibles à l'eau au niveau inférieur (moins développées) et les moins sensibles au niveau supérieur. De plus certains plans de stratification sont mis en évidence par dissolution, mais pas d'autres.

Il ressort de ces observations, qu'à une grande échelle, donc là où les conditions de l'aquifère furent pratiquement identiques, les différences entre calcaires d'un banc à l'autre sont supplantées par le jeu des hétérogénéités aréolaires que sont les plans de stratification (cf. § suivant). Ce qui permet une attaque de la base du banc supérieur y creusant des chenaux anastomosés séparés par des pendants qui prennent deux aspects précis. Vues en coupe transversale le long d'un plan de stratification, les anastomoses ressemblent à un chapelet de niches plus ou moins profondes. Mais si le banc inférieur a cédé, les ^{s/}anastomoses sont visibles dans un plafond plat, tel des chenaux inversés. Il est remarquable que ces microformes se développent aussi sur les plans de stratification absolument dépourvus de "passées"

argileuses. Le problème de l'apparition de ces "bedding plane anastomoses" fut déjà étudié par Bretz (1942) qui les considérait comme le début d'une spéléogénèse proche de la surface. Depuis, de nombreux auteurs se sont encore penchés sur le problème; si bien qu'actuellement, il semble que lors du développement de ces chenaux, le plancher soit protégé par le dépôt des insolubles qui progressivement inhibe puis occulte le processus (Passini 1967, Warwick 1970).

Sur la Nahanni, des chenaux ont été observés, mais certains absolument dépourvus de tout remplissage. A-t-il disparu? Une autre hypothèse (Martini 1960) propose que ces conduits résultent d'une corrosion par condensation de vapeur d'eau véhiculée par de l'air en circulation dans les plans de stratification. L'idée est reprise par Castellani et Cigna (1976), qui font de plus remarquer que ces conduits, toujours sur plan de stratification dans les roches les plus solubles (calcaires), migrent vers le milieu du banc dans les roches moins solubles comme le marbre ou les tufs, et qu'ils n'existent jamais dans les roches NON stratifiées. Le problème reste à suivre.

Pour en revenir à la coupe de détail (fig. 3.2), il est intéressant de remarquer une autre forme moins marquée: les divers coups de gouge ⁽¹⁾ dont la largeur est identique à la puissance de banc et qui s'égrène en le suivant (cf. aussi la photo de l'entrée de la grotte 248, photo 3.3-A).

(1) Dans la littérature, ces formes décimétriques sont souvent appelées "vague d'érosion" et considérées comme de taille supérieure aux coups de gouge typiques, le "scallop" des Anglo-Saxons. Il y a là, matière à confusion car "vague d'érosion" implique un processus. Aussi suivant Gèze (1973), préférons-nous dire grands et petits coups de gouge, cette terminologie étant purement descriptive.

Bien que cette forme soit associée à un courant d'eau (dont la vitesse est inverse de la grandeur du creux, donc lent ici), les bancs exercent un contrôle en étant les hôtes privilégiés de ces coups de gouge dont la largeur dépend avant tout de la puissance du banc. Tout se passe comme si la "dissolution-désagrégation" était moins efficace à l'approche des épontes de chaque banc. Ek (1969) a montré que cela résulte de légères variations de la composition chimique et minéralogique à l'intérieur du banc.

Cette "canalisation" des coups de gouge par les bancs dont le pendage peut être oblique (cf. photo 3.3-A) n'est pas partout présente et la plupart du temps, les coups de gouge s'imbriquent les uns dans les autres sans d'adapter aux bancs. Il est vraisemblable que la présence des coups de gouge suivant les bancs dénote une circulation très lente dont la vitesse ne contrôle pas la grandeur des coups de gouge. Ce contrôle lithologique dénote donc la présence d'un seuil pour l'évolution des coups de gouge entre les eaux très lentes où la nature des bancs et ses variations s'imposent, et des eaux lentes avec distributions imbriquées des "scallop" sans le contrôle des bancs. Dans ce dernier cas seulement, leurs dimensions seraient en rapport inverse avec la vitesse d'écoulement. Une dernière observation s'impose à partir de la coupe de la grotte Valérie, le seul banc présent de dismicrite semble le moins affecté par la "dissolution-désagrégation" bien que sa perte de poids (21) fut supérieure à d'autres biomicrites, ailleurs plus attaquées! Ce qui résulte de la plus ou moins grande présence dans la pâte microcristalline de plages cristallisées, donc moins solubles. La "dissolution-désagrégation" dans ce cas n'a altéré que les deux plans de stratification.

Jusqu'à maintenant, ont été passées en revue les formes résultant ou associées au contrôle lithologique à l'échelle submétrique. A celle métrique et décamétrique, la situation paraît plus simple; en effet, il existe quelques salles basses étendues en surface et "suivant" les bancs. La plus belle se trouve au fond de la grotte 12 A. Elle repose sur un calcaire dolomitisé, donc moins soluble. Le contrôle lithologique est donc ici indirect et subséquent à celui exercé par le plan de stratification entre les deux bancs. Enfin de nombreuses petites cavités basses se développent suivant les bancs, mais c'est toujours à partir des plans de stratification. Le contrôle exercé par les plans de stratification supplante toujours celui de la lithologie (cf. photo Dry Canyon, 4-15).

CONCLUSIONS

Il y a une contrainte lithologique, dont la forme résultante la plus spécifique est le chapelêt de coups de gouge suivant les bancs. Cette contrainte est cependant rapidement occultée par la "dissolution-désagrégation" commençant sur et dans les plans de stratification. Associée à ces derniers, la lithologie contrôle le développement des chenaux anastomésés. Ce contrôle étant d'autant meilleur que le calcaire est plus pur. Cependant, ici aussi, l'efficacité du plan de stratification semble prépondérante (dans la grotte Valérie, le niveau de niches et d'alvéoles le mieux développé, se trouve dans le calcaire le moins affecté par la "dissolution-désagrégation")

Cependant, à l'échelle d'un réseau souterrain, ce contrôle semble modeste, s'estompant devant les réseaux de discontinuités aréolaires que sont les plans de stratification et surtout les fractures.

3.3 LES PLANS DE STRATIFICATION

Les plans de stratification peuvent également être analysés en fonction de leurs rapports avec la spéléogénèse. Ce sont des discontinuités aréolaires séparant les bancs, soit comme simple surface sans consistance matérielle, soit comme accumulation de matériaux terrigènes. Ces lits intercalaires peuvent être d'épaisseur constante ou se présenter sous forme de "passées" lenticulaires. Quand ils sont érodés, cela prouve qu'une circulation d'eau a existé et entraîné leur corrosion. Par contre, des lits intercalaires en relief, indiquent que les eaux souterraines avaient un mouvement nul à très faible provoquant une corrosion des bancs calcaires, ou plus exactement (comme vu au paragraphe précédent) une "dissolution-désagrégation".

Quelques minces lits de chert ont aussi été observés. L'allure de toutes ces surfaces est plane ou affectée de larges ondulations d'une amplitude n'excédant pas 1 m pour une longueur de 10 à 15 m. Nulle incidence sur la spéléogénèse, résultant de ces ondulations, n'y a, à ce jour, été observée.

Lorsque ces plans de stratification ne sont que des surfaces de discontinuité, ils se présentent soit parfaitement plats, soit couverts de calcite fibreuse dessinant de minuscules stries. Cette cristallisation secondaire résulte du ripage banc sur banc consécutif de la flexion régionale. Ce ripage a été observé sur les plans de stratification à pendage faible (moins de 10°). Ce déplacement latéral d'un banc par rapport à l'autre équivaut au décollement de ceux-ci, créant ainsi un passage facile pour les eaux souterraines. Il est obligatoirement accompagné de l'apparition et l'ouverture des joints plus ou moins orthogonaux aux plans de stratification, qui compensent ce glissement.

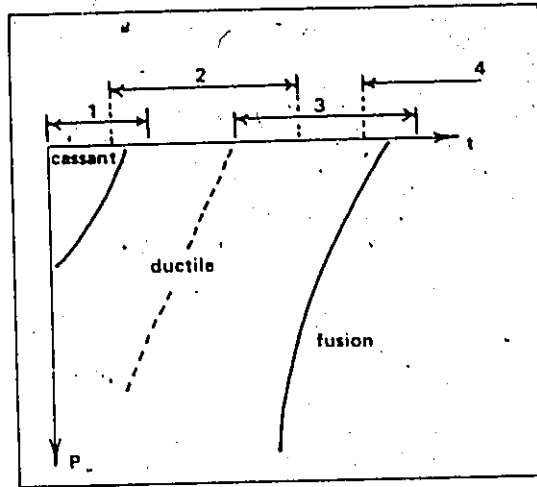


Fig. 3-3. Allure schématique des divers domaines de comportement des roches en fonction de la pression et de la température, et mécanismes élémentaires de déformations correspondants: 1) Cisaillement, 2) flexion, 3) aplatissement, 4) écoulement. D'après Mattauer, 1973.

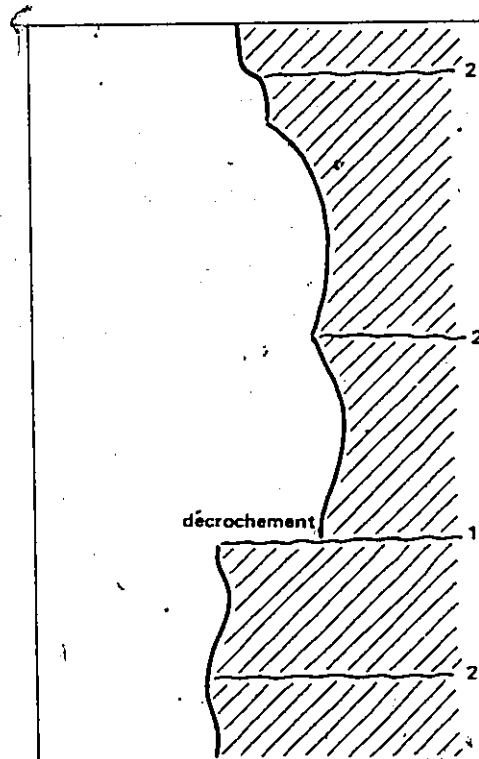


Fig. 3-4. Décrochement le long d'un plan de stratification (1), postérieur au mur de la cavité. Les autres plans de stratification (2) ne sont pas affectés par ce mouvement.

D'un point de vue mécanique, le ripage est associé à une déformation par flexion, qui n'est possible que lorsque la roche acquiert un début de ductibilité et, ici, s'accompagne de cisaillement comme le prouve les nombreux filonnets de calcite dans des fractures. Cette flexion intervient en profondeur (Mattauey, 1973) (fig. 3-3), ce qui confirme que la structure anticlinale de la région étudiée s'est élaborée en profondeur avant d'être affectée du mouvement positif subactuel régional, hypothèse émise au chapitre 2.

De plus, la décompression générale observée dans les espaces karstiques et résultant de l'encaissement généralisé des canyons permet le rejeu de ces plans ripés, de préférence aux autres, par appel au vide.

Ainsi, dans la grotte 21B, sur le mur sud à quelques mètres de l'entrée, et à moins de 50 cm du plancher, existe un petit replat de 5 à 10 cm de large, sur un plan de stratification avec trace de ripage. Il décale très clairement les bancs supérieurs et inférieurs qui portent les mêmes genres de coups de gouge (fig. 3-4 et photo 3.3-8). Le rejeu a donc encore joué après le creusement de la grotte et son abandon par les eaux souterraines. Puisque c'est ce plan qui a cédé à l'appel au vide dû au canyon actuel, plutôt que d'autres, cela signifie que même consolidés après ripage par de la calcite secondaire, la suture est moins bonne que pour un plan de stratification qui n'a pas subi ce genre de décrochement. Il est donc hautement probable que sous terre, les plans avec ripage aient constitué le lieu de passage privilégié pour les eaux. Leur alimentation étant assurée par la percolation suivant les jointes syngénétiques de la flexion, soumis au début de la spéléogenèse à

une décompression ⁽¹⁾. Ainsi, de ces observations se dégage une présomption nouvelle à notre connaissance. La sélection des plans de stratification et des joints utilisés initialement par la spéléogénèse est conditionnée, dans les massifs ayant subi une flexion (cas fréquent), par les plans ayant subi un ripage et les joints syngénétiques, qu'il y ait calcite secondaire ou non.

L'influence des plans de stratification est maintenant considérée en fonction des galeries et non de la spéléogénèse. Elle a été souvent prouvée (Deike, 1967 par ex.) et nous la considérons comme certaine dans le karst de la Nahanni. Ainsi, dans la grotte Valérie (+ de 2 km de galeries) l'azimut moyen du pendage est de 115° E qui est celui -grosso modo- de 70% des galeries.

Cependant, ce contrôle varie d'une galerie à l'autre. Ce que nous illustrons par les exemples suivants, où la dépendance des galeries vis-à-vis de ce paramètre va décroissant.

Certaines des nombreuses galeries qui suivent le pendage -et que par analogie avec la nomenclature descriptive de J.W. Powell (1875) nous appellerons cataclinales- ont un plafond plat, à hauteur d'un plan de stratification. Ce plafond ne résulte pas d'un effondrement suivant ce plan, comme le montre la galerie de la grotte 12A où la voûte, d'amont vers l'aval (de l'intérieur vers l'extérieur) passe progressivement de l'ogive irrégulière résultat de la "dissolution-désagrégation" à un plan de stratification bien dégagé. La galerie rectiligne de la grotte 19A, toute proche, en donne un autre exemple. Or, par endroits, le banc supérieur est corrodé violemment,

(1) Quelle que soit la profondeur du début de la spéléogénèse aboutissant aux grottes actuelles, ce fut toujours au-dessus du niveau de flexion (avec début de ductibilité de la roche) donc à pression moindre.

donc la mise en évidence du plan de stratification ne résulte pas non plus d'une érosion différentielle. De plus, le pendage moyen du plan conducteur est toujours faible ($\leq 10^\circ$). Un tel aménagement est généralement considéré comme la conséquence d'une phase d'enfouissement des eaux souterraines, suite à un abaissement du niveau de base local (Ek, 1969). Hypothèse qui se vérifiera dans ce karst (cf. chapitre 4).

Un autre genre de galeries cataclinales consiste en un conduit tubulaire suivant un banc à pendage marqué (15° à 20°). Deux conduits de ce type, bien développés sont actuellement connus: un dans la grotte Mickey (47B) et l'autre dans la grotte Andrée (35B). Ils servent à connecter deux niveaux subhorizontaux de galeries. Donc dans ce cas-ci également, ils sont en rapport avec une période d'enfouissement des eaux⁽¹⁾. Le contrôle du plan de stratification n'aboutit pas dans ce cas à une modification morphologique locale mais s'exerce indirectement par le biais du pendage important.

D'autres galeries par contre sont monoclinales. C'est-à-dire qu'elles tendent à suivre la direction des couches qui représentent la direction de creusement la plus facile lors d'une phase de stabilité de la nappe aquifère (Ek, 1969). La galerie principale de la grotte André (35B) en est un bel exemple.

Enfin, de courtes cavités proches de la surface ont parfois une pente opposée au pendage. Ces galeries anaclinales sont subhorizontales (grotte 17B) ou en pente forte comme la grotte 54B longue de 21 m, avec une dénivelée de 12 m, soit faisant un angle de 35° à contre-pendage.

(1) Au chapitre 4, d'autres modes d'enfouissement des eaux seront présentés.

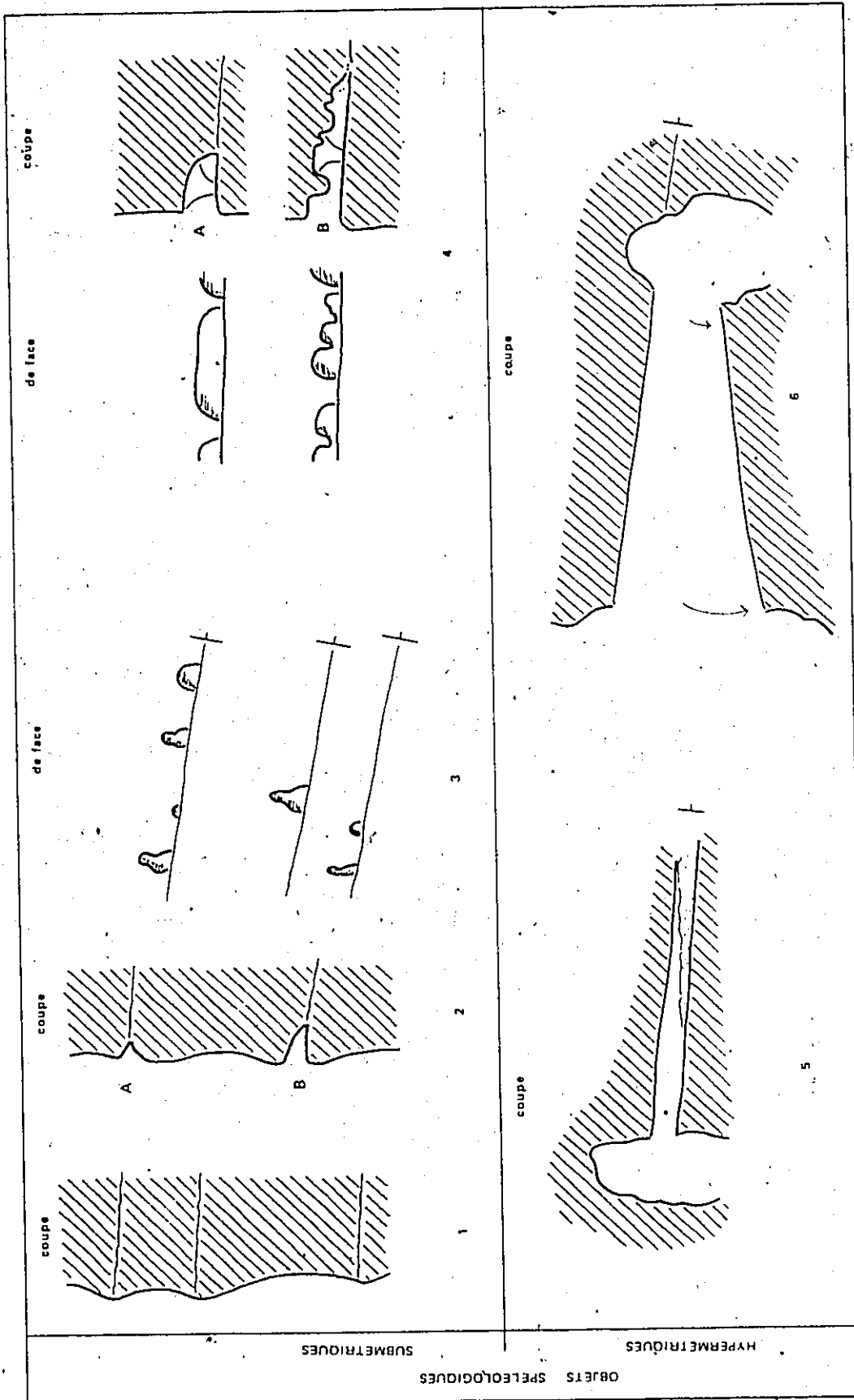


Fig.3-5. Les plans de stratification dans la spéléogénèse: 1) et 2) plan résistant ou non à la dissolution, 3) plan constituant la base d'anastomoses isolées; dans les grottes plans supportant des alvéoles (4), plan à lit terrigène dégagé par corrosion (5), ou constituant un plafond plat après "dissolution-effondrement" du banc sous-jacent (6).

Pour terminer le tour de la question concernant le contrôle du plan de stratification sur la genèse et l'évolution des cavités, il faut rappeler un dernier mécanisme bien connu et fréquent dans ce karst: la mise à nu du plan de stratification par un processus de "dissolution-effondrement". Ce processus n'est évidemment possible que si un vide préalable apparaît sous le plan qui cèdera après dissolution préférentielle dans ce plan (Ek, 1969). Le ripage banc sur banc mis en évidence précédemment favorise ce processus.

En résumé, le contrôle du plan de stratification s'observe à l'échelle des galeries par son incidence directe ou non sur les formes submétriques à hypermétriques (fig. 3-5). Celles-ci associées à la dissolution différentielle des bancs ne peuvent être mises en évidence que par un processus de "dissolution-désagregation" impliquant une circulation d'eau à vitesse nulle ou très lente (fig. 3-5, 1 et 2). Ce contrôle est aussi capital pour l'évolution des anastomoses, soit isolées (fig. 3-5, 3) soit associées à des galeries aux murs en banquettes et alvéoles (fig. 3-5, 4). Cependant, lorsque le plan consiste en lit terrigène, la corrosion le met en creux et il s'articule sur la galerie (fig. 3-5, 5) (1). Enfin par "dissolution-effondrement" ils constituent des plafonds plans (fig. 3-5, 6). L'analyse des différentes formes dues à ce contrôle a de plus permis de proposer une hypothèse précisant les conditions de spéléogenèse: le ripage et les joints associés apparus lors de la flexion régionale semblent constituer, parmi les mailles dessinées par tous les plans de stratification et joints, le réseau préférentiel où débute la cavité.

(1) Au chapitre 4, la séquence génétique de ce genre de cavités mixtes est étudiée (spécialement pour les grottes 12A et 27B).

Enfin, l'allure du plan de stratification conditionne le cheminement des galeries. Par analogie avec les rivières sur un relief de cuestas, on distingue des galeries cataclinales, monoclinales et anaclinales.

3.4 EVOLUTION DES RESEAUX PAR RAPPORT AU PENDAGE

3.4.1 La méthode

Comme dans toutes les grottes, les remplissages dont l'épaisseur probable dépasse 10 m par endroit, bloquent les réseaux et occultent la morphologie de la base des galeries, on ne dispose pour leur analyse que d'une partie, aussi bien à l'échelle du système qu'à celle de la galerie. Il faut donc considérer les grottes connues actuellement comme un échantillonnage des réseaux potentiels. Des éboulements survenus depuis la découverte en 1970 jusqu'à 1976 ont débouché des parties de réseaux (cf. ch. 5), prouvant la pertinence de notre argument. Aussi, au lieu d'étudier la grotte elle-même, va-t-on analyser l'espace qu'elle occupe dans la roche encaissante, limité par les extrémités des galeries et les points les plus hauts et les plus bas de la grotte. A la grotte, se substitue ce que nous appelons l'espace karstifié. Tous les points qui le caractérisent sont connus par la cartographie préliminaire et sont situés par des coordonnées : x, y comme direction du nord, et z étant l'altitude. Ils situent l'espace minimum creusé, dont fait partie la grotte, qui varie comme elle en fonction de contrôles à grouper en deux familles: les contrôles résultant de la nature et l'architecture de la roche encaissante et ceux dus à la dynamique des eaux souterraines en fonction de l'évolution géomorphologique régionale. Le pendage concrétise parfaitement le contrôle dû à l'érosion différentielle et à l'allure des bancs dans l'espace. Pour le comparer à l'espace karstifié, il suffit, par méthode graphique, de "rabattre" ce dernier dans un plan vertical dont l'azimut est celui du pendage.

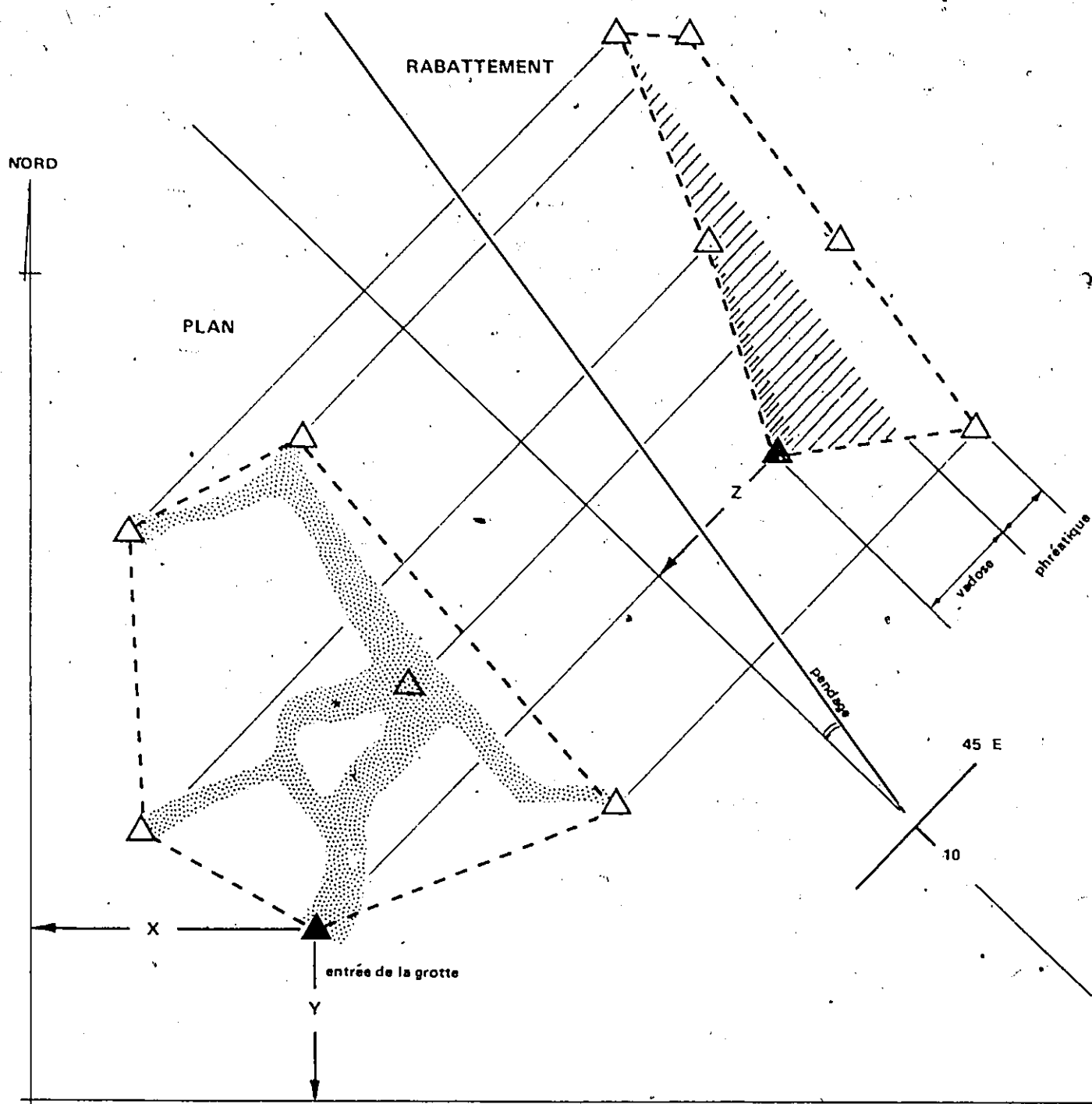


Fig. 3-6. Grotte fictive dont on retient les stations extrêmes pour délimiter son "espace karstifié" qui est rabattu dans le plan vertical du pendage. L'allure du polygone ainsi projeté, donne des indications sur le développement du réseau: la partie du polygone parallèle au pendage contient le réseau "phréatique" et celle inférieure (hachurée) qui recoupe le pendage contient le réseau "vadosa".

Si dans ce plan, des parallélismes apparaissent entre l'espace karstifié et le pendage, ils prouvent l'adéquation du réseau à cette contrainte. De plus, comme le plan de rabattement est vertical, si des parties de l'espace karstifiés apparaissent horizontales (donc recoupant le pendage), elles reflètent cette fois, le contrôle exercé par une nappe aquifère stable favorisant un creusement prédominant par dissolution et le développement de réseaux subhorizontaux.

Par contre, s'il y a encaissement de la rivière et abaissement subséquent de la nappe aquifère, apparaissent des parties de réseaux à pente marquée, qui lorsque le pendage est faible, sont aussi visibles sur la projection de l'espace karstifié. La réduction de la grotte à la géométrie de son espace karstifié contribue à accentuer la présence ou l'absence de ces niveaux et pentes, comme le montre l'exemple fictif suivant (fig. 3,6). Le pendage y est de 10° et la direction des couches est de 45° E. La géométrie du polygone rabattu de l'espace karstifié suivant le plan vertical du pendage montre: a) que la partie supérieure est parallèle au pendage, b) et que l'inférieure le recoupe par deux pentes s'accroissant vers la sortie. La partie supérieure de l'espace karstifié a été creusée par dissolution mettant en évidence le pendage. Cette partie est "phréatique". Par contre, la partie inférieure hachurée représente celle qui recoupe par sa base le plan de stratification et provient d'une phase de creusement "vadosé" - d'abord modérée, puis plus vive, consécutive d'un abaissement de la nappe aquifère. Le polygone rabattu de l'espace karstifié permet en plus de préciser les altitudes où se situent ces diverses phases de creusement.

Partant de ces prémices, nous avons dessiné les espaces karstifiés des trois grands réseaux (grottes Valérie 16C, Andrée 35B, et Mickey 47B). Leurs projections sont analysées puis comparées.

PLAN DE STRATIFICATION		COORDONNEES DES STATIONS LIMITANT L'ESPACE KARSTIFIE					
PENDAGE	DIRECTION	ST.	X (cm)	Y (cm)	(alt.absolue)	(alt.relative)	(cm)
11	25E	1	36	98,5	535,5	106,5	21,3
6	12W	2	9,5	60,5	536,5	107,5	21,5
6	56E	3	1	33	515	86	17,2
12	42E	4	9	3	477	48	9,6
		5	31,5	2	484	55	11
8,75	27,75 E	6	39,5	9,5	487	58	11,6
		7	65	27,5	429	0	0
		8	68	52,5	521	92	18,4
		9	60	75	534	105	21
		10	61	82	532,5	103,5	20,7
		11	44	97	490	61	12,2
		12	49,5	74,5	534	105	21
		13	50,5	73,5	560	131	26,2
		14	46,5	55,5	522	93	18,6
		15	43	57,5	565	136	27,2
		16	55	24	471	42	8,4
		17	42,5	93,5	535	106	21,2
		18	10	19,5	485	56	11,2
		19	28	8	507,5	78,5	15,7

Fig. 3-7 B. Données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Valérie (16C) et le comparer au pendage.

LES 3 "ESPACES KARSTIFIÉS" RABATTUS DANS LE PLAN VERTICAL DU PENDAGE

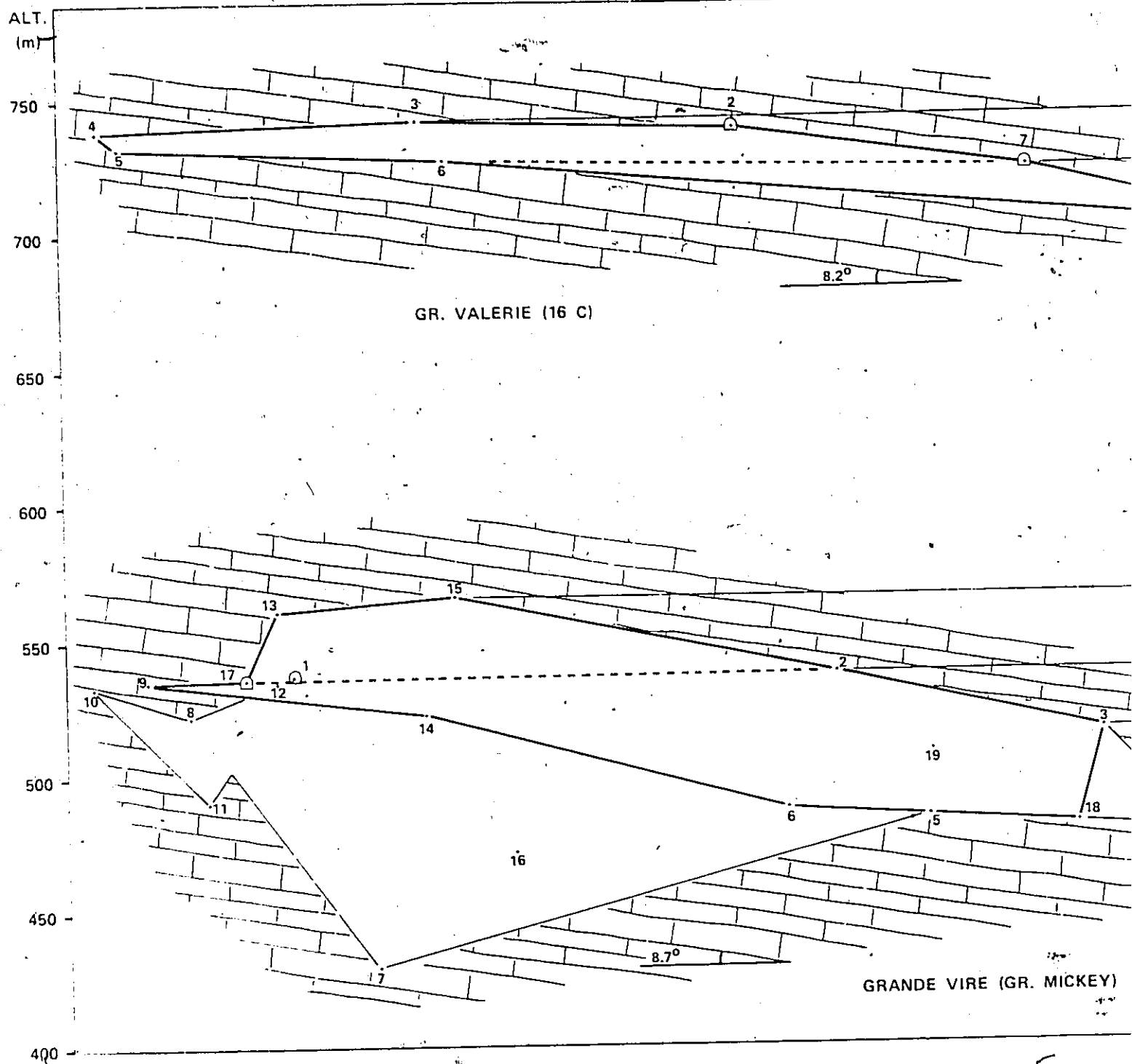
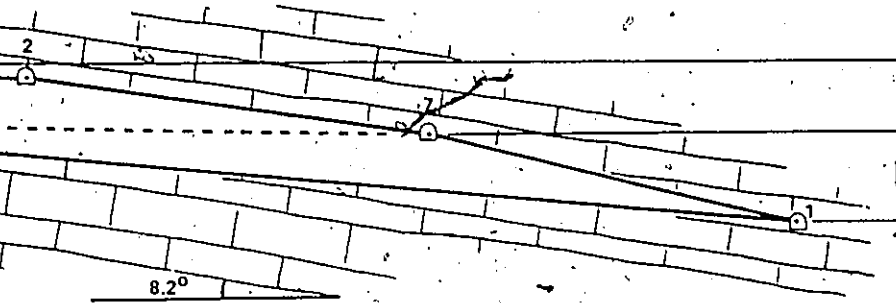
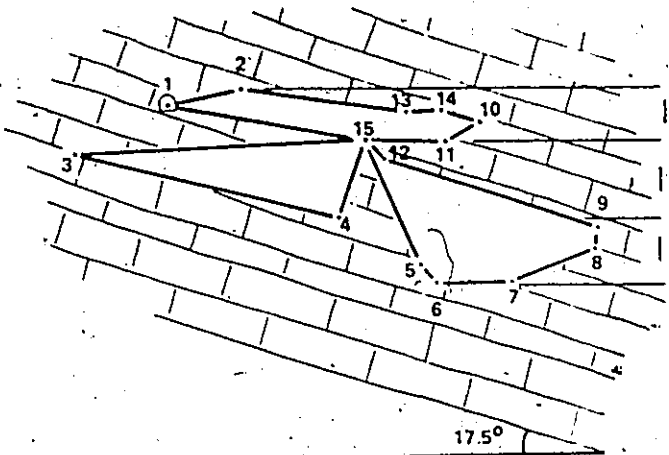


Fig. 3-8. Les projections des "espaces karstifiés" des trois grandes grottes en fonction de l'altitude.

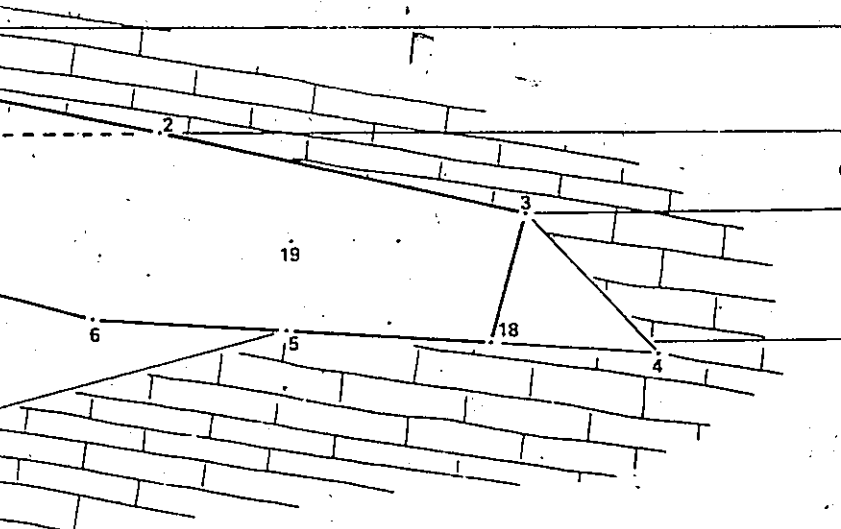
TTUS DANS LE PLAN VERTICAL DU PENDAGE ET DISPOSES SUIVANT LEURS ALTITUDES RESPECTIVES



1^{er}
niveau



GR. ANDREE (35 B)



CAVERNEMENT MAXIMUM

2^e
niveau

GRANDE VIRE (GR. MICKEY)

8. STATION A L'INTERIEUR DE L'ESPACE KARSTI

2. STATION A UNE ENTREE DES GRANDES GROTT

des trois grandes grot-

3.4.2 Les espaces karstifiés

Le réseau de la grotte Valérie (16C) a été choisi pour tester la méthode, car simple, il se compose de longues galeries rectilignes, parallèles, descendant vers le S-E et les trois entrées, et d'une galerie sinueuse, de gabarits variés qui dirigée vers le N-E les recoupe (cf. en annexe, les cartes "contraintes structurales" des trois grandes grottes pourvues des limites des espaces karstifiés).

L'allure des couches y est mesurée vingt-deux fois, ce qui donne un pendage moyen de $8,2^{\circ}$ avec une direction des couches de $31,5^{\circ}$ E (fig. 3,7 a et b). Et l'espace karstifié choisi pour simplifier le problème est limité par sept stations dont trois aux entrées. Fait important et également simplificateur, les altitudes (Z) du contour polygonal englobent les extrêmes de tout le réseau (fig. 3.7). Il n'est donc pas nécessaire d'augmenter le nombre des stations. La fig. 3.8 présente cet espace karstifié projeté dans le plan vertical du pendage et comparé à celui-ci. Les deux autres espaces karstiques y sont également disposés en fonction de l'altitude de chacun. On analyse d'abord chaque espace.

3.4.2.1 Grotte Valérie (16C)

Le polygone de cet espace karstifié délimite dans la roche encaissante un vide d'un seul tenant.

La limite supérieure (station 4.3.2) en est subhorizontale et recoupe la stratification. Sur le plan, elle correspond à la zone des galeries la plus haute (alt. 737 m), à l'ouest du réseau aboutissant à l'entrée principale. Par contre, la limite inférieure (stations 5-6-1) présente une pente qui s'accroît vers la sortie la plus basse (station 1, alt. 699 m) et le plus à l'est du réseau en plan. Quant à la pente douce (stations 5-6) à l'amont, si on la prolonge dans le polygone, elle aboutit très exactement à l'entrée

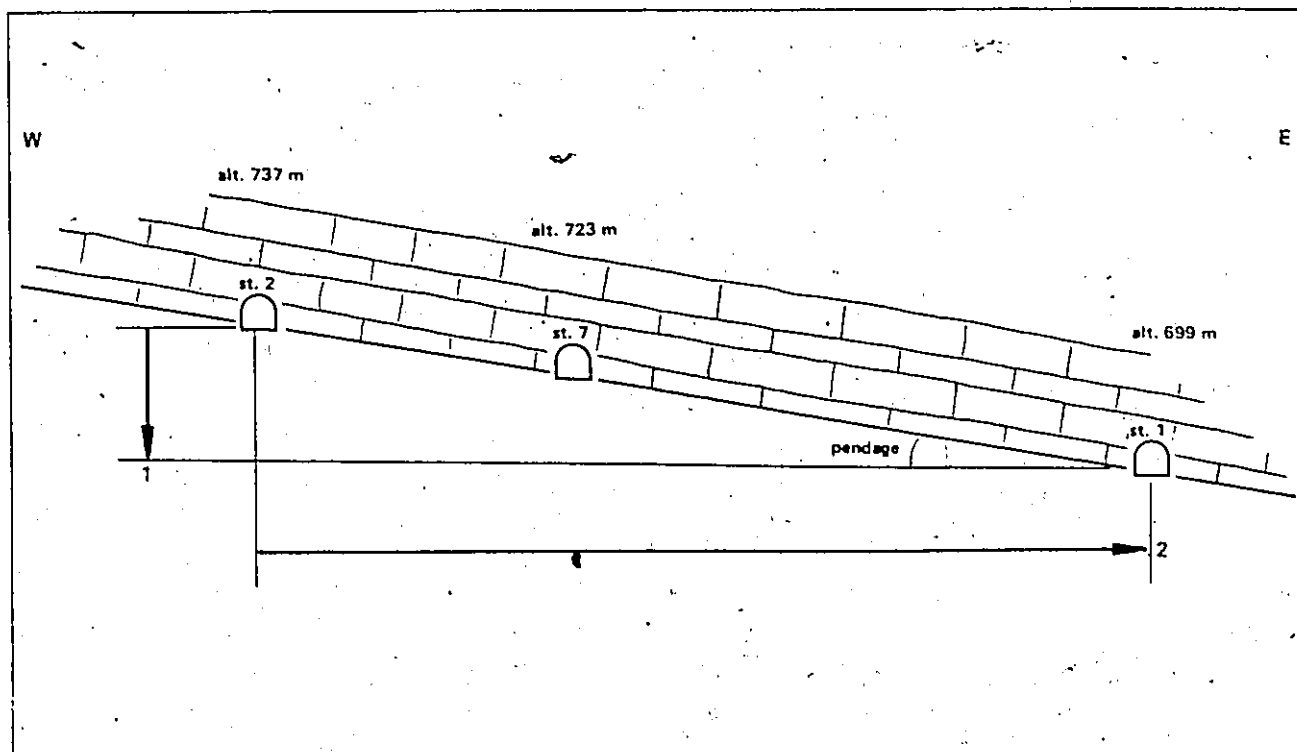


Fig. 3-9. Les trois entrées de la grotte Valérie (16C) qui constituent l'aval du réseau. Le vecteur 1 illustre l'encaissement du réseau suite à l'abaissement progressif du niveau phréatique. Le vecteur 2 illustre le déplacement latéral des entrées par le contrôle du pendage.

du milieu (station 7), et reste parallèle à la limite supérieure entre les stations 3 et 2.

Ainsi, la projection de cet espace karstifié se divise en deux. Une partie supérieure limitée par les stations 2-3-4-5-6-7 est le "sous-espace" où se sont creusées les galeries en régime "phréatique" peu profond, lors d'une période de stabilité du niveau des eaux souterraines correspondant à un niveau de la rivière Nahanni proche de l'altitude de l'entrée supérieure (station 2, alt. 737 m). La hauteur de l'enfouissement est de 16,5 m.

Quant à la partie inférieure (stations 6-7-1), elle correspond à un sous-espace où sont apparues des galeries lors d'un abaissement progressif et lent du niveau phréatique, concomitant de celui de la Nahanni. Sa pente (stations 6-1) est la plus forte de tout l'espace karstifié et correspond à la partie nord du réseau où les galeries suffisamment débouchées ont une partie de leur section transversale coupée par une "tranche vadose" nette. Ainsi, tant que le réseau est resté en charge, soit aussi longtemps que le niveau de la Nahanni ne fut pas égal ou inférieur à la sortie la plus basse (alt. 699m), les grottes furent aussi creusées en régime "phréatique" peu profond. Puis avec l'encaissement de la rivière, suivi de la fossilisation progressive de la partie supérieure, les galeries "inférieures" ont été modifiées par un écoulement vadose. Enfin, les trois entrées (stations 2-7-1) constituent la seule ligne du polygone qui tend à concorder avec le pendage. Ce qui veut dire, qu'elles sont non seulement à des altitudes décroissantes résultant de l'abaissement piézométrique, mais aussi se trouvent-elles contrôlées par le pendage. Ce qui a entraîné un déplacement latéral du réseau vers l'est (fig. 3-9).

PLAN DE STRATIFICATION		COORDONNEES DES STATIONS LIMITANT L'ESPACE KARSTIFIE					
PENDAGE	DIRECTION	ST.	X (cm)	Y (cm)	(alt.absolue)	(alt.relative)	(cm)
20	26° E	1	50	2,5	745	48	9,6
22	5° E	2	40	15	749,5	52,5	10,5
10	45° E	3	35,5	46	732,5	35,5	7,1
		4	14,5	57,5	714,5	17,5	3,5
17,5	25,3° E	5	8	61	702	5	1
		6	2,5	71,5	697,5	0,5	0,1
		7	0	66,5	697	0	0
		8	2	51	705,5	8,5	1,7
		9	6,5	41	711	14	2,8
		10	21,5	24	740	43	8,6
		11	25,5	20	736	39	7,8
		12	28	22	730	33	6,6
		13	24,5	26,5	744	47	9,4
		14	24	24	744	47	9,4
		15	25	31,5	735	38	7,6

Fig. 3-10. Les données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Andrée (358) et le comparer au pendage.

Profitant de la simplicité du contour polygonal de cet espace karstifié, nous avons poussé plus avant la méthode en le décomposant en trois sous-espaces à géométrie simple (fig. 3.7). Par méthode graphique, leurs pentes et directions ont été calculées. Il en ressort que la pente s'accroît du nord vers le sud ($2,5^{\circ}$, 4° , 11°), donc vers l'aval, et les trois entrées. Cela confirme l'adaptation observée du réseau à un abaissement du niveau de base local. Cependant, la valeur moyenne de cette pente (6°) reste proche mais inférieure à celle du pendage moyen de la roche encaissante ($8,2^{\circ}$). La direction ⁽¹⁾ des sous-espaces varie avec une amplitude de $22,5^{\circ}$ et présente un écart maximum de $41,5^{\circ}$ avec celle de la roche magasin. Donc, bien que généralement contrôlés par l'allure des couches, les sous-espaces subissent, dans le détail, le contrôle d'une autre famille de discontinuité, celle des joints (cf. 3-5) que nous verrons plus loin.

En conclusion, l'étude de la disposition dans la roche encaissante de l'espace karstifié de la grotte 160, met en évidence que le pendage faible ($8,2^{\circ}$) a eu un impact considérable sur l'évolution de la grotte, car il a provoqué au fur-et-à-mesure de l'abaissement du niveau phréatique un déplacement latéral du réseau vers l'est.

3.4.2.2 Grotte Andrée (358)

La figure polygonale projetée de l'espace karstifié du réseau de la grotte 358 (fig. 3.10), s'inscrit dans une roche encaissante dont le pendage est exactement le double ($17,5^{\circ}$) du précédent et de celui de la grotte Mickey. Elle se compose de trois polygones bien individualisés, dont les deux inférieurs, triangulaires, se rattachent au milieu du troisième, qui lui est

(1) Au sens structural, c'est-à-dire celle qui est perpendiculaire au pendage.

allongé et horizontal (fig. 3.8). Le tout a un aspect plus ramassé que le polygone de la grotte Valérie et ses limites sont, soit subhorizontales, soit parallèles au pendage, à deux exceptions près.

Le "sous-espace" supérieur s'articule sur l'entrée de la grotte et englobe la grande galerie avec des diverticules surtout développés vers l'est qui est l'aval-pendage. C'est un polygone allongé, subhorizontal, limité par les stations 1-(entrée) 2-13-14-10-11-15. Il recoupe le pendage sur une épaisseur de 14,5 m. Cette subhorizontalité suggère que les galeries s'y sont développées en régime "phréatique" lors d'une période de stabilité du niveau des eaux souterraines et subséquemment de la rivière Lafferty et de la Nahanni sa rivière maîtresse. Ce qui est confirmé par la direction générale de la galerie, qui analogue à celle des couches, fait que la galerie est "monoclinale" (cf. 3-3). Cette période de stabilité correspond aux galeries comprises entre 749,5 m (station 2) et 735 m (station 15).

Sous ce "sous-espace", s'en trouvent deux autres triangulaires. Le plus petit et plus régulier (à gauche sur la projection de la fig. 3,9) se compose d'un réseau de galeries variées se développant vers le nord. En réalité le plan montre qu'il s'agit de deux petits réseaux partiellement superposés et communiquant par des conduits qui subissent le contrôle des joints obliques (cf. 3-5). La méthode graphique proposée ne permettant pas ces distinctions, nous les considérons comme un même "sous-espace" limité par les stations 3-15-14. Le côté supérieur (stations 3-15) de ce triangle est subhorizontal tandis que la base (stations 3-4) est presque parallèle au pendage. Ainsi, ce "sous-espace" s'est développé suivant un niveau phréatique stable dont la hauteur était proche de l'altitude des stations 3-15 et s'est enfoui sur 20,5 m dans les calcaires en s'adaptant progressivement au pendage (stations 3-4). Sur le plan, on constate que ce "sous-espace"

se développe vers le nord et le nord-ouest, donc dans la direction des couches pour les plus grandes galeries, mais vers l'amont-pendage pour les conduits et diverticules de petites tailles. Ce qui a confirmé son enfouissement par rapport au dernier "sous-espace".

En effet, le troisième "sous-espace" se compose d'une longue galerie suivant aussi la direction des couches, mais dont les coudes brusques se dirigent vers l'est, donc vers l'aval-pendage. Il en résulte un enfouissement de 38 m (près du double de celui du "sous-espace" précédent). Il correspond au vide dessiné par les stations 15-12-9-8-7-6-5. L'adaptation au pendage est remarquable dans sa partie supérieure (stations 15-12-9). Le réseau de ce "sous-espace" communique avec l'étage supérieur horizontal par un tube subcirculaire compris dans un banc qui assurait la liaison entre les deux niveaux de la grotte. La base de ce "sous-espace" tend à recouper le pendage en devenant subhorizontale (stations 5-6-7-8) et peut donc s'interpréter comme étant la base du creusement lors de la genèse de la grotte en régime "phréatique". Les deux "sous-espaces" inférieurs, bien que très différents ont eu l'amplitude de leur enfouissement contrôlée par le pendage de la roche encaissante (1).

En résumé, la direction principale de tout le réseau est grosso modo celle des couches. Ce réseau est typiquement monoclinal, résultat d'une stabilité de la nappe phréatique et du contrôle par le pendage. Le "sous-espace" supérieur est le mieux développé. Les deux inférieurs, quoique toujours sous contrôle d'une nappe phréatique subissent plus l'influence du pendage, l'un est limité dans son enfouissement car il se développe en

(1) L'analyse morphologique des galeries au ch. suivant confirme et complète cette information.

amont-pendage, tandis que l'autre s'encaisse fort vers l'aval-pendage. Il est raisonnable de supposer que la grotte apparut lors d'une période de grande stabilité de la nappe aquifère (genèse du "sous-espace" supérieur), puis qu'elle s'encaissa lentement (genèse des deux "sous-espaces" inférieurs) en rapport avec l'évolution de la Lafferty Creek (cf. ch. 2).

La tendance à l'étagement des réseaux est aussi une conséquence du pendage (son intensité, $17,5^{\circ}$), alors que, dans la grotte Valérie 16C, le pendage faible a favorisé un étalement des galeries. Il est d'ailleurs remarquable de constater à ce propos, que l'étalement (la largeur) cumulé des trois "sous-espaces" de la grotte 358 correspond à 50% de celui de la grotte Valérie. Ce qui est presque le même rapport que celui existant entre la longueur réelle des réseaux (grotte 358, 1 205 m; grotte 16C, 2 002 m soit un rapport de 60%). Enfin, comme les deux grottes sont à la même altitude, bien que distantes à vol d'oiseau de 4,2 km, et qu'elles résultent toutes deux d'une même dynamique de leur nappe phréatique respective, nous pensons qu'il s'agit d'un seul ensemble, évoluant avec l'encaissement du réseau hydrographique Nahanni-Lafferty. Et comme l'amplitude verticale du creusement se ressemble (grotte 16C, 41,5 m; grotte Andrée 358, 52,5 m) et est pratiquement analogue pour la partie supérieure creusée lors de la période de stabilité de la nappe phréatique (grotte 16C, 16,5 m; grotte 358, 14,5 m), cela suggère que les grottes sont apparues durant la même phase de stabilité.

Cependant, l'espace karstifié de la grotte 358 permet d'en dire plus. Après cette période de grande stabilité qui favorise l'apparition du "sous-espace" supérieur horizontal, la nappe aquifère locale s'encaisse lentement, ce qui permet l'apparition du "sous-espace" inférieur dirigé vers le nord, à contre-pendage. Si lors de ce creusement, la dynamique des eaux supérieures

PLAN DE STRATIFICATION		COORDONNEES DES STATIONS LIMITANT L'ESPACE KARSTIFIE					
PENOAAGE	DIRECTION	ST.	X (cm)	Y (cm)	(alt.absolute) (m)	(alt.relative) (m)	(cm)
4	12W	1	1	0	699	0	0
10	10W	2	46	48	737	38	7,6
15	47E	3	54,5	39	740,5	41,5	8,3
7	33E	4	49,5	93	737	38	7,6
8	77E	5	42,5	101	731	32	6,4
13	66E	6	22,5	89	726	27	5,4
3	10E	7	21	6,5	723	24	4,8
13	0						
12	0						
8	0						
8	45E						
12	10E						
5	35E						
4	55E						
9	53E						
11	30E						
4	55E						
6	45E						
4	30E						
6	30E						
16	50E						
3	45E						
8,2	31,5 E						

Fig. 3-11. Les données numériques pour établir "l'espace karstifié" de la grotte Mickey (478) et de ses satellites de la Grande Vire.

de l'aquifère réussit à contrer le pendage marqué, c'est grâce à la proximité du niveau de base représenté par la paléo-Lafferty qui alors s'écoulait vers l'est en passant au nord du massif (cf. ch. 2). Ce réseau est abandonné dès que s'opère le premier réajustement du cours de la paléo-Lafferty et qu'elle se met à couler au sud du massif de la grotte. Alors apparaît le deuxième "sous-espace" inférieur, plus profondément ouvert parce qu'il a disposé d'une plus longue période pour s'élaborer et du pendage favorable!

L'analyse de cet espace karstifié confirme ainsi les présomptions avancées précédemment, concernant l'évolution du réseau hydrographique et les modalités du relèvement régional (cf. ch. 2).

3.4.2.3 Grotte Mikey (478)

La projection de l'espace karstifié de la grotte Mickey (478), et des grottes qui l'entourent sur la "Grande Vire", dessine un polygone irrégulier qui se divise en deux parties distinctes (fig. 3,8 et fig. 3.11) pour les données).

Le principal "sous-espace", celui des grottes profondes (478, 248, 428) limité par les stations 17-13-15-2-3-18-6-14-9, s'encaisse verticalement dans les calcaires sur une profondeur totale de 80 m (entre les altitudes 565 m et 485 m) en suivant le pendage modéré du site. Ce qui dénote l'origine phréatique prédominante du cavernement. De plus, le dessus (stations 13-15-2-3) et le dessous (stations 9-14-6-18) de ce "sous-espace" sont quasiment parallèles et distants de 45 à 50 m. Donc, au début de cette phase de creusement, le niveau de la nappe phréatique se situe aux alentours de 565 m, altitude de la station 15, puis baisse de 30 m, c'est-à-dire 50 m au-dessus de 485 m, altitude de la station 18, la plus basse du "sous-espace". Le

GR. MICKEY (47 b)

SPELEOGENÈSE EN CONDITION "PHRÉATIQUE SUPERFICIELLE"

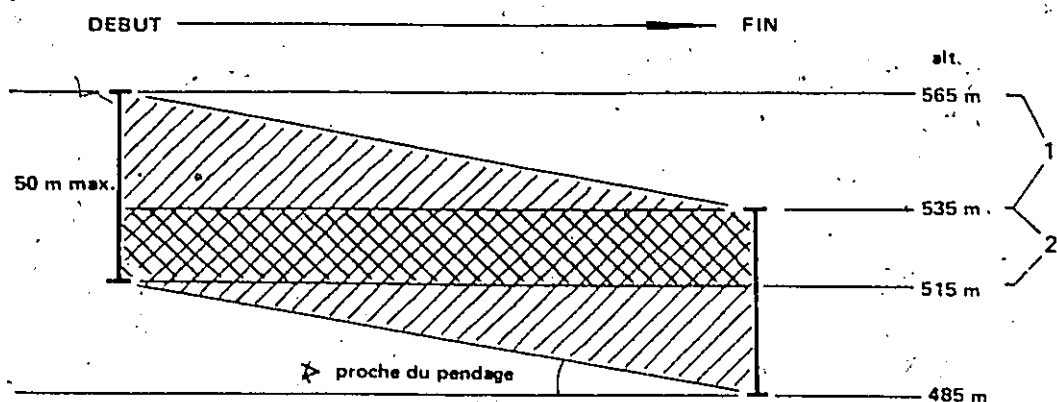


Fig. 3-12. Dynamique de la spéléogénèse en condition "phréatique superficielle" de la grotte Mickey (47B). La dénivelée de la grotte est d'un bord à l'autre de son "espace karstifié" de l'ordre de 50 m. 1) illustre l'abaissement faible (30 m) de "l'espace karstifié" et par conséquent du niveau phréatique lors de la spéléogénèse. 2) est la zone de "l'espace karstifié" comprise entre 535 m et 515 m qui a subi les conditions de creusement les plus longues (du début à la fin de la spéléogénèse). Donc c'est entre ces altitudes que le réseau doit présenter son développement maximum en plan. Ce qui est le cas et est confirmé par la position horizontale de la limite interne du réseau (St. 17-2-3) dans la projection de "l'espace karstifié" (fig. 3-8).

contrôle du pendage faible est effectif comme pour la grotte Valérie (16C), ce qui entraîne un déplacement latéral de la zone en cours de cavernement. Puisque ce contrôle structural joue, cela signifie que l'abaissement du niveau hydrostatique de la nappe aquifère a été suffisamment lent pour s'y conformer. Ce double mouvement dans la spéléogenèse ⁽¹⁾ a comme conséquence de perpétuer en une zone étroite (entre 535 m et 515 m) les conditions du creusement durant toute la période active de la grotte (fig. 3.12). C'est d'ailleurs à hauteur de cette zone, que le réseau prend le plus d'extension, comme le prouvent les altitudes des galeries les plus profondément situées (cf. sur la projection de "l'espace karstifié" les stations 17, 2 et 3, respectivement à 535 m, 536,5 m et 515 m d'altitude). Enfin, la constance de l'épaisseur du "sous-espace" (50 m) suggère que la nappe phréatique avait cette épaisseur ou mieux qu'elle n'a permis, par ses mouvements, un cavernement effectif que sur les 50 m de sa partie supérieure.

Quant au reste du polygone projeté (fig. 3,8), il consiste en triangles imbriqués, dont les bases se raccordent à la limite inférieure du "sous-espace" où se trouve le réseau profond. Ils déterminent un "sous-espace" périphérique au précédent (cf. plan "contraintes structurales") qui va en diminuant avec l'altitude. S'y retrouvent toutes les grottes courtes satellisant le réseau profond. La plupart de ces grottes se situent à hauteur et sous la "Grande Vire", corniche structurale qui réunit toutes les entrées du système. Elles sont moins nombreuses (ex. station 19) au-dessus de la vire, car la falaise s'y maintient verticale par décollement de piliers de décompression, ce qui entraîne leur disparition. Par contre, sous le

(1) Abaissement de la nappe entraînant le déplacement latéral.

replat de la vire, les falaises verticales sont moins grandes et moins nombreuses, si bien qu'il y subsiste plus de grottes. La majorité d'entr'elles se développe sur un plan de stratification et ressemble en plus grand aux anastomoses vues au ch. 3.3, et suivent le canevas des fissures subverticales. D'autres, moins nombreuses suivent plus les fissures verticales et obliques que les plans de stratification présentant ainsi des dénivelées importantes par rapport à leur longueur (ex. grotte 218, 448, 548). Leur développement est étudié au ch. 4.

Enfin, concernant la direction des galeries par rapport au pendage, il ressort que dans le "sous-espace" du réseau profond, la majorité des galeries sont monoclinales et forment des mailles avec le reste des galeries cataclinales. Ce qui entraîne, comme le montre le plan, un allongement de ce "sous-espace" dans cette direction. Cette disposition principalement monoclinale du réseau est ainsi le dernier argument qui atteste du développement de ces grottes en phase de stabilité de la nappe phréatique ou plus exactement d'abaissement très lent. Dans la zone périphérique, où se trouvent les grottes courtes, la majorité des conduits sont monoclinaux, les autres sont cataclinaux et chose très intéressante, quelques-uns sont anaclinaux (cf. ch.4), à l'amont-pendage.

3.4.3 Conclusions

Par le biais d'un concept nouveau, les "espaces karstifiés", il est mis en évidence que tous les réseaux ont subi le contrôle du plan de stratification, ce contrôle étant d'autant plus drastique que le pendage est faible. Ce qui entraîne un développement surtout latéral du réseau. En plus, pour chacun des réseaux, le mode de creusement dominant et son intensité relative est prouvé: ils résultent d'un creusement d'origine phréatique superficiel, lors de deux phases de quasi stabilité de la nappe souterraine. La première

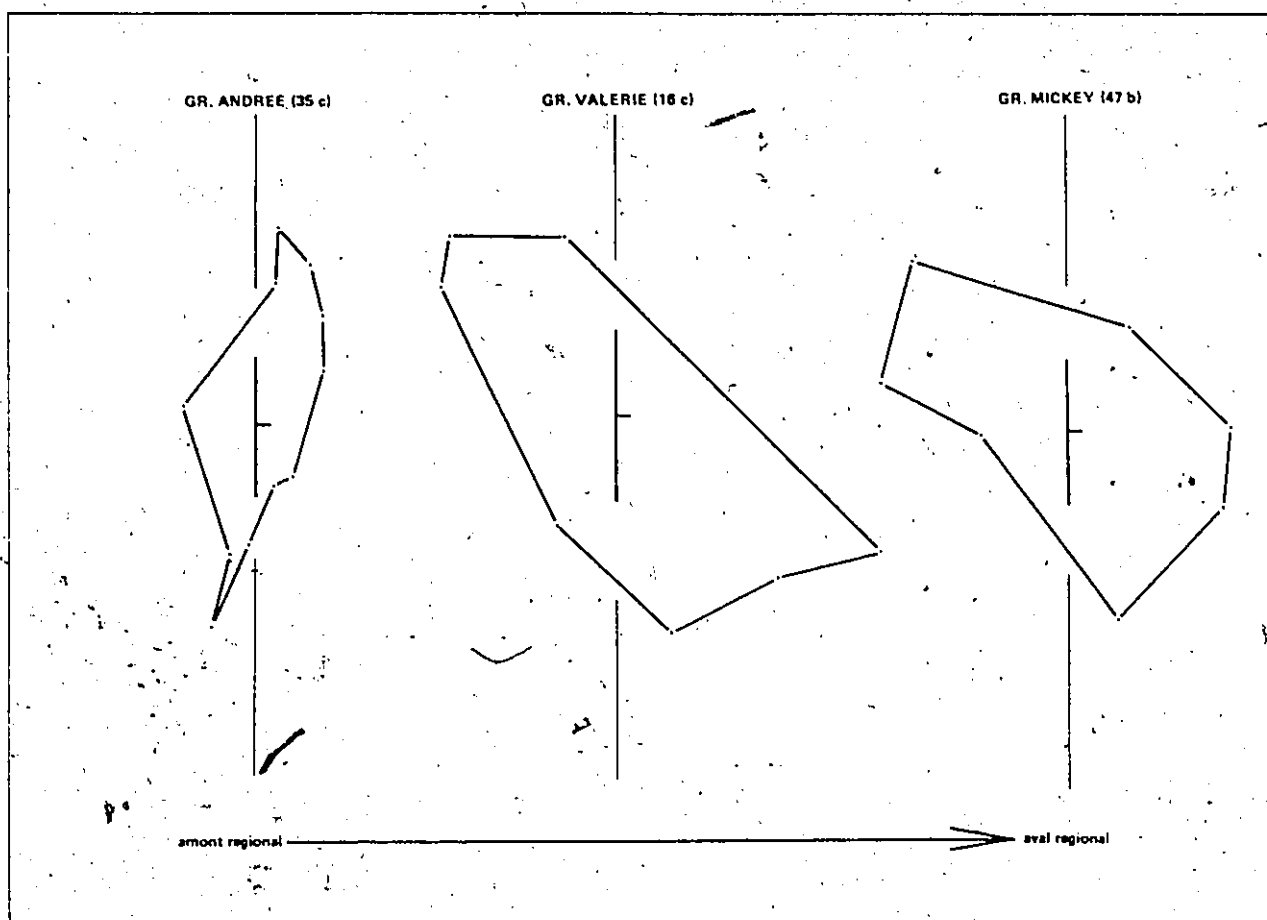


Fig. 3-13. Disposition des trois "espaces karstifiés" en fonction de la direction des couches. De l'amont régional à l'aval, ces espaces s'étendent progressivement.

a mis en place un réseau supérieur dont subsistent les grottes Valérie (160) et Andrée (358), alors que la pente de la Nahanni était de 2,14% à 2,4%, et coulait aux alentours de 750 m à 700 m à l'aval du Premier Canyon (donc de la grotte Valérie 160), et que la paléo-Lafferty coulait vers l'est. La deuxième phase se stabilise entre 565 m et 535 m et a permis le creusement du réseau de la grotte Mickey (478). L'abaissement lent du niveau de la nappe phréatique contrôlé par la stratification explique la grande densité du cavernement. Le concept "d'espace karstifié" a permis d'évaluer la hauteur efficace de la nappe phréatique lors de cette spéléogénèse (de 45 m à 50 m), c'est-à-dire, celle où effectivement se développe ce type de grottes. On a remarqué aussi que la stabilité de la nappe n'est pas un état statique, mais qu'elle varie dans un site, et aussi d'amont vers l'aval, comme le montre la morphologie des "sous-espaces" de la grotte Andrée.

Ainsi, durant une période dite stable de la nappe, peut-on avoir d'abord une stabilité réelle suivie d'un abaissement lent (gr. Andrée et Valérie) ou bien un abaissement lent et régulier du niveau de la nappe qui permet la mise en évidence sur une hauteur constante du pendage faible (grotte Mickey).

Enfin, considérant les trois réseaux, on constate une adéquation du grand axe de chaque "espace-karstifié" avec la direction des couches (fig. 3.13). Ce grand axe représente la direction principale du creusement souterrain donc de la majorité des galeries. D'amont vers l'aval, de la grotte Andrée (358) à la grotte Mickey (478) cet axe est d'abord parallèle à la direction des couches puis s'infléchit peu à peu, sous la contrainte du pendage, qui reste cependant secondaire. C'est là une dernière preuve de la nature dominante du creusement de ces trois réseaux, qui en rapport avec deux périodes successives d'une suffisamment grande stabilité de la nappe

phréatique, se sont développés dans la direction des couches. Cette indication capitale est la preuve d'un creusement en régime noyé (phréatique) peu profond, qui correspond, au moins, à la zone de balancement de la nappe. Ainsi, le concept "d'espace karstifié" s'est avéré fécond pour l'étude des grandes cavités, et la mise en évidence des seuils d'efficacité du régime noyé par rapport aux pendages et aussi des variations de la vitesse d'abaissement de la nappe durant ce qu'on appelle un niveau de stabilité. Par contre, pour les petites grottes (< 1 km) occupant un "sous-espace" de la grotte Mickey (478), les résultats sont aberrants. Donc les petits objets karstiques se situent sous le seuil de perception de la méthode proposée, ce qui précise son niveau d'application. Leur étude est donc abordée d'une manière analytique cette fois, au ch. 4.

3.5 LES GÉOCLASES

Le dernier groupe de discontinuité à avoir une incidence sur le développement des grottes est constitué de toutes les géoclases. Sous ce terme sans connotation génétique, se retrouvent les diaclases, souvent orthogonales entr'elles et les plans de stratification, les fissures et fentes de décollement, simple fracturé ouverte avec ou sans remplissage de calcite (s'il s'agit de calcite secondaire, il s'agit alors de filons ou filonnets)⁽¹⁾, mais aussi les failles dont certaines sont ouvertes de plusieurs mètres et comblées de brèches calcitiques. Ce regroupement apparemment disparate, rassemble en fait, tous les lieux de passage verticaux ou obliques qui, avec les plans de stratification qu'ils joignent, rendent la roche encaissante perméable en grand. Grâce à des méthodes d'investigation plus élaborées que par le passé (J.C. Grillo, J.C. Guérin, 1975; J.C. Grillo et C. Droque,

(1) Ces diverses cassures sans rejeu sont considérées comme des JOINTS en géologie structurale (Mattaer, 1973, p.81).

1977, par exemple), ce contrôle structural est mieux mis en évidence et des conclusions quant à la spéléogenèse régionale s'en trouvent confortées (R.A.P. Charity and N.S.J. Christopher, 1977, A.N. Palmer, 1974, 1975). On discerne ainsi mieux dans l'évolution des karsts souterrains l'incidence structurale d'une part et celle de la géomorphologie dynamique d'autre part.

Réciproquement il appert que, de plus en plus, l'étude détaillée des réseaux souterrains constituent une banque de données aux informations très précises pour comprendre et la situation structurale et la géomorphologie externe du site étudié. Ce cas est particulièrement clair sur la Nahanni qui, physiographiquement parlant, se divise en deux unités à dynamiques antagonistes, des plateaux structuraux et des canyons fluviatiles.

Actuellement, l'état de décompression est généralisé dans la roche encaissante de la Nahanni, comme l'atteste l'ouverture des géoclasses dans les grottes, ouverture oscillant entre < 1 mm à 9 cm. Rendues ainsi, bien visibles, elles ont été relevées partout ⁽¹⁾. La grande majorité des géoclasses consiste en cassures nettes à plans lisses sur lesquels nulle cristallisation secondaire n'est visible. Elles sont droites, subverticales et souvent groupées et parallèles, espacées de quelques décimètres. Des filonnets de calcite secondaire en remplissent quelques-unes, qui alors sont très antérieures, probablement syngénétiques du plissement. Ces diverses variétés de géoclasses sont parfois obliques. Elles semblent avoir un rôle privilégié dans certaines étapes de la spéléogenèse (ch. 3.4, "espace karstifié" de la grotte Andrée), et ont une incidence précise sur la morphologie souterraine (ch. 4). Enfin, à titre d'exemple montrant à quel point

(1) Statistiquement parlant, le relevé est toujours plus complet dans les galeries à petit gabarit où l'observation se fait mieux.

le massif dans son entièreté est en état de décompression, signalons l'ouverture exceptionnelle d'une géoclase (9 cm) dans le mur d'une salle allongée de la grotte Mickey, donc dans une grotte profonde. Comme les vestiges d'un plancher stalagmitique sont suspendus à ce mur et que l'ouverture de la géoclase en a entraîné l'éclatement, il faut en conclure que la décompression généralisée n'est pas contemporaine de la spéléogénèse ni même de la période -bien plus tardive- durant laquelle s'est élaboré le plancher stalagmitique (cf. photos 3-4A et 8). Vu que la base de ce concrétionnement a été datée (cf. ch. 5) et que la date la plus récente est 273 000 ans (+ 120 000, -55 000) ⁽¹⁾, il est vraisemblable que la sédimentation s'est poursuivie longtemps encore (des dizaines de millénaires) sans que la situation mécanique ne change. C'est-à-dire, que la géoclase reste fermée durant cette période. Si on estime à environ 200 000 ans la durée d'ouverture possible de la géoclase, après fossilisation de la galerie et du plancher, il apparaît que l'écartement des lèvres de cette cassure fut de l'ordre de 0,45 mm / 1 000 ans. Mais cette moyenne n'a de sens que si l'ouverture s'est faite régulièrement, ce qui nous paraît improbable (cf. discussion au ch. 4). Cet exemple de détente est confirmé partout, par le décollement de blocs dans les voûtes et les murs (cf. photos 3-5A et 8), et partout semble postérieur à la spéléogénèse, et aux grandes périodes de concrétionnement.

Si le résultat de cette détente va jusqu'à occulter ou faire disparaître localement la morphologie originelle par éboulement, elle a par contre un avantage exceptionnel, c'est de mettre en évidence le maximum de géoclasses, si pas toutes! Cette situation privilégiée a permis leur étude pour mieux

(1) N.B. les 2 autres donnent > 400 000 ans!

comprendre les rapports entre cet élément de la structure et l'évolution des grottes.

D'un point de vue mécanique donc, cette étude montre l'omniprésence des processus de détente par appel au vide: des falaises des canyons à celles des couloirs karstiques des plateaux et aux voûtes des grottes (cf. photos 3-6 A/B). Or, dans beaucoup de karst comme dans les gorges du Verdon (France), par exemple, les processus de détente sont bien moins actifs et même souvent absents, dénotant par ce fait un équilibre résultant soit d'une mise en place progressive et lente, soit très ancienne. Autre exemple, les grottes de la Greenbrier River en Virginie de l'Ouest, bien que d'âges variés sont rigoureusement stables dans leur parties fossiles (Pliocène pour les plus vieilles); ce karst souterrain témoigne d'un équilibre naturel. Sur la Nahanni et dans son karst souterrain rien de tel, des géoclasses (fentes et fissures de décollement) démontrent partout les états métastables du massif, dont les deux éléments les plus caractéristiques sont les décollements de plots ⁽¹⁾, entraînant l'effondrement de dièdres de décompression et dans les grottes l'ouverture de fissures provoquant des déplacements de monolithes et des effondrements de voûtes. Dans ce dernier cas, il ne s'agit pas d'une "incision" ⁽²⁾, la nouvelle voûte ne faisant que mettre en évidence les discontinuités structurales qui nous paraissent loin d'une voûte d'équilibre.. Ces ruptures élastiques de la roche, autant en surface que sous terre, sont ordinairement attribuées à un déblaiement rapide: la nouvelle surface de contact entre le vide et la roche encaissante répond après sa mise en évidence par des ruptures. Cette

(1) Plot: monolithe limité par des failles.

(2) Terme utilisé par A. Boëgli (1970) pour caractériser les effondrements qui donnent un profil d'équilibre aux galeries.

hystérèse familière, des mécaniciens, est parfaitement mise en évidence pour les grottes, dans les travaux de Renault (1967, spécialement p. 278).

Or, d'après les ch. 1 et 2, ce karst souterrain ne s'est pas installé en une fois. En effet, l'encaissement de la Nahanni résultant d'un mouvement positif de l'anticlinal local s'est fait dans le cadre du Quaternaire qui à cet endroit, a présenté plus qu'ailleurs des modalités variées: tantôt la région fut couverte d'un inlandsis, puis noyée par d'immenses lacs proglaciaires envahissant périodiquement la région, dont le niveau fut également varié (ch. 2), tandis que les grottes se sont installées à deux niveaux espacés de près de 200 m, lors de périodes de stabilité de la rivière!...

Bref, le "temps géomorphologique" (Tricart, 1962) fut un continuum dont les variations commencent à être perçues, tandis que leur durée et leur intensité reste du domaine spéculatif. Le seul fait confirmé par toutes les observations est l'instabilité géomorphologique quaternaire de la région. Ce qui nous amène, vu le mode de réflexion qualitatif qui est le seul possible dans l'état actuel des connaissances, à englober l'hypothèse de déblaiement rapide qui justifie les ruptures élastiques, dans un concept plus large, celui de fatigue du matériau engendrée par les variations et les répétitions de processus géomorphologiques durant une période géologique courte (H. Bertouille, 1978). Les déblaiement par affaissements instantanés observés aujourd'hui (cf. ch.5), et ceux antérieurs, sont un exemple des épiphénomènes découlant des variations spatio-temporelles de la géomorphologie locale qui ont provoqué des alternances de pression et de vide aux parois (des versants et des grottes) engendrées par des agents variés et de forces changeantes comme nous l'avons vu. L'ouverture des géoclases est la réponse finale à la fatigue de la roche encaissante. Fatigue d'autant plus efficace

que la roche karstifiée n'est pas un milieu isotrope (TERZAGHI, 1951, BORDET - S.d. cité par Renault, 1967) (1).

Ainsi convaincu de la diversité des causes d'anisotropies dans le temps et l'espace, et ne disposant que de données objectives partielles sur la région, nous refusons de choisir l'unilatéralité conceptuelle d'un modèle quelconque même très élaboré (2), pour mieux exploiter toutes les observations de terrain, les confrontant les une ~~aux~~ autres, jusqu'à ce que les résultats s'articulent en un tout compatible avec la stratégie heuristique de ce travail.

3.5.1 Distribution numérique des géoclasses

Observées dans toutes les grottes, les géoclasses sont spécialement étudiées dans les trois réseaux les plus développés (3). On postule qu'à un moment de leur existence, elles ont représenté les lieux privilégiés de passage des eaux souterraines, au début de la spéléogenèse, et durant d'autres phases de creusement (ch. 4). Le relevé tient compte de leur nombre, pourcentage et orientation, pour enfin les classer en quatre catégories antagonistes distinctes: les géoclasses subverticales et obliques d'une part, et d'autres part celles parallèles à l'axe de la galerie où on les observe (4)

-
- (1) Rappelons: a) que dans les études de résistance des matériaux, la plupart des modèles postule un milieu isotrope, b) et qu'en mécanique des roches on reconnaît l'impossibilité d'appliquer directement dans la nature les résultats obtenus sur modèles de laboratoire dû à l'effet d'échelle.
 - (2) Citons comme bel exemple d'unilatéralité conceptuelle dans le domaine karstique la "théorie du pompage" de S.N. Davis (1966) qui attribue l'origine des grottes à la capillarité forcée des eaux souterraines lors de l'ouverture des fissures!
 - (3) Ces observations structurales ne sont utilisées dans ce travail que dans leurs rapports avec la spéléogenèse. Il est évident qu'elles constituent également une source de renseignements extrêmement importante pour toute recherche en géologie structurale, mais c'est là un domaine hors sujet. (cf. les travaux de Grillot et al.).
 - (4) Donc qui eurent une incidence directe lors de leur genèse.

GR. MICKEY (478) et associées

	OBLIQUES	SUBVERTICALES		TOTAL	LOCALISATION	
		Parallèle à la galerie	Perpendiculaires à la galerie		Zone profonde	Zone de versant
Nbre	17	65	32	114	48	65
%	14,1	57,5 (67)	28,4 (33)	100	42,4	57,6
		85,9 (100)				

GR. VALERIE (160)

Nbre	6	22	4	32	29	3
%	19	68 (84)	13 (16)	100	91	9
		81 (100)				

GR. ANDREE (358)

Nbre	12	12	2	26	22	4
%	46	46 (85)	8 (15)	100	85	15
		54 (100)				

Fig. 3-14. Distribution des géoclasses dans les trois grandes grottes.

et celles qui lui sont perpendiculaires ou fortement obliques, avec peu ou pas d'incidence sur la morphologie de détail (cf. ch. 4).

De leur distribution numérique (fig. 3,14), il ressort que les géoclasses subverticales représentent partout la majorité (de 54% à 85,9% suivant les sites), et que celles qui sont parallèles aux galeries prédominent, de 67% du total des subverticales à 85%. Dans le site de la grotte Mickey (478) et associées où ce pourcentage est le plus faible, plus de la moitié de ces géoclasses (57,6%) sont dans la zone proche du versant, de moins de 30 mètres d'épaisseur: ce sont des fissures de décompression le plus souvent parallèles à la paroi.

Or, comme nous le verrons en détail au chapitre suivant c'est dans cette zone de versant que de courtes grottes se développent en suivant toujours une géoclase fortement oblique ou perpendiculaire à la paroi, donc recoupant de nombreuses fissures de détente parallèles au versant. Inversement, dans la zone profonde, là où les géoclasses prédominent sur celles de la zone de versant, il n'existe que peu ou pas de courtes grottes, du fait de la rapidité avec laquelle évoluent les versants qui, dans ce cas, sont toujours de grandes parois verticales reculant par ablation de piliers de décompression. Ce qui entraîne la disparition des courtes grottes. Il ressort donc, de la distribution numérique des géoclasses, que partout celles qui sont subverticales contrôlent le développement des galeries, et que les versants qui évoluent le moins rapidement, c'est-à-dire ceux dont la portion verticale est la plus faible, contiennent une catégorie particulière de grottes courtes.

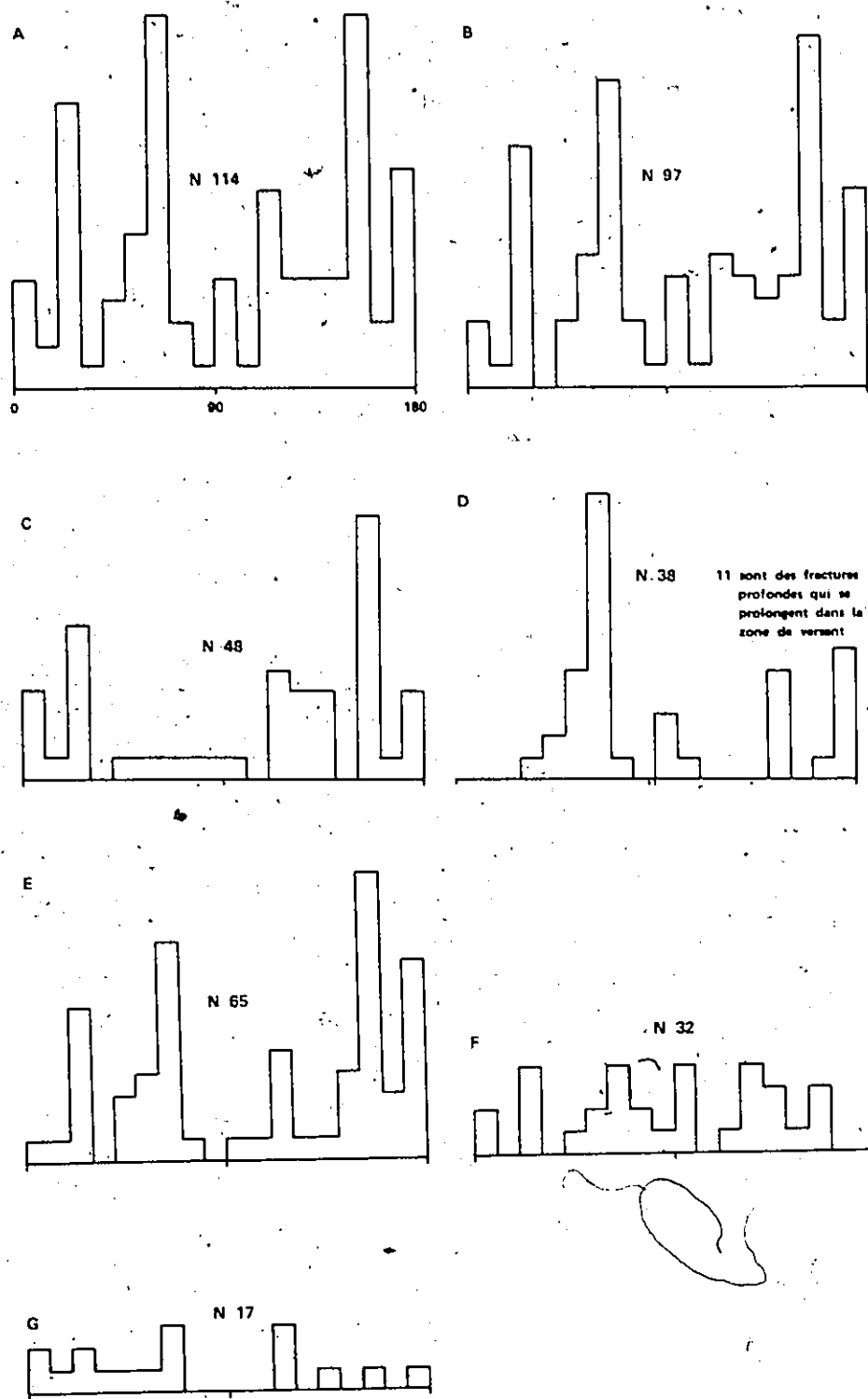


Fig. 3-15. Distributions des géoclastes dans la gr. Mickey et associées. (A) total des géoclastes. Les géoclastes subverticales: leur total (B), dans la zone profonde (C), dans celle de versant (D), (quand des géoclastes de la zone profonde (11) se prolongent jusque dans celle du versant, elles ne sont pas comptabilisées dans cette dernière catégorie), dans l'axe de galeries rectilignes (E), perpendiculaires ou fortement obliques aux galeries (F). Les géoclastes obliques (G).

3.5.2 Directions des géoclasses

L'étude des directions des géoclasses dans les trois même sites, confirme et précise les informations perçues par leur distribution numérique. On utilise cette fois des histogrammes, vu que la très grande majorité des géoclasses est subverticale (1). La fréquence, en ordonnée, représente le nombre de géoclasses rencontrées et non leur longueur, et en abscisse leur orientation. Ces histogrammes donnent ainsi une idée du serrage de la roche encaissante.

L'analyse la plus complète concerne le réseau de la grotte Mickey et associées, où 114 géoclasses ont été observées dans les 3.7 km de galeries (fig. 3.15). Il en résulte un histogramme (A) général, duquel nous soustrayons toutes les géoclasses obliques. L'histogramme (B), composé de géoclasses subverticales uniquement, accentue les quatre modes majeurs de l'histogramme général; dorénavant il sert de référence.

Comme la distribution numérique (fig. 3.14) de ce site montrait que le nombre de géoclasses de la zone profonde et de la zone de versant était presque égal, nous observons leurs histogrammes respectifs (C est celui en profondeur et D en zone de versant). Cependant, pour mieux isoler les familles de géoclasses, dans l'histogramme de la zone de versant, ont été omises toutes celles qui sont également dans la zone profonde. De cette façon le diagramme C illustre les directions dominantes des géoclasses verticales de la zone profonde qui sont actuellement ouvertes grâce à la détente généralisée de la région; tandis que le diagramme D donne celles qui résultent uniquement de la décompression aux abords des parois. Ces

(1) Vu que les galeries qui suivent les géoclasses obliques restent subhorizontales, donc suivent la direction du plan de fracture, il n'est pas nécessaire d'utiliser le canevas de Wulff pour leur représentation.

dernières sont chronologiquement postérieures à celles de la zone profonde. Les modes majeurs de ces deux histogrammes sont remarquables, car ils décomposent clairement l'histogramme général (B). Dans la zone (C), les géoclasses orientées vers 155° prédominent nettement et sont recoupées d'abord par celles d'azimut 25° puis, suivant un faisceau plus large par celles dont la direction moyenne est 125° .

Il en ressort un serrage dense et hiérarchisé à partir d'une maille parallélipédique orientée à 155° pour le grand côté et 25° pour le petit. Cette maille est intimement fracturée par des géoclasses de 2 modes mineurs (le faisceau à direction moyenne de 125° et un autre plus serré autour de 0°) et des géoclasses isolées dans presque toutes les autres directions. Le treillis de la grotte Mickey proprement dite illustre cet état (cf. le plan et analyse au ch. 4).

Dans la zone de versant (D) par contre, la distribution des directions dominantes est plus simple: un mode majeur net d'azimut 65° et deux modes mineurs, un à 175° et l'autre à 145° . Le serrage de la zone de versant se compose d'une maille aussi parallélipédique, mais cette fois le grand côté est à 65° et les petits à 175° et 145° . L'absence de toute géoclase dans près de la moitié des directions fait que la maille type est cette fois plus simple, ce qui se reflète sur les grottes courtes de cette zone (cf. discussion au ch. 4).

Les diagrammes E et F illustrent eux, le rapport entre les géoclasses et les galeries rectilignes. En E, sont compilées les géoclasses parallèles aux galeries, donc qui eurent une incidence sur leur développement (1).

(1) Soit celle effectivement observée, soit une autre parallèle à celle qui a disparu avec le cavernement.

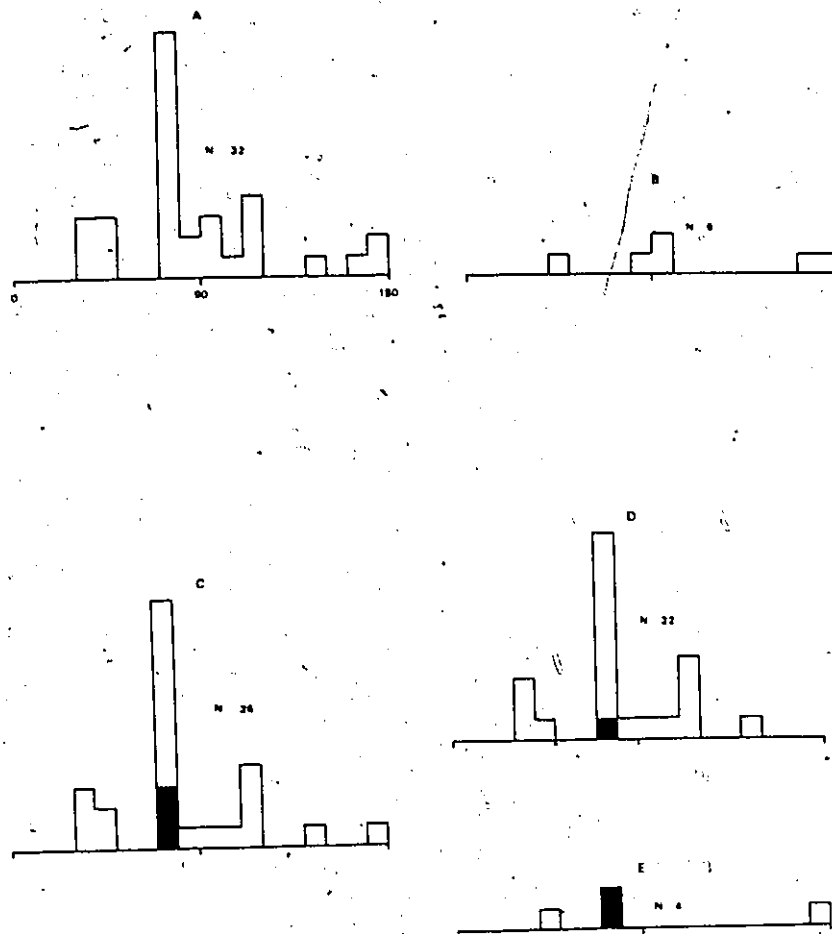


Fig. 3-16. Les géoclasses dans la gr. Valérie (16C). (A) Total des géoclasses, (B) Les géoclasses obliques, (C) les géoclasses subverticales (en noir celle dans la zone de versant). Les géoclasses subverticales parallèles aux galeries rectilignes (D), et perpendiculaires (E).

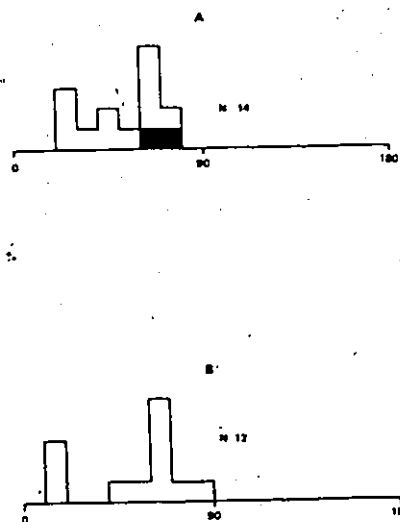


Fig. 3-17. Les géoclasses dans la gr. Andrée (35B). (A) les géoclasses subverticales, en noir celles perpendiculaires aux galeries (1 seule est dans la zone de versant). (B) les géoclasses obliques.

Il est remarquable que tous les modes dominants des histogrammes qui analysaient le serrage de la roche encaissante (C, D et B pour le total) s'y retrouvent, attestant ainsi le contrôle des géoclasses sur le développement de ce type de grottes.

L'histogramme F relève les directions des géoclasses qui ont été observées perpendiculaires ou fortement obliques aux galeries avec peu ou pas d'incidence sur leur morphologie, donc celles qui n'ont pas exercé de contrôle durant le cavernement. Et tout à l'opposé du diagramme E, aucun mode ne domine, bien que toutes les directions soient représentées. Ce diagramme constitue donc, une preuve à contrario du contrôle des géoclasses sur le développement des galeries. Enfin, l'histogramme G présente les directions des géoclasses obliques. Bien que ce mode de représentation n'ait pas de sens pour une analyse de géologie structurale, nous le considérons quand même, car la majorité des galeries sont soit horizontales soit en pentes faibles, c'est-à-dire qu'elles ont pu théoriquement suivre la direction d'une géoclasse oblique. Deux modes y dominent légèrement et concordent avec ceux de l'histogramme (E) où les géoclasses sont parallèles aux galeries rectilignes. Entre ces deux modes rien n'a été observé, ce qui s'accorde aussi avec la partie en dépression du diagramme E autour de l'azimut 90° . Donc les géoclasses obliques ont aussi favorisé le développement des galeries rectilignes. En conclusion, seules les 32 géoclasses (36% du total) de l'histogramme F ne s'accordent pas avec les axes des galeries.

Dans le réseau de la grotte Valérie (16C), 32 géoclasses seulement ont été observées, dont 6 obliques (fig. 3.16). 23 sur 26 des géoclasses sub-verticales sont dans la zone profonde et présentent un mode nettement majeur d'azimut 75° et deux mineurs à 45° et 115° . Le serrage qui en résulte dessine une maille simple tout-à-fait différente de celle observée dans la

zone profonde de la grotte Mickey, pourtant proche, mais située à une altitude bien inférieure (environ 200 m plus bas) (pour comparaison cf. fig. 3.15C). Le contrôle des géoclasses sur les galeries se confirme, puisque 22 sur 26 sont dans l'axe d'une d'elles. Quand à la grotte Andrée (358), le nombre des géoclasses y est encore plus faible (14). Elles sont cependant bien groupées entre 20° et 40° avec un mode majeur à 65° donc proche de celui de la grotte Valérie (cf. fig. 3.17). Toutes, sauf deux, sont dans l'axe d'une galerie. Dans cette grotte, le pourcentage de géoclasses obliques est le plus élevé (46%, cf. fig. 3.14). Au paragraphe 2 de ce chapitre, on a déjà observé qu'elles exercent un contrôle particulier dans la spéléogénèse et, au chapitre suivant, nous constaterons que leur incidence sur la morphologie de détail est importante. Notons qu'à l'échelle du réseau (fig. 3.17 B), et en faisant les mêmes réserves sur le genre de représentation graphique que pour celles de la grotte Mickey et associées, elles concordent pratiquement avec les géoclasses subverticales pour leurs directions et le mode majeur. Le développement du réseau (cf. plan: contraintes structurales) montre que les géoclasses autant subverticales qu'obliques ont accentué le contrôle prépondérant du pendage qui a été mis en évidence au paragraphe 2.

3.5.3 Incidences des géoclasses anciennes et vestiges d'un karst de profondeur

Lorsque des géoclasses sont comblées par une cristallisation de calcite secondaire, cela signifie que leur ouverture est ancienne probablement contemporaine de la mise en place, en profondeur, de l'anticlinal qu'accompagne le ripage banc sur banc (cf. ch. 3.2). Un bel exemple se trouve 800 m au-dessus de la source vauclusienne les "White Spray": là, une faille large de plusieurs mètres, comblée d'une brèche calcitique traverse verti-

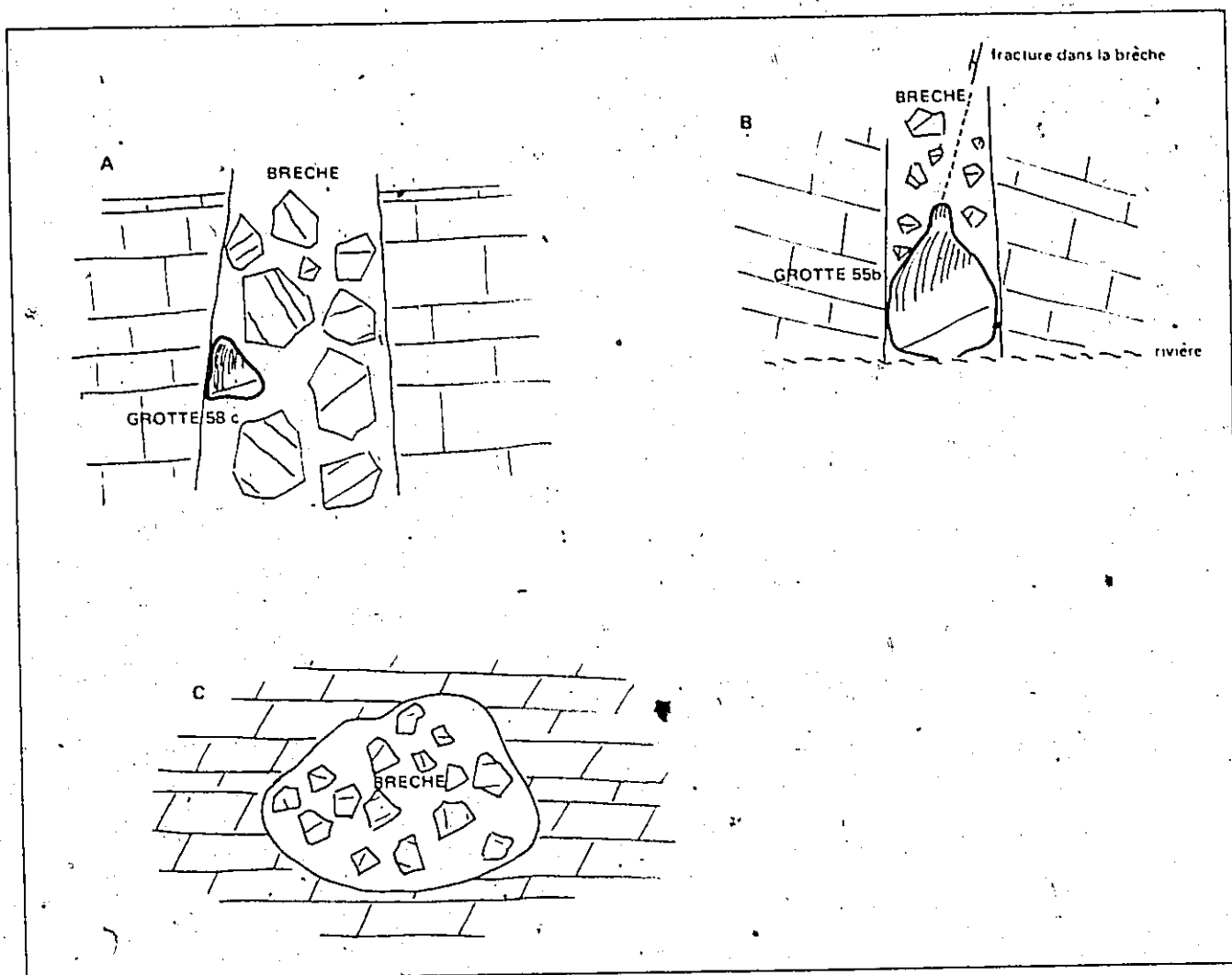


Fig. 3-18. Cavités dans des brèches. A) Conduit horizontal développé au contact du plan de faille et de la brèche qui la remplit. B) Galerie dans l'axe d'une géoclase oblique qui fracture une brèche de faille. La galerie est limitée aux lèvres de la faille. C) Dans les falaises de dolomies, grande poche bréchique (déca-métrique). Les débris semblent être des blocs de dolomie et la matrice de la calcite.

calement la formation des calcaires de Nahanni ⁽¹⁾ (photo 3-6).

Sur le bord de la lèvre verticale, mais dans la brèche, se développent de petites grottes en forme de conduits de faible diamètre (> 1 m), sub-horizontaux et courts: la grotte 58C par exemple a 8 m de long (fig. 18). Et à l'aval du canyon, la grotte 55B se développe aussi dans une brèche, mais cette fois elle en occupe toute la largeur, d'une lèvre à l'autre, en plus de suivre une géoclase ($N68^\circ E 80^\circ N$) qui, elle, fracture obliquement la brèche. De plus, là où le plan de la lèvre de ce genre de faille est découvert (à l'intérieur de la grotte 58C par exemple) il présente une surface légèrement cannelée avec trace d'un ripage latéral: les fines cannelures dont la largeur varie de 5 mm à 10 cm et dont la profondeur est de 1 cm maximum, sont brisées à une de leurs extrémités sans aucun dépôt de calcite secondaire. Ce jeu entre le plan de faille et l'éponte de sa brèche est donc très postérieur à l'installation en profondeur de la faille dont l'ouverture fut accompagnée d'un remplissage de calcite. Il a permis le décollement nécessaire à la circulation des eaux souterraines et conséquemment l'apparition de petites grottes sur le bord des brèches. Par contre, dans le cas de la grotte 55B, c'est une réelle cassure dans la masse de la brèche qui est apparue et qui a ordonné le développement de la cavité. Celle-ci s'est vite trouvée limitée par les épontes de la brèche (fig. 3.18).

Ainsi, la roche encaissante recèle deux familles radicalement différentes de géoclases: celles syngénétiques de la phase de plissement en profondeur et celles, beaucoup plus récentes, résultant d'un rééquilibrage des tensions au fur-et-à-mesure de l'évolution géomorphologique. Les ancien-

(1) Latéralement dans le calcaire, la faille bréchique s'accompagne de filonnets de calcites parallèles et presque orthogonaux au plan de la lèvre. Une autre sorte de filonnet est oblique à 30° à 45° vers le bas en direction de la brèche et présente des lèvres en dents de scie.

nes géoclasses sont karstifiables lorsqu'un rejeu plus récent décolle les lèvres ou crée de nouvelles géoclasses en leur sein.

Enfin, les immenses falaises, qui après tout sont composées des lèvres résiduelles des géoclasses, livrent un dernier phénomène structural spectaculaire (fig. 3.18 C et photo 3-6 B). Il s'agit de grandes poches bréchiques d'un diamètre dépassant le décamètre, dans la dolomie. L'agencement du matériel dans les poches est analogue à celui des grandes failles à brèche du calcaire, et la stratification de la dolomie qui l'entoure n'en est pas altérée. Puisque la poche est vue suivant une coupe verticale, celle de la paroi, il est impossible de savoir s'il s'agit d'une sorte de fond évasé d'un puits ou de la section d'une grande galerie. Il s'agit de vestiges d'un paléokarst bien particulier: développé dans la dolomie et comblé d'une brèche comme celle des principales failles de la région. Ne peut-on y voir un karst de profondeur syngénétique du plissement anticlinal, alors que la dolomie était partiellement ductile (ch. 3.2) et attaquable par des eaux juvéniles sous pression et à haute température?

Ce n'est là qu'un modèle spéculatif cadrant avec le niveau de nos observations et puisqu'aucune grotte ne s'y trouve actuellement, à la limite de notre sujet!

3.6 CONCLUSION

Ainsi, toutes les discontinuités dans la roche encaissante constituent un potentiel spéléologique. Cependant, l'efficacité du creusement karstique dépend, en fin de compte, de la dynamique des eaux souterraines contrôlées par l'évolution morphologique de surface, en sélectionnant littéralement les espaces à karstifier. La trame des faiblesses structurales est donc une sorte de banque de données plus ou moins exploitée. L'évolution géomor-

phologique de surface étant, comme on le sait, la résultante des forces exercées par les agents de dynamique externes et internes, on remarque du point de vue structural un seuil: à l'échelle régionale, la structure est une composante dynamique du paysage, tandis qu'à celle de la cavité elle est passive.

CHAPITRE 4

LA SPELEOGENESE

"Si formel que soit parfois l'exercice, il faut commencer par classer pour mieux définir".

R. Brunet, 1970

4.1 DES GROTTES SUPERFICIELLES ET PROFONDES

Le réseau spéléologique se compose d'une multitude de grottes dont la longueur varie de moins de 5 m à plus de 2 km et qui représente un total cumulé de 8,8 km de galeries. Comme toutes sont nécessaires pour comprendre la spéléogenèse régionale, il est intéressant de préciser quelle part chaque classe de grandeur de grottes représente et où elles se situent dans la roche encaissante (1).

petites grottes < 50 m: représentent 12,7% du réseau

50 m < grottes moyennes < 500 m: représentent 25,1% du réseau

500 m < grandes grottes < 5 000 m: représentent 62,2% du réseau

5 000 m < grottes géantes, il n'y en a aucune.

En fait, leur situation vis-à-vis de la surface montre que le réseau se divise en deux familles de grottes: les grottes superficielles et profondes.

Les grottes superficielles se cantonnent dans une zone étroite de la roche, proche de la surface; s'y retrouvent toutes les petites grottes assurément, mais aussi 22% des 25,1% du réseau composant la classe des grottes moyennes! Ainsi 34,7% du réseau se situe dans la zone de décompression du massif où se développent les fractures en réponse à l'appel au vide créé par les parois (ch. 3.5). Par leur position même, l'analyse de ces cavités a donc échappé à la grille des "espaces karstifiés" (cf. ch. 3.4), valable pour les grandes grottes et quelques grottes moyennes (3,1% du réseau) qui composent la famille des grottes profondes (65,3% du total). Or, dès le chapitre 2 (2.4.4), il était apparu par leur hypsométrie (fig. 2-13), que les grottes moyennes étaient "satellisées" par les grandes grottes pour former le niveau 2 autour de la grotte Mickey; ce niveau étant

(1) Cf. EHRENBURG, K., 1962.

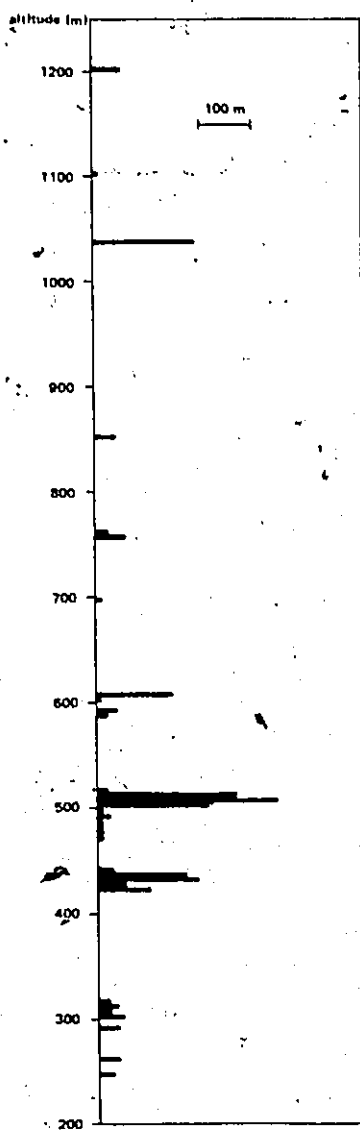


Fig. 4-1. Développement en longueur des cavités superficielles cartographiées, en fonction de l'altitude.

branché sur la paléo-Nahanni stabilisée à 580 m (1 900 pi). La dispersion des grottes moyennes s'expliquait par un déplacement suffisamment lent au-dessus et sous le niveau principal, pour permettre leur développement, ce que confirma l'analyse des "espaces karstifiés" des trois grandes grottes (cf. 3.4). Mais, à l'intérieur des réseaux profonds et pour toutes les grottes superficielles si variées, comment peut-on mieux appréhender leur spéléogénèse maintenant qu'ont été cernées d'aussi près que possible les contraintes mécaniques? Quelle modélisation déductive s'y conforme? Il faut d'abord procéder à l'analyse inductive des grottes en mettant l'accent sur l'observation significative, tel est le but de ce chapitre. Mais avant d'y entrer de plein pied, une dernière analyse hypsométrique apporte d'intéressantes données, il s'agit de la répartition des cavités superficielles uniquement (fig. 4.1).

La majorité du réseau superficiel se situe sous 610 m (2 000 pi) et se divise en 4 concentrations distinctes: une à 610 m (2 000 pi), la deuxième à 510 m (1 670 pi), la troisième à 430 m (1 410 pi) et une quatrième autour de 310 m (1 015 pi). Ces concentrations représentent donc des niveaux de creusement successifs puisque les calcaires karstifiables s'étendent uniformément dans ces altitudes (cf. fig. 2.7).

Le niveau de creusement près de 610 m (2 000 pi) est le plus modeste des quatre, et coïncide exactement avec l'altitude atteinte par le lac proglaciaire de Nahanni qui a noyé les canyons durant la "glaciation de Clausen" (150 000 ans AA?) (ch. 2.2). Tandis que le mode dominant autour de 510 m (1 670 pi) se situe lui, immédiatement sous le maximum de creusement en condition "phréatique superficielle" du second ~~pi~~ de stabilité dont l'altitude est 535 m (1 755 pi) (cf. ch. 3.4.2.3.). Les grottes superficielles de ce niveau sont donc, ou syngénétiques de ce niveau et datent alors

de l'interglaciaire entre la glaciation de "Nahanni" et celle de "Death Canyon", ou elles sont postérieures, mais ont subi l'influence du réseau profond, notamment lors du noyage des canyons par le lac de Nahanni. La troisième concentration importante située entre 445 m (1 460 pi) et 420 m (1 380 pi) n'avait pas été révélée par l'hypsométrie des grandes et moyennes grottes, elle s'approche de l'altitude du système lacustre proglaciaire contemporain de la glaciation de "Jackfish" (50 000 AA?) que G.A. Brook et D.C. Ford (1976) ont appelé le "lac de Tetcela" et qui se serait maintenu pour une longue période à environ 400 m (1 300 pi) d'altitude. La corrélation entre le niveau de ce lac et celui de grottes superficielles est non seulement évident mais permet de préciser à l'échelle de notre région que, dans le "Premier Canyon", "le lac de Tetcela" eut son altitude moyenne maximum près de 430 m (1 410 pi). Enfin, du niveau actuel de la Nahanni (240 m, 785 pi) à 320 m (1 050 pi) s'égrènent quelques courtes cavités formant une quatrième concentration. Pour une altitude donnée, leur longueur cumulée est toujours très modeste (moins de 50 m), et comme elles sont toutes le résultat d'une corrosion réalisable à proximité d'un niveau stabilisé d'eau épigée (cf. infra 4.4.5.1), elles dénotent des variations saccadées holocènes du niveau des eaux régionales, contrôlées d'abord par le retrait du "lac de Tetcela" puis de la rivière Nahanni.

Leur absence au-dessus de 320 m (1 050 pi) met en évidence, à partir de cette altitude, la récession mécanique des parois qui n'a pu qu'être importante à cause des variations drastiques des processus à leur contact: actions mécaniques liées à la gravité et au gel/dégel, pression et décompression engendrées par la présence des lacs proglaciaires, soutènement temporaire par dépôts lacustres avant que la rivière ne les escavent. L'altitude maximum de cette concentration de courtes cavités (320 m, 1 050 pi) est

sans nul doute, le seuil au-dessus duquel la récession des parois est capable de faire disparaître les cavités les plus superficielles qui dénotaient les modalités fines de la vidange des lacs proglaciaires. Cette récession n'a pu qu'augmenter avec l'altitude, au point qu'aujourd'hui, à hauteur du premier niveau majeur de creusement en condition "phréatique superficielle" situé à 735 m (2 410 pi) ne subsiste aucune concentration de grottes superficielles, alors que beaucoup accompagnent le 2^{ème} niveau⁽¹⁾. Comme la longueur moyenne de toutes les grottes superficielles est de 40,1 m, le recul des parois est donc, au moins de la même épaisseur⁽²⁾. Les deux petites concentrations au-dessus de 1 000 m discernables sur le graphique fig. 4.1, ne sont pas concernées par cette dynamique de versant car elles regroupent les grottes de hauts plateaux.

Après cette étude de la dispersion altitudinale, des cavités superficielles et les enseignements qu'on en tire en la confrontant avec celle des grottes profondes, toutes les conditions sont réunies pour que l'objet de cette étude, la grotte, soit analysée du dedans. On y recherchera les formes spécifiques qui préciseront mieux encore le modèle progressivement élaboré, en gardant évidemment toujours à l'esprit que ce modèle essentiellement déductif doit être modifié ou même rejeté, si l'analyse inductive de la morphologie spéléologique met en évidence un manque d'adéquation entre ce qui s'observe dans la grotte et le modèle.

4.2 LES CAVITES D'ORIGINE MECANIQUE

Ces cavités participent à l'évolution actuelle, mais ponctuelle, des parois; elles leur sont donc toujours postérieures, datant au plus de l'époque où la paléo-Nahanni s'encaissa sous leur niveau. On distingue, quant

(1) Mais peuvent ne pas être du même âge.

(2) Cf. 4.5.1

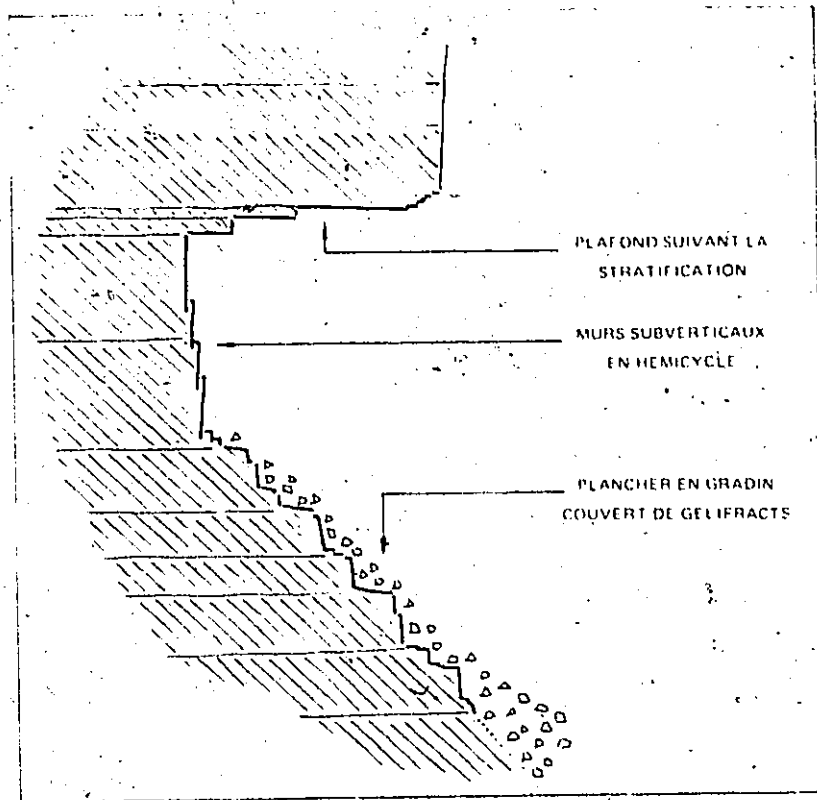


Fig. 4-2. Coupe habituelle des "poches de gélivation" proprement dites.

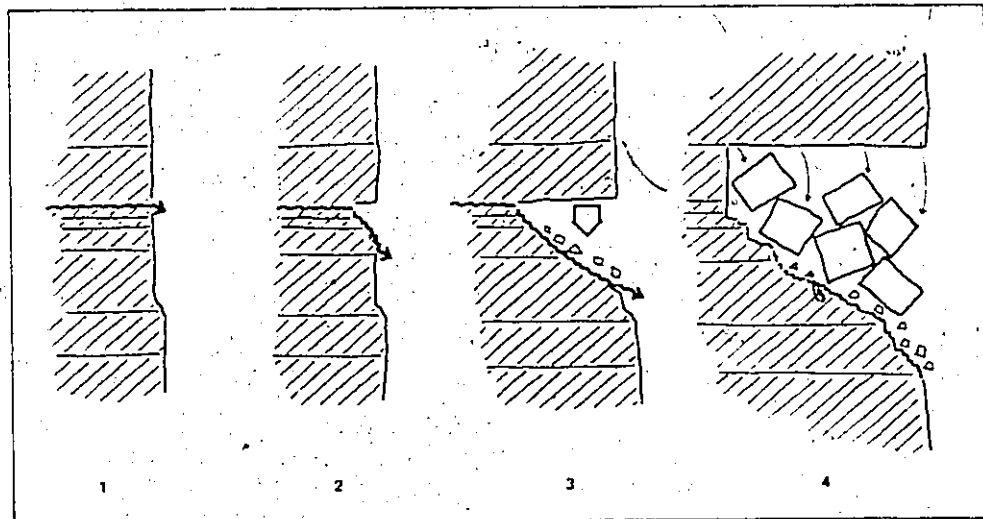


Fig. 4-3. Développement d'une "poche de gélivation" à partir d'une arrivée d'eau percolant dans un plan de stratification.

à leur forme et genèse, des "poche de gélivation" et des cavités pseudo-tectoniques.

4.2.1 Les "poches de gélivation"

Ces cavités tirent leur nom de la traduction littérale de l'anglais "frost pocket"; elles sont profondes d'au plus 20 m, et toujours développées à partir d'un point où arrivent des eaux souterraines (Ford 1973) (1). De ce fait, elles cohabitent aussi avec des grottes, en transformant leur entrée. Sur 28 cavités classées dans cette rubrique, 6 sont uniquement des poches de gélivation, les autres sont des entrées de grottes modifiées par des processus mécaniques. La longueur de la grotte prolongeant les "poches de gélivation" n'affecte en aucun cas leur évolution.

Les "poches de gélivation" proprement dites de taille métrique à décimétrique présentent toutes la même morphologie: un plafond plat subhorizontal étagé suivant un ou plusieurs plans de stratification, le fond est un mur subvertical le plus souvent en hémicycle et le plancher est en gradin couvert de débris (fig. 4.2). L'évolution de ces cavités est la suivante: la gélivation attaque la paroi en un point, grâce à la descente d'eau de percolation suivant les géoclasses verticales ou obliques. L'agrandissement est surtout latéral, tant qu'arrivent des eaux de percolation. Au fur-et-à-mesure que s'accroît la cavité, à la gélivation proprement dite qui continue de fonctionner, se substitue comme processus des effondrements du plafond,

(1) D'où de fréquentes déceptions lors de l'exploration des falaises à la recherche des grottes, et le peu de "poches de gélivation" proprement dites dans la banque de données. En effet, chaque fois qu'il paraissait évident que la cavité en était une, nous nous sommes épargnés son exploration.

avec dissolution suivant les plans de stratification supérieurs ou résultant de la gravité lorsque la portée du plafond horizontal est excessive. Ces cavités atteignent facilement leur seuil d'autocatalyse, situé autour de 10 m de haut et près de 5 m de profond, à condition que se maintienne l'arrivée d'eau de percolation, car la gélivation y est favorisée par rapport au reste de la paroi grâce au micro-climat plus humide et plus frais que crée cette topographie concave de paroi (J. Schroeder, 1968). Quand les plans de stratification séparent des bancs épais, de l'ordre du mètre, les effondrements du plafond arrivent tôt dans l'évolution de la cavité et les débris de grandes tailles facilement retenus par le plancher, colmatent et fossilisent la poche (fig. 4.3), (par exemple 20C et 109C). Tant que se maintient le plafond horizontal dont la portée peut être grande, plus de 50 m pour la cavité 30C, cela veut dire que des eaux de percolation y aboutissent toujours. Cependant, lors de leur exploration la plupart de ces cavités étaient sèches; mais grâce à la présence sélective de lichens à cyanophycées la preuve était faite qu'y subsistent des écoulements sporadiques actuels plus importants que ceux sur les parois proches où ne croît pas ce lichen indicateur capable de reviviscence. (J. Schroeder, 1968, 1974). Par contre, les cavités dont le plafond dessine une voûte "d'incision" dénotent, par ce fait, une mise en équilibre mécanique qui n'est concevable que si la cavité est morte, donc qu'il n'y arrive plus d'eau (la cavité 110C par exemple, cf. photo 4-1).

Les poches de gélivation occupent aussi des brèches subverticales et présentent la même morphologie quand elles sont actives, y compris le plafond plat bien qu'il n'y ait pas ici la contrainte du plan de stratification (cf. ch. 3, photo 6). Leur évolution est aussi dépendante d'eaux circulant dans le massif, proches de la paroi, mais arrivant cette fois par les épontes.

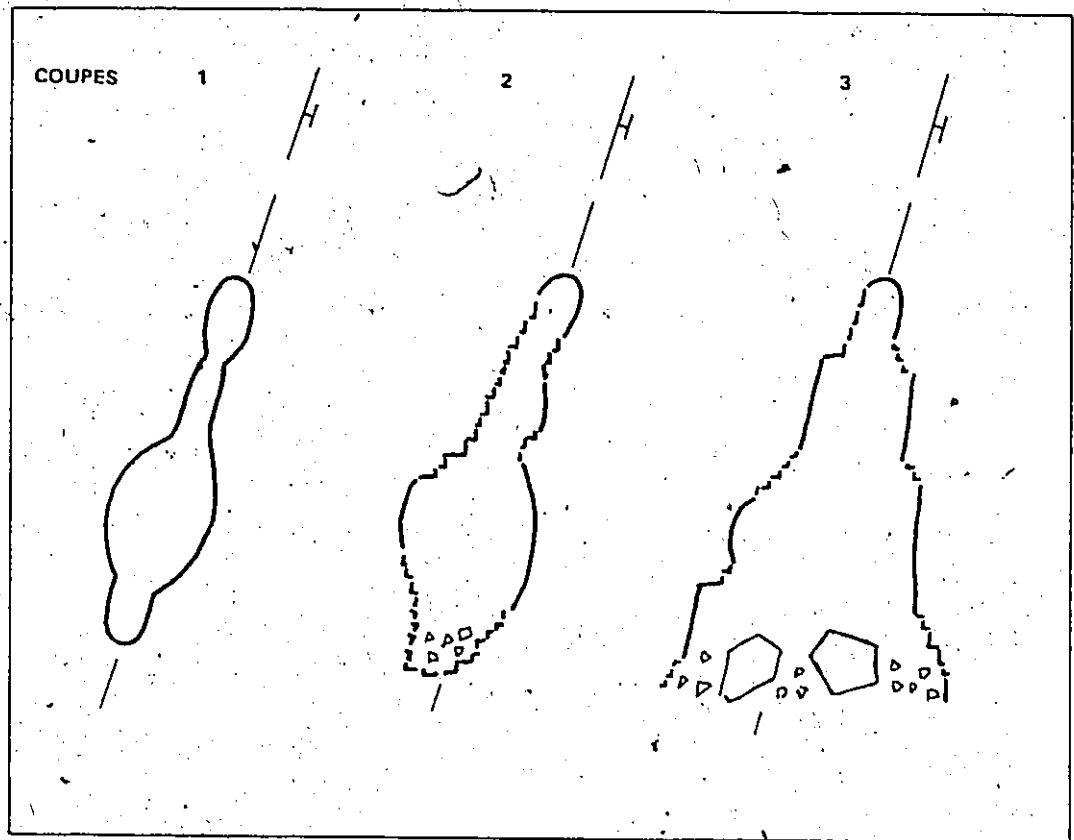


Fig. ★-4. Evolution probable de l'entrée de la grotte 25B. 1) "fissure de corrosion" ouvrant une géoclase oblique. 2) avec le recul de la paroi, exhumation de la fissure ouverte dont la morphologie de dissolution disparaît par gélivation. 3) agrandissement actuel de l'entrée par gélivation et "dissolution-effondrement" de blocs.

Il existe aussi des cas complexes, lorsque la poche de gélivation surcreuse une entrée de grotte. Si la grotte consiste en conduits sub-métriques qui amènent à la paroi des eaux souterraines, la "poche" peut s'y développer au point de gruger dans sa presque totalité la morphologie souterraine antérieure. Ici aussi, tant que l'alimentation en eau est assurée, la "poche" croît et son plafond se maintient subhorizontal (ex. 348 juste à l'amont de la 358, et à sa gauche sur la photo 4-2). Les deux entrées sont de même gabarit entre 15 m et 20 m de haut, cependant celle de la grotte Andrée est sèche en permanence (pas de lichens à cyanophycées) et peu altérée par rapport à celle de la 348, comblée d'un amas de blocs au fond duquel subsiste une courte galerie sinueuse et étroite fort humide. L'altération de la morphologie karstique souterraine dans ces cavités n'est cependant pas toujours complète. Une forme fréquente se présente en coupe, en une sorte de A droit ou légèrement penché dépendant de l'allure initiale de l'entrée de la grotte. Ainsi la grotte 258 se compose de deux parties: une entrée dissymétrique large de 3 m et haute de 7 m dont le mur gauche est sculpté de formes résiduelles de corrosion altérées par une gélivation jusqu'à disparaître sur les bords les plus anguleux (débris de petites dimensions, moins de 20 cm de grand axe), et par des effondrements de blocs submétriques limités par des diaclases et des plans de stratification; le mur de droite est plus redressé mais présente les trois mêmes familles de formes d'érosion. A 8 m de l'entrée, la cavité cesse brusquement d'être contrôlée par des agents mécaniques et se poursuit durant 5 m sous la forme de "fissures de corrosion" développées suivant une géoclase légèrement oblique (cf. plan et coupe de la grotte en annexe). Comme des vestiges de corrosion subsistent dans la "poche de gélivation", son évolution morphologique (fig. 4-4) est la suivante: apparition d'un chapelet de "fissures de corrosion" suivant une géoclase oblique, puis exhumation de son extrémité

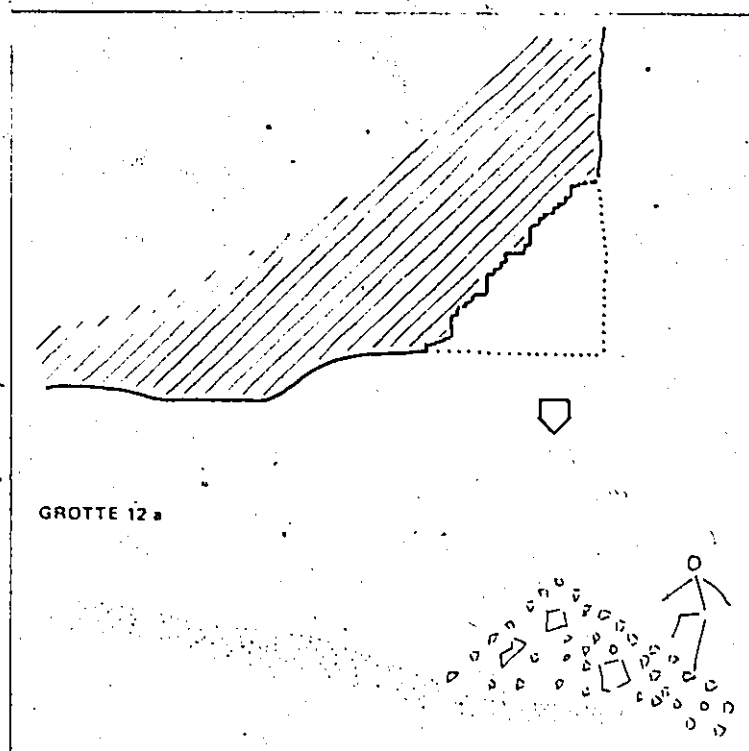


Fig. 4-5. Talus de gélifracts provenant de l'altération de la voûte à l'entrée de la grotte 12A.

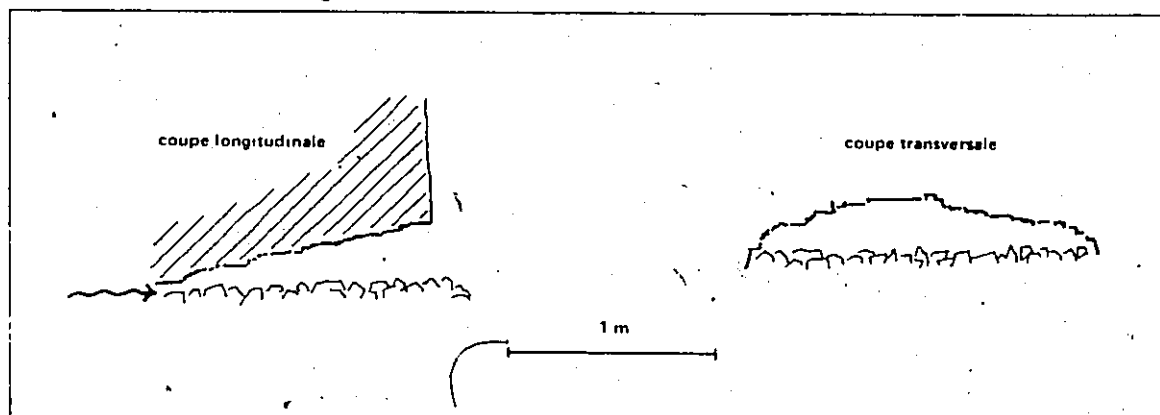


Fig. 4-6. Entrée surbaissée modelée par la gélivation. Des eaux souterraines y aboutissent sporadiquement. Hauteur maximum 50 cm, largeur 1 à 3 m.

par recul de la paroi. Le système spéléologique captant des eaux d'infiltration par la géoclase oblique préexistante et par d'autres fissures de décompression parallèles à la paroi, amène ces eaux à l'entrée, favorisant sa gélivation. La voûte de gauche étant le toit de la géoclase évolue plus vite par simple gravité, que celle de droit, le mur. La largeur à la base passe progressivement d'environ 1 m (largeur de la partie spécifiquement spéléologique du fond) à 3 m. Les deux modes d'action mécanique s'expliquent par la même arrivée d'eaux d'infiltration: la gélivation s'effectue sur les bords et favorise un débitage de petite dimension après saturation du matériel et les effondrements de blocs submétriques résultent d'une dissolution préliminaire le long des plans de stratification, processus fréquent dans tous les karsts et appelé "dissolution-effondrement" (Ek, 1969).

De nombreux aspects transitoires de "poche de gélivation" existent entre les "poches" proprement dites et l'exemple précédent, sans plafond plat. Un des plus fréquents consiste en la modification de l'entrée de la grotte par une gélivation du rebord de la voûte et de la paroi extérieure. L'accumulation des débris construit un talus dont la hauteur approche les deux mètres, comme c'est le cas dans l'entrée de la grotte 12A par exemple (fig. 4-5). Vu que la grotte est remontante, donc "chaude", la gélivation localisée à la voûte de l'entrée est provoquée par des eaux de condensation qu'y amène la circulation saisonnière de l'air de la cavité (Schroeder, 1974). Il y a aussi de nombreuses entrées surbaissées en "boîte au lettre" dont la voûte est complètement attaquée par la gélivation (fig. 4-6), des eaux souterraines y circulent sporadiquement et un courant d'air y est toujours décelable. Ici aussi, la gélivation actuellement active, résulte au moins en partie d'une condensation d'eau par circulation de l'air.

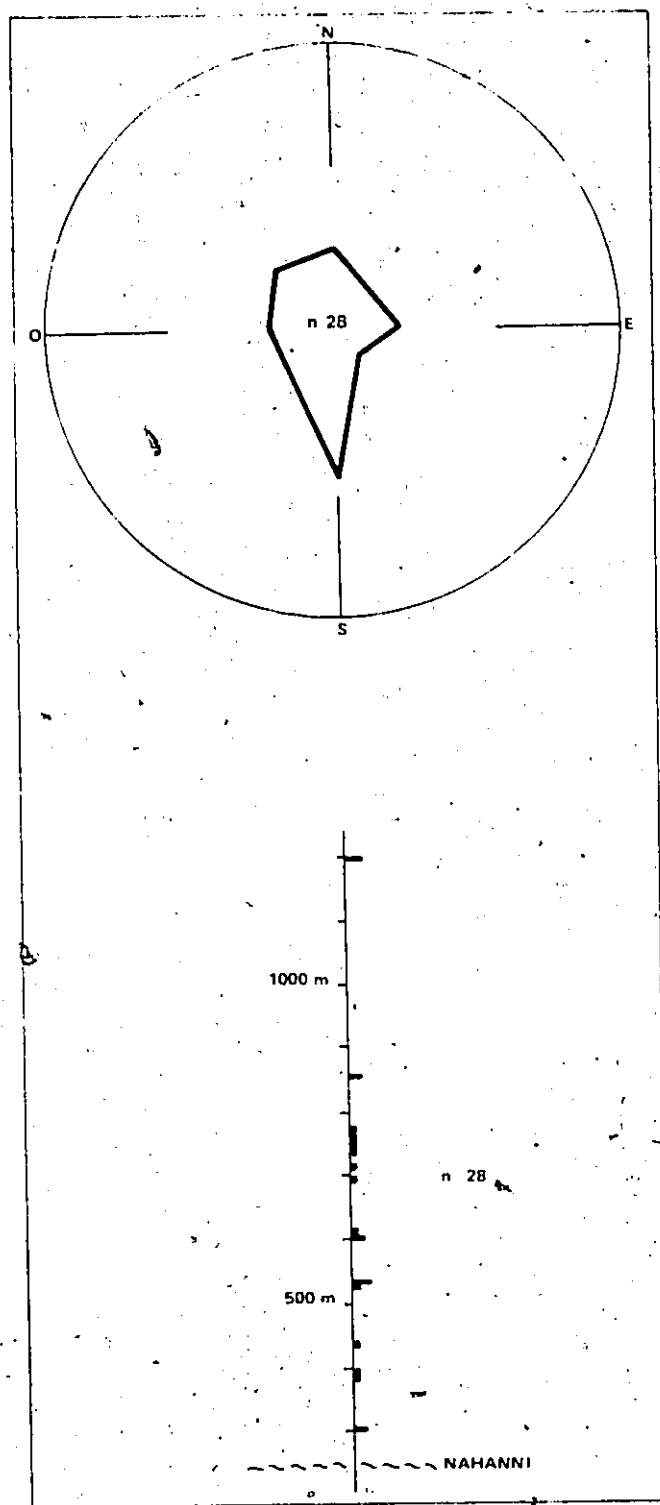


Fig. 4-7. Orientation et distribution altitudinale des "poches de gélivation".

Enfin, l'incidence de l'orientation semble modeste (fig. 4.7a). En effet, le graphique montre qu'il y a des poches de gélivation ouvertes dans toutes les directions avec même un maximum de "poches" exposées au sud. Ce qui résulte, non d'une influence climatique, mais de la situation topographique des falaises (où se trouvent toutes ces cavités) qui se développe toujours plus du côté amont-pendage, donc dans notre région, vers le sud. Une légère dissymétrie se dessine cependant entre les cavités exposées, en gros vers l'est où vers l'ouest, qui semble climatique. Celles tournées vers l'ouest jouissent en effet d'un micro-climat plus favorable grâce au cheminement solaire très bas à ces latitudes, ce qui entraîne, en hiver, un réchauffement avec dégel superficiel mais quotidien des cavités creusées dans ces falaises, donc une gélivation plus active que dans les "poches" exposées à l'est (J. Schroeder, 1977).

Par contre, l'hypsométrie de ces cavités (fig. 4.7b), montre une distribution régulière entre 300 m (980 pi) et 850 m (2 790 pi), c'est-à-dire là où les versants sont le plus souvent composés de falaises.

En résumé, les "poches de gélivation" sont des formes d'érosion qui affectent les parois subverticales dans les conditions climatiques actuelles, à condition qu'y arrivent des eaux souterraines infiltrées par les fissures de décompression et captées soit par un plan de stratification, une fracture subhorizontale ou un réseau karstique souterrain. Elles se développent mieux dans les falaises exposées à l'ouest. Lorsqu'elles sont mortes, leur plafond plat tend vers la voûte d'équilibre mécanique par incision. Enfin, leur nom ne reflète que partiellement les processus mis en cause qui sont articulés l'un à l'autre:

- 1) une circulation d'eau et/ou peut-être d'air saturé d'eau
- 2) une gélivation "stricto sensu"
- 3) de la "dissolution-effondrement"
- 4) des effondrements par gravité.

Ainsi, ces cavités si communes, à l'état inactif, aux falaises calcaires des pays tempérés, devraient être attribuées à un climat analogue à celui de la région de la Nahanni, et non de type périglaciaire à proprement parler.

4.2.2 Les cavités pseudotectoniques

Dans la littérature, sont regroupées sous le terme de "tectonique", les cavités qui résultent de déformation cassante de la roche encaissante ouvrant n'importe quelle géoclase. Ces cavités sont toujours étroites et hautes suivant la géoclase qui a subi le mouvement, ou résultent de l'effondrement de plots ou du déplacement d'un bloc de calcaire massif par déformation plastique du matériel sous-jacent (non-calcaire) sous l'effet d'une pression trop grande. Ce sont alors des cavités "pseudotectoniques" (L. Jakucs, 1977).

Sur la Nahanni, existent quelques petites cavités qui s'apparentent à ce type mais résultent d'un contrôle mécanique plus précis encore que celui des grottes dites pseudotectoniques. Elles sont toujours étroites (2 m de large au plus), hautes relativement (au moins 3 à 4 m) et allongées (proches du décimètre). Elles résultent toujours du déplacement d'un plot de calcaire bioclastique, qui par gravité, descend vers la vallée. Si les limites subverticales du plot consistent en géoclasses, sa base semble toujours être un plan de stratification à pendage faible. Quand le décollement se fait par le pied du plot, la cavité suivant la géoclase parallèle à la paroi se présente, en coupe, comme un A plus ou moins ouvert à la base (fig. 4-8).

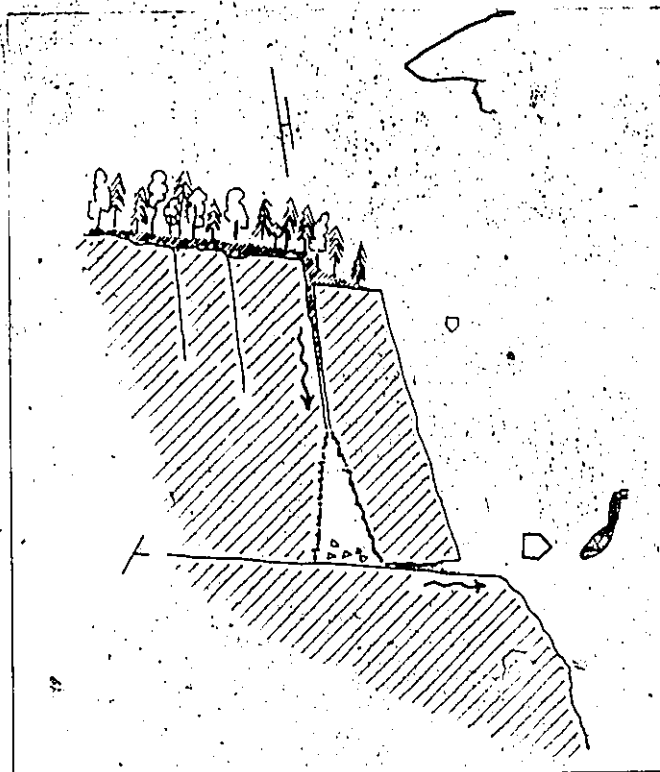


Fig. 4-8. Cavité pseudotectonique résultant du décollement de la base d'un plot. L'aval-pendage est dirigé toujours vers la vallée.

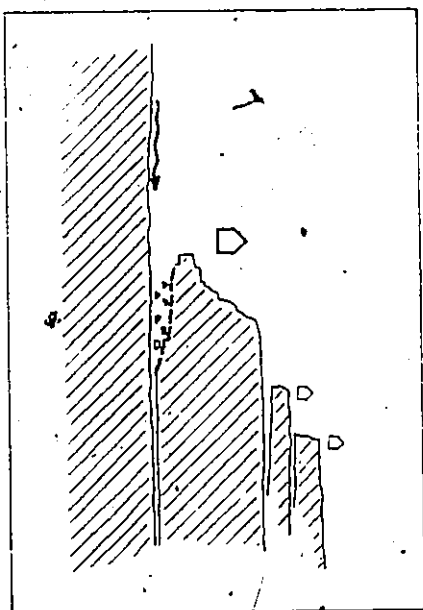


Fig. 4-9. Cavité pseudotectonique obtenue par décollement de la partie supérieure d'un plot sollicité par la raideur des falaises. L'aval-pendage est dirigé vers la vallée.

C'est le cas le plus fréquent (ex. 111A). Nous supposons qu'ici aussi le plan de stratification habituellement "choisi" pour le décollement est celui qui a subi le ripage (cf. ch. 3). Le décollement du plot s'amorce à la suite d'infiltration des eaux du plateau surplombant, le long des géoclasses verticales, spécialement celles parallèles à la paroi, puis d'un plan de stratification subhorizontale, jusqu'à son décollement par dissolution. Une dernière condition topo-structurale subsiste pour que le décollement du plot s'amorce: il faut, comme nous l'avons toujours observé, que le vide de la vallée soit du côté aval-pendage, sinon, par simple gravité, le plot décollé par dissolution reste "appuyé" sur le versant. Enfin, la morphologie de détail de ces cavités s'apparente à celle des "poches de gélivation", car plus la cavité est grande, plus le décollement de la géoclasse parallèle à la paroi s'accroît, captant d'autant mieux les eaux d'infiltration du plateau, ce qui permet une gélivation prononcée des deux murs de la cavité (fig. 4-8).

Il arrive que l'appel au vide soit tel que c'est la partie supérieure du plot qui s'écarte du massif, comme c'est le cas sur le haut du versant est du canyon de la "Lafferty Creek" (deux derniers kilomètres à l'aval) (fig. 4-9 et photo 4-3).

La cavité de même dimension que la précédente, mais alors ouverte vers le haut, se remplit de blocaille et de glace qui y subsiste localement tout l'été. Cette glace continuellement alimentée par les écoulements d'eau amenés du plateau par la paroi surplombante (ne fût-ce que par les pluies estivales) agit comme un coin et accélère le décollement du plot. Les cavités pseudotectoniques sont actuelles, liées à la stabilisation en cours des parois.

4.2.3 D'autres problèmes mécaniques

L'analyse des cavités d'origine mécanique a permis de mieux comprendre deux aspects de la dynamique de ce paysage qui sont hors de notre sujet. Puisque mieux perçus, nous leur consacrons un paragraphe.

4.2.3.1 Localisation de la gélivation

Sur les calcaires, une gélivation actuelle entaille, de façon rectiligne, les sommets adrets des falaises (photo 4.4). Encore faut-il qu'ils se prolongent vers le haut d'un versant couvert de végétation, allant de la pelouse xérophile habituelle sur sol discontinu à la forêt sur sol plus épais (cf. ch. 1.6). Ces sommets toujours secs en été, sont taillés par la gélivation hivernale grâce aux eaux de fonte quotidienne provenant de la neige piégée par la végétation ou/et la glace des sols en haut de la zone de gélivation. C'est à nouveau le résultat d'une orientation favorable qu'accentue l'effet de latitude (J. Schroeder, 1977, p. 39). La pente de gélivation est de 25° à 35° , et les gélifracts petits (A max. 15 cm, B max. 7 cm, C max. 5 cm) se débitent suivant la microfissuration du calcaire. Les crêtes des falaises adrets qui ne sont pas surmontées d'un versant dont la pente est suffisante pour y amener des eaux de fonte, ne sont pas attaquées par la gélivation (comme processus dominant), mais maintenues verticales par l'ablation de blocs métriques provenant de la fissuration sommitale des piliers de décompression ⁽¹⁾.

Par contre, les sommets ubacs des falaises, présentent toujours un contact franc, sans transition entre la falaise verticale et la surface

(1) Cette fissuration est sûrement favorisée par le gel d'eaux d'infiltration, mais la gélivation n'y est pas le processus dominant.

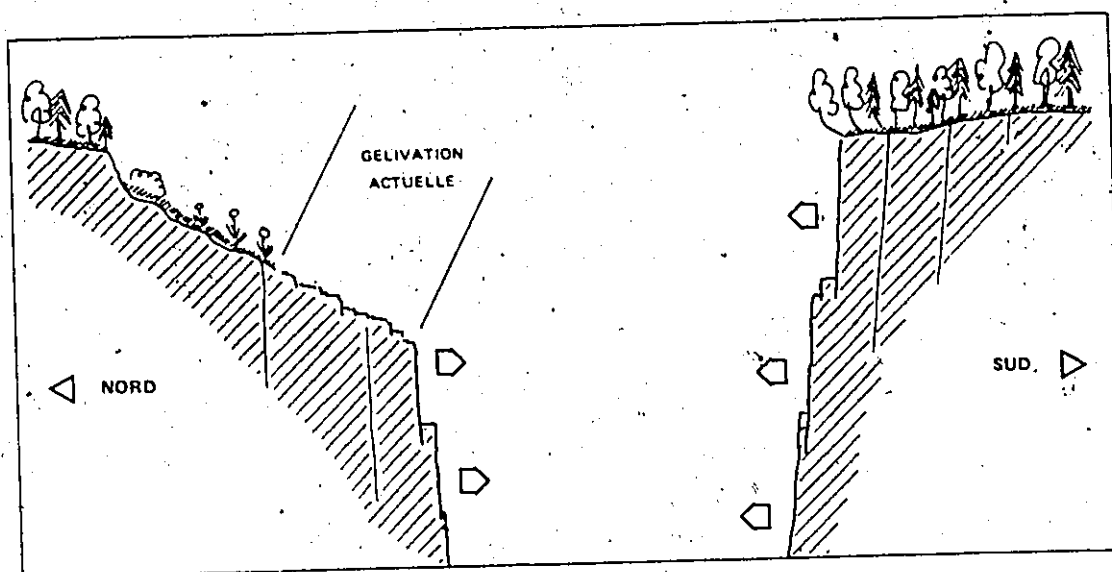


Fig. 4-10. Les sommets des falaises. La gélivation actuelle taille les adrets des falaises des canyons quand ils sont dominés par un versant avec sol et végétation. Les ubacs des falaises restent subverticaux par décollement de piliers de décompression.

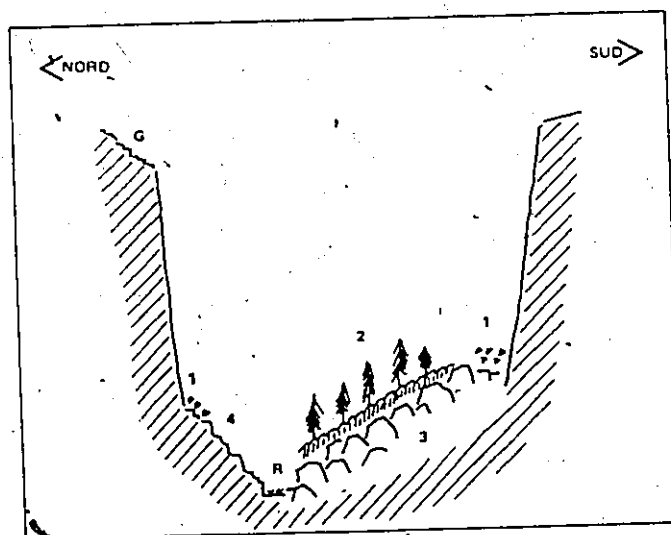


Fig. 4-11. Coupe du canyon de la grotte 19A. 1) Quelques petits gelifracts actuels. 2) Tapis végétal masquant un talus fossile gelifracts actuels. 3) Falaise à l'adret composé d'éléments submétriques (3). 4) Falaise à l'adret dont le pied est en gradins dégagés par le ruisseau actuel (R) et le sommet légèrement gélivé (G).

structurale du plateau, donc sans zone transitoire avec gélivation. Probablement parce que ces sites mal exposés en hiver, restent quotidiennement gelés et ombrageux tant que se maintient la forêt sur le plateau (J. Schroeder, 1968) (fig. 4-10). Quand ces crêtes recoupent les plateaux plus élevés uniquement couverts par la toundra de courtes pentes droites taillées par une gélivation apparaissent, mais la plupart sont des formes mortes colonisées par des lichens.

Il y a des talus fossiles et actifs. Les plus modestes talus sont actifs alimentés par la gélivation localisée des crêtes de versants, l'approfondissement de "poches de gélivation" et l'effondrement sporadique de piliers de décompression. Ils sont individualisés et le plus souvent surimposés à des tabliers de talus fossilisant le pied de versants. Ainsi la plupart des grands talus sont actuellement inactifs (D.C. Ford, 1974); mais il en est des fossiles qui, couverts de végétation, peuvent être confondus d'un point de vue topographique avec des pentes d'érosion. Par bonheur, ils sont repérables grâce à leur végétation différente de celle des pentes (ch. 1.6), qui se compose d'un tapis épais et continu de "mousse-plume" au ras du sol et d'épinettes blanches naines. Cette association est caractéristique des pentes à drainage "bon à excessif". Les blocs du talus sont tous métriques ou submétriques et entassés au pied des falaises le plus souvent exposées au nord. Le tapis végétal qui les couvre, ainsi que la faible accumulation sur celui-ci d'une petite blocaille juste au pied des parois, attestent qu'il s'agit de formes mortes (fig. 4-11). Donc, la gélivation actuelle sous ce climat subarctique, est ponctuelle, sélective, sans rapport avec celle du passé durant les stades froids où la calotte ne couvrit pas la région.

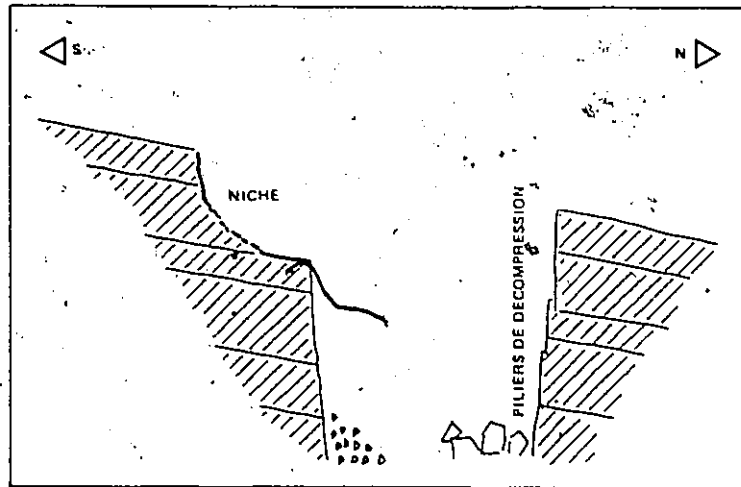


Fig. 4-12. Coupe d'un canyon sur substrat calcaire. Les "niches glaciaires" apparaissent sur les versants à l'ubac, à condition qu'ils soient aussi du côté amont-pendage. L'autre falaise reste subverticale par ablation de piliers de décompression.

4.2.3.2 Des niches glaciaires

G.A. Brooks et D.C. Ford (1974) décrivent, sur les versants exposés au N.E. des canyons "Lafferty Creek" et "Ranger" (parallèle et au nord du premier), de larges hémicycles découpés dans la partie supérieure des versants sur substrat calcaire, les considérant comme des niches glaciaires vu leur orientation. Ce qui précède, permet de pousser leur analyse plus avant. En effet, si leur orientation tend à conforter une hypothèse génétique climatique, la nature du substrat et son pendage ne sont pas pris en considération. Or, on trouve ces amphithéâtres toujours sculptés dans les calcaires bioclastiques et sur le versant à l'amont-pendage (photo 4.5). De plus dans "Dry Canyon" et "Prairie Creek", sur le flanc ouest de l'anticlinal, aucun de ces cirques n'apparaissent sur les pourtant nombreux versants creusés dans les calcaires et dans les dolomies.

Donc la condition topo-structurale est aussi nécessaire que l'exposition au N.E.: ces niches glaciaires, ou plus sûrement nivales à notre avis, se sont bien développées sur des versants N.E. à condition qu'ils soient sur calcaires bioclastiques, que le versant soit à l'amont-pendage pour permettre l'évacuation des matériaux le long des plans de stratification, et y amener les eaux des plateaux structuraux dominants. Le versant à l'aval-pendage reste lui vertical, uniquement affecté par le décollement de hauts piliers de décompression (fig. 4-12). Enfin, la faiblesse du pendage sur le flanc est de l'anticlinal (autour de 10° alors qu'à l'ouest du pli il est souvent supérieur à 20°) a favorisé également l'apparition des niches. En effet, quand le pendage est assez élevé, sur le versant à l'amont-pendage, les fissures de décompressions parallèles à la paroi subverticale et les plans de stratification concourent à maintenir la pente forte sur tout le versant

sans faciliter une différenciation de la partie supérieure. Ces remarques sur l'origine possible des niches de paroi montrent, à suffisance, l'interférence intime de contraintes climatiques et topo-structurales, mais c'est là un sujet hors de notre cadre d'étude...

4.3 LES GROTTES DEVELOPPEES SUR PERGELISOL

Sur les hauts plateaux, les cavités proprement dites sont rares, bien que quelques champs de dolines colmatées en baquet et de dolines d'effondrement dispersées attestent d'une circulation souterraine des eaux. Leur développement dépend toujours de la présence d'un pergélisol, et leur position de la topographie du site. Elles sont toutes petites, 30 m et moins et résultent de la corrosion à l'exception d'une, cinq fois plus longue et creusée surtout par une eau souterraine en circulation.

4.3.1 Les cavités cutanées

Des cavités de corrosion se développent soit verticalement, soit horizontalement, dépendant de la topographie du site. Sur les plateaux sans accident topographique, on rencontre des glacières, puits à glace étroit, de section oblongue suivant une fracture subverticale (grotte 838 et sa photo 4-6), atteignant une dizaine de mètres de profondeur (1).

L'effondrement des bords provoque soit l'apparition d'une doline en entonnoir grossier quand elle est sèche, soit celle d'une doline-puits quand de l'eau y subsiste (photo 4-7). L'approfondissement de ces dépressions semble contrôlé par un pergélisol qui fournit une partie des eaux estivales qui les noient et imperméabilise la roche sous-jacente.

(1) Sur le "Ram Plateau", partie septentrionale de ce karst, G.A. Brook et D.C. Ford en décrivent de plus grands (1974).

Les autres cavités dues à la corrosion sur pergélisol se développent horizontalement, mais toujours sur le bord d'un versant mineur des plateaux, ce qui leur permet de déboucher à la surface. Elles sont, comme les puits, rares et la grotte 101A (cf. aussi fig. 4.14) en est le plus bel exemple, conforme à la définition stricte de cavité cutanée (Ciry, 1959). Développée sur pergélisol au sommet du versant convexe exposé, au N.E. d'un ravin périglaciaire à fond plat, elle s'inscrit dans l'évolution du ravin et des grottes 102A et 103A dont il est question au paragraphe suivant (4.3.2). Pourtant considérée dans la littérature comme une forme banale des karsts périglaciaires, elle est la seule bien développée qui ait été trouvée, peut-être est-ce dû au recul des versants, surtout ceux à paroi?

Une autre grotte de même origine, semble-t-il, mais plus complexe et trois fois plus grande a été découverte sur un rebord de plateau à l'extrémité N-E de la région étudiée. La grotte 81B s'ouvre vers l'O-S-O dans un petit escarpement irrégulier qui entaille d'une vingtaine de mètres le plateau proprement dit. Longue de 30 m, elle se compose d'un alignement de cinq évasements ovoïdes coalescents, d'ampleur décroissante vers l'intérieur, résultat d'une corrosion d'efficacité diminuant suivant une géoclaste verticale. Le plafond est surcreusé de trois cheminées, dont deux aveugles, unies par un chenal inversé méandrant dans la voûte. La cheminée du fond de la cavité est ouverte sur le plateau et tapissée d'un concrétionnement s'épaississant à la base où il atteint plus de 1 m (photo 4-8).

Les 2 premières et plus grandes cloches montrent à leur base que la corrosion décroissant, s'est cantonnée dans de grandes kamenitzas dont l'encorbellement 1 m au-dessus du fond actuel se compose d'une étroite banquette sur les murs latéraux et d'un muret en travers de la cavité. Leur fond est composé de dépôts fins et de gélifracts dessinant de grossières figures concentriques qui suggèrent des gels et dégels entraînant ce genre de ségrégation (photo 4-9) ⁽¹⁾. Comme la première kamenitza est tronquée jusqu'en son milieu par la paroi de l'escarpement extérieur, celui-ci a donc reculé depuis l'apparition de la grotte. Il est assez délicat mais intéressant de situer dans ce développement les trois cheminées, d'autant plus hautes que profondes, le chenal inversé les joignant et surtout le splendide cône concrétionné.

Le cône tapissant la cheminée ouverte vers le haut, se compose de couches de calcite fibreuse mises en place par un écoulement d'eau à l'air libre venant du plateau et capté par la cheminée. Sa base est horizontale et suspendue dans le vide, plus de 3 mètres au-dessus du plancher principal de la grotte. Vu qu'il n'y a pas trace de destruction de la base de ce cône, il s'est construit sur un dépôt actuellement disparu; à une époque où les dépôts pouvaient être retenus dans la grotte, quand la première kamenitza était entière, c'est-à-dire quand la grotte était fermée vers l'extérieur au moins à sa base. De plus il fallait que la cheminée ait percé la voûte pour drainer des eaux de surface. Donc la 3ième cheminée et ses deux consœurs par analogie, sont antérieures au cône de calcite et

(1) C'est, à notre connaissance, la première fois qu'un sol polygonal est signalé dans une grotte.

probablement apparues après la grotte principale, grâce à une corrosion par mélange des eaux à la rencontre de la géoclase principale et de trois petites fissures orthogonales, donc parallèles au versant de la dépression actuelle. C'est une phase secondaire de creusement en rapport direct avec une détente mécanique locale provoquée par le recul de la paroi de l'escarpement ou une diminution de pression contre lui provoquée par l'évacuation d'une accumulation morainique ou disparition de glace ou de neige résiduelle dans la dépression, ou les deux processus ensemble, etc...

A l'ouverture de la troisième cheminée, les eaux de surface descendent dans la cavité, commencent à la déblayer et creusent un chenal inversé dans la voûte. Quand le déblaiement atteint la mi-hauteur de la grotte, les eaux du plateau maintenant saturées tapissent la cheminée d'un concrétionnement épais de calcite.

Un échantillon en a été daté et remonte à 318 000 ans (+120 000, -55 000) (cf. ch. 5). L'écoulement en air libre dans la grotte a donc eu lieu de l'interstade entre la "glaciation de Nahanni" et celle de "Death Canyon" (cf. 2.2). La grotte d'origine froide s'est probablement formée à la récession locale de la calotte de la "glaciation de Nahanni", ce qui lui donne un âge minimum de 410.000 ans ⁽¹⁾, âge le plus ancien décelé par mesures isotopiques des concrétions.

Et c'est la glaciation suivante (270 000 -220 000 AA) qui, arrasant le plateau, fait disparaître le nécessaire vallon alimentant la cheminée. Comme il ne devait s'agir que d'un modeste ru, vu la taille de la cheminée,

(1) Cf. ch. 5 discussion d'une chronologie, incorporant toutes les données dans le cadre des datations isotopiques.

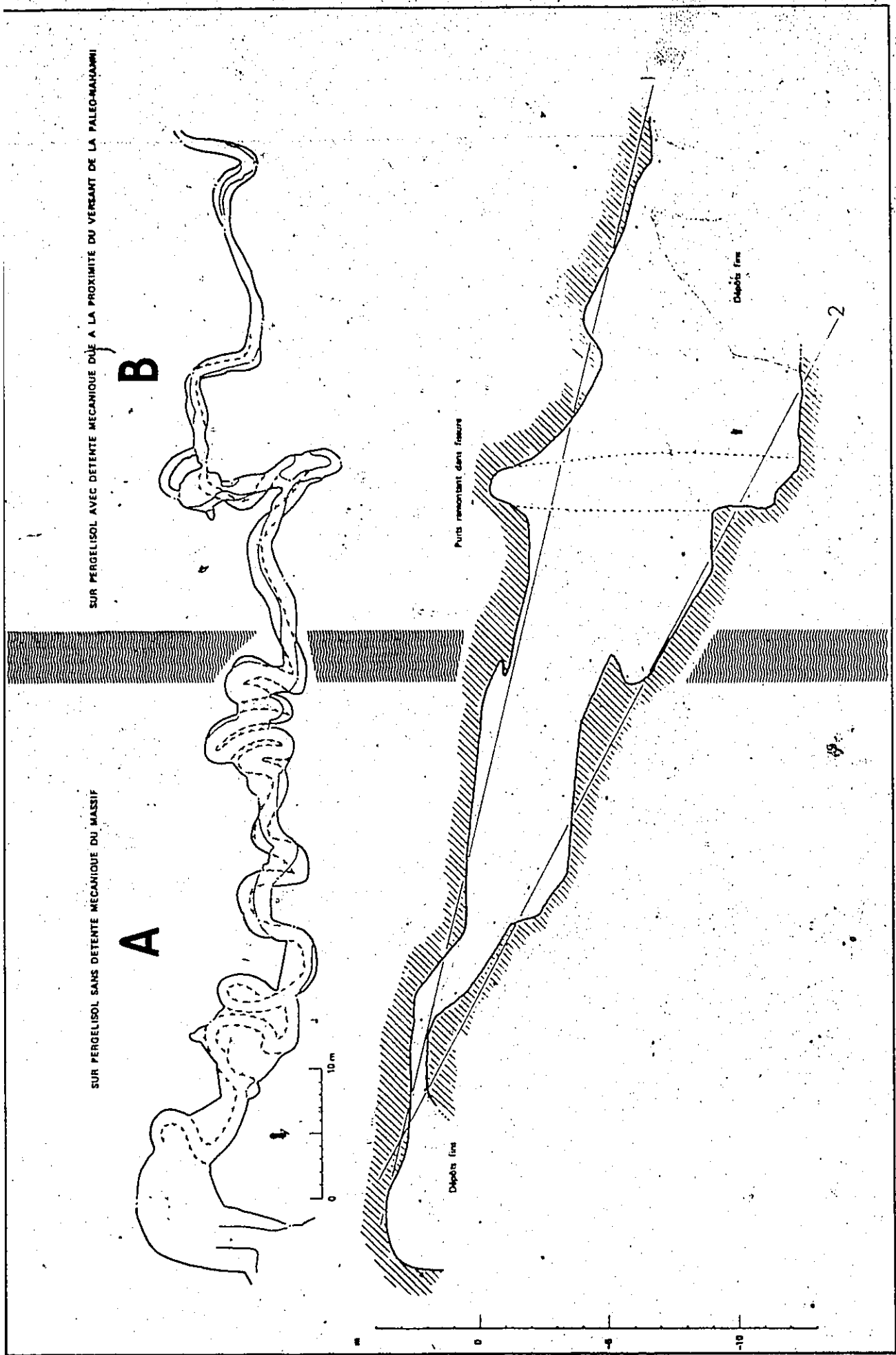


Fig. 4-13. La grotte Jean-Pascal (103M), en plan et de profil.

et que les cavités cutanées comme celle-ci ne sont jamais éloignées de la surface lors de leur genèse, l'abrasion glaciaire totale sur ce plateau, durant la "glaciation de Death Canyon", n'a pu être que faible. De plus, les calottes des deux glaciations suivantes n'ayant pas atteint cet endroit, le plateau et sa grotte ont été soumis à deux périodes concomitantes de climat périglaciaire rigoureux, avec ailleurs d'importantes actions mécaniques, ce qui n'a pas empêché la conservation de la grotte! Voilà bien l'ambivalence de la morphologie karstique: c'est au plus haut de la région étudiée que se trouve la grotte cutanée la plus vieille.

4.3.2 Les galeries d'érosion

Situées à plus de 1 000 m (3 300 pi) d'altitude, proche de la tête d'un ravin à fond plat surcreusant le plateau au sud du "Premier Canyon", la grotte "Jean-Pascal" (103A) et sa modeste voisine, la 104A, ont une morphologie due pour l'essentiel à l'érosion, et plus précisément à la corrasion. La grotte 104A étant la seule bien développée, c'est elle qui est étudiée. C'est une grotte descendante, qui commence perchée dans la paroi exposée au sud, 20 m au-dessus du fond actuel du ravin (fig. 4.13). L'entrée est large et voûtée, avec un plancher surcreusé d'une entaille "vadose" dirigée vers l'extérieur comme beaucoup d'autres entrées (cf. ch. 4.5) et qui est le résultat d'un écoulement saisonnier vers l'extérieur lié au microclimat de l'entrée. Mais après 10 m de cette morphologie familière, la grotte descend, rapetisse et prend une forme oblongue, en "boîte au lettre" haute d'à peine 1 m là où un chenal inversé divagant, surcreuse la voûte d'un bord à l'autre. Ces méandres se ressèrent puis se recourent, et leur largeur

n'excèdent pas 1,5 m. Ensuite, la galerie toujours descendante rétrécit en même temps que croît sa hauteur jusqu'à 6 m. Plus on descend, plus le chenal du plafond s'incurve, au point de finir par être perpendiculaire au sens général de la galerie, ce qui l'élargit localement (photo 4-10). Les séparations rocheuses entre les méandres deviennent alors de minces feuilles rocheuses d'à peine 30 cm d'épais, pour la plupart brisées aujourd'hui. Par contre, toujours dans cette section, la base de la galerie présente une sinuosité moindre et les murs entre le plafond et le plancher constituent une solution de continuité prouvant qu'il s'agit d'un même mode de creusement de haut en bas, dont l'amplitude va décroissant.

A l'aval de cette section élargie par les méandres serrés, une galerie étroite et haute continue à descendre par segments presque rectilignes, le gauchissement entre le plafond et le plancher y est faible mais perdure. Cette section suit des fractures et aboutit à mi-hauteur d'un puits remontant aveugle, après un méandre en épingle à cheveu qui surcreuse les flancs d'une fissure d'abord ouverte par corrosion et perpendiculaire à l'allure générale de la grotte. Une étroite galerie presque aussi haute que le puits prolonge ensuite la grotte par des segments rectilignes grossièrement orthogonaux, contrôlés par des fractures. Les sinuosités du plafond, par rapport à celles du plancher, s'estompent pour être remplacées par un conduit subcirculaire au plafond, que surcreuse une étroite et haute entaille. La grotte se termine alors colmatée de dépôts.

Donc, quatre éléments rendent cette grotte unique. Premièrement, la pente moyenne du plancher, plus forte que celle du plafond, entraîne une augmentation progressive de la hauteur de la grotte, de moins de 1 m à près de 10 m, sans tenir compte du puits. Deuxièmement, la morphologie du plafond

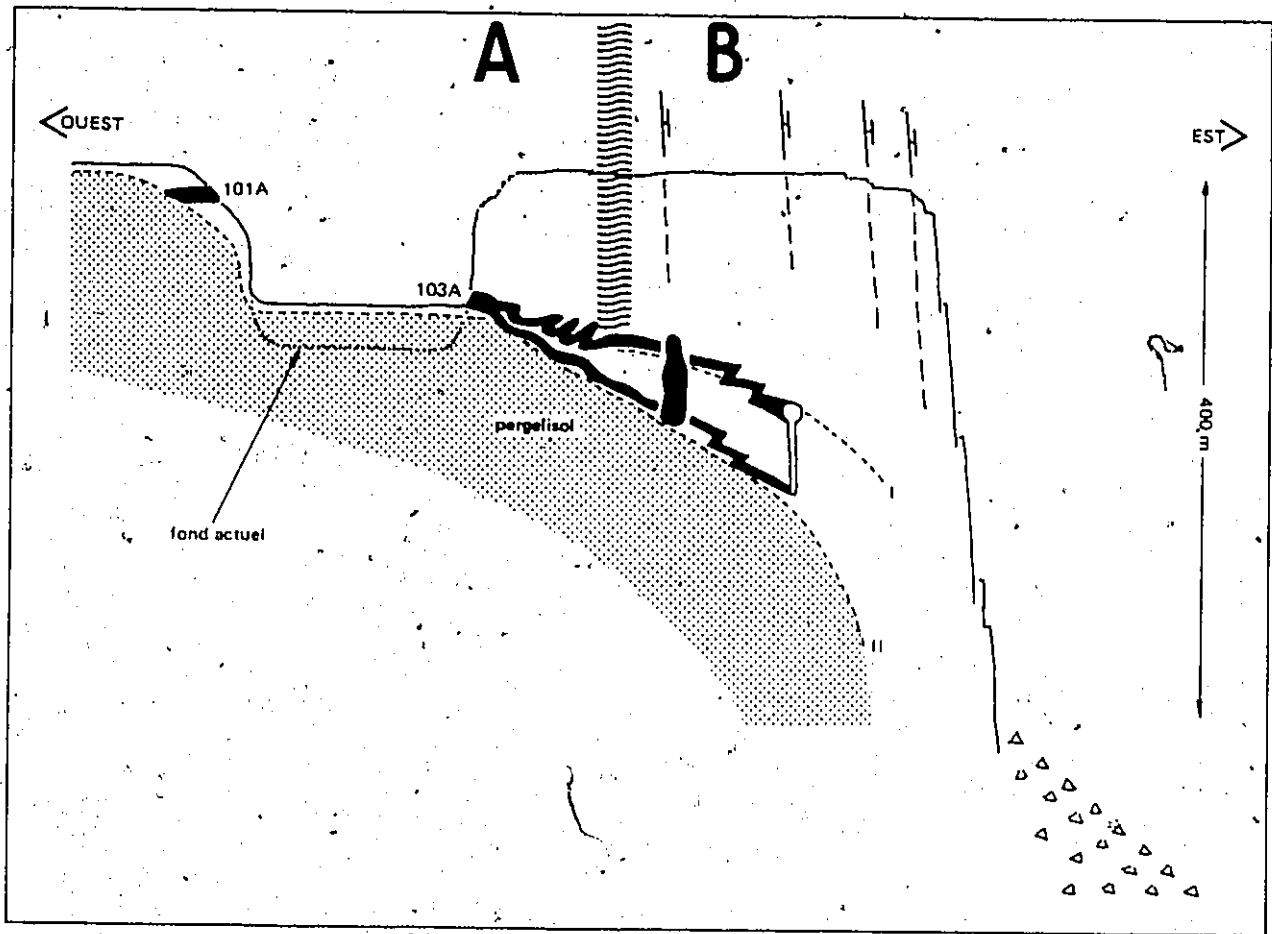


Fig. 4-14. Schéma en coupe montrant le développement de la grotte 103A. Les lettres A et B réfèrent aux zones mécaniques de la figure précédente.

résulte d'abord d'une divagation progressivement accentuée du chenal de voûte, puis sans transition, de son redressement à peine sinueux suivant des segments de plus en plus droits qui dessinent une galerie en baïonnette. Troisièmement, le plancher est toujours moins sinueux que le plafond mais uni à lui par des murs gauchis régulièrement. Quatrièmement, la grotte est coupée transversalement par une fissure élargie par corrosion où s'est développé un puits remontant aveugle.

Enfin, la grotte se situe à l'endroit le plus étroit du plateau (± 300 m) entre le ravin à fond plat de 100 m de profond et la falaise du méandre recoupé oriental, haute de 400 m d'un seul tenant et vers laquelle se dirige la grotte.

Un modèle paraît compatible avec toutes ces données (fig. 4.14). Au temps où le ravin à fond plat était 20 m moins profond, un pergélisol imperméabilisait partout le sous-sol. A cause de sa topographie de toutes parts exposée, le plateau résiduel entre le ravin et la falaise du méandre recoupé s'est réchauffé plus vite, entraînant une résorption partielle du pergélisol dont le profil adopte une première pente vers la falaise (pente 1 de la fig. 4-14). Sur l'autre versant du ravin, la résorption est modeste et permet l'apparition de la cavité cutanée 101A. Les eaux collectées par le ravin, dont le fond gelé empêche toute infiltration, sont sollicitées par le gradient hydraulique favorable vers l'est et après un essai infructueux par la grotte 104A (cf. plan), réussissent la percée du plateau dégelé là où il est le plus étroit. Cependant, entre l'entrée de la grotte et la falaise du méandre recoupé, le pergélisol fonctionne comme niveau de base temporaire et contre le fort gradient hydraulique, à l'instar de ce qui s'est passé dans les cavités des "monts de Bihor" en Roumanie

(M. Bleahu, 1966) ⁽¹⁾, ce qui provoque l'apparition de méandre de plus en plus prononcés. En méandrant, la cavité originelle s'approche progressivement d'une zone mécaniquement en décompression sous l'effet conjugué de l'appel au vide sollicité par la falaise de 400 m de haut et d'une disparition plus importante du pergélisol qui soudait tout le substrat. C'est sur la fig 4.14, le passage de la zone A à la zone B. Une fois atteinte la zone B, la cavité cesse ses méandres marqués pour profiter du réseau de fractures verticales ⁽²⁾ et dessiner une galerie en balonnnette dont la pente (fig. 4.13 pour le détail) prolonge exactement celle de la section à méandres. La pente régularisée du plafond, bien que la décompression mécanique permette un plus facile enfouissement, constitue une preuve "a contrario" de la présence du pergélisol imperméable à ce moment. Au fur-et-à-mesure du retrait du pergélisol, le chenal se surcreuse, mais vu la proximité et l'importance de la falaise, à l'est, la pente va croissant. Ce qui augmente l'énergie potentielle des eaux souterraines et favorise l'érosion verticale au détriment de l'horizontale. Les méandres sont ainsi de moins en moins prononcés et la hauteur de la galerie va croissant vers l'aval. Le retrait du pergélisol dut connaître un arrêt alors que sa pente était proche de la pente 2 de la fig. 4.14, ce qui a permis une régularisation du plancher de la grotte. Cependant, avant l'apparition du réseau principal, dans une fracture parallèle à la falaise, une fissure de corrosion s'était ouverte grâce aux eaux filtrant du plateau, puis c'est un puits aveugle qui surcreuse la fissure de corrosion. Ces éléments ont favorisé

(1) Il arrive qu'un niveau de base local, contrôlé par une rivière collectrice, provoque l'apparition de méandres analogues, comme par exemple à Mammoth Cave (G. Deike, 1967). Bel exemple de convergence morphologique.

(2) Puisque le plateau résiduel est étroit, le serrage doit en être plus élevé que celui d'un massif à falaise surmonté d'un versant, ce qui est d'habitude le cas.

l'enfouissement de la grotte, mais quand celle-ci a atteint la zone de la fissure, elle a conservé son mode de creusement par corrasion, donc la roche était pergélisolée. Peut-être, cette fissure et son puits sont-ils bien antérieurs à la galerie principale qui les a modifié partiellement mais a aussi profité d'eux pour son itinéraire. La grotte a cessé d'être fonctionnelle dès que le pergélisol s'est estompé du fond du ravin. Ainsi, malgré sa morphologie unique, la grotte "Jean-Pascal" fut aussi contrôlée par un pergélisol; les conditions topo-structurales locales ont fait le reste.

Bien que l'âge absolu du creusement soit inconnu ⁽¹⁾, une chronologie relative est possible. La grotte apparut alors que le ravin périglaciaire existait et au moment du retrait d'un pergélisol, donc à la fin d'un des stades glaciaires où la calotte n'atteignit pas cette zone. Ce ne peut-être la dernière, celle de "Jackfish", car le fond plat actuel est 20 m sous la grotte et partiellement empâté de talus fossiles qui sont donc la manifestation dominante de ce stade froid. Ce ne fut pas non plus durant la "glaciation de Clausen" qui vit l'approfondissement du ravin à fond plat d'une vingtaine de mètres. Ce serait donc à la fin du stade de "Death Canyon" qu'apparut la grotte, soit au moins il y a 220 000 ansAA. (Cf. Ch. 5).

(1) Un échantillon de plancher stalagmitique a montré, malheureusement, un enrichissement secondaire d'uranium faussant le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, cf. ch. 5.

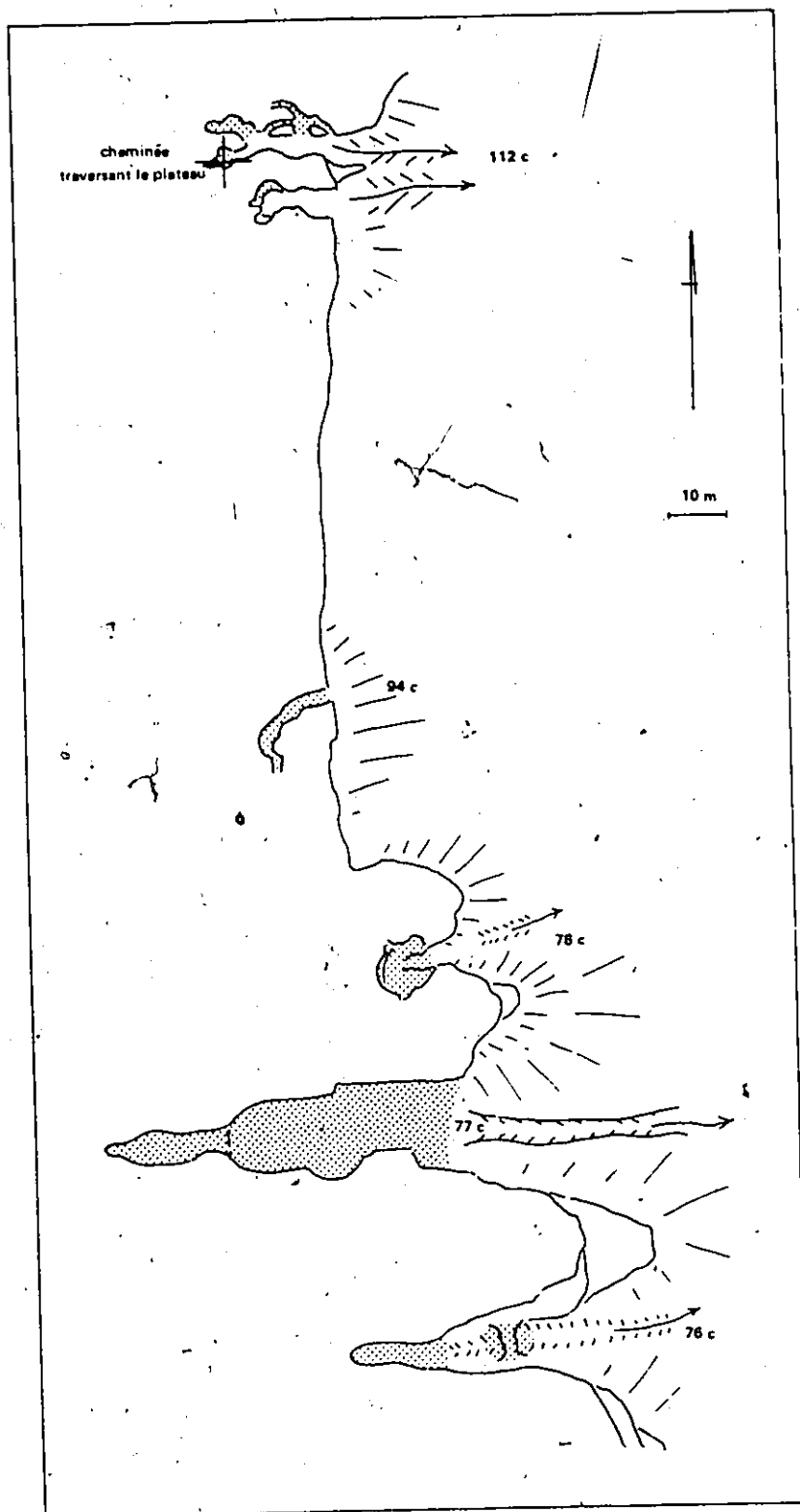


Fig. 4-15. Vestiges de cavités, plus ou moins incorporés à la falaise occidentale de la Lafferty Creek.

4.4 LES GROTTES ADAPTEES A L'ABAISSMENT DU NIVEAU DE BASE

Puisque les changements de niveau de la paléo-Nahanni et de ses affluents ont entraîné des adaptations du réseau hydrographique (cf. ch. 2), il est intéressant de cerner jusqu'à quel point le développement des grottes en a été aussi affecté. Deux familles de grottes, montrent cette adaptation et toutes deux sont peu fréquentes et font partie des grottes superficielles. Ce sont les puits et les conduits obliques. Leur faible nombre semble plus symptomatique du recul postérieur des falaises que de leur absence lors du développement souterrain. Elles se retrouvent, ou ce qui en reste, toujours incorporées aux falaises des grands canyons sous un vallon suspendu du réseau hydrographique mineur des plateaux. Depuis l'apparition des falaises surtout rectilignes, les vallons suspendus ont favorisé sous eux un surcreusement local en forme d'hémicycle qui est d'autant plus marqué qu'il y a eu des grottes antérieurement pour miner la roche encaissante (photo 4.11). Parfois, il ne s'agit que d'une gorge étroite où sont intimement imbriqués des éléments spéléologiques exhumés aux murs même de la gorge (ex. cavité 76C et 112C sur la fig. 4.15, photo 4-12 A/B).

4.4.1 Les puits composites

Les puits sont toujours composés d'éléments spéléologiques et de surfaces qui suivent des fractures soit verticales soit obliques. La forme de base est toujours un ou plusieurs puits de corrosion étagés, subcylindriques, unis par des petits conduits horizontaux et affectés de nombreux effondrements (ex. 44B). Le développement général du système est toujours plus haut que large (photo 4-13, A et B). L'imbraglio morphologique est

souvent accentué par une érosion fluviatile actuelle, le système captant les eaux des plateaux. Comme, malgré tout, la morphologie de corrosion prédomine, ces puits sont apparus lors de l'abaissement (irrégulier) du niveau hydrostatique de la nappe aquifère et ont fonctionné comme des châteaux d'eau reliant des étages extrêmes, à l'instar des puits et cheminées des grottes profondes.

Bien que rares, ils semblent être surtout en rapport avec l'abaissement du niveau de base entre les deux principaux niveaux de stabilité, et juste sous le second, ce qui implique durant ces périodes une vitesse d'abaissement suffisamment lente pour permettre cette adéquation du réseau spéléologique. Mais, comme nous n'en connaissons que trop peu, il est imprudent de vouloir en tirer plus d'informations.

4.4.2 Les conduits obliques

En dehors de la pente, leur morphologie de détail se compose d'une galerie régulièrement voûtée à plancher horizontal qui, comme les conduits horizontaux (cf. 4.5) se décompose en segments rectilignes, se recoupant, suivant le réseau des fissures subverticales (ex. 41B, 105C). La pente est contrôlée par la stratification (105C) ou par une fissure oblique (54B). Malgré la pente, ils ont d'abord été creusés par une corrosion en régime noyé comme le montre leur morphologie de détail. S'ils sont descendants (vers l'intérieur du massif) ils sont toujours courts et obstrués de dépôts (41B). S'ils sont remontants ils sont alors sous un vallon perché du plateau et sont apparus par un enfouissement progressivement régressif des eaux de surface s'infiltrant dans des fissures parallèles à l'escarpement qui sape le vallon. La grotte 105C (fig. 4-16) en est le plus bel exemple.

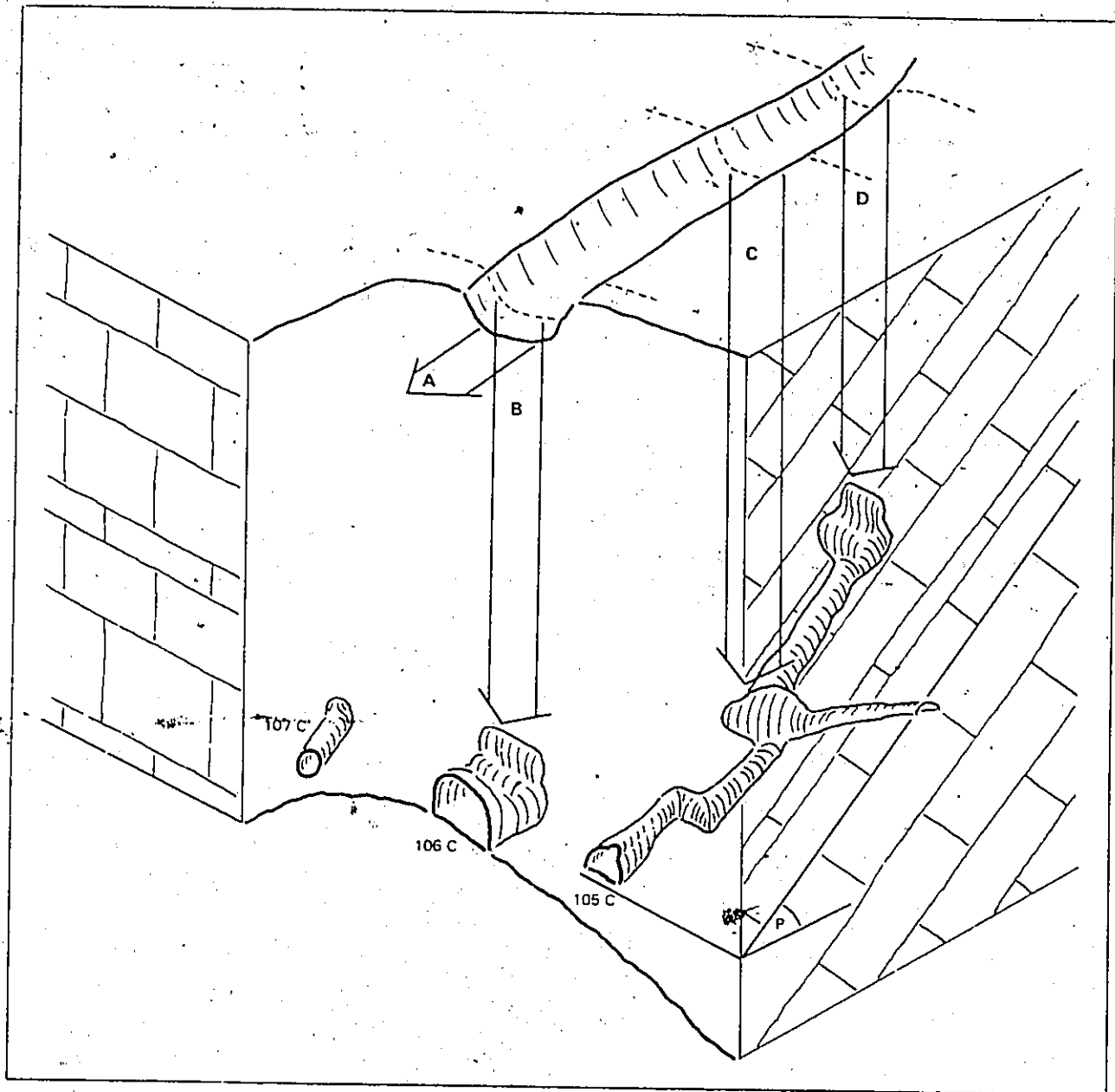


Fig. 4-16. Blocs diagrammes des grottes 107C, 106C et 105C. Les eaux drainées par le vallon surplombant se sont infiltrées dans les fissures de décompression (B, C, D), au fur-et-à-mesure de la détente du massif.

Elle se compose de 3 parties d'aval vers l'amont: une galerie en balonnette venant d'une petite salle 16 m au-dessus de l'entrée et développée horizontalement, la salle, puis une autre galerie en pente l'unissant à un diverticule développé vers le haut dans deux fissures verticales, 23 m au-dessus de l'entrée. L'ensemble de la grotte est contrôlé par un pendage de l'ordre de 20° . Par contre les deux salles quasiment étagées se sont développées horizontalement suivant la direction des couches et des fissures verticales parallèles à la paroi qui sape le vallon suspendu et les grottes. A proximité de la grotte 105C se trouve une petite salle incorporée à la paroi que nous appelons "poche polymorphe" et qui est apparue par corrosion de mélange des eaux dans des fissures de décompression de paroi (cf. 4.5-2). Vu que leur base se trouve à 610 m (2 000 pi.) juste 50 à 70 m sous un vallon de plateau, ces grottes sont donc apparues successivement au fur-et-à-mesure de l'abaissement du niveau de base de la paléo-Nahanni, au début de la période où le ru du vallon a été incapable de suivre l'encaissement (cf. ch. 2). S'est d'abord développée la "poche polymorphe" (B de la fig. 4.16), puis la décompression du massif s'accroissant, la salle au milieu de la grotte 105C (C de la fig. 4.16) et sa galerie émissaire qui est contrôlée par les fissures de décompression de la vallée principale (Prairie Creek) coulant parallèlement à sa droite. Enfin, le vallon a alimenté un dernier train de fissures (D de la fig. 4-16), qui a permis le creusement du diverticule et son raccord au reste de la grotte. Les cavités 106C et 105C datent donc de la période d'abaissement du niveau de base régional intermédiaire aux deux grandes phases de stabilité, et proches du niveau 2. Ces grottes datent donc de l'interstade entre la "glaciation de Nahanni" et celle de "Death Canyon".

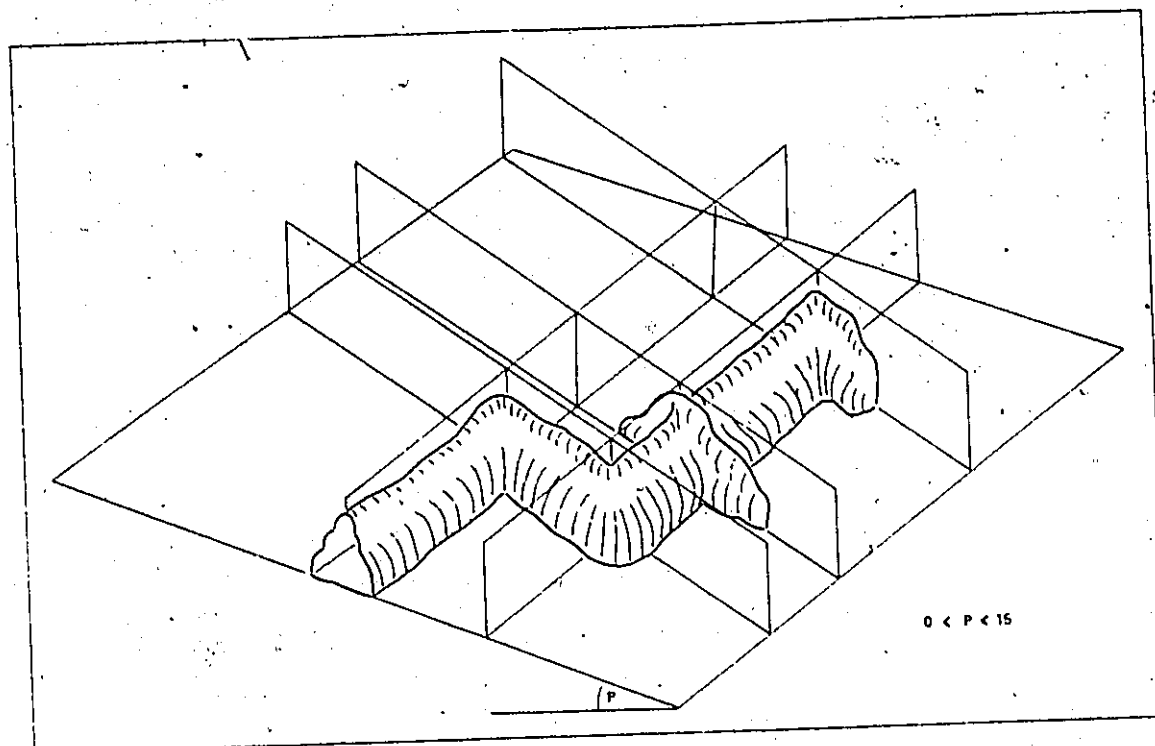


Fig. 4-17. Conduit subhorizontal type, avec ses segments rectilignes, contrôlés par le jeu des fissures verticales ou obliques. Le réseau se développe sur un plan de stratification, dont le pendage n'excède pas 15° .

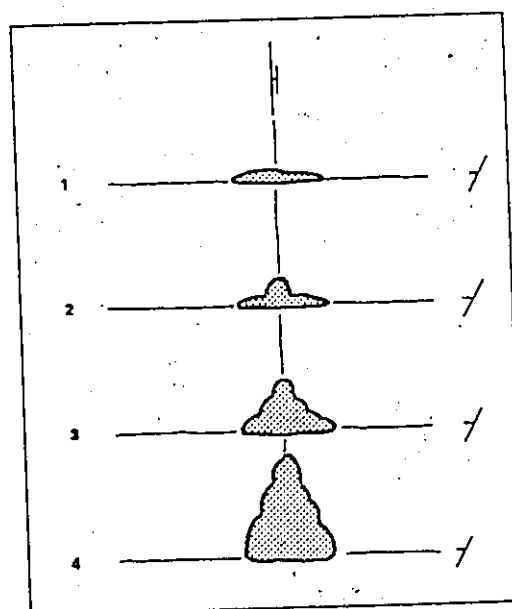


Fig. 4-18. Stades observés de développement d'un conduit à la rencontre d'eaux infiltrées le long d'un plan de stratification et d'une fissure subverticale.

Ainsi, ces conduits en oblique résultent d'un enfouissement des eaux de surface, grâce à la mise en opération de la trame structurale au fur-et-à-mesure de l'encaissement du réseau hydrographique majeur. L'importance de la corrosion montre que la détente mécanique suit de très près le niveau hydrostatique de la nappe aquifère descendante.

4.5 LES PETITES GROTTES DE CORROSION

Bien que de formes variées, les petites grottes de corrosion sont toutes superficielles. Leur développement a donc été fort contraint par les conditions extérieures. Deux grandes familles sont discernables, composées d'individus variant progressivement entre deux extrêmes. De haut en bas des falaises, on trouve des conduits subhorizontaux plus hauts que larges, sortes de galeries en miniature, qui passent progressivement à des galeries surbaissées comme des "laminoirs". Et de la surface du versant vers l'intérieur, se développent des "poches polymorphes" qui deviennent peu à peu des fissures régulières ouvertes par corrosion.

4.5.1 Des conduits subhorizontaux aux "laminoirs"

Les conduits subhorizontaux consistent en une petite galerie toujours plus haute que large, évasée à la base, développée suivant un plan de stratification subhorizontal et dessinant en plan des segments rectilignes se recoupant soit orthogonalement soit à angle aigu. Ces segments suivent pour la plupart des fissures subverticales ou obliques visibles dans le plafond (fig. 4-17 et photos 4-14). Leur longueur moyenne est de 37,7 m et ils représentent le tiers de toutes les cavités superficielles y englobant même les vestiges de grottes profondes. C'est la forme spéléologique la plus représentative du karst de la Nahanni après les réseaux profonds. En

coupe, les murs sont irréguliers et affectés de petites protubérances horizontales qui ressemblent à des banquettes d'érosion. Elles s'en distinguent par leur irrégularité dans le détail et leur discontinuité (à un même niveau) latérale, c'est-à-dire en suivant la galerie. Cette convergence de forme n'est pas suffisante pour ne pas pouvoir les identifier pour ce qu'elles sont, c'est-à-dire, des niveaux de corrosion et non d'une érosion de type fluviatile. Ces galeries résultent d'une corrosion à la rencontre de deux lieux d'infiltration d'eaux souterraines: le plan de stratification, dans ce cas-ci toujours proche de l'horizontal, et une fissure subverticale ou parfois oblique ouverte dans la roche au-dessus du plan de stratification (fig. 4-18). D'après leur forme, et distribution spatiale, la genèse de telles galeries demande qu'un plan de stratification soit imprégné d'eau qui rencontre et se mélange à d'autres eaux venues du haut par les fissures. De par leur disposition respective dans l'espace rocheux, ces plans collecteurs sont prédisposés à véhiculer des eaux d'origines différentes: le plan de stratification favorise uniquement le passage des eaux à mouvement latéral ou sans mouvement, tandis que la fissure verticale permet le déplacement des eaux vers le bas. Le processus s'amorce dès que la corrosion a ouvert un tant soit peu un plan de stratification et que s'y mélangent les eaux imbibant le plan de stratification et celles descendant dans les fissures. D'un point de vue physico-chimique, les eaux imprégnées dans le plan de stratification sont systématiquement plus stables que celles soumises à la gravité dans les fissures, d'où au fait que dans le premier cas leur provenance est toujours un milieu homogène, soit une nappe aquifère soit des eaux d'imbibition d'un lac proglaciaire; tandis que celles descendant les fissures ont des origines, des températures, des pH et des concentrations salines variables en fonction de

la proximité de la paroi, du gradient isothermique de la roche, de l'état du couvert végétal sur le sommet, de la saison et enfin de la présence et la disposition d'un pergélisol dans la roche (cf. 4.5.3). De nombreux exemples se trouvent perchés sur la "Grande Vire" autour de la grotte Mickey (cf. appendice pl. II). Ils se raréfient et raccourcissent en descendant le long des falaises et, arrivés au niveau de la Nahanni, ils ne subsistent qu'exceptionnellement sous forme de grottes de moins 10 m de long où la corrosion par mélange des eaux décroît rapidement en profondeur ce qui donne une allure en entonnoir à leur plan. Un bel exemple est la grotte 558 moins de 2 m au-dessus de la Nahanni (photo 4-15). Le processus est donc progressivement inhibé par le manque d'eaux d'infiltration dans les fissures verticales, parce que à l'imperméabilité causée par le pergélisol aujourd'hui discontinu, s'ajoute une décompression du massif moindre de haut en bas, ce qui diminue le nombre et la longueur des fissures verticales ouvertes.

Par contre, vers le bas des falaises, si les conduits subhorizontaux y disparaissent, se font de plus en plus fréquentes des galeries surbaissées, parallèles au plan de stratification (528 ou 928). Il ne s'agit pas de balmes ou autres méandres exhumés suspendus dans la paroi, mais d'une cavité de dissolution logée dans le banc sus-jacent au plan de stratification; toujours hautes de moins de 1,5 m elles sont large parfois de plus de 10 m, et leur hauteur décroît régulièrement vers les extrémités (photo 4-16). Leur développement a été contrôlé par la nature des plans de stratification (passées argileuses par ex.) et l'imbibition latérale d'eau par la paléo-Nahanni ou plus sûrement par les lacs proglaciaires aux niveaux plus stables (cf. 4.5.3). Situées dans le bas du versant où la décompression n'a

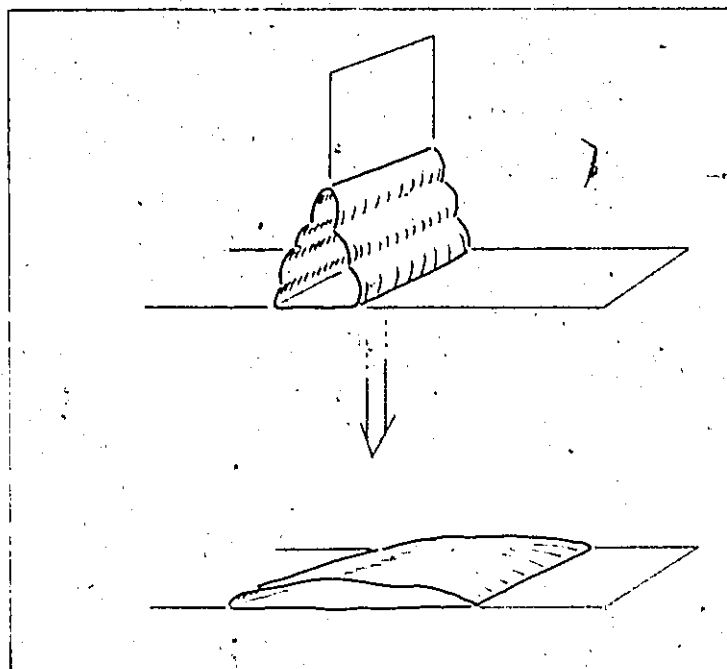


Fig. 4-19. Des conduits subhorizontaux aux "laminoirs". Dans une falaise de canyon, on trouve surtout en haut des conduits subhorizontaux et en bas des cavités surbaissées.

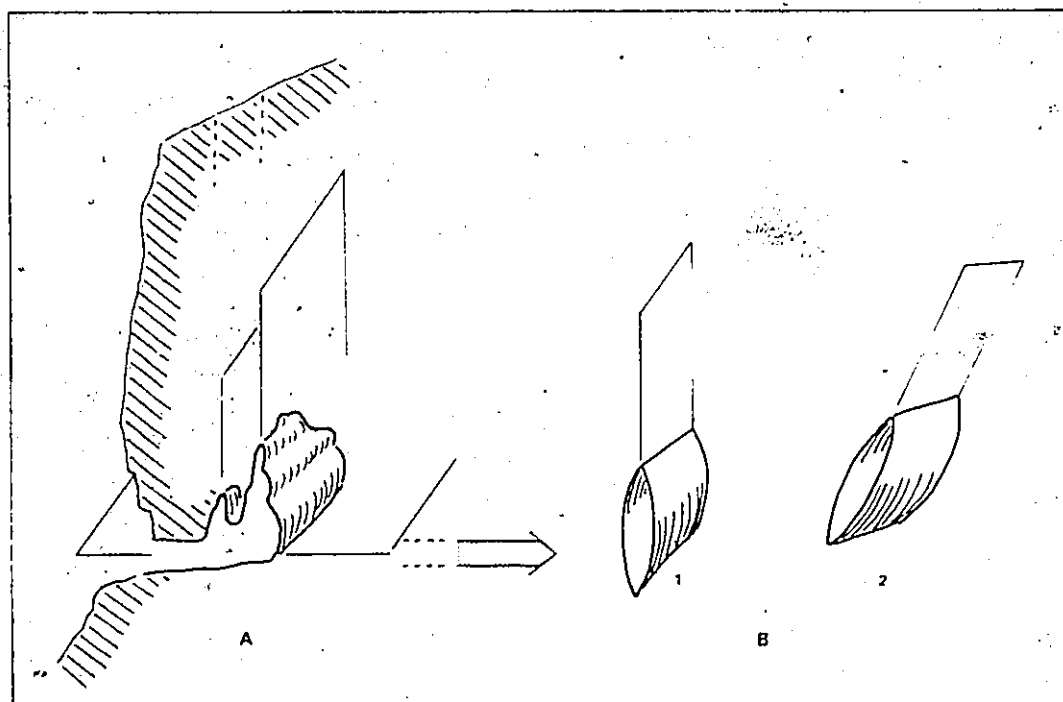


Fig. 4-20. Dans la zone de versant contrôlée mécaniquement par les falaises, les cavités les plus fréquentes proches de la paroi sont des poches polymorphes et vers l'intérieur des "fissures de corrosion" suivant les géoclines.

pas encore suffisamment joué, elles n'ont pu que se développer horizontalement. Ainsi, généralement vers le haut des falaises, là où la décompression a permis aux eaux d'infiltration d'utiliser des fissures verticales, sont apparus des conduits creusés par corrosion par mélange des eaux, tandis que plus bas, la dissolution n'attaque que par l'entremise du plan de stratification ce qui donne des galeries surbaissées (fig. 4-19).

4.5.2° Des poches polymorphes aux fissures de corrosion

Proches de la paroi, souvent en partie détruites par son recul, de petites salles irrégulières s'allongent et s'élèvent dans le sens de fissures parallèles au versant (fig. 4). Leur morphologie de détail est celle de la corrosion, mais contrairement aux petits conduits subhorizontaux creusés de la même façon, ces "poches polymorphes" atteignent parfois 10 m de haut (98). Elles sont généralement au pied d'un abrupt qui tranche un vallon ancien, comme les puits composites et les galeries obliques. Au vu de leur micro et macro-morphologie, leur origine résulte aussi de la corrosion par mélange des eaux. Mais leur position toujours proche de la paroi rend cette explication délicate, sauf si le régime noyé est assuré par un lac temporaire alimentant les plans de stratification, tandis que les fissures parallèles au versant captent des eaux différentes.

Par contre, plus à l'intérieur du massif, mais toujours dans la zone superficielle à moins de 50 m de la paroi, aucune "poche polymorphe" n'existe, mais s'y trouvent fréquemment des élargissements localisés de fissures verticales et obliques, dus à une dissolution extrêmement régulière qui commence par une fissure ouverte, croît puis décroît le long de ce plan, sans subir d'autre contrainte (fig. 4-20).

Non seulement il existe des grottes où se retrouvent associés les stades extrêmes et transitoires d'une de ces deux familles, mais parfois le mélange et la juxtaposition des formes spéléologiques peut apparier des éléments à classer dans les deux familles. La grotte 218 en est le plus bel exemple comme on le montre au paragraphe suivant. Ces grottes superficielles ont au moins alors en commun d'être syngénétiques des niveaux stables des lacs proglaciaires et d'un pergélisol concomittant.

4.5.3 Le lac proglaciaire comme modèle discursif

L'hypsométrie des cavités superficielles (fig. 4.1) a montré la présence de niveaux de développement corrélés avec l'altitude des lacs proglaciaires. Par contre, leur analyse morphologique met en évidence une simplification du processus génétique de haut en bas et de la surface vers l'intérieur, par perte d'efficacité d'un des lieux par où cheminent potentiellement les eaux du massif. Ces observations ne sont pas contradictoires, mais renforcent l'hypothèse de leur développement en rapport avec les niveaux variés des lacs proglaciaires, alors que les versants des canyons avaient une allure proche de l'actuel ⁽¹⁾. Comme ces lacs sont proglaciaires et que les calottes ne sont jamais bien loin de la région, les massifs émergents furent soumis à un climat périglaciaire rigoureux, dont le pergélisol relict et discontinu subsiste d'ailleurs aujourd'hui.

Cependant, les lacs bien que froids subissaient, au moins dans une zone proche de leur surface, un réchauffement estival qui a entraîné le retrait local du pergélisol juste à leur niveau. C'est dans ce rentrant de

(1) Sinon ces cavités superficielles par définition auraient disparu avec la récession des falaises.

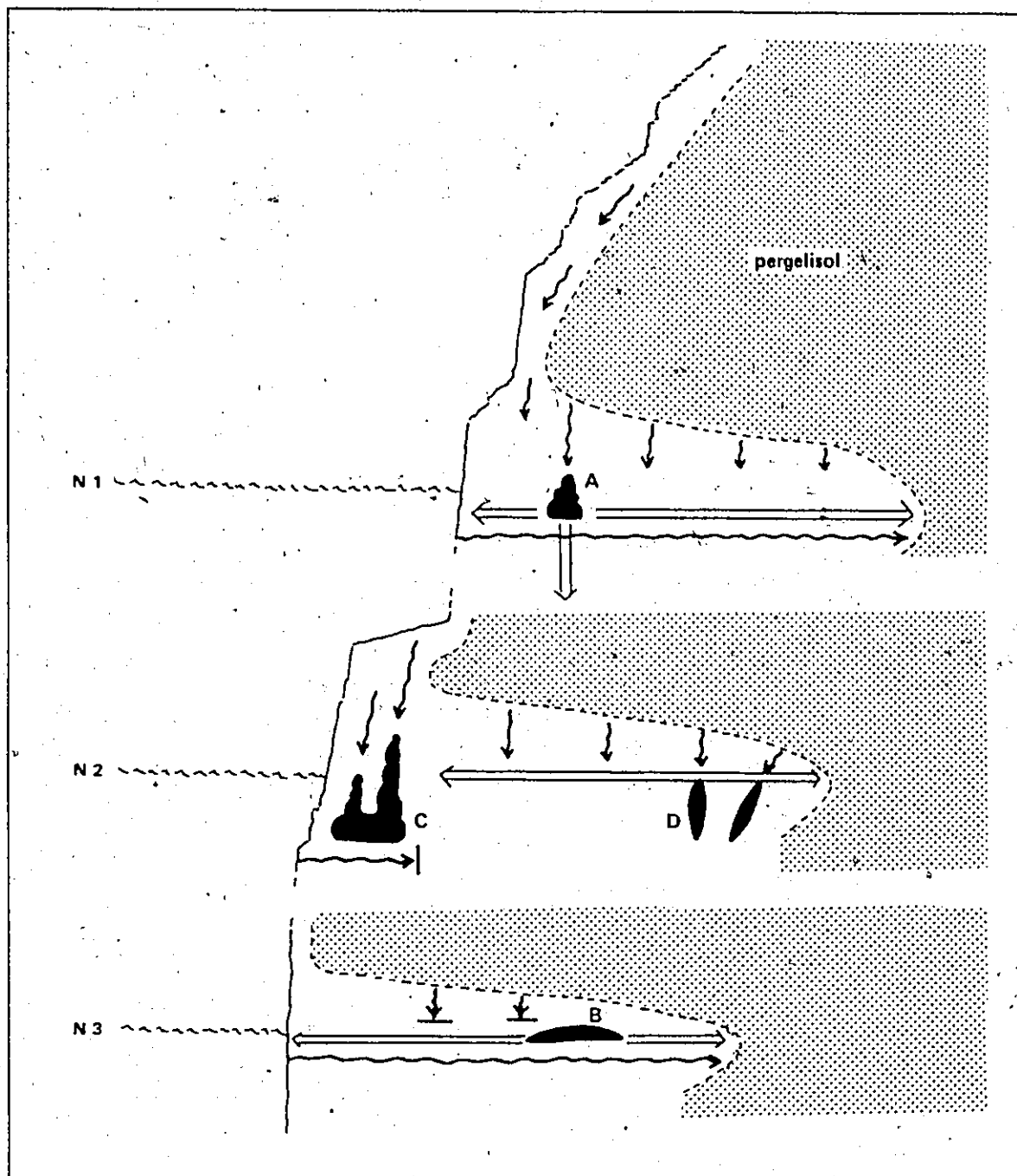


Fig. 4-21. Développement possible des formes spéléologiques élémentaires dans la zone superficielle du versant. Durant les périodes froides, les lacs proglaciaires ont entraîné près de leur niveau (N_1 , N_2 , N_3 , par ex.) un retrait local du pergélisol, permettant la circulation d'eau (flèches ondulées) dans les discontinuités de la roche encaissante. De A à B: conduits subhorizontaux, aux "laminoirs", car avec la pression, seuls des plans de stratification restent pénétrables. De C à D: des poches polymorphes aux "fissures de corrosion", les premières proches de la surface sont alimentées par des eaux suivant la stratification et les géoclasses, les secondes ne profitent que des eaux de fonte du pergélisol captées par les géoclasses.

roche dégélée, sous le pergélisol et au niveau du lac, que sont apparues les grottes superficielles (fig. 4-21), décrites dans les deux paragraphes précédents. Moins le niveau de ce lac fut élevé moins la roche dégélée était en état de tente, ce qui simplifie la morphologie des cavités résultantes, contrôlées par les eaux cheminant par des plans de stratification et des fissures verticales ou obliques.

À propos des conduits subhorizontaux une remarque s'impose. Leur plan montre toujours une plus grande extension suivant les fissures perpendiculaires à la paroi que suivant celles qui lui sont parallèles. Ce fait résulte de la poussée hydrostatique de l'eau lacustre contre la paroi, qui tend à fermer les fissures qui lui sont parallèles, mais n'a que peu d'effet sur celles qui sont perpendiculaires.

Bien que des cavités illustrent chacun des 4 cas extrêmes des deux familles de grottes superficielles, le plus souvent elles sont une combinaison d'éléments plus ou moins évolués de ces familles. La complexité morphologique est parfois encore accrue par une sorte d'effet de résonance produit par le voisinage de cavités antérieures.

Un exemple probant: la grotte 218 et sa voisine la 458. La grotte 458 consiste en un train de fissures élargies par corrosion, elles sont obliques, parallèles entr'elles et proches l'une de l'autre mais perpendiculaires au versant. Cette cavité remontante débute par un conduit oval qui surmonte un double puits de corrosion où aboutit la partie de la cavité qui suit les fissures. Toute cette morphologie est "phréatique". En dessous, se trouve la grotte 218 composée de trois parties distinctes, une galerie subcirculaire de 2 m de diamètre légèrement ascendante sur laquelle

se greffent de petites fissures de corrosion. Cette galerie, par sa forme et son gabarit, en évoque d'autres analogues dans les réseaux profonds, donc peut être considérée comme un vestige (cf. infra-ch. 4.6). Au fond de cette galerie, aboutissent deux petits réseaux. Celui de gauche se compose d'un diverticule oblique en coupe suivant les mêmes fissures que celles qui contrôlent la grotte 458 située plus haut, et est uni à la galerie de sortie par un tube subcirculaire. Cette partie est donc apparue en régime noyé, mais grâce à l'alimentation reçue de la grotte 458, donc alors que le niveau du lac proglaciaire se situe entre les deux grottes. Ce qui entraîne au même moment le développement de la troisième partie de la grotte, une cheminée apparentée aux "poches polymorphes" qui va s'approfondissant au fur-et-à-mesure de l'abaissement du niveau du lac. A un moment donné le raccord se fait entre les trois segments de la grotte. Le lac continuant à s'abaisser, les eaux du massif sont captées par la grotte 458 qui fonctionne comme un "château d'eau" et les achemine vers le diverticule et son tube-déversoir; comme ceux-ci sont maintenant à l'air libre, le tube est surcreusé d'une tranchée "vadose". Durant ce temps, la cheminée continue à s'enfoncer dans le massif par des conduits aujourd'hui colmatés. Puis, soudainement, le système devient inactif avant que les eaux ne surcreusent le plancher de la galerie d'entrée: le lac proglaciaire et le pergélisol ont disparu; il s'agit probablement d'une séquence liée au retrait du "lac de Nahanni" vu l'altitude de la grotte 218 comprise entre 471 m et 486 m (1 545 pi et 1 593 pi).

Cet exemple montre la complexité de détail des cavités superficielles et le côté quelque peu artificiel d'une typologie qui serait trop détaillée. D'où notre classification qui groupe les petites grottes, au-delà de leur morphologie, en un modèle discursif qui met en évidence les états extrêmes et les appariements logiques. Mais une fois cela posé, il faut évidemment

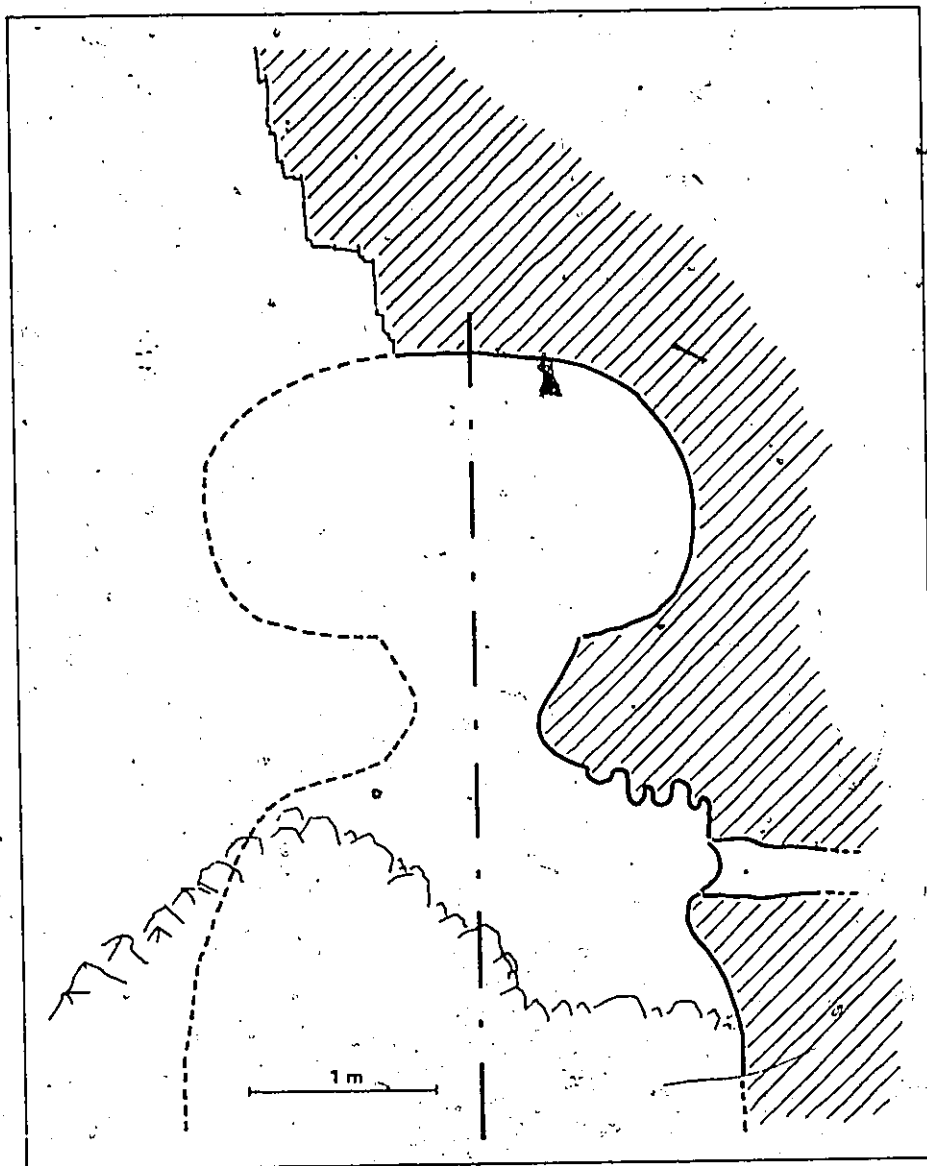


Fig. 4-22. Coupe de la cavité 568, qui constitue le vestige d'une galerie fréquente en profondeur.

recomplexifier les éléments simples jusqu'à l'obtention du réel spéléologique, comme l'illustre l'exemple de la grotte 218... qui sera encore complété au paragraphe 4.6.1!

4.6 LES VESTIGES DE GROTTES PROFONDES

Malgré le recul des parois des versants "dynamisé" par l'encaissement du réseau hydrographique majeur qui a recoupé et parfois fait disparaître de petites grottes, il subsiste, classés dans cette catégorie, des objets spéléologiques de dimensions et de formes s'apparentant plutôt aux grottes profondes (cf. infra ch. 4.7).

4.6.1 Difficultés du problème

Par exemple, la cavité 568 ressemble à une petite bålme ou à une niche de méandre exhumé. Mais si on y regarde de près (fig. 4-22), on constate qu'il s'agit, en coupe, de la moitié d'une galerie fréquente en profondeur: haute d'environ 4 m à l'origine, elle se composait de haut en bas d'un tube légèrement aplati, surcreusé d'une tranchée "vadose", sous laquelle s'évasait à nouveau la cavité avec des pendants rocheux dans la voûte et des canalicules collatéraux. Cette petite cavité est donc le vestige d'une galerie "profonde" que l'encaissement de la rivière et le recul des versants ont détruite. Mais comme il en reste si peu de chose, force serait de ne pas la prendre en considération, si par chance il n'était possible de la relier à d'autres plus riches en informations. En effet, ce vestige (568) surcreuse la falaise 10 m sous la grotte complexe 218, dont l'entrée a été considérée comme un élément spéléologique de profondeur sur lequel se sont greffés par après des cavités superficielles (cf. ch. 4.5.3). De plus, en face de ces deux cavités, sur l'autre versant de la Nahanni, juste au même niveau, se

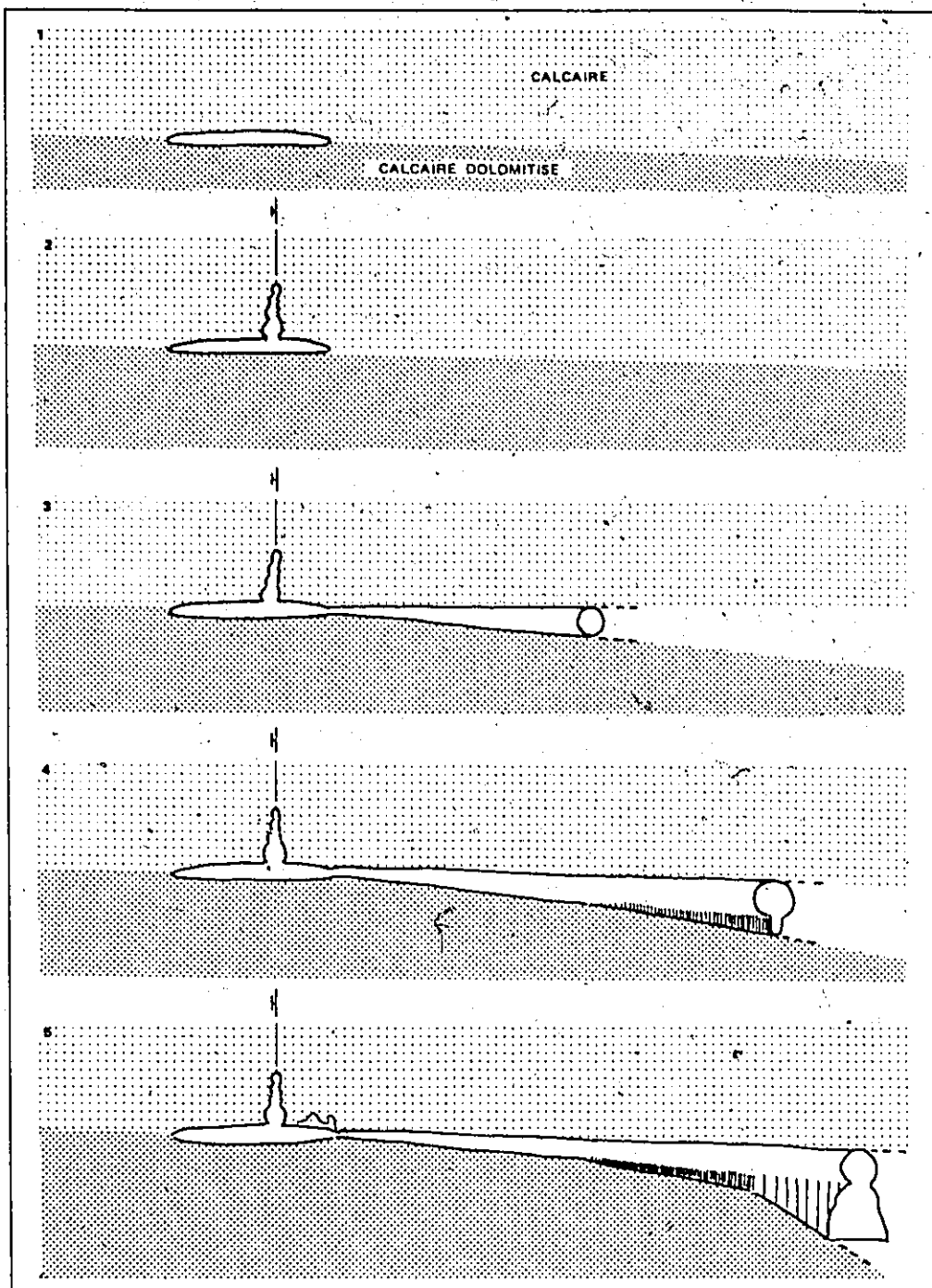


Fig. 4-23. Développement de la grotte 12A au contact du calcaire et des calcaires dolomitisés. 1) et 2) Apparition de la salle surbaissée et des "cloches de Bögli" en régime noyé. 3) l'appareil draine le plateau et creuse un exutoire vers la paléo-Nahanni en condition "phréatique superficielle". 4) et 5) avec l'abaissement du niveau de la paléo-Nahanni, régularisation "vadose" du gabarit de la galerie par érosion régressive.

trouve la grotte Thérèse (12A), longue de 161 m et composée d'une galerie de 2 à 5 m de haut, à segments rectilignes se recoupant suivant des angles faibles, remontant jusqu'à une salle surbaissée (1 m de hauteur en moyenne) dont le plafond est entaillé par des "cloches de Bögli". Son développement s'est fait en 3 séquences (fig. 4-23). D'abord en régime noyé sans mouvement (ou faible), ouverture d'une salle surbaissée au contact des calcaires dolomitiques sous-jacents moins solubles, suivie d'une série de cloches de corrosion dans une fissure s'ouvrant dans le plafond de la salle. Cette fissure et celles qui vont contrôler le développement de la galerie principale sont grossièrement parallèles entr'elles et résultent de la décompression du sommet de ce massif, limité à l'aval ~~pendage~~ par la vallée de la Nahanni, mais aussi de part et d'autre de la grotte, par deux vallons de plateaux qui tentent de suivre l'encaissement de la rivière collectrice. Après, comme la paléo-Nahanni continue à s'encaisser tout en contrôlant l'abaissement du niveau hydrostatique de la nappe aquifère, la cavité se situe dans la zone superficielle de la nappe où s'établit une circulation d'eau entre la salle et la rivière qui creuse la galerie principale d'un gabarit homogène de deux à trois mètres de diamètre. Celle-ci profite et des fissures et du pendage favorables. Enfin, la paléo-Nahanni s'enfouissant toujours, les eaux souterraines réussissent une première régularisation du plancher par une tranchée de 1 m de haut, (photo 4-17), puis cela devenant insuffisant, elles surcreusent suivant une pente plus forte et à partir de l'aval le plancher de la galerie. La grotte cesse d'être fonctionnelle avant de réussir cette deuxième phase d'adaptation au niveau de base, si bien que subsistent des portions de galerie uniquement surcreusées lors de la lière phase. La récession de la paroi détruit au moins les 50 premiers mètres de la grotte, comme le montre le rentrant localisé où elle se niche. L'altitude de l'entrée actuelle est 466 m (1 528 pi) et celle de la salle en amont 475 m (1 557 pi). De plus, une stalagmite a été datée et sa croissance est comprise entre 315 000

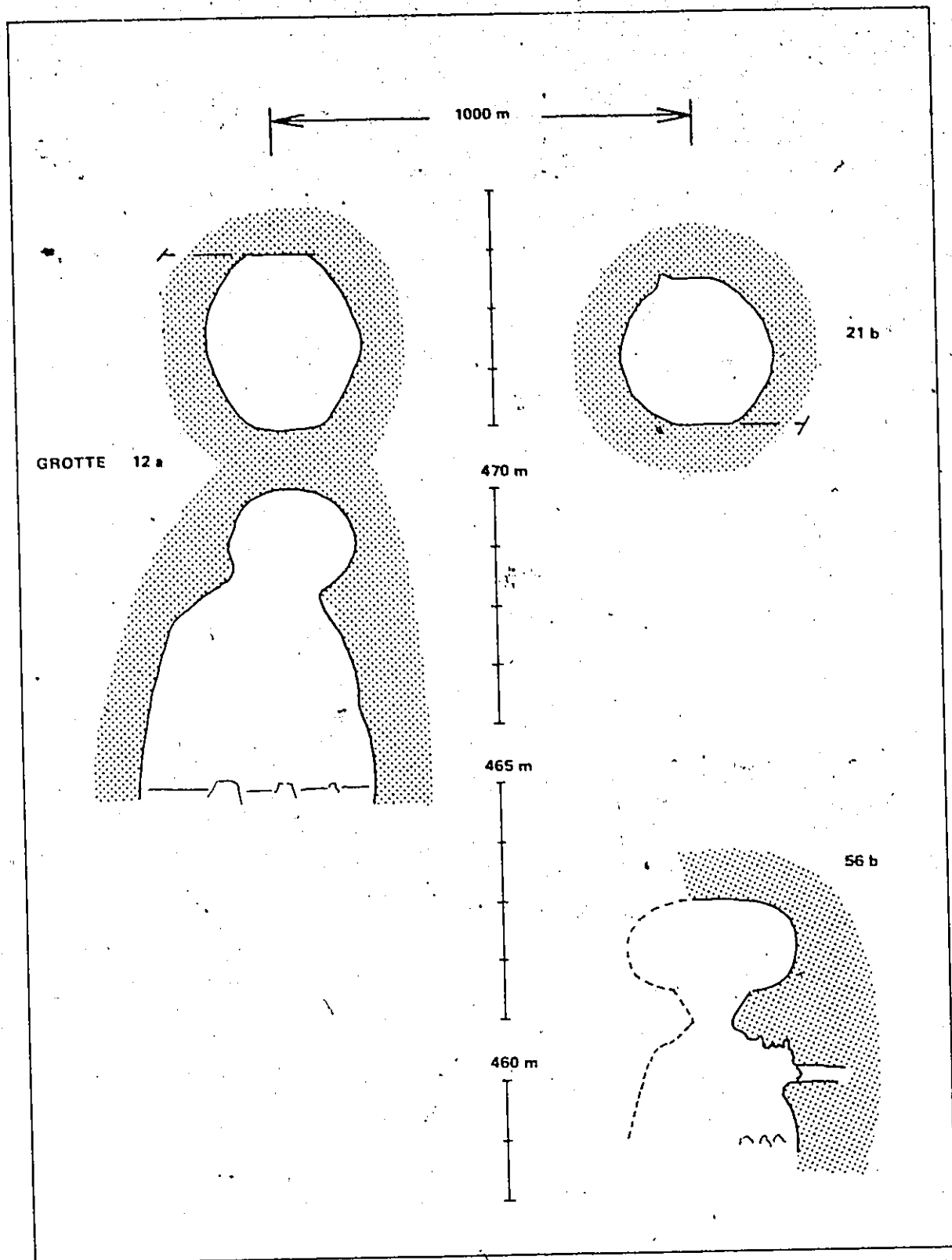


Fig. 4-24. Corrélation altitudinale entre les sections de la galerie de la grotte 12A sur le versant ouest du "Premier Canyon" et celle des grottes 21B et 56B sur le versant opposé.

et 301 000 ans AA (cf. ch. 5) donc dès 315 000 ans AA, la grotte est inactive et la paléo-Nahanni est sous 466 m (1 528 pi). La grotte 12A témoigne ainsi d'un encaissement progressif et suffisamment lent de la paléo-Nahanni sous son second niveau majeur de stabilité à 580 m (1 900 pi) pour permettre le développement de galeries analogues à celles des grottes profondes et ce, grâce à l'addition de plusieurs facteurs favorables: présence d'un calcaire moins soluble, pendage et réseaux de géoclases (dans une partie du massif en dé-compression) dans la direction de la rivière collectrice. La réunion de toutes ces conditions litho-structurales favorables ne peut partout exister, mais cela suggère qu'à cette période, la présence d'une seule a permis le développement de cavités de ce gabarit, probablement peu profondes car l'abaissement de la rivière n'en a pas donné le temps. Ainsi subsistent, dans les grottes superficielles, des vestiges comme l'entrée de la grotte 218 (photo 4-18) et la 568...

Ces deux vestiges sont situés dans le même massif, presque l'un au-dessus de l'autre. Leurs coupes montrent le même processus de développement que celui de la grotte 12A et exactement à la même altitude, alors qu'ils sont de part et d'autre de la rivière à 1 000 m l'un de l'autre (fig. 4-24). Ainsi l'entrée subcirculaire de la cavité 218 se situe à la même altitude que la section analogue de la grotte 12A, et sous elle, la cavité 568 avec son tube surcreusé d'une tranchée "vadose", correspond à la partie inférieure de la grotte 12A également composite. Le rapprochement entre les trois cavités est remarquable et confirme l'hypothèse. Les grottes 218 et 568 n'ont pas profité des mêmes conditions structurales favorables que la 12A, la vallée se trouve à l'amont-pendage et la décompression locale du massif n'est pas favorisée par des vallons. Ces deux cavités ont donc fait partie d'un réseau du même âge que la grotte 12A, mais moins profond, il a été plus détruit par la récession de la paroi.

De plus on sait (ch. 3.4.2.3), que "l'espace karstifié" de la grotte Mickey stabilisé à 485 m (1 590 pi) met en évidence que le second niveau majeur de stabilité de la paléo-Nahanni consiste en un fort ralentissement de l'encaissement de la rivière et non en son arrêt. Les vestiges 12A, 218 et 568, de 10 m à 26 m en dessous de ce niveau confirment cette dynamique. Ainsi, des vestiges aussi modestes que la cavité 568 peuvent être des indicateurs de valeur quand il est possible de les relier à d'autres objets spéléologiques de même famille. C'est là, la fonction de ces cavités superficielles: seules, leurs informations sont trop élémentaires pour être incorporées au modèle progressivement mis en place, mais si une adéquation avec d'autres apparaît, les données que révèle cette famille d'objets spéléologiques s'incorporent et précisent le modèle. Leur valeur n'a donc aucun rapport avec leur extension.

L'utilisation des vestiges de grottes pose malheureusement un autre problème délicat, celui de la convergence des formes. Ainsi, la grotte Claudette (438), bien que plus longue que les conduits subhorizontaux (4.5.1), en a toutes les caractéristiques topo-morphologiques et se trouve en leur compagnie sur la "Grande Vire" qui entoure la grotte Mickey (478). Elle serait donc du même âge que ces conduits (celui des lacs proglaciaires concomitant des 3^e et 4^e glaciations; mais il n'en est rien. En effet, une datation de stalactite (cf. ch. 5) remonte à 270.000 ans, donc la grotte était déjà inactive à la fin du premier interglaciaire observable, celui durant lequel se sont développés les grands réseaux! Cette cavité est donc bien un vestige de réseau profond qui devait prolonger la grotte Mickey vers l'aval-pendage comme le suggère le plan, ce que l'analyse morphologique de la grotte seule ne peut indiquer.

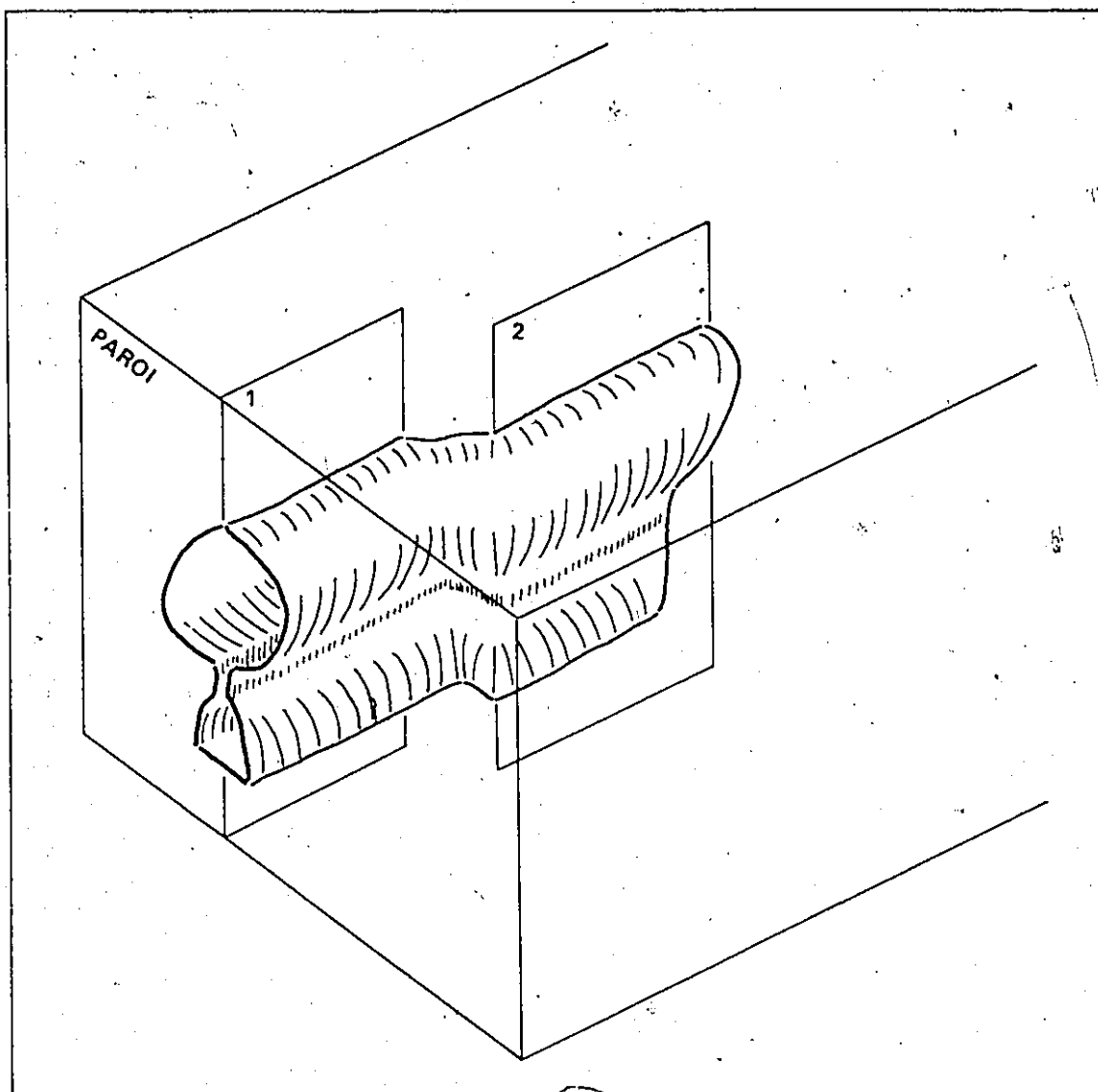


Fig. 4-25. Grotte 288, galerie composite en cul-de-sac.

Enfin, voici un dernier exemple de cavité superficielle qui, par sa morphologie cette fois, échappe à toute analyse simple. Il s'agit des galeries subcirculaires en culs-de-sac, parfois composites (la 107C, la 113B ou mieux la 288). En coupe, elles ressemblent aux "conduites forcées", ce que confirme l'aspect très lisse de leurs murs. Malheureusement pour qu'il y ait circulation forcée en régime noyé dans une galerie, il faut que ses extrémités soient ouvertes, or ce n'est jamais le cas! Leur développement serait possible par une sorte d'érosion régressive en régime noyé (D.C. Ford, com. verb.). Pour nous, leur genèse reste énigmatique et le peu d'exemples rencontrés n'a pas aidé à mieux comprendre le problème. D'autant, qu'il existe un cas complexe remarquable.

La grotte 288 (fig. 4-25) est horizontale, composée de deux segments droits parallèles légèrement décalés l'un par rapport à l'autre, car contrôlés par deux fissures verticales. La coupe transversale consiste en une section subcirculaire surcreusée d'une entaille s'évasant à la base, ce qui est le profil habituel d'une "conduite forcée" avec sa tranchée "vadose". Le problème est que la conduite forcée est contrôlée de façon draconienne par la structure et que la galerie de 13 m de long est un cul-de-sac dans la roche encaissante: ce qui rend doublement impossible le schéma de développement que suggère la coupe seule. Alors "guid"?...

De tous ces vestiges, se dégage au moins une conclusion méthodologique: compte tenu de leur petit nombre actuellement observé, et que les informations qu'ils donnent font une part trop grande à la spéculation, ils constituent des problèmes en suspens et ne sont pas pris en considération dans le modèle que nous élaborons. Par bonheur, dans cette catégorie, deux familles d'objets spéléologiques homogènes subsistent: les tunnels et les dômes de corrosion.

4.6.2 Les tunnels

Des tunnels, "galeries importantes de section régulière ressemblant à un tunnel artificiel" (B. Gèze, 1973) ont été découverts. Le plus bel exemple, la première partie de la grotte 29C (photos 4-19) est un tunnel rectiligne de plus de 80 m de long terminé par un éboulement de la voûte. Il est horizontal et de gabarit régulier (hauteur $\pm$ 6 m, largeur 8/10 m). Il débouche dans la "Lafferty Creek", sous les couloirs karstiques du plateau, entre la Nahanni et la Lafferty et en a exactement la même direction. Comme le tunnel se situe à environ 750 m (2 460 pi) il a un rapport certain avec le premier niveau majeur de stabilité régionale durant lequel la paléo-Nahanni a atteint son indice de sinuosité le plus élevé (cf. ch. 2). Probablement a-t-il fonctionné comme rivière souterraine, contrôlé par les fractures dont la direction favorable a permis à une partie des eaux de la paléo-Nahanni d'alimenter la paléo-Lafferty, comme le suggère la position des couloirs karstiques entre les deux canyons (photo 20, A et B), phénomène de "court-circuit" fréquent en pays karstique. Sa présence sous les couloirs karstiques, parallèle à eux et l'effondrement de sa tête, permettent de poser l'hypothèse que cette famille de tunnels est à l'origine de ces couloirs ou du moins d'une partie d'entr'eux. Ce qui rend encore plus complexe le problème de leur genèse, vu que G.A. Brook et D.C. Ford (1974) ont montré qu'ils pouvaient se développer à partir de la dissolution de surface, suivant la trame structurale. Comme ces "labyrinthes" de couloirs karstiques imbriqués intimement, constituent la forme karstique de surface la plus fréquente et, semble-t-il la plus évoluée, il est très vraisemblable que certains aient débuté grâce à l'effondrement de tunnels antérieurs. Puisque la grotte 29B sur laquelle repose cette hypothèse répond à deux critères bien différents, être un tunnel qui a fonctionné comme rivière souterraine lors d'une période stable et suivre des fractures majeures, la meilleure façon de vérifier sa validité

est de trouver des vestiges de tunnels n'ayant de rapport direct qu'avec un seul des deux critères. La probabilité que les tunnels aient profité des avantages liés aux deux critères s'en trouverait fortement renforcée.

De fait, la cavité 69A ⁽¹⁾ située à 760 m (2 500 pi) dans l'étroit interfluve (0,5 km) entre le méandre recoupé oriental et la vallée actuelle de la Nahanni, semble en avoir court-circuité (partiellement évidemment) le chenal épigé lors de la première phase majeure de stabilité (photos 21 A et B). Bien qu'entièrement fossilisée, la cavité montre un gabarit double de celui de la 298. Ainsi se confirme, qu'à cette époque, la rivière, là où la situation était favorable, a creusé des tunnels.

Par contre, au N-E de la région étudiée sur les hauts plateaux du flanc oriental de l'anticlinal, quelques couloirs karstiques comportent des vestiges de tunnels qui ne peuvent provenir d'une dérivation de rivière majeure (photos 22). Ils sont cette fois méandriformes et suspendus dans les parois des couloirs les plus profonds du labyrinthe. Donc le développement des couloirs s'est poursuivi sous le niveau des tunnels. Comme ceux où des vestiges ont été trouvés, sont parfaitement cataclinaux, on peut penser que les tunnels ont fonctionné comme drain majeur avant leur effondrement, puisque ces couloirs karstiques cataclinaux ont continué à s'encaisser en fonctionnant comme ravins périglaciaires. La contrainte structurale pour le développement des couloirs profonds avec vestiges de tunnels est donc double: suivre le pendage et les fractures, et il n'est pas douteux que la présence de tunnels dans ceux-là, de préférence aux autres, a permis une ségrégation des gabarits à l'intérieur du labyrinthe. Cependant, l'importance exacte de cette famille

(1) Il ne s'agit que de la première partie de la grotte et non de la petite galerie qui la prolonge et est de toute évidence postérieure.

de cavités dans leur développement ne sera connue que lorsque le karst souterrain sera mieux exploré. Néanmoins, on peut être sûr, d'après nos premières observations, qu'ils sont partie prenante dans le développement des formes karstiques de surface les plus spectaculaires de ce karst et uniques au monde, semble-t-il.

Enfin, les tunnels, du moins ceux qui résultent d'un court-circuit du réseau épigé datant du 1er niveau de stabilité régionale, sont apparus au-dessus du niveau hydrostatique de la nappe aquifère contrôlée par la paléo-Nahanni, donc avant les grottes profondes de ce niveau. Ils sont ainsi les plus vieilles grottes de ce karst.

4.6.3 Les dômes de corrosion

Dans la section la plus en aval de la "Lafferty Creek" qui coule du nord vers le sud, hautes dans les parois, s'ouvrent de grandes cavités qui lorsqu'elles sont suffisamment épargnées par les effondrements présentent une coupe ovoïde suivant une géoclase subverticale est-ouest, donc transversale à la vallée. L'essentiel du creusement résulte de la corrosion et donne des dômes dont la hauteur est dans la trentaine de mètres (photo 4-23) (1). Mais l'extension de la cavité suivant la géoclase est toujours modeste, au pis le dôme se compose d'une seule poche plus haute que profonde (998), où il est petit (78C), et au mieux il se compose de salles de corrosion dont les dimensions décroissent à mesure qu'on s'enfonce dans le massif (77C). Ainsi le plus bel exemple, le 77C n'a que 66 m de long et se compose de 3 salles allongées. Parfois quelques conduits submétriques surcreusent les murs mais sans long développement et probablement postérieurs à la cavité initiale. Ces dômes de corrosion se sont donc développés en travers de la vallée, ils se

(1) Que de déceptions à la découverte de telles entrées qui font chaque fois croire à celles d'un réseau profond exhumé!

cantonnent à la "Lafferty Creek" et sont compris entre 610 m (2 000 pi) et 570 m (1 870 pi). Ils résultent d'une corrosion intense et localisée qui ne s'est présentée qu'une seule fois dans l'évolution de la vallée: lorsque la paléo-Lafferty est capturée par la paléo-Nahanni entre les deux niveaux majeurs de stabilité et que, durant un temps, elle déblaie les schistes sus-jacents aux calcaires (cf. 2.1 et 2.2). A ce moment, le massif se relevant, le plateau entre la Nahanni et la Lafferty subit une détente concrétisée par l'ouverture de géoclasés grossièrement E-O. La nappe aquifère est branchée sur la rivière réceptrice, la paléo-Nahanni, et ses eaux imprègnent le plateau. Cependant les eaux de la paléo-Lafferty, dégageant dans cette zone des schistes, sont fort agressives et quand elles réussissent à s'infiltrer dans les calcaires sous-jacents par les géoclasés E-O, la corrosion par mélange des eaux est intense et permet l'apparition de ces hautes salles. Ce minage préliminaire de la roche encaissante a sûrement facilité le creusement du canyon postérieur à la seconde phase de stabilité. Ces cavités, de par leur développement, ne se trouvaient pas en situation pour être préservées, de là leur petit nombre découvert actuellement. Leur âge: plus jeune que la grotte Valérie, grotte profonde de la première phase de stabilité, et plus ancienne que la grotte Mickey, datant de la seconde phase de stabilité.

Ainsi, les vestiges de grottes, comme tous les vestiges d'ailleurs, posent beaucoup de questions, mais grâce aux acquis, deux familles d'entr'eux s'insèrent valablement dans notre modèle en y apportant confirmations et précisions. Ce qui est déjà beaucoup.

4.7 LES GROTTES PROFONDES

Il peut paraître étonnant que l'étude morphologique des trois grandes grottes constituant 62,2% du réseau total soit abordée si tard. Diverses raisons en sont la cause.

Comme une grotte est, par essence une forme d'érosion, il était opportun dans un premier temps de considérer les trois plus grandes comme le résultat ⁽¹⁾ d'une confrontation entre des facteurs contrôlés par la géodynamique externe et les éléments passifs ⁽²⁾ que sont les contraintes litho-structurales. Il en est ressorti une hypothèse générale. Les principales phases de développement des grottes sont en rapport avec deux stabilisations du niveau hydrostatique de la nappe aquifère, contrôlée par la paléo-hydrographie en voie d'encaissement, et remontant à un interstade entre la glaciation du "Premier Canyon" et celle de "Death Canyon". L'hypothèse s'est avérée féconde pour comprendre le développement général des grottes profondes et celui des grottes superficielles, échappant par leurs dimensions à la grille d'analyse des "espaces karstifiés" et, en retour, s'est précisée de modalités sous le seuil de perception de cette grille d'analyse (cf. ch. 4, 1 à 6).

De plus, une grande grotte analysée d'un point de vue géomorphologique est un continuum où les mêmes informations se reproduisent, ne changeant de place en place que brusquement ou suivant une inhibition progressive d'un genre d'informations au profit d'autres. Une grande grotte se comporte donc devant le raisonnement comme tout objet géomorphologique plus fréquent, de l'épendage proglaciaire aux cuirassements ou du graben à la mesa... Il s'agit, pour l'étudier, d'en tirer les informations caractéristiques (cf. ch. 4.7, 2 à 4), et non d'en faire le répertoire. Ce qui est le but premier de ce paragraphe. Puis les informations retenues du dedans de chaque grotte, seront confrontées au modèle pour mieux le préciser.

(1) Ce qui a été fait quand chacune des trois grottes a été considérée comme un "espace karstique" (cf. ch. 3.4).

(2) A l'échelle de la grotte.

	GR. ANDRÉE 358	GR. VALÉRIE 16C	GR. MICKEY 47B
Longueur (m)	1205	2002	2270
Dénivellée (m)	63	50	55
Altitude de l'entrée (m)	absolue au-dessus 743 / 255 de la rivière	absolue au-dessus 737 / 497 723 / 483 699 / 459 de la rivière	absolue au-dessus 533 / 293 de la rivière
Indice de solubilité relative de la roche encaissante	1,4 (?)	1,1 à 1,7	2,1 à 2,2
Indice d'excavation (E) arrondi au 1/10	3,2	6,6	4,2
Indice du réseau spéléologique R.S. = $\frac{\text{Long (hect)}}{(E)}$ arrondi au 1/10	3,7	3	5,4

Fig. 4-26. Pour les trois grandes grottes, caractéristiques numériques et indices significatifs.

4.7.1 LE PROBLEME

Les trois grandes grottes se trouvent sur le flanc oriental de l'anticlinal et vers l'aval structural, hydrographique et topographique du mont traversé par le "Premier Canyon". Elles sont d'autant plus profondes qu'on va vers l'aval. Leurs principales caractéristiques sont reprises à la fig. 4-26. La grotte Andrée (358), à l'amont dans la "Lafferty Creek" est la plus courte, les deux autres à l'aval dans la vallée de la Nahanni mesurent chacune près du double. (1). Leur dénivelée est modeste de 50 m à 63 m. Cependant, comme la grotte Andrée la plus courte, a aussi la dénivelée la plus grande, elle est la seule à présenter des étagements de galeries discernables. Leurs entrées, dans les falaises des canyons, se situent à 255 m, 293 m et 497 m au-dessus du fond de la vallée. La grotte Valérie (160) étant deux fois plus élevée que les autres, a d'autant plus subi la récession des parois qui grugent ces réseaux inactifs. De l'étude expérimentale de la solubilité de la roche encaissante exprimée en perte de poids (cf. fig. 2-11 et 12), il est possible de tirer un indice qui précise la solubilité relative des roches encaissantes pour les trois grottes. Pour ce faire, on établit le rapport entre la perte de poids de la roche encaissante de la grotte, et celle de la grotte creusée dans la roche la moins soluble. Cet indice de solubilité relative met en évidence que la grotte Mickey (478) (et ses satellites) est dans un calcaire deux fois plus soluble ou presque que celui des deux autres grandes grottes.

Cependant, les plans (à la même échelle) montrent que ces trois grottes sont bien différentes et que les indicateurs fournis jusqu'à maintenant

(1) En fait la grotte Mickey a communiqué avec diverses grottes qui l'entourent aujourd'hui et, de ce fait, constitue le réseau le plus développé, plus que ne le suggère la longueur même de la cavité.

n'illustrent pas ces états.

4.7.1.1 L'indice du réseau spéléologique (R.S.)

Les indices simples quantifiant l'état de développement d'un réseau souterrain sont rares et peu utilisés. B. Gèze (1973) n'en répertorie que trois. L'indice de cavernement est le "rapport du volume des cavités souterraines naturelles au volume total d'un massif karstique". Les deux termes de ce rapport sont dans la pratique difficilement évaluables, compte tenu de la variabilité du gabarit des galeries, de leur remplissage qui en escamote souvent la partie inférieure et enfin de l'imprécision de ce qui est appelé le "volume total d'un massif karstique". Quoique théoriquement simple, cet indice est donc toujours entaché d'erreurs d'évaluation, ce qui ne rend pas transférables les chiffres retenus d'une région à l'autre, ni surtout d'un chercheur à l'autre! Il y a aussi l'indice de karstification ou densité karstique défini ainsi: "nombre d'ouvertures de cavités souterraines naturelles reconnues pour une surface donnée dans une région karstique". Cet indice est le plus souvent le nombre d'ouvertures par km^2 , il donne une bonne idée du développement karstique d'une grande région, d'un "pays calcaire", mais ne peut exprimer des nuances, d'autant qu'il tronque la réalité. En effet, une grotte est répertoriée en fonction du nombre de ses entrées qui n'a rien à voir avec son développement. Il s'agit plus d'un indicateur chiffrant une description qualitative que d'un indice proprement dit, qui doit être susceptible de comparaisons et de traitements statistiques. Enfin, B. Gèze cite l'indice d'excavation (E), qui représente le "volume, exprimé en hectomètres cubes, du parallélépipède rectangle enveloppant l'ensemble d'une cavité souterraine, ou plus généralement, d'un réseau spéléologique, et défini par la formule $E = L \times l \times H$. L = distance horizontale comptée en ligne droite entre les extrêmes. l = distance horizontale entre

les écarts extrêmes, perpendiculairement à la ligne précédente. H = dénivellation entre le point le plus haut et le point le plus bas". Cet indice précis devrait figurer comme caractéristique dans toute monographie spéléologique! Cependant, son utilisation nous paraît limitée à une perception plus juste de la karstification de la roche encaissante mais ne reflète aucunement le niveau de ce développement. Car à volume égal (défini par E), la densité du réseau peut fort varier... comme le montrent le plan de la grotte Valérie, 16C ($E=6,6$) et celui de la grotte Mickey 47B ($E=4,2$). La seconde, bien que dans un volume plus petit d'un tiers est plus longue... même sans compter les grottes satellites de la même période, 24B, 43B, 42B, 46B (?), 27B (?), (1)!

Or, la densité réelle du développement karstique peut facilement être chiffrée à partir de ce dernier indice. Il suffit de faire le rapport entre la longueur (en hectomètres) du réseau spéléologique et le parallélogramme rectangle minimum qui le contient, c'est-à-dire l'indice d'excavation E . Suivant la finesse d'analyse voulue on retiendra ou non les décimales. Cet indice du réseau spéléologique (R.S.) croît, lui, avec la densité des grottes. Par sa simplicité et sa précision variable à volonté, le R.S. est applicable à tout plan de grotte et sa généralisation permettra une meilleure perception du niveau de développement des grottes où qu'elles soient. Le R.S. de chacune des trois grandes grottes reflète bien les différences entre ces réseaux. Plus la grotte est longue, meilleure sera la corrélation directe entre sa ~~longueur~~ et le volume du vide effectif qu'elle représente dans la roche encaissante. C'est dire que le R.S. est d'autant plus précis qu'il s'applique à des réseaux plus grands, et ce, sans multiplier les mesures, source d'accroissement des erreurs.

(1) Ces 5 grottes totalisent 892 m de galeries!

Le R.S. de chacune des trois grandes grottes reflète d'ailleurs bien leur degré de développement, en rapport avec les contraintes qui, comme on l'a vu, varient d'un site à l'autre.

La grotte Valérie (16C) est celle qui possède le R.S. le plus faible (3): elle se trouve dans la roche la moins soluble (indice de solubilité 1,1 à 1,7) et avec son E le plus élevé (6,6) n'est contrôlée que par 32 géoclasses contre 51 pour la seule grotte Mickey (cf. fig. 3-15), et se trouve le plus haut par rapport au fond de la vallée (497 m), donc a subi l'ablation sûrement la plus importante de son réseau par le recul des parois. Toutes ces raisons se renforçant font que, même si la grotte Valérie a profité d'une stabilisation du niveau hydrostatique de la nappe aquifère, elle n'en présente pas moins le réseau le moins dense.

Avec un R.S. de 3,7, la grotte Andrée (358), quoique la plus courte, est un réseau légèrement plus développé que celui de la grotte Valérie. Creusée dans un calcaire qui présente un indice de solubilité qui équivaut à la moyenne des mesures qui ont défini celui de la grotte Valérie, ce n'est pas grâce à cela qu'elle est plus développée, mais parce que dans le sommet d'un petit massif, son E (3,2) étant la moitié de celui de la 16C, elle est parcourue par presque autant de géoclasses (26 contre 32 pour la 16C). Mais ce serrage presque doublé n'a pu être exploité au maximum par les mouvements d'eau dans la zone supérieure de la nappe car, contrôlés par la stratigraphie, ils s'enfoncent dans le massif, ce qui inhibe la karstification. En plus, la paléo-Lafferty dont dépendait cette nappe, a toujours été une rivière modeste à côté de la paléo-Nahanni contrôlant les nappes où sont apparues les grottes Valérie et Mickey, et surtout son cours a subi les vicissitudes d'une translation suivie d'une capture (cf. ch. 2). Malgré tout, le vide spéléologique de la grotte Andrée est plus développé que celui de la Valérie (16C).

Enfin, la grotte Mickey est celle qui a le R.S. le plus élevé (5,4): résultat d'un creusement dans les calcaires les plus solubles de la région dont l'indice de solubilité est pratiquement le double de celui des deux autres sites, mais aussi parce que dans un volume de roche valant les 2/3 de celui de la grotte Valérie (E Mickey: 4.2, E Valérie: 6.6), elle est contrainte par plus de géoclasses. De plus, beaucoup moins haute au-dessus de la Nahanni que sa voisine la grotte Valérie, elle a subi une ablation moindre par le recul des parois. Et, "last but not least", elle se situe, la plus à l'aval hydrographique et structural, ce qui lui a permis un creusement plus important lors de la seconde phase de stabilisation de la paléo-Nahanni.

Comme les contraintes qui ont favorisé le développement des grottes est ici connu, il a été possible de justifier les variations du R.S. et de montrer qu'il s'agit de différences significatives. Inversement, l'utilisation systématique du R.S. devrait permettre de mettre en évidence des familles de grottes à tout le moins, et probablement de déceler des types de développement dominant. Mais "c'est là une autre histoire".

4.7.2 La grotte Andrée 35B

La grotte Andrée se compose de trois parties distinctes qui, réduites à leurs "espaces karstifiés" ont permis de proposer un modèle de développement (cf. ch. 3.4.2). Leur morphologie de détail confirme et complète le tableau.

La grotte débute par une grande galerie d'un gabarit très irrégulier, partiellement fossilisée, qui s'enfonce horizontalement et, en gros, rectilignement dans le massif sur 200 m de long. Sa direction, vers le N-N-E est la même que la direction des couches. Elle s'est creusée par corrosion en régime noyé, mettant en évidence les filonnets calcitiques transversaux (photo 4-24 B). De nombreuses géoclasses obliques et verticales de direction

E-S-E (donc faisant un angle de 25° à 35° avec la galerie) la sollicitent continuellement par des surcreusements de diverticules (photos 4-24 A et B). Mais jamais, la galerie ne se laisse contrôler par eux et maintient sa direction N-N-E. La différence de direction entre cette galerie et celle du tunnel de la grotte 29C (cf. ch. 4.6.2), pourtant à la même altitude, l'une en face de l'autre sur les deux versants de la Lafferty Creek, constitue un élément à l'appui de notre hypothèse. Le plan III illustre bien la chose.

Après un passage surbaissé au milieu de la galerie, elle s'élargit et s'élève à nouveau, toujours légèrement oblique sous la contrainte de géoclasses et aboutit à une grande salle de plus de 15 m de haut (L: 20 m, l: $\pm 8/10$ m) (photo 4-24/C) qui représente le vide karstique le plus important actuellement connu (photo 4-24/C), qui lui se développe suivant une géoclase verticale, mais transversale par rapport à la galerie. La galerie continue ensuite, s'élargissant à tel point que le ^{plafond} s'est effondré suivant un plan de stratification (photo 4-24/D). De nombreux diverticules et petits conduits se branchent maintenant sur la galerie principale. Une seule galerie large mais surbaissée (1 m de haut) se développe vers le S-E, en suivant tour à tour le pendage ou la direction des couches et rejoint, à mi-hauteur, une salle allongée analogue à la grande salle précédente (y compris pour la direction) mais plus petite.

Les faits caractéristiques de ce premier tiers de la grotte sont donc:

1) son horizontalité, 2) sa genèse par corrosion, et 3) sa direction attestant que les eaux de la nappe étaient à tel point sollicitées vers le nord qu'elles ont résisté au contrôle des géoclasses et du pendage! Ce fait est unique, "capitalissime" (1) aussi! Il signifie que la tension à l'inté-

(1) Comme disait M. Proust.

rieur de la partie supérieure de la nappe aquifère résultait d'un niveau de base la contrôlant au nord de la grotte: cette galerie s'est développée lorsque la paléo-Lafferty coulait en amont du massif vers le poljé à l'est du mont (cf. ch. 2), pendant la première grande période de stabilité du réseau hydrographique (à 760 m, 2 500 pi).

La deuxième partie de la grotte se branche sur le fond de la grande galerie par une étroiture et un petit conduit. Elle se prolonge vers le nord par un réseau progressivement digité de 10 à 25 m plus bas que la première galerie. Le gabarit des galeries varie aussi beaucoup mais reste plus modeste que dans la première partie de la grotte, sauf pour la partie du système la plus basse rigoureusement contrôlée par la direction des couches et les géoclines. Creusée elle aussi par corrosion en régime noyé, cette partie correspond à l'abaissement du niveau hydrostatique de la nappe toujours contrôlée par l'encaissement de la paléo-Lafferty coulant au nord du massif. Cependant, plus on se déplace vers le nord dans cette partie du réseau, plus se modifie la morphologie de détail des galeries: d'abord apparaissent dans les voûtes des anastomoses avec des pendants mitoyens témoignant d'une diminution progressive de la charge de la galerie; puis vers le N-O, se développe une galerie étroite dont la section moyenne consiste en un tube dans la partie supérieure et en une tranche "vadose" plus ou moins évasée dans la partie inférieure avec parfois des pendants!

Il ressort donc que cette deuxième partie de la grotte s'est creusée d'abord en régime noyé; puis au fur-et-à-mesure de l'abaissement de la nappe contrôlée par la paléo-Lafferty au nord du massif, qui dans le même temps change progressivement de direction, le réseau est modelé de plus en plus par des eaux épi-karstiques puis franchement vadoses à l'instant où s'est vidé le réseau, c'est-à-dire quand le chenal nord de la paléo-Lafferty a cessé de fonctionner.

La morphologie de la troisième partie est plus simple. C'est une galerie descendante à l'est du réseau précédent, qui s'enfonce dans le massif au moins 40 m sous la galerie d'entrée. Elle y est raccordée au même cul-de-sac que la deuxième partie, par un tube de moins de un mètre de diamètre qui descend en suivant la stratification. La galerie se compose de segments rectilignes, la plupart contrôlés par des géoclasses obliques et suivant localement le pendage. La galerie présente des étranglements à espaces quasi réguliers (tous les 50 m environ) qui semblent correspondre aux recoupements des bancs. Bien que creusée par corrosion, cette galerie montre qu'elle servait à véhiculer des eaux qui tentaient de s'enfouir dans le massif plus rapidement qu'auparavant. Au fond on voit, malgré le colmatage, que la circulation des eaux a surcreusé le plafond de chenaux anastomosés avec pendants et même d'un large chenal de voûte.

Cette troisième partie correspond donc à un creusement dans la nappe qui était contrôlée par la paléo-Lafferty passant au sud du massif, juste après l'abandon du chenal précédent. Ce qui s'est fait durant une période de surrection régionale, d'où l'allure de cette dernière galerie qui suit le mouvement d'encaissement généralisé de l'hydrographie de surface (cf. pour détails ch. 2). Le fond pénétrable de la galerie montre que l'abaissement du niveau hydrostatique y a été progressif (pendants). Enfin, la tension dans la nappe étant dirigée vers l'est cette fois, la paléo-Lafferty coulant maintenant au sud du massif encaissant, la troisième partie s'écarte progressivement de la deuxième, s'enfonce plus qu'elle et se compose d'une seule galerie. Cette troisième partie résulte de l'effort de creusement en régime noyé, commencé lors du début du relèvement entre les deux principaux niveaux de stabilité (cf. ch. 2).

Ainsi, les trois "sous-espaces karstiques" (cf. ch. 3.4.2) montrent dans le détail qu'ils résultent bien d'une différenciation dans le développement de la grotte: d'abord durant la première période de stabilité du réseau hydrographique, alors que la paléo-Lafferty coule au nord du massif, apparition d'une grande galerie horizontale, puis, au fur-et-à-mesure de l'abaissement lent de la nappe, développement du réseau digité plus profond... jusqu'au changement de chenal de la rivière qui, s'encaissant plus vite, n'a permis le développement que d'une seule galerie descendante.

Il convient d'ajouter un mot concernant la grotte Andrée (298), juste en face, qui est composée comme on l'a vu de deux parties, le tunnel O-E (cf. ch. 4.6.2) et une longue galerie rectiligne descendante vers le sud cette fois. Cette dernière débute dans la section effondrée au fond du tunnel par une cheminée colmatée, les vestiges d'un chenal de voûte les reliant. Elle est descendante et partiellement fossilisée, et présente une coupe régulière tout le long de son parcours, avec en haut, soit un tube soit un conduit étroit de même largeur mais plus haut que large, par où circulaient des eaux sous pression en régime noyé alimentées par la cheminée. Quand la galerie est suffisamment vidée de ses dépôts, elle s'élargit brusquement à la base après un étranglement, la voûte surbaissée est alors creusée d'anastomoses. Elle se termine colmatée de dépôts fins. Cette galerie greffée sur le tunnel est postérieure à ce dernier et constitue l'adaptation du réseau souterrain au changement de chenal de la paléo-Lafferty, lorsque celle-ci s'est mise à couler au sud du massif de la grotte Andrée, tout en s'enfonçant durant la période de surrection entre les deux niveaux de stabilité (mais à partir du 1er). La galerie est donc la consœur de la galerie descendante décrite en dernier lieu dans la grotte Andrée: toutes deux montrent l'effort de creusement en régime noyé d'abord, puis avec perte de charge lors de l'abaissement de la nappe.

4.7.3 La grotte Valérie (16C)

De l'évolution du réseau hydrographique majeur et mineur sur les hauts plateaux, et par le biais de l'analyse de son "espace karstique" et de la solubilité de la roche encaissante (ch. 2 et 3), il ressort que la grotte Valérie s'est développée sous le niveau hydrostatique de la nappe, contrôlée par la rivière paléo-Nahanni installée à son premier niveau de stabilité. Par sa position dans un étroit plateau découpé de trois côtés par des canyons presque orthogonaux -ce qui engendre une plus grande détente par ouverture de fissures de décompression-, et à cause de la faible solubilité de la roche encaissante, les galeries se sont d'abord développées suivant des fissures NO-SE, parallèles à la Lafferty Creek et à la Nahanni en amont de la grotte (cf. carte régionale en annexe). Le réseau initial consistait en tubes alimentés par les cheminées qu'on retrouve à toutes les extrémités intérieures du réseau (sauf une), puis, quand les eaux, toujours en régime noyé, circulèrent moins vite, les galeries se sont agrandies par surcreusement du tube et le plus souvent élargissement progressif vers le bas (photos 4-25A et 3-2). La corrosion est maintenant le moteur efficace, ce qui permet une différenciation d'attaque d'un banc à l'autre, que ne montre pas la morphologie régulière du tube. Parfois, ce sont les 2 lèvres d'un plan de stratification qui sont attaquées (photo 4-25B) et pas uniquement le banc supérieur. Au sud de la grotte, dans sa section la plus ancienne d'après l'analyse de "l'espace karstifié", la galerie est souvent étroite sur 2 à 3 m de haut, avant de s'évaser brusquement (photo 4-26A) dénotant deux types d'écoulements successifs: un rapide puis un lent.

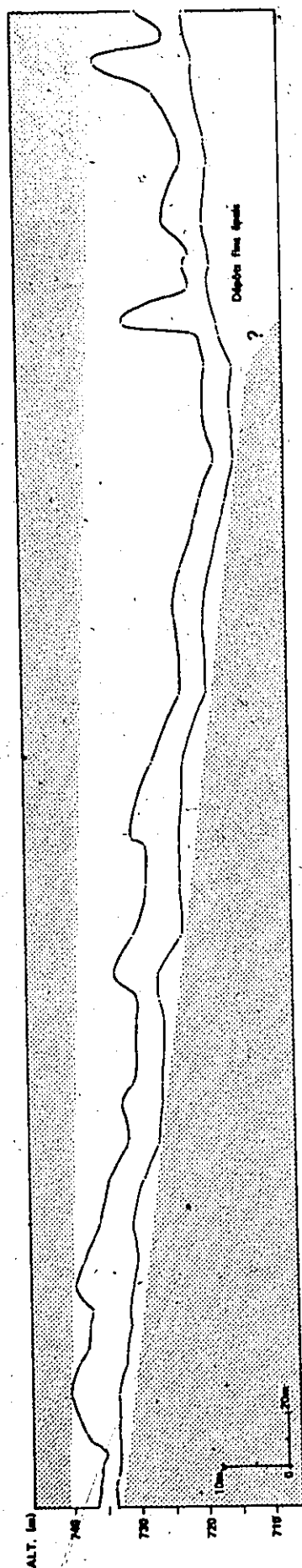
Les segments de galeries NO-SE s'allongent progressivement, au fur-et-à-mesure qu'on s'enfonce dans le massif (vers le N-E) suivant l'aval-pendage. Entre l'entrée principale (la plus haute) et celle du milieu, s'est même développé un petit réseau digité alimenté par les tubes de la galerie principale

et surtout celui venant d'une double cheminée bloquée aujourd'hui par la glace. Il est impossible de dire s'il s'agit d'un réseau mineur avorté, développé lorsque la grotte était complètement remplie de dépôts fins, ou si au contraire c'est la galerie la plus grande qui, recoupant les diverses sections NO-SE, l'a court-circuité ⁽¹⁾ (photo 4-268). Le réseau, après s'être structuré suivant des directions NO-SE, et à cause de l'encaissement de la paléo-Nahanni, a continué de se développer par une galerie en baïonnette parallèle à la falaise et unissant du même coup toutes les sections NO-SE. Son gabarit est le plus important, souvent 10 m de large et de haut. Sa section, à l'approche de la galerie remplie de glace en retrait actuellement (photos 4-27 A et B) grâce à la circulation estivale de l'air chaud (J. Schroeder, 1974), présente les effondrements de voûtes les plus importants de la grotte. Comment ne pas y voir un principe de cause à effet! (photo 4-27C). Alimentée en eau de fonte, subissant gel-dégel, cette section proche de la galerie de glace est modifiée par des effondrements de voûtes suivant les plans de stratification. La morphologie originale est cependant encore partiellement observable, avec un tube au plafond, surcreusé d'une large galerie où la corrosion différentielle domine. D'ailleurs, une laisse dont le fond est de glace (photo 4-27D) alimente de la même manière l'entrée du milieu qui est celle la plus affectée par les effondrements!

Pour en revenir à la partie la plus profonde de la grotte, au delà de la galerie de glace, s'enfonce dans le massif une galerie composite de plus de 500 m de long, sèche, aujourd'hui dans le pergélisol. Elle est montante et sa hauteur diminue progressivement. Sa morphologie de détail (cf. coupes sur le plan) est la plus variée, tout en restant toujours plus haute que large.

(1) Notre présomption est qu'il s'agit d'un réseau secondaire développé alors que la grotte était colmatée, de là son aspect très digité qui est unique dans cette grotte.

Fig. 4-27. Profil en long détaillé de la galerie (plancher et plafond) terminant la grotte Valérie 16C à son extrémité amont (565 m).



C'est la galerie des moutons (J. Schroeder 1972, Scotter 1974) (photos 4-28 A et B), qui s'enfonce dans le massif jusque sous un vallon mineur du plateau là où il présente une rupture de pente à 2 600 pi, (cf. ch. 2.1.3.3). Cette galerie a débuté par un tube au profil de plus en plus irrégulier vers l'aval, puis elle s'est progressivement régularisée (fig. 4-27). Le tube se déplace sur 23 m de hauteur (entre 717 m et 740 m) et la pente moyenne de ses points les plus hauts est de 14%, tandis que celle du plancher nettement régularisé est de 25%. Nous n'avons pas trouvé de rapport entre les irrégularités du profil du tube et de la structure. Cette galerie a probablement capté un ruisseau de surface se dirigeant vers la paléo-Lafferty, ce qui lui a permis un raccourci vers la paléo-Nahanni, lorsqu'à la fin de la période de stabilité, le réseau hydrographique a recommencé à s'encaisser.

La grotte s'est donc développée en trois séquences intimement imbriquées: 1) développement des galeries suivant la trame structurale NO-SE, 2) mise en court-circuit de ces galeries rectilignes par une galerie principale grâce à la détente provenant de la falaise où débouche la grotte, 3) dérivation d'un ruisseau du plateau qui donne sa morphologie particulière à la galerie des moutons.

Cette évolution s'insère évidemment dans celle de l'"espace karstique" où l'importance du pendage faible avait été mise en évidence pour montrer le déploiement du réseau.

4.7.4 La grotte Mickey (47B)

Compte tenu des points de vue divers à partir desquels les grottes ont été analysées, la grotte Mickey, quoique la plus longue et ayant le réseau le plus dense, est celle dont le développement est le mieux connu, dès avant une observation détaillée de sa morphologie.

A hauteur du N_2 , second niveau de stabilité de l'hydrographie régionale, et à la confluence de la paléo-Nahanni qui vient de traverser des calcaires et des dolomies, et de la paléo-Lafferty qui dégage les schistes surincombants (cf. ch. 2), la grotte s'est développée dans la partie supérieure d'une nappe riche en eau agressive. De plus, les calcaires de la roche encaissante sont les plus solubles de la région et, puisque nous sommes à hauteur de N_2 , la décompression du massif est plus avancée que lors du creusement des deux précédentes grottes au niveau N_1 , tous facteurs facilitant la spéléogenèse. Enfin, le massif situé à l'aval structural du plateau de Nahanni est compris entre le "Premier Canyon" et, en contrebas, la "plaine de Mackenzie" (cf. ch. 1.4.3), mais en est séparé par les schistes imperméables qui retiennent ainsi la nappe phréatique. Il en résulte une grotte de plus de 2 km de long avec de nombreux satellites dont certains lui sont contemporains (cf. ch. 4.6.1).

La grotte se compose de mailles serrées dont les éléments ont des gabarits très variés, du conduit de moins de 1 m de largeur à des galeries de plus de 10 m de large (photo 4-29A) et des cheminées de près de 20 m de haut... Le plancher des grandes galeries, là où il est dégagé est creusé d'une tranchée (photos 4-29 B et C), où subsistent parfois des galets (photo 5-1) et des concrétions cassées (cf. ch. 5). Sous cette tranchée, la galerie s'évase à nouveau et la voûte est surcreusée d'anastomoses avec des pendants, les plus massifs observés, dont la hauteur dépasse souvent 50 cm (photo 4-29D). Les effondrements de voûtes généralisés sont rares autant dans la grotte Mickey que dans ses satellites importants (cf. dans la 24B, photo 4-30). Cependant, plus on s'enfonce dans la grotte, donc dans le massif, plus le réseau descend et les galeries rapetissent. Tandis que la partie du réseau profond se rapprochant de la paroi est au contraire composée de galeries où la corrosion le long de géoclasses prédomine; mais là on se situe dans les altitudes de 535 m qui, comme on l'a vu (ch. 3, fig. 3-12), sont les altitudes optimales de

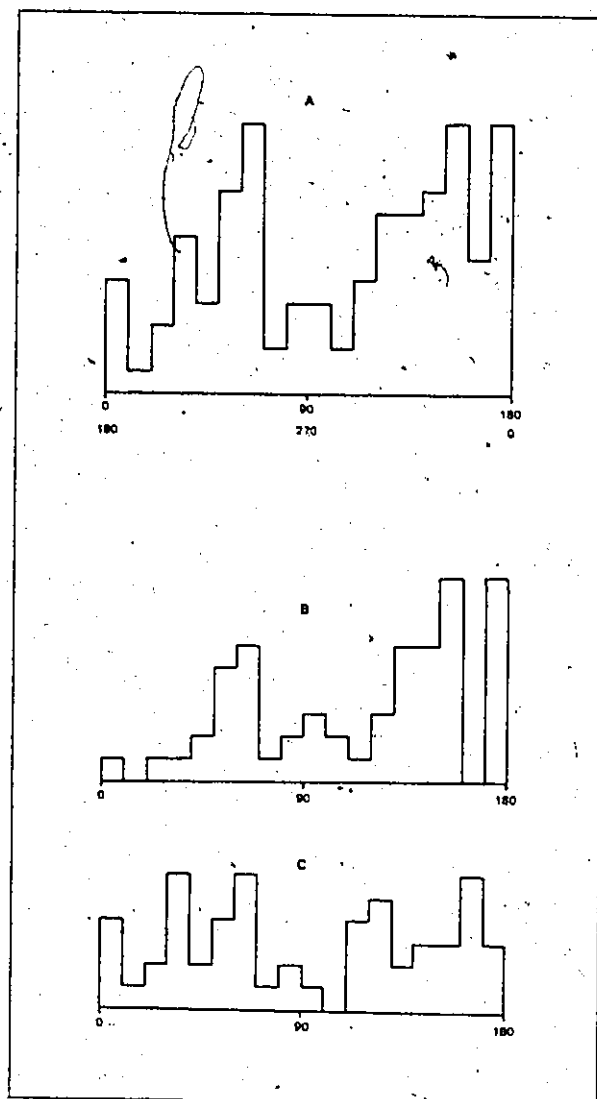


Fig. 4-28. Directions des galeries de la grotte Mickey (478) entre 520 m et 550 m. Le mode entre 60° et 70° réunit les galeries de la zone de versant (A). B) Directions des grandes galeries uniquement, C) et celles des conduits <1,5 m de largeur.

creusement en conditions "phréatiques superficielles".

Cependant, comme un problème de convergence de formes a été mis en évidence (cf. ch. 4.6.2), dont la grotte Claudette (438) est le plus bel exemple, nous avons tenté de mieux comprendre la géométrie du réseau principal en étudiant la répartition de ses galeries (par section de 10 m de long), classées en fonction de leur gabarit et de leur direction. Après divers essais, on a conservé uniquement deux catégories de galeries: celles de moins de 1,5 m de large qui peuvent s'apparenter à certaines grottes superficielles (cf. supra) et les grandes galeries. Pour être tout-à-fait sûr de compter les segments de galeries de N₂, le second niveau stable, on n'a retenu que ceux situés dans une fourchette altitudinale un peu élargie par rapport à celle mise en évidence par l'analyse de l'espace karstique (fig. 4-28) (1). Il en ressort que grandes galeries et conduits représentent chacun la moitié du réseau (à ce niveau), 49,4% et 50,6% pour chacune des longueurs cumulées. Les grandes galeries sont dirigées majoritairement NO-SE, direction du mode de l'histogramme des géoclasses de profondeur, puis par un groupe de galerie NE-SO suivant le mode des géoclasses "superficielles" (cf. fig. 3-15). Ces mailles de grandes galeries sont redécoupées par des conduits pratiquement dans tous les sens. Cette trame complexe montre que la détente mécanique, mise en évidence au ch. 3, est un processus plus nuancé qu'il n'y paraissait: en effet, les géoclasses dites superficielles car répondant à l'appel au vide créé par les falaises, bien que comptabilisées proches de la surface, se sont, en fait, répercutées en profondeur se surimposant aux géoclasses précédentes.

(1) D'après la projection de "l'espace karstique" de la grotte Mickey, le maximum du creusement se situerait entre 515 m et 535 m.

4.8 ETAT DE LA QUESTION

Bien que composés d'un réseau karstique de longueur modeste pour une telle région, les divers types de grottes d'importance fort variable montrent que la spéléogenèse a été un processus complexe amorcé dès le début du mouvement positif régional jusqu'à nos jours. Ce ne fut jamais un processus linéaire, ni dans le temps ni dans l'espace, mais bien une réponse spécifique, donc variable, à des équilibres momentanés entre dynamiques interne et externe. Aussi, la typologie en fonction de la longueur de la grotte a-t-elle permis de débrouiller la question de la spéléogenèse, mais a rapidement montré ses limites: si typologie il faut, elle est morpho-génétique.

Les grandes étapes de la spéléogenèse peuvent ainsi se résumer. Des tunnels cataclinaux apparaissent au tout début du mouvement d'antécédance régionale. Puis dans un paysage de collines, la paléo-Nahanni méandriforme s'installe pour une longue période durant laquelle se développent les réseaux kilométriques des grottes profondes (N_1), et ce dans la partie supérieure de la nappe aquifère (grotte 16C et 358). Le mouvement d'antécédance reprenant, la paléo-hydrographie s'encaisse à nouveau, pour se stabiliser après l'importante capture de la paléo-Lafferty à un second niveau (N_2). Ce qui provoque 1) la spéléogenèse spécifique des dômes de corrosion, bientôt détruits partiellement par la reprise de l'encaissement de la paléo-Lafferty, puis 2) la spéléogenèse localisée et dense du même type que celle du niveau supérieur à l'aval régional (la grotte 47B et associées).

Comme le développement majeur de la grotte Mickey (47B) est terminé depuis plus de 400 000 (cf. ch. 5) ⁽¹⁾, l'essentiel du développement des gran-

(1) Puisque la base d'un plancher stalagmitique s'est alors formé.

des grottes des deux niveaux a donc eu lieu avant.

Lors des phases froides et des interglaciaires subséquentes, la réponse de la spéléogenèse se fait nuancée et l'aboutissement ne se compose que d'individus modestes. Ils sont dus à des actions mécaniques proches de la paroi, ou résultent d'un écoulement d'eaux souterraines plus ou moins contrôlées ou par un pergélisol ou/et des lacs proglaciaires. Ces objets spéléologiques toujours dans la zone superficielle des versants à parois, disparaissent en contribuant à leurs minages puis à leurs reculs actuels.

CHAPITRE 5

ASPECTS SIGNIFICATIFS DE CERTAINS

REPLISSAGES

"Le but de notre travail est l'étude du creusement des cavités. Nous n'avons pas négligé pour autant l'appui que pouvait fournir l'observation des dépôts: ceci a été cependant d'un assez mince secours car ce n'est que dans des cas favorables (dont le plus typique est celui des éboulis) que l'on peut trouver avec certitude la forme d'érosion corrélatrice d'un remplissage."

C. Ek (1969)

Il ne s'agit donc pas d'une étude sédimentologique, mais bien d'une cueillette de données qui viennent préciser notre thème de recherche qui est le développement des grottes. Pour ce faire, les dépôts meubles dans leurs mouvements apparaissent comme des agents de développements, quant aux concrétions, leurs états et des mesures isotopiques permettent de mieux cerner notre sujet.

5.1 LES DEPOTS MEUBLES

Avant de parler des dépôts meubles omniprésents, des silts argileux, signalons qu'exceptionnellement (en un endroit) une étroite tranchée vadose surcreusant une grande galerie (photo 4-29B) dans la grotte Mickey a conservé sur ses flancs des cailloux roulés hétérométriques et en majorité non calcaires, dont l'éroussé n'est que très partiellement fluviatile (photo 5-1). Il ne peut s'agir que d'un dépôt torrentiel qui a amené des éléments morainiques. Ces dépôts n'ont pas été observés dans les grandes grottes du N_1 , ils dénotent une séquence d'écoulement violent à l'air libre, probablement à hauteur du niveau hydrostatique, lors d'un balancement négatif de ce dernier. Car sous cette tranchée la galerie s'évase à nouveau et se surcreuse d'anastomoses et autres formes de régime noyé. Bien qu'un seul site dans la grotte Mickey donne ces informations, la fréquence des galeries à section étranglée en leur milieu par une "tranchée vadose", permet de supposer que toutes ces galeries ont subi cette même phase de creusement. Comme un seul site dans la grotte Mickey donne ces informations, il n'est pas opportun d'en dire davantage.

Il en est tout autrement des dépôts fins présents partout! Divers faciès montrent qu'ils sont de deux origines. Les moins fréquents localisés sur la rive à l'est de la Lafferty surtout, se composent d'un agglomérat de plaquettes schisteuses intimement imbriquées (photo 5-2). Leur mise en place ne

	MÉDIANE (%)	3 ^e QUARTILE (%)
GROTTE MICKEY 47B		
A	< 1,2	3,3
B	< 1,2	4
C	2,1	11
GROTTE VALERIE 16C		
	2	9,5
GROTTE THERESE 12A		
	1,6	5

Fig. 5-1. Médiane et 3^e quartile des silts argileux typiques de trois grottes à l'aval du "Premier Canyon".

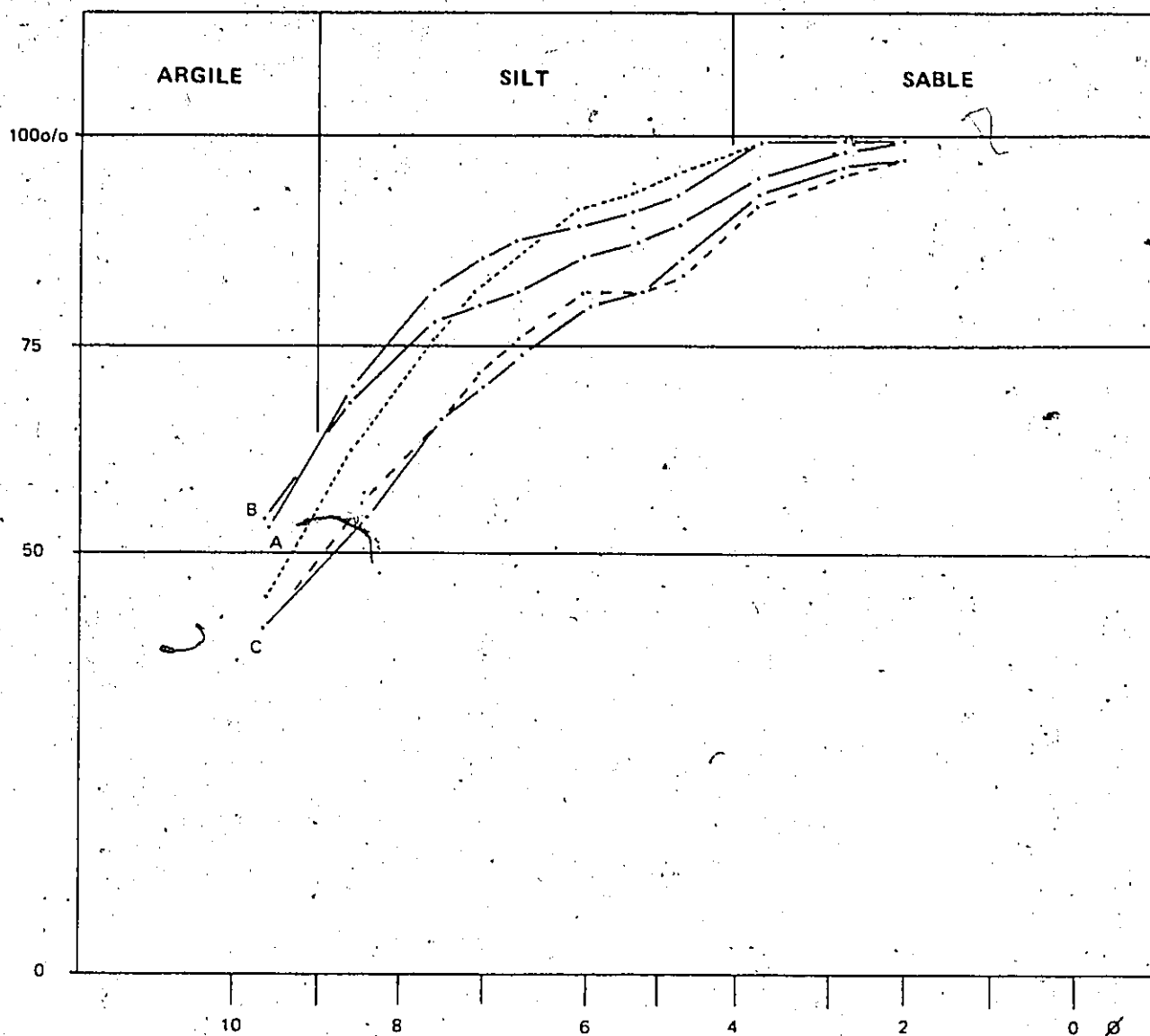


Fig. 5-2. Analyse granulométrique des silts argileux typiques des grottes à l'aval du "Premier Canyon". En trait plein (A, B, C), 3 échantillons de la grotte Mickey (47B), en tireté un échantillon de la grotte Valérie (16C), et en pointillé un de la grotte Thérèse (12A).

semble pas avoir modifié la grotte, mais leur état est un indice d'altération mécanique extrêmement violente que nous associons au "nettoyage" des schistes surincombant les calcaires lorsque la paléo-Lafferty est devenue l'affluent de la paléo-Nahanni. Cette phase située entre N_1 et N_2 mais proche de N_2 s'est faite sous un climat sévère qui a empêché l'hydratation et la désagrégation plus avant des schistes. Quant aux autres dépôts fins les plus communs, ils consistent en silts argileux sans stratification et se retrouvent dans les grottes de tous les niveaux (fig. 5-1 et 2). Quelques analyses granulométriques sélectionnées montrent qu'il s'agit partout d'un même matériel, un dépôt de décantation provenant d'un envahissement des grottes alors qu'elles étaient mortes: ce sont des dépôts de lacs proglaciaires. Pour les grottes Valérie et Andrée il s'agit à coup sûr, du lac proglaciaire de la glaciation de "Death Canyon" qui termine l'immense interglaciaire la séparant de la glaciation générale du "Premier Canyon". De par leur composition fine, ces dépôts d'eaux calmes se sont partout infiltrés, et tant qu'ils restèrent sous eaux, les pressions exercées contre les voûtes des grottes étaient également réparties. Mais avec le retrait des lacs, ces matériaux fins en s'asséchant sont passés graduellement par divers états métastables allant du liquide au visqueux puis au solide. Comme à ce moment, ils sont sollicités par la gravité que contrarie la topographie préexistante de la grotte, des fluages sont apparus, dont les résultats se classent en deux catégories. L'alternance de la pression à la voûte a entraîné une fatigue mécanique qui provoque le décollement de monolithes ou le bris, de haut en bas, de pendants (photo 5-3 A et B). De plus, la fluage de ce matériel visqueux s'est montré capable de casser des concrétions (fig. 5-3 et photo 5-4 A, B, C) et ce, même dans des diverticules très petits comme celui près de l'entrée de la grotte Valérie (16C). L'évidence de ce mécanisme ne paraît pas à première vue car la plupart du temps les dépôts responsables ont fini par disparaître... mais

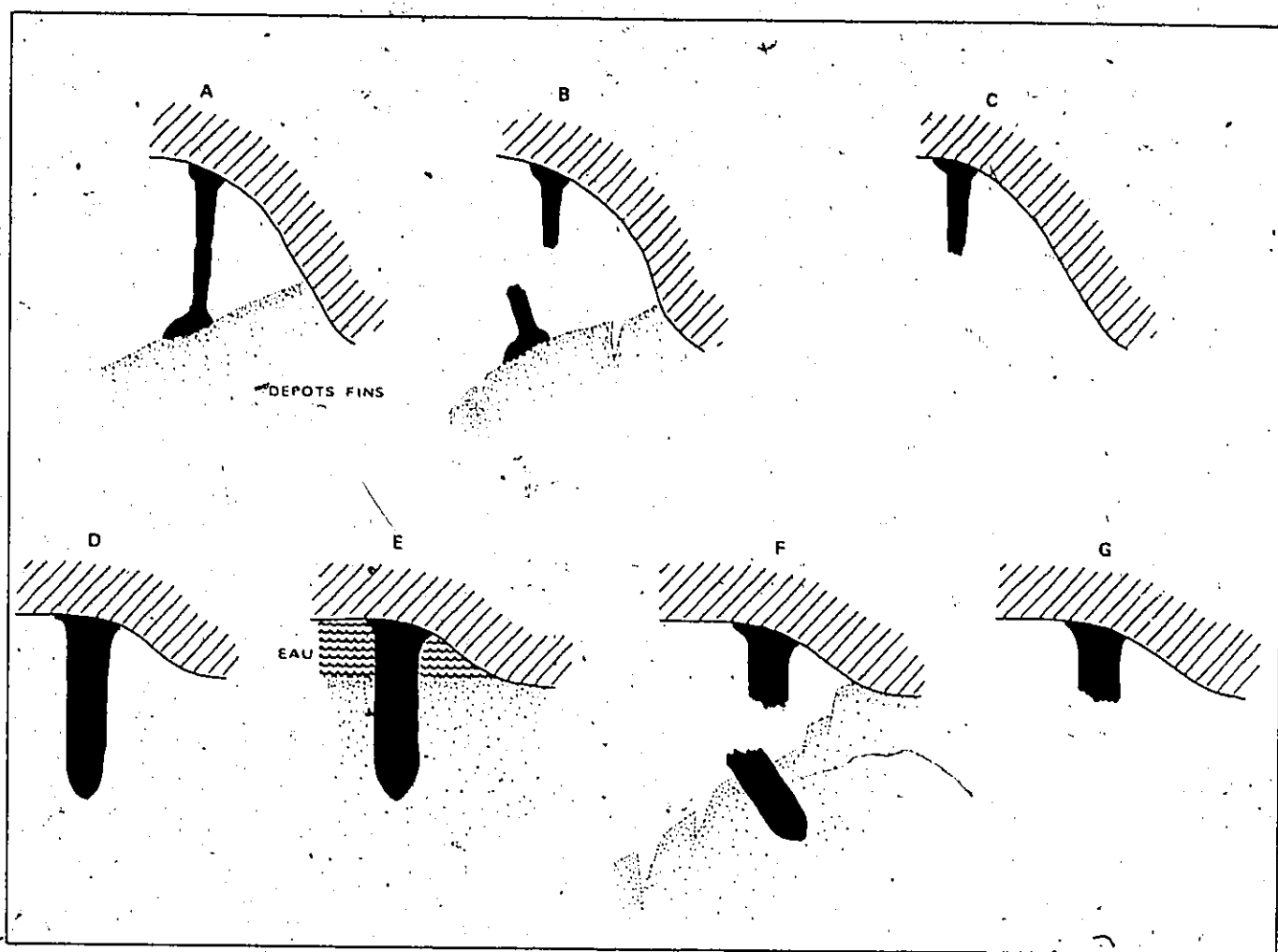


Fig. 5-3. Les concrétions brisées et leurs rapports avec les dépôts meubles. A) et B) Colonne construite puis cassée sur dépôts meubles. Il en résulte une "stalactite" quand le dépôt a disparu. D) et G) Stalactites de fort diamètre ($10\text{ cm} < \varnothing < 50\text{ cm}$): la première entière, la dernière brisée. E) Quand la grotte morte fut à nouveau noyée par des eaux calmes, les concrétions sont saisies dans les dépôts mais ne subissent aucune tension. F) Les eaux évacuant la grotte, les dépôts figent et par fluage cassent et entraînent les concrétions. A l'exception de E) tous les autres stades ont été observés.

pas les concrétions cassées dont l'origine reste un problème ouvert, sauf pour notre région.

En effet, dans le 2^e niveau de la grotte Andrée, il existe actuellement des traces de fluage qui se concrétisent par l'empreinte de la roche dans le dépôt fin sur plusieurs mètres de long. Un monolithe de plus de 2 m de large sur 1 m d'épais formant rebord entre une salle haute et sa continuation surbaissée a été ainsi arraché! La position du monolithe et ses empreintes en aval le prouvent. De ce fait remarquable, nous osons généraliser le processus et attribuer à un remplissage de dépôts fins puis à son fluage le bris des concrétions. De nombreux ossements brisés dans la grotte Jean-Pascal (103A) ont probablement la même origine. De plus, ces concrétions fracturées ont été emportées dans la mouvance des dépôts et parfois s'agglomèrent en petits talus comme c'est le cas dans la grotte Mickey. Les sites privilégiés sont évidemment les galeries les plus grandes. Et ceux les plus protégés sont les cheminées où tout déplacement latéral est impossible. Ainsi, dans le fond de la grotte Mickey, une large galerie tranche la base d'une cheminée merveilleusement concrétionnée, alors que sur la lèvre faisant jonction avec la galerie, on observe le calcaire à nu (photo 5-5A). De plus, à quelques mètres dans la même galerie, c'est la base d'une stalagmite montant dans une cheminée qui a disparu à hauteur de la voûte (photo 5-5B). Aussi, les auteurs depuis Corbel (1959) par exemple qui parlent de "jeunesse" des cavités en région froide, parce que dépourvues de concrétions, sont-ils un peu expéditifs. Il m'est d'avis que divers remplissages de dépôts même très fins, comme c'est ici le cas, arrivent à décaper complètement les murs. Ainsi les dépôts silteux de laes-proglaciaires engendrent une fatigue mécanique "anormale" qui se concrétise par des décollements de divers monolithes et provoque autant le bris des concrétions que le décapage des murs et des voûtes, d'où leur apparente fraîcheur.

U Concentrations, Isotope Ratios, and Calculated Ages for Nahanni Speleothems

Sample Number	U Conc (ppm)	$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} \right]$	$\left[\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right]$	$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right]$	Age	Comments
76-103-11A	0.23	2.15 ± 1.21	1.014 ± 0.721	>1000	—————	U-leached*
MM-75-03	15.5	$.95 \pm .05$	1.031 ± 0.016	>1000	$318,000^{+120,000}_{-55,000}$	
47N	370.	$.94 \pm .05$	1.006 ± 0.011	>1000	$273,000^{+105,000}_{-45,000}$	
47HI	245.	$1.08 \pm .04$	1.035 ± 0.014	>1000	>400,000	
47A	174.	$1.15 \pm .06$	1.014 ± 0.017	>1000	>400,000	U-leached. (?)*
24B-75-01	27.6	$.98 \pm .03$	1.041 ± 0.025	>1000	$380,000^{+00}_{-70,000}$	Composite Stalactite U-leached*
Late Sample	8.1	$1.20 \pm .06$	1.049 ± 0.048	>1000	>400,000	

* The very high $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ of 76-103-11A indicates that the sample has been subject to the post-depositional leaching of U thus giving an anomalously high age. The same may also be true of 47A.

All age determinations were bulk ages on whole samples.

Fig. 5-4. Nouvelles datations de concrétions de la Nahanni. L'échantillon MM-75-03 est la coulée stalagmitique de la grotte de plateau 81B (cf. 4.3). Les trois échantillons 47 proviennent du même plancher stalagmitique dans la grotte Mickey. L'échantillon 24B-75-01 provient de la grotte 24B qui est associée à la grotte Mickey (cf. 4.7.4). "Late Sample" est un échantillon de la grotte Andrée 35B. Détermination par R. Harmon.

5.2 LES CONCRETIONS

Bien que la région soit en pergélisol discontinu et sous un climat rude il existe diverses formes de concrétionnement actuel toujours en relation avec la disparition localisée du pergélisol et de la présence d'une forêt faisant office d'isolant thermique et d'où filtrent les eaux. Ces égouttements provoquent des encroûtements sur les dépôts argileux (photo 5-6A) qui sont parfois épais de plusieurs centimètres et fossilisent à leur tour des os de petits rongeurs (photo 5-6B). Ces concrétions sont petites et de vie courte. Tout au plus profitent-elles de la circulation de l'air dans la grotte pour s'accroître d'excroissances (photo 5-6C). Et pourtant, au moins une concrétion (stalagmite et stalactite) de belle taille ($\varnothing > 1$ m) est actuellement active dans la grotte Andrée (photo 5-6D). C'est dire que la grosseur du concrétionnement n'est pas "in sui generis" un paramètre climatique!

Mais il en est d'autres, et de très anciennes celles-là (cf. 5.2.2) qui se présentent massivement avec quelques vestiges de planchers stalagmitiques (photo 5-7B), des draperies sur les murs, et de petites concrétions modernes au plafond. Les vestiges les plus remarquables subsistent dans la grotte Mickey (photo 5-7B et C) où un plancher stalagmitique joint deux galeries dont chacune est gardée par une colonne! Leur âge? Comme on va le voir de 145 000 ans à plus de 400 000 ans!

5.2.1 Datation ^{234}Th / ^{230}U

Dès 1972, D.C. Ford publiait des datations de concrétions basées sur la désintégration de l'uranium (Thompson, et al, 1974), et résultant du rapport entre ^{230}Th / ^{234}U . Depuis, la banque de données s'est enrichie (Harmon, et al, 1976, 1977) et nous avons demandé spécialement quelques datations à

R. Harmon sur des concrétions que nous soupçonnions d'un grand âge (fig. 5-4). Il en ressort la fig. 5-5 qui confirme le cadre proposé par D.C. Ford mais soulève deux problèmes (1).

S'il est évident qu'une phase de concrétionnement surtout aussi homogène que celle du 1^{er} interglaciaire résulte d'une période "chaude" ou tempérée (2), il l'est moins que l'absence de concrétions signifie une période glaciaire. En effet, si une grotte par colmatage, peut devenir fossile, elle est donc incapable de recevoir des concrétions (ex. 69A, extrémités de 94C, 98B...). Deuxièmement, l'absence de datation signifie peut-être que notre échantillonnage n'est pas assez complet.

Néanmoins, au fur-et-à-mesure de l'accroissement des datations, plus prend d'importance l'interglaciaire dit du "concrétionnement majeur" (D.C. Ford et G.A. Brook, 1972, 1974, 1976). Ce qui ne va pas sans soulever des problèmes, dont le moindre est que cet interglaciaire a permis un concrétionnement dans les deux niveaux de grottes N₁ et N₂, ce qui implique qu'il y a déjà 400 000 ans, la paléo-Nahanni et la paléo-Lafferty avaient fait leur jonction et étaient au moins, juste sous leur second niveau de stabilité placé à 580 m (1 900 pi). Donc qu'entre la glaciation du "Premier Canyon" et ce moment, s'est déroulée toute l'importante phase fluviatile et l'essentiel de la spéléogénèse (cf. 4-8). L'interglaciaire du concrétionnement majeur peut de plus se diviser en deux interstades: le premier froid ou frais à tout le moins qui a permis la spéléogénèse en réponse au rebondissement isostatique du plateau de Nahanni après la 1^{er} glaciation et le deuxième débutant

(1) Y sont regroupées toutes les datations de concrétions de la Nahanni, connues à ce jour. D.C. Ford nous a aimablement communiqué toute information pertinente.

(2) Ainsi en Belgique, dans le réseau ancien de la grotte d'Arbre, une énorme stalagmite active de plusieurs mètres d'épaisseur à la base obstrue quasiment la galerie.

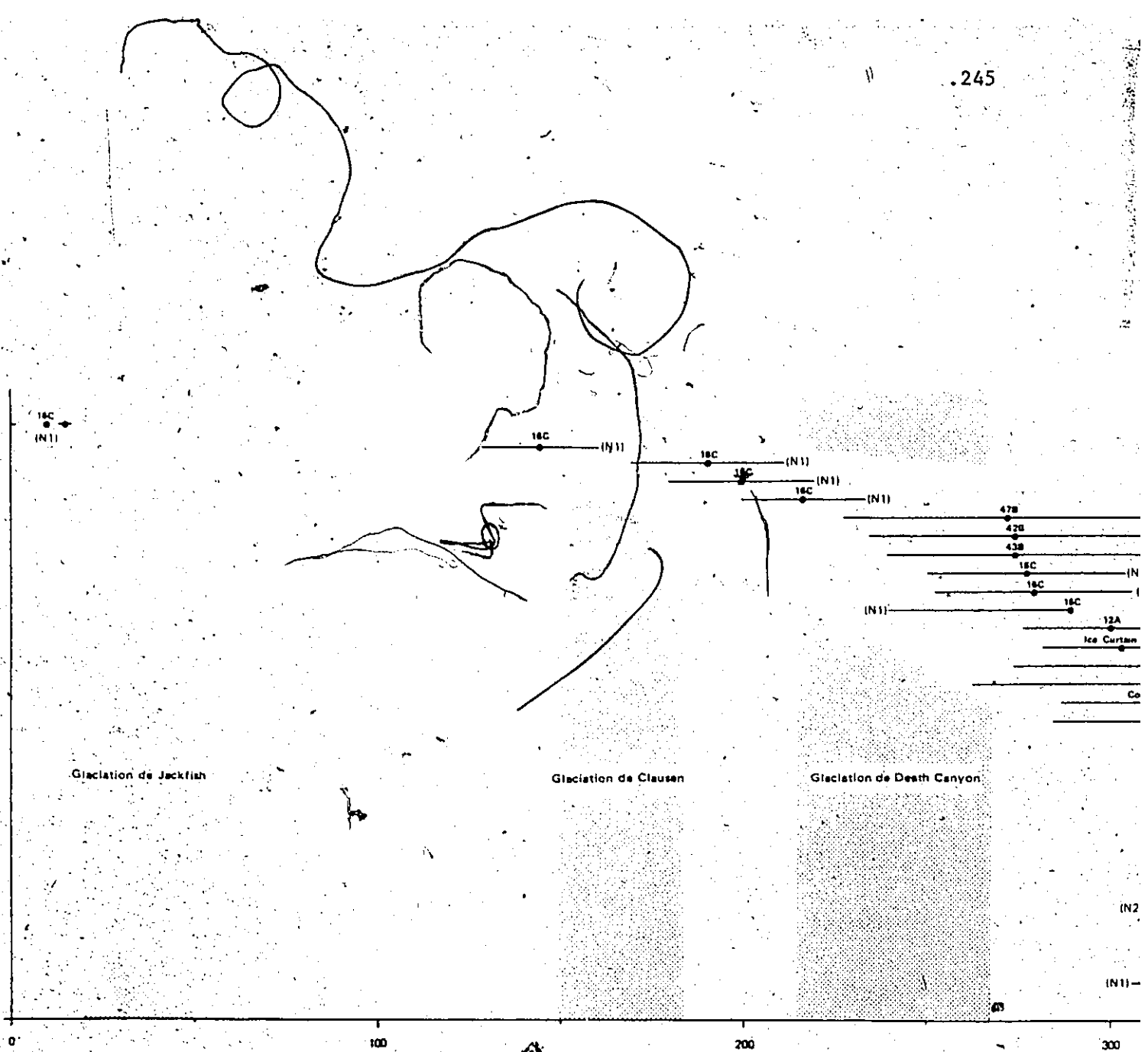
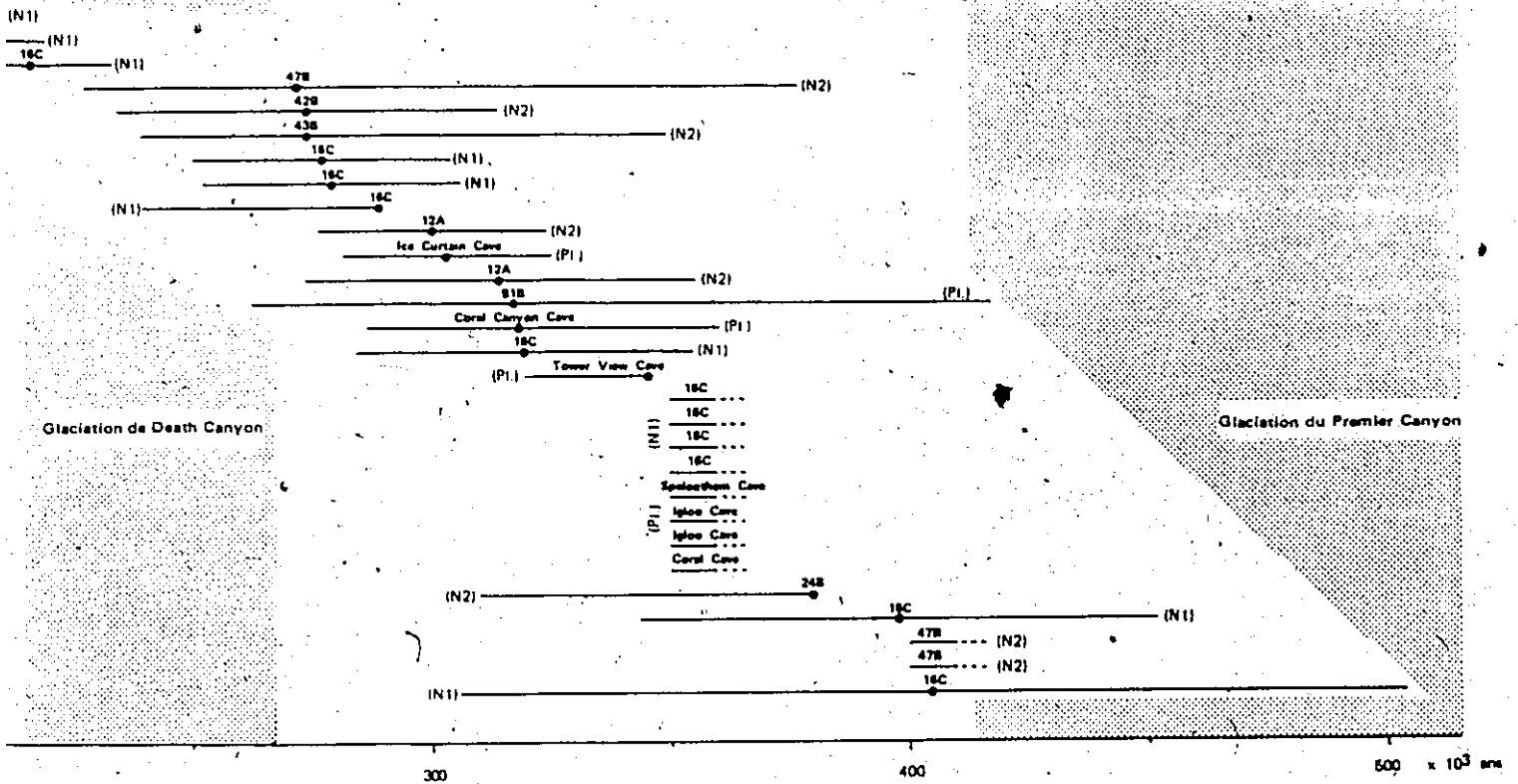


Fig. 5-5. Toutes les datations isotopiques actuellement connues des concrétions de la Nahanni, et l'emplacement probable (d'après D.C. Ford, 1974) des glaciations locales.



onnues des
table (d'après

il y a plus de 400 000 ans et durant jusqu'à 273 000 ans pendant lequel les grottes mortes sont partiellement utilisées par les eaux d'infiltration.

Dependant trois datations montrent que durant cette 2^e partie de l'interglaciaire, la région a joui d'un calme géomorphologique remarquable. En effet,

une couche de la base inférieure du plancher stalagmitique de la grotte Mickey (photo 5-7B) qui présente une sédimentation continue (sans reprise d'érosion), avec des arrêts possibles, a été soumise à une série de mesures concernant les $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$. 28 mesures ont été faites sur moins de 8 cm d'épaisseur de calcite laminée. Or, la base de cette concrétion a été datée

à plus de 400 000 ans et son sommet 273 000 ans! Et le concrétionnement s'est poursuivi sur un mètre d'épais puis a été couronné d'une colonne! Est-ce là, la prolongation de la phase de concrétionnement majeur qui ferait la jonction avec le bref interglaciaire situé autour de 200 000 ans? Peut-être.

Comme il y a fracturation postérieure de ce plancher par l'ouverture d'une géoclaste (cf. ch. 3), cela précise un peu le problème (photo 5-8). On observe donc que le concrétionnement s'est fait en deux phases: le plancher stalagmitique subhorizontal proprement dit résultant d'un écoulement laminaire dans toute la cavité, puis sa destruction presque totale et son recouvrement par un concrétionnement en draperie le long des voûtes qui serait du même âge que les concrétions de l'interglaciaire "Funéral". Cependant, il faudrait des séquences continues d'échantillons pour démêler plus avant cet écheveau.

Néanmoins cela met en évidence l'importance du 1^{er} interglaciaire et la nécessité ABSOLUE de l'allonger dans le passé pour permettre l'installation des deux niveaux de grottes probablement dans des conditions climatiques proches de celles actuelles mais disposant de beaucoup plus d'eau, celle de la fonte glaciaire des montagnes à l'amont de la Nahanni, par exemple. Ainsi n'est-il pas excessif de reculer la glaciation du "Premier Canyon" au-delà des 500 000 ans A.A.

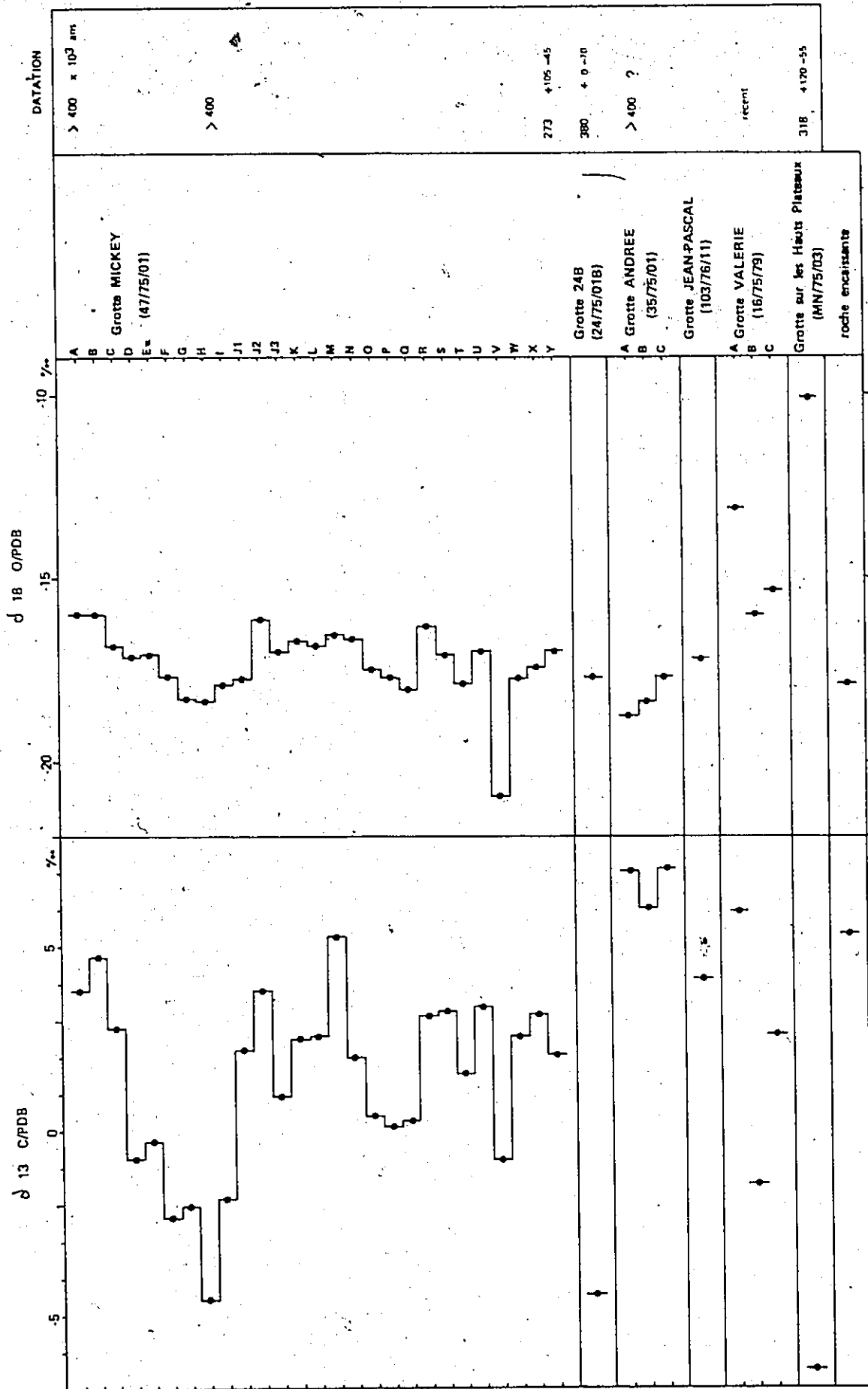


Fig. 5-6. $\delta^{13}\text{C}$ / PDB et $\delta^{18}\text{O}$ / PDB des concrétions et leur âge isotopique.

5.2.2 $\delta^{13}\text{C}$ / PDB et $\delta^{18}\text{O}$ / PDB

L'analyse des isotopes lourds du carbone et de l'oxygène est devenue, comme on sait, la méthode quantitative la plus féconde pour l'étude des paléotempératures, donc indirectement pour la paléo-géographie. Une grotte constituant un piège sédimentaire par excellence, de nombreux auteurs utilisent les mesures sur les isotopes lourds de diverses concrétions pour en induire les conditions climatiques lors de la sédimentation. Il semble que l'emploi des formules proposées demande de la circonspection et non une application systématique (1). En effet les modèles de paléotempératures ainsi élaborés présupposent des conditions précises: les concentrations sont habituellement comparées au modèle de W. DANSGAARD (1961, 1964, 1971) qui considère que les teneurs en ^{18}O se font dans un cycle hydrologique de type océanique. Il en est de même de l'équation expérimentale habituellement utilisée pour évaluer les températures (CRAIG, 1965):

$$t^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.2\Delta + 0.13\Delta^2$$

$$\text{ou } \Delta = \delta^{18}\text{O}(\text{CaCO}_3) / \text{PDB} - \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) / \text{SMOW}$$

Or, le karst de la Nahanni étant en zone continentale, les précipitations qui y tombent ne sont pas entièrement et directement alimentées par l'évaporation océanique. Donc leur composition en isotopes lourds croît progressivement, ce qui tend à fausser le modèle conventionnel et rend fausse l'interprétation des courbes de variation de ^{18}O comme on va le voir. La figure 5-6 montre une corrélation évidente entre les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$.

Or une diminution de $\delta^{13}\text{C}$ signifie que les eaux, avant précipitation dans les concrétions, ont subi un enrichissement de carbone d'origine organique,

(1) Cf. HILLAIRES-MARCEL, Cl., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects. Th. Doc. d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris.

ce qui postule un accroissement du couvert végétal, donc des températures plus chaudes. Par contre la diminution synchrone de $\delta 18 O$ doit être interprétée comme un refroidissement! Il y a donc incompatibilité entre les deux courbes.

5.3 CONCLUSION

Il faudrait, avec prudence, étudier ce problème, mais nous semble-t-il, il dépasse le cadre d'étude que nous nous sommes donné. Néanmoins ces premières mesures montrent que l'interglaciaire qui a suivi la glaciation du "Premier Canyon" fut très long et riche en nuances climatiques. De plus, elles prouvent qu'il faudrait toujours donner les variations de $\delta 13 C$ et de $\delta 18 O$, et non comme c'est le cas le plus fréquent les teneurs en $18 O$ uniquement. Histoire à suivre ...

CHAPITRE 6

SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS FINALES

"Je considère que la pratique de la science n'est pas une joute en vue d'avoir raison, mais un travail qui contribue à augmenter et à approfondir la connaissance".

C.G. Jung

Au départ, il y avait à découvrir des grottes en situation continentale subarctique, dans une région contrôlée géomorphologiquement par les eaux depuis plus de dix fois l'Holocène! Ce karst souterrain mine un anticlinal percé de canyons fluviaux. A l'échelle régionale on se situe dans une zone de plis et failles, et à celle du canyon étudiée on est dans un anticlinal. Ses appareils fluviaux présentent un rapport avec la nature du substrat pour les éléments hectométriques à décamétriques et avec les conditions climatiques pour les formes métriques à centimétriques.

Le "Premier Canyon" est la forme majeure dans la partie méridionale du karst de la Nahanni, qui seule actuellement contient des grottes kilométriques. Comme en dehors de la glaciation générale du "Premier Canyon" les calottes glaciaires successives ont toujours barré l'aval de la Nahanni, la vallée a donc chaque fois été noyée par des lacs proglaciaires qui ont entraîné une fatigue mécanique inhabituelle de la zone superficielle des versants, facteur qui favorise le développement des falaises jusqu'à ce jour. Quand à la végétation, elle doit coloniser un site très varié et présente en conséquence des étagements en rapport avec les microclimats locaux allant de la "forêt alluviale" mixte à la toundra alpine.

Le développement des grottes étant notre sujet d'étude, nous avons, avant tout, mis au point une méthode d'observation sur le terrain efficace et rapide par l'intermédiaire d'une cartographie englobant toutes les formes jusqu'aux détails submétriques, méthode qui ne devait oublier ni la morphologie d'érosion de la voûte, ni tous les faciès des dépôts. Il s'en est suivi une réflexion critique certaine et des cartes morphologiques qui supportent d'importantes réductions.

Mais avant même d'entrer dans la grotte fallait-il encore la situer dans son contexte géomorphologique. Il ressort que l'antécédence généralisée de la région est un mouvement positif égal et comprend deux stades de stabilisation hydrographique et tectonique l'un à 760 m (2 500 pi) et le second à 580 m (1 900 pi). L'adaptation de l'hydrographie à l'antécédence se concrétise par des coudes cataclinaux et des captures dont la plus spectaculaire est celle de la "Lafferty Creek". Il est certain que le mouvement positif de la région du "Premier Canyon" date du premier interglaciaire qui fut très long et a affecté la région jusqu'à ce que la paléo-Nahanni soit sous le second niveau de stabilité, au moins.

Bien que la région se situe dans une zone où les contraintes structurales dénotent qu'il s'agit du "niveau supérieur" de l'écorce, à l'échelle du canyon et des alentours, c'est l'architecture de type périclinal percé transversalement qui fait que partout la roche se trouve en décompression. Le potentiel karstique est d'autant plus accentué sur le flanc oriental de l'anticlinal que c'est là 1) que les altitudes sont les plus basses (aval-régional) et se couplent avec les pendages les plus faibles, 2) qu'il y a le plus grand nombre de géoclases, 3) que la quantité relative de calcaires bioclastiques est la plus grande et 4) que la solubilité de ces calcaires est la plus forte.

Dans un tel site, où se situent les grottes? En altitude, il y en a partout, du niveau de la rivière aux hauts plateaux, mais la très grande majorité ne dépassent pas 750 m environ quelle que soit leur longueur, et plus elles sont longues plus la fourchette altitudinale où elles se localisent rétrécit. De plus les grottes supérieures à 50 m, où qu'elles soient, s'étalent spécialement autour de deux niveaux: le premier près de 740 m et le second

près de 540 m. Comment ne pas faire le rapport avec les deux niveaux de stabilisation du réseau hydrographique vu précédemment (760 m et 580 m)?! Quand à la dispersion des cavités dans la région, elle est drastiquement contrôlée: presque tout le réseau se trouve à l'aval-régional là où les conditions karstiques sont les plus avantageuses.

Considérant maintenant les grottes de l'intérieur, il apparaît que le contrôle lithologique est modeste et localisé laissant vite le pas à celui exercé par les plans de stratification et les géoclases. Les plans de stratification d'après leur nature (passée argileuse) et la faiblesse de leur suture sont les plus exploités et les plans avec ripage constituent un passage de choix pour la spéléogenèse.

Mais à l'échelle d'une grotte, il est difficile de déceler l'implication des plans de stratification, parce qu'elles sont les plus souvent colmatées, la partie explorable n'étant qu'un échantillon du réseau. Pour tourner cette difficulté, nous avons recours au concept de "l'espace karstifié" qui a permis de découvrir dans les grottes des zones à modes de creusement variés et leurs rapports avec le pendage. Ainsi pour la grotte Valérie, bien que les calcaires soient médiocrement solubles et le serrage faible, un grand réseau "phréatique superficiel" a réussi à se développer par déplacement latéral sur plan de stratification à pendage faible. Tandis que pour la grotte Andrée où le pendage est plus que le double du précédent, la méthode a mis en évidence trois "sous-espaces" dont le développement est en parfaite adéquation avec l'évolution de la nappe aquifère que contrôlait la paléo-Lafferty. Quand à la grotte Mickey et celles qui lui sont associées, elle s'est développée par une dérive progressive contrôlée par la stratification à pente modeste. Il a même été possible de situer avec précision l'altitude optimale du cavernement, entre 515 m et 535 m.

Enfin, le contrôle des géoclasses est mis en évidence et nuancé dans la mesure où ces dernières constituent des mailles potentielles mais partiellement utilisées par les grottes en fonction de la dynamique des aquifères.

Analysées morphologiquement, les grottes donnent de nouvelles informations. Les petites (< 50 m) sont liées soit aux circulations actuelles des eaux souterraines et leur morphologie compliquée par la gélivation, soit à des effondrements subséquents ou aux déplacements de plot quand le pendage va vers la vallée. Ces petites "cavités / climax" tendent à disparaître avec la récession des parois.

Toutes les autres grottes sont anciennes.

Certains se sont développés sur pergélisol par corrosion ou érosion, d'autres témoignent de l'adaptation à l'abaissement du niveau de l'aquifère. Enfin de petites grottes de corrosion résulte du mélange d'eau provenant et des plans de stratification et des géoclasses. Elles semblent s'être développées à hauteur des lacs proglaciaires. Quelques courts vestiges de grande galerie prouvent que les canyons actuels ont détruits des réseaux profonds.

Il y a aussi des tunnels qui constituent vraisemblablement le premier type de grottes de la région en réponse au début de l'antécédence. Leur situation et direction montrent qu'ils contournaient la paléo-hydrographie par l'intermédiaire des géoclasses de directions favorables. Considérer ces tunnels comme le vide originel des couloirs karstiques semble l'hypothèse la plus valable actuellement.

La capture de la paléo-Lafferty a par érosion régressive mis à jour — et de ce fait fortement détruit — de grands dômes de corrosion développés grâce à une convergence exceptionnelle de facteurs favorables, autant dynamiques que structuraux.

Enfin les réseaux de grottes profondes développées suivant les 2 niveaux confortent cette hypothèse, par la nature de leur morphologie, les analyses quantitatives de détails et l'usage d'indices spécialement mis au point pour évaluer leur degré de développement (le R.S.). Le cavernement de ce type de grotte est proportionnel à l'aval-régional.

Quant aux dépôts meubles, des cailloux roulés aux agglomérats de plaquettes schisteuses et aux silts argileux, ils confirment les étapes du développement des grottes ou la présence des lacs proglaciaires. Le colmatage par eaux calmes des grottes explique d'ailleurs le bris des concrétions et le décapage systématique des voûtes des grandes galeries.

Enfin, les datations des concrétions concordent avec la chronologie relative de l'analyse géomorphologique, mais en retour permettent de reculer à plus de 500 000 ans A.A. la fin de la première glaciation.

Voici donc, pour la première fois une analyse exhaustive de la morphologie d'un karst souterrain subarctique. Non seulement ce genre de karst existe mais encore est-il fort ancien et présente des modalités de développement très variées. A tel point que pour arriver à en dresser un modèle complet, notre approche purement phénoménologique au sens "husserlien" a dû se compléter d'hypothèses basées sur des concepts nouveaux. Ce travail est donc autant l'analyse aussi précise que faire ce peut, d'un espace particulier, la grotte, que la mise au point d'une stratégie géographique la plus efficace possible.



BIBLIOGRAPHIE

- ABASHIDZE, E.M., 1977. Results of the Experimental Studies of the Crack Surface Solubility of Carbonate Rocks of Various Microstructure. Proc. 7th Int. Speleol. Cong. Sheffield, England.
- AMBERT, M. et P., COULET, E., FABRE, G., GUENDON, J.-L., NICOD, J., ORENGO, CL., 1978. Le causse de Blandas et les gorges de la Vis, étude géomorphologique. C.E.R.G.H. mém. no. 13, Trav. E.R.A. 282, 1977-1978 no. 7, Montpellier, Aix-en-Provence.
- BAKALOWICZ, M., 1977. Relations entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification. Proc. 7th Int. Speleol. Cong. Sheffield, England.
- BALBIANO D'ARAMENGO, C., BERGERONE, V., et COSSUTTA, F., 1977. Karst du Mongioli (Italie): un exemple typique du karst de montagne. Proc. 7th Int. Speleol. Cong., Sheffield, England.
- BÄRIG, H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Les belles lettres, Paris.
- BERTOUILLE, H., 1978. Gélivation des roches humides: approche mathématique. Géogr. phys. Quaternaire, Vol. XXXII, no. 3, p. 263-272.
- BINI, A. and CAPPAL, G., 1977. Some considerations on the applicability of speleogenetic and morphogenetical theories. Proc. of the 7th Int. Speleol. Cong., Sheffield, England.
- BIRD, B., 1967. The physiography of Arctic Canada. The Johns Hopkins Press, Baltimore.
- BIROT, P., avec la collaboration de ROGLIC, J., NICOD, J. et DUFAURE, J., 1966. Le relief calcaire. CDU, Paris.
- BIXIO, R., 1977. Tectonic caves in soluble rocks: comparaison of morphological features. Proc. 7th Int. Speleol. Cong. Sheffield, England.
- BLANC, A., 1958. Répertoire bibliographique critique des études de relief karstique en Yougoslavie depuis Jovan Cvijic, C.N.R.S., Centre de Documentation cartographique et géographique, Mem. et Doc. Tome VI, p. 135-227.
- BLEAHU, M., 1966. Formations périglaciaires et karst dans les monts de Bihor. Rev. roum. géol. géoph. et géogr. sér. géogr., T.10, no. 1, p. 55-64.
- BLEAHU, M., 1974. Morphologia Carstica. Conditionarea geologica si geografica a procesului de carstificare. Editura Stiintifica, Bucuresti.
- BOGLI, A., 1964. Corrosion par mélange des eaux. Intern. Journ. of Speleol., vol. 1, part 1-2, p. 61-70.
- BOGLI, A., 1970. Le Hölloch et son karst. Ed. de la Bâconnière, Neuchâtel.

- BONNET, A., 1961. Les Baumes et la longévité des falaises des canyons. Ann. Spéléo., TXVI, p. 65-71.
- BOSTOCK, M.S., 1948. Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty - fifth parallel. geol. Surv. Canada. Mem. 247.
- BRETZ, A., 1942. Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns. Journ. Geol., V. 50, p. 675 - 811.
- BROOK, G.A., 1976. Geomorphology of the North Karst, South Nahanni River region, N.W.T., Canada. Unpubl. Ph.D. Thesis, McMaster Univ., 627 pp.
- BROOK, G.A. et FORD, D.C., 1974. The karst lands of the South Nahanni region N.W.T. Dept. of Geogr., McMaster University, Hamilton, Ont. Dept. of Indian Affairs and Northern Development, Nat. and Historical Parks Branch, Contract 72-328.
- BROOK, G.A. and FORD, D.C., 1976. The Nahanni North Karst: A question-mark on the validity of the morphoclimatic concept of karst development. Proc. 6th Int. Congr. Speleol. Olomouc, Czechoslovakia, 1973, II, pp. 43-57.
- BROWN, R.J.E., 1970. Permafrost in Canada: its influence on northern development. Univ. Toronto Press.
- BRUCKER, R.W., 1966. Truncated Cave Passages and Terminal Breakdown in the Central Kentucky Karst. Nat. Spel. Soc. Bull., V. 28, p. 171-178.
- BRUNET, R., 1970. Les phénomènes de discontinuité en géographie. Mem. et Doc. Vol. 7, Ed. du CNRS, Paris, p. 117.
- BURNS, B.M., 1973-74. The Climate of The Mackenzie Valley-Beaufort Sea, Vol. I, II. Environment Canada, Climatological Studies, 24. Toronto.
- CAMERON, A.E., 1936. South Nahanni River. Can. Geogr. J-13. pp. 37-45
- CAMERON, A.E. and WARREN, P.S., 1938. Geology of South Nahanni River, N.W.T. The Canadian Field Naturalist, 52 (2), 15-21.
- CASTANY, G., 1967. Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 592 p.
- CASTELLANI, V. and CIGNA, A.A., 1977. Bedding Plain Anastomoses as Evidence of Erosion in Different Rocks. Proc. 7th Int. Speleol. Cong., Sheffield, England.
- CAVILLE, A., 1970. L'évolution des grottes au Quaternaire dans la France Méridionale. Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse t. 105, 1-2, p. 41-53.
- CAYEUX, L., 1935. Les roches sédimentaires de France, Roches Carbonatées. Masson, Paris.

- CHARITY, R.A.P. and CHRISTOPHER, N.S.J., 1977. The Ogof Ffynnon Ddu Cave System, South Wales, in relation to the structure of the Carboniferous limestones. Proc. 7th Int. Speleol. Cong., Sheffield, England.
- CHARITY, R.A.P. and CHRISTOPHER, N.S.J., 1977. The stratigraphy and structure of the Ogof Ffynnon Ddu area. Trans. Brit. Cave. Res. Assoc. 4.
- CIRY, R., 1959. Une catégorie spéciale de cavités souterraines: les grottes cutanées. Ann. Spéléol., Vol. XIV, no. 12, p. 23-30.
- CORBEL, J., 1957. Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe, Institut des Etudes Rhodaniennes de l'Université de Lyon, Mem. et Doc. 12, 541 p.
- CORBEL, J., 1959. Les grandes cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques. Ann. de Spel. Tome 14, Fasc. 1-2.
- CORBEL, J., 1959. Erosion en terrain calcaire. Ann. Géogr. 68, 97-120.
- CRAIG, B.G., 1965. Glacial Lake McConnell and The surficial geology of parts of Slave River and Redstone River map -- areas, district of Mackenzie-- Geol. Surv. Canada, Bull. 122.
- CRAIG, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperature. Earth Planetary Sci. Letters, 5: 837-858.
- CVIJIC, J., 1960. La géographie des terrains calcaires. Monographies de l'Académie serbe des Sciences et des Arts, Belgrade: 341, 212 p.
- DANSGAARD, W., 1961. The isotopic composition of natural waters. Medd. Grönland, 165 (2): 1-120.
- DANSGAARD, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16 (4): 436-467.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., and LANGWAY, C.C. jr., 1971. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In, late Cenozoic glacial Ages, K.E. Turekian ed., Yale Univ., Press, p. 37-56.
- DAVIES, S.N., 1966. Initiation of ground water flow in jointed limestones. Bull. Nat. Speleo. Sol., USA, T 28, 111-8.
- DAVIES, W.E., 1960. Origin of Caves in folded Limestone. Nat. Spel. Soc. Bull., V. 22, p. 5-18.
- DAVIS, W.M., 1930. Origin of limestone Caverns. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 41, p. 475-628.
- DEIKE, G.H. 1967. The Development of Caverns of the Mammoth Cave Region. Ph. D. Thesis, the Pennsylvania State University.
- DOUGLAS, R.J.W. and NORRIS, D.K., 1960. Virginia Falls and Sibbeston Lake map areas, N.W.T. Geol. Surv. Can., Pap. 60-19.
- EK, C., 1966. Facteurs, Processus et Morphologie karstique dans les Calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse, doct. en sciences géologiques et minéralogiques, Université de Liège.

EWERS, R.O., 1966. Bedding - plane anastomosis and their relation to cavern passages, Bull., NSS, vol. 28, no. 3, pp. 133-140.

EHRENBERG, K., 1962. Über Grenzen und Gliederung der Speläologie. Die Höhle, no. 1.

FENELON, P., 1969. Observations sur l'évolution des versants en roche calcaire. V. Internat. Kongr. Speläologie, Stuttgart, Bd. I, M 27.

FOLK, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestone. Bull. Am. Ass. of petrol. geol. vol. 43, no. 1.

FOLK, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Drawer M. University Station, Austin.

FORD, D.C., 1965. The origin of Limestone Caverns: A model from the Central Mendip Hills, England, Nat. Spel. Soc. Bull. V. 27, p. 109-132.

FORD, D.C., 1971. Geologic structure and a new exploration of limestone cavern genesis. Trans. Cave Res. Group. G.B., 13, pp. 81-94.

FORD, D.C., 1973. Development of the Canyons of the South Nahanni River, N.W.T. Can. J. Earth Sc.; 10, (3), 366-378p.

FORD, D.C., 1974. Final report on the geomorphology of South Nahanni National Park, N.W.T... National and Historic Parks Branch Contract 72-32.

FORD, D.C., 1977. Karst and glaciation in Canada. Proc. 7th Int. Speleol. Congr., Sheffield, England.

FORD, D.C., 1977. Genetic Classification of Solutional Cave Systems. Proc. 7th Int. Speleol. Congr., Sheffield, England.

FORD, D.C. and BROOK, G.A., 1976. The Nahanni North karst; N.W.T. Canada; Proc. 6th Intern. Congr. Speleol., Olomouc, Czechoslovakia, 1973, 11, pp. 157-168.

FORD, D.C. and SCHWARCZ, H.P., 1974. Radiometric age studies of Speleotherms. Geol. Surv. Canada, pap. 74-18.

FORD, D.C. and SCHWARCZ, H.P., 1976. Radiometric age studies of Speleotherms. Geol. Surv. Canada, pap. 76-18.

FORD, D.C., THOMPSON, P. and SCHWARCZ, H.P., 1971. Dating cave deposits by uranium disequilibrium method: some preliminary results from Crownsnet Pass, Alberta. In, Research methods in Pleistocene geomorphology, Proc. and Guelph Symp. on geomorphology, E. Yatsu and A. Falconer, ed. 247-255.

GABRIELSE, H., RODDILLE, J.A. and BLOSSON, S.L., 1965. Flat River, Glacier Lake and Wrigley Lake, District of Mackenzie and Yukon Territory. Geol. Surv. Canada. Pap. 64-52.

GEORGE, P. 1935. La région du Bas-Rhône. Etude de géographie régionale, thèse, Paris, 691 p.

- GEWELT, M., 1978. Géomorphologie et paléoclimatologie isotopique dans le vallon des chantoirs. Mém. de Lic. en Sc. géogr. Inédit. Université de Liège, 213 p.
- GEZE, B., 1965. La spéléologie scientifique. Ed. du Seuil, Paris.
- GEZE, B., 1973. Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéol. 28, 1, p. 1-20.
- GOODMAN, L.R., 1965. Formation of Solution Bevels at Intersection of Joints and Bedding Planes. Cave Res. Ass., Cave Notes, V. 7, no. 4.
- GRILLOT, J.C., 1977. A propos de méthodologies d'analyses quantitatives, à l'échelle régionale, de champs de fractures: premiers résultats d'application. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. XIX, Fasc. 3, pp. 219-234, Paris
- GRILLOT, J.C. et DROGUE, C., 1977. Sur le rôle de la fracturation dans l'organisation de certains phénomènes karstiques souterrains, NORDIS, No. 95 bis, 24 années, p. 11 à 21.
- HARMON, R.S., 1976. Late Pleistocene glacial chronology for alpine karst areas of western North America as inferred from U series dating of speleotherms. Geol. Soc. Amer., Abstr. Programs USA: 8, 6 p. 904.
- HARMON, R.S., DRAKE, J.J., HESS, J.W., JACOBSON, R.L., FORD, D.C., WHITE, W.B., FISH, J., COWARD, J., EWERS, R. and QUINLAN, J.F., 1975. Geochemistry of karst waters in North America. Proc. VI Int. Congr. Speleol., Olomouc, Czechoslovakia.
- HARMON, R.S., FORD, D.C., SCHWARCZ, H.P., 1977. Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon ^{230}Th - ^{234}U dating of calcite speleotherms. Can. J. Earth Sci., 14, 2543-2552
- HERAK, M., STRINGFIELD, V.T. (édit), 1972. Karst. Important karst regions of the Northern Hemisphere. Elsevier, Amsterdam, 551p.
- HOWARD, A.D., 1964. A model for Cavern Development under Artesian Ground Water Flow: with Special Reference to the Black Hills, Nat. Speleol. Soc. Bull., V 26, p. 7-16.
- JAKUCS, L., 1977. Morphogenetics of karst regions. Adam Hilger, Bristol.
- JENNINGS, J.N., 1970. Karst. M.I.T. Press.
- KRANJC, A., 1976. Typologie des objets spéléologiques dans le massif de Triglav (Alpes Juliennes) Acta Carsologica, Krasoslovni Zbornik, VII/4, Ljubljana. résumé en français.
- KUHN, Th. S., 1972. La structure des révolutions scientifiques, Flammarion, Paris, 246 p.
- KUNSKÝ, J., 1958. Karst et grottes. Trans. Heintz. Nr. 1399. Service d'Information géologique du B.R.G.M., Paris.

- KUPPER, M., 1975. Recherches en Haute Belgique sur les vitesses de dissolution des calcaires soumis à l'action de l'eau de rivière. Ann. Spéléol., 30, 2, p. 255-265.
- LATTMAN, L.H., 1958. Technique of Mapping Geologic fracture Traces and Lineaments on Aerial Photographs, Photogrammetric Engineering.
- LEHMANN, H. 1936. Morphologische Studien auf Java. Engelhorn, 114 pp.
- LEHMANN, H., 1953. Der tropische Kegelkarst. Umschau f. Naturwiss. u. Tehn., H. 18.
- LEHMANN, O., 1932. Die Hydrographie des Karstes, Enzyklopädie des Erdkunde, Leipzig und Wien, 212 p.
- MATTAUER, M., 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, Paris.
- MARTINI, J., 1960. Note sur l'érosion inversée. Stalactite, Soc. Svizzera Spel., 4 (5).
- NICOD, J., 1967. Recherches morphologiques en Basse Provence Calcaire. Thèse U. Aix.
- NICOD, J., 1972. Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré, essai sur les relations des phénomènes karstiques et périglaciaires. Mélanges... A. MEYNIER, p. 305-319.
- NICOD, J., 1972. Pays et paysages du calcaire, coll. SUP. P.U.F. Paris, 244 p.
- NICOD, J., 1973. Les canyons du Durmitor (Monténégro, Yougoslavie). Méditerranée, 2, p. 27-36.
- NICOD, J., 1975. Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes, Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V.; 1976, p. 15 à 20.
- NOBLE, J.P.A. and FERGUSON, R.D., 1971. Facies and faunal relations at edge of early mid-Devonian carbonate shelf, South Nahanni River area, N.W.T., Bull. Can. Petrol Geol. 19, 570-588.
- O'REILLY, P.M., 1973. Morphology and hydrology of the Ogof Ffynnon Odu karst area. Proc. 6th. Int. Speleol. Cong. Olomouc. Czecho.
- PALMER, A.N., 1974. Geologic influence upon cave-passage orientation in Luddington cave, Greenbrier County, West-Virginia. 4th Conference on karst geology and hydrology H.W. Ranch and E. Werner, Eds, West-Virginia Geological and Economic Survey.
- PALMER, A.N., Influence of geologic Structure on groundwater flow and cave development in Mammoth cave National Park, USA. Int. Ass. of Hydrogeologists 12th memoirs, p. 405-414.

- PALMER, A.N., 1975. The origin of maze caves. The NSS Bull., 37 (3): 56-76.
- PASSINI, G., 1967. Osservazioni sui canali di volta della grotte bolognesi. La grotte d'Italia, Serie 4, 1:17.
- PREST, V.K., GRANT, D.R. and RAMPTON, V.N., 1968. Glacial Map of Canada. Geol. Surv. Can. Map. 1253 A.
- PRICE N.J., Fault and Joint development in brittle and semibrittle rock. Oxford, Pergamon, Press 1966.
- RATHGEBER, Th., 1977. Meric Ergebnisse der Höhlenforschung in hohemloher Muschelkalk. Abh. karst.-u. Höhlenkunde, Reihe A, Heft 16, München.
- RENAULT, (Ph), 1961. Sur les caractères des fentes de décollement. A. Spéleo. 16. p. 49-58.
- RENAULT, P., 1967/68. Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Ann. Speleol. XXII (1): 5-21; XXII (2): 209-267; XXIII (1): 259-307; XXIII (3): 529-593.
- RHOADES, R.F. and SINACORI, M.W., 1941. Patterns of ground water flow and solution. J. Geol. 49, pp. 785-794.
- ROGLIE, J., 1972. Historical Review of Morphologic Concepts, in karst, important karst Regions of the Northern Hemisphere. Edited by M. Herak, V.T. Stringfield, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New-York.
- SANDERS, C.A., 1959. A Tectonic Approach to the theory of Limestone Caves, unpub. thesis, U. of West Virginia.
- SCHROEDER, J., 1968. Les parois calcaires de la vallée de la Meuse. Mémoire de Licence en Science, Université de Liège.
- SCHROEDER, J., 1972. Découvertes de grottes dans le Premier Canyon de la Nahanni Sud, TND, Canada. Rev. géogr. de Montréal, 26, pp. 433-446.
- SCHROEDER, J., 1977. La paroi subverticale, unité morphologique. Contribution à une réflexion épistémologique en géomorphologie. NOROIS no. 95 bis, karstologie, pp. 37-46.
- SCHROEDER, J., 1977. Les formes de glaces des grottes de la Nahanni, T.N.W., Canada. Jour. Can. Sc. Terre, Vol. 14, no. 5, p. 1179 - 1185.
- SCHROEDER, J. et ARSENAULT, S., 1978. Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough, Nouveau-Brunswick, géogr. phys. Quat. vol. XXXII, no. 3, p. 249-261.

- SCOTTER, G.W. and SIMMONS, N.M., 1974. Mortality of Dall's sheep (*Ovis Dalli*) Northwest Territories. Can. Wild Life Serv., Edmonton.
- SERONIE - VIVIEN, R., 1962. Les diaclases, leur rôle dans la spéléogénèse. Ann. Spéleo. XVI, I. p. 93-111.
- SWEETING, M.M., 1950. Erosion Cycles and Limestone Caverns in Ingleborough District, Géographie Jour., V 115, p. 63-78.
- SWEETING, M.M., 1972. Karst Landforms, Macmillan, London, 361 p.
- SWINNERTON, A.C., 1932. Origin of Limestone Caverns, geol. Soc. Am. Bull., V. 43, p. 663-694.
- TERZAGHI, K., 1951. Mécanique théorique des roches. Dunod, Paris, 474p.
- THOMPSON, P., SCHWARZ, H.P., and FORD, D.C., 1974. Continental Pleistocene Climatic Variations from Speleotherm Age and Isotopic Data. Science, Vol. 184., pp. 893-895.
- TRICART, J., 1965. Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson, Paris.
- VIERS, G., 1960. Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont. Thèse, L. Bordeaux, 604 p.
- WARWICK, G.T., 1975. Geomorphology and caves, in Ford and Cullingford (Ed.) The Science of Speleology. Academic Press, London, 61-125.
- WEAVER, J.D., 1973. The relationship between jointing and cave passage frequency at the head of the Towe Valley, South Wales. Trans. Cave Res. Grp. (G.B. 15/3), 169-173.
- WHITE, W.B., 1960. Terminations of Passages in Appalachian Caves as Evidence for a Shallow Phreatic Origin. Nat. Spel. Soc. Bull. V. 22, p. 43-52.
- WHITE, W.B., 1961. Speleogenesis, Speleo Digest. 1959.
- WHITE, W.B. and DEIKE, G.H., 1963. Paleohydrology of Mammoth Cave and the Flint Ridge System, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 76, p. 320.
- WHITE, W.B. and LONGYEAR, J., 1964. Some limitations on Speleogenetic Speculation imposed by the hydraulics of groundwater Flow in Limestone (abs), Nat. Spel. Soc. Bull., V.26., p. 68.
- WILSON, J.J., sous la direction de, 1958. Glacial Map of Canada. Geol. Assoc. Can.
- , 1961. Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Ed. Technip.
- , 1971. Symposium on the origin and development of caves. The Trans. of the Cave Research gr. of Great-Britain, Vol. 13, no. 2.

ADDENDUM

ERASO ROMERO, A., 1976. Nuevo metodo en la investigación del karst, los modelos naturales y la convergencia de formas. Proc. 6 th Int. Congr. Speleology, Olomouc, Czechoslovakia, 1973.

MIOTKE, F.D., 1976. Baselevel and structural control on the karst hydrology and the genesis of karst geomorphology. Proc. 6 th Int. Congr. Speleology, Olomouc, Czechoslovakia, 1973.

APPENDICE

REPERTOIRE DES CAVITES

Comme la plupart des cavités débouchent dans les parois de canyons et sont de ce fait bien visibles, nous avons donné un numéro à chacune des entrées sans préjuger de l'importance du réseau qui la continue. Ainsi, ont-elles leur des "poches de gélivation" tout à fait superficielles et des entrées inaccessibles ⁽¹⁾ non explorées. Toutes les entrées de cavités portent donc un numéro différent, mais tous ces numéros ne sont pas nécessairement des grottes étudiées.

Par convention, la rivière Nahanni et la Lafferty délimitent des versants portant chacune une lettre différente destinée à localiser plus facilement l'entrée. Ainsi les numéros d'entrées suivis de la lettre A désignent des cavités situées au sud de la Nahanni; la lettre B désigne celles à l'est de la Nahanni et de la Lafferty et C celles au nord de la Nahanni et à l'ouest de la Lafferty. Quand il s'agit d'une cavité explorée, son numéro est souligné et suivi de celui de la planche où elle figure.

Enfin chaque cavité est présentée en quelques mots, ainsi que sa localisation et les difficultés d'accès ⁽²⁾. Nous espérons ainsi aider à l'exploration future de la région qui est loin d'avoir livré tout son réseau souterrain.

(1) En effet, au coeur de falaises de plusieurs centaines de mètres de verticale, s'ouvrent souvent des entrées de grottes évidentes. Leur accès nécessite un matériel dont nous n'avons pas disposé.

(2) Les commentaires de ces rubriques sont précédés des abréviations suivantes: L = localisation, A = accès, D = description sommaire.

Quand une escalade est nécessaire, nous en donnons le degré de difficulté suivant le système de l'Union Internationale des Associations de Montagnes (U.I.A.A.). Ce qui postule que la personne utilisant ces informations est capable de se servir du système. De plus, le niveau de difficulté est donné lorsque les conditions climatiques sont bonnes; or la région est pluvieuse (cf. ch. 1) si bien qu'un sentier en corniche, au sommet d'une falaise de plusieurs dizaines de mètres de haut, devient sous la pluie, dangereux... L'exploration de ce terrain requiert donc en tout temps de la prudence, surtout lors des retours après la visite des grottes.

1A

L: Au pied de la falaise dominant la rivière sulfureuse, à l'aval du "Premier Canyon", rive droite, proche du niveau actuel de la Nahanni.

A: Accès facile, à quelques minutes de marche dans la forêt (vers le n.w.) à partir de la cabine-refuge à l'aval du "Premier Canyon".

D: Salle de 12 m de plafond sur 7 m de large et un maximum de 3.5 m de haut. Voûte d'incision, plancher de blocaille.

2A (IV)

L: A mi-hauteur dans la falaise dominant la rivière sulfureuse, à l'aval du "Premier Canyon", rive droite.

A: Suivre le ravin étroit qui cisaille la falaise de haut en bas et une des petites corniches structurales à pente douce qui s'y rattache. Facile.

D: Se compose d'un premier couloir bas, qui communique avec un diverticule plus haut que large, parallèle à la paroi.
Long: 23 m.

3A

L: Sur une corniche structurale proche du sommet de la falaise dominant la rivière sulfureuse et la Nahanni, à l'aval du "Premier Canyon", rive droite.

A: Accès probable: monter sur le sommet de la falaise par l'aval en suivant le ravin étroit qui la cisaille (idem 2A). Suivre la crête boisée. Après avoir traversé un étroit ravin perpendiculaire à la falaise, descendre le long d'un replat structural. Peut-être petit rappel.

D: Observée d'hélicoptère, cette grotte semble être une cavité pseudostructurale résultant du décollage d'un plot. Elle s'ouvre vers le n et est parallèle au versant.

48 à 88

Numéros donnés à de petites cavités sur le versant boisé de la rive gauche de la Nahanni en face de la cabane-refuge (aval du "Premier Canyon"). Découvertes par J. Marion et J. Poirel (1970 et 1971). Nous n'avons pas réussi à les retrouver.

98 (IV)

L: A l'aval du "Premier Canyon" sur le versant boisé de rive gauche au fond d'une dépression surcreusant le versant à mi-hauteur.

A: Traverser la Nahanni à hauteur de la cabane-refuge à l'aval du canyon et débarquer 5 km en amont de l'îlot. Grimper le versant jusqu'à mi-hauteur en suivant un petit vallon. La dépression au fond de laquelle se situe la grotte est bien visible lorsqu'on marche à ce niveau du versant. Facile.

D: Salle composée de deux galeries parallèles entre elles et avec la paroi de la dépression. Elle s'enfonce de 8 m dans le massif mais s'étire de 14 à 20 m suivant les deux diverticules. Hauteur de la salle au centre 4 m, mais un diverticule a 10 m de haut. Les

diverticules suivent des fissures parallèles au versant. Voûtes creusées par corrosion et effondrement subséquent. Plancher de blocaille et lutites. Longueur: 30 m.

108 (II)

L: Dans le massif des grottes Mickey à Louise en contrebas de la grande corniche structurale qui unit toutes les grottes du massif. La cavité s'ouvre dans le fond de la fissure ouverte perpendiculairement à la paroi, au premier tiers de la hauteur du massif.

A: Remonter en bateau la Nahanni, à partir de l'aval du Canyon, jusqu'à hauteur du premier méandre où se trouve le 1er rapide (quand le niveau de l'eau est suffisamment bas). Débarquer juste avant celui-ci sur la plage de la rive gauche. Marcher perpendiculairement au versant gauche jusqu'à son pied. Monter par un pierrier qui provient d'une fissure profonde de 10 à 15 m. Gravier celle-ci, la grotte se trouve sur le flanc droit en montant. Ce chemin est le plus facile pour atteindre la "Grande Vire", où se situe le réseau le plus important du site (planche II). Facile, cependant les quelques mètres à escalader dans la fissure représentent une difficulté pour la personne qui n'est pas familière avec l'escalade, spécialement quand le terrain est mouillé.

D: Entrée basse en boîte au lettre donnant sur une petite salle basse de moins de 1 m de haut et de 6.5 m de long. La voûte s'effondre et le plancher est de blocaille. La salle se poursuit de deux diverticules sculptés par des eaux phréatiques: l'un bas et étroit descend et se termine, bouché par la glace; l'autre plus grand est greffé sur la salle par une "étroiture". Il descend aussi vers l'intérieur du massif mais son plancher se compose de blocs dans une matrice fine avec traces d'écoulements latéraux. Au fond, la petite galerie se poursuit par un conduit arrondi descendant et colmaté. Le réseau est contrôlé par des fractures obliques et verticales et mesure 31 m.

11C

Grotte découverte par J. Poirel et J. Marion (1970 - 1971), sur le rebord du plateau compris entre la partie à l'aval de la Nahanni et la Lafferty Creek, en amont du couloir karstique majeur qui défonçait ce plateau de la Nahanni à la Lafferty. D'après leur description, il s'agirait d'une petite cavité pseudo-tectonique. Nous ne l'avons pas retrouvée.

12A (IV)

L: La grotte débouche dans les parois du versant droit dominant la Nahanni à l'aval du "Premier Canyon". Elle se trouve dans la partie supérieure de la falaise, là où la paroi sous le sommet dessine un rentrant.

A: A partir de la cabine-refuge à l'aval du canyon de la Nahanni, grimper par la forêt vers le n.o. Dès que le versant sur la Nahanni se compose de parois verticales, suivre le rebord. Traverser deux fissures étroites (moins de 10 m) et profondes, perpendiculaires à la paroi. Lorsqu'on atteint un vallon entaillant clairement le plateau et venant de l'ouest, descendre dans son fond.

par un premier fossile, traverser le ruisseau et suivre le flanc abrupt gauche vers l'aval. Il y a un sentier étroit qui contourne le massif, le suivre jusqu'au moment où on domine la Nahanni. Marcher au sommet du premier, au fond d'un rentrant se trouve la grotte. Facile, sauf l'étroit sentier qui contourne le massif entre le ruisseau et la Nahanni qui est à proscrire pour les personnes ayant le vertige. Il n'y a pas de difficulté technique.

D: Longue galerie légèrement ascendante aboutissant à une salle surbaissée. Contrôle par fissures subverticales, longueur: 161 m.

13A (IV) L: A l'aval du vallon principal qui entaille le plateau dominant la Nahanni sur son versant droit à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 12A jusqu'au fond du vallon. Lorsque le ruisseau est traversé, remonter sur l'autre flanc plus abrupt vers l'amont du ruisseau. L'entrée domine le ruisseau de quelques mètres. Facile.

D: Long conduit étroit (moins de 1 m de large le plus souvent) suivant des fissures se recoupant. Encroûtement de cristaux de glace partout et diverticules comblés de glace massive. Longueur: 102 m.

14C

Entrée vue d'hélicoptère par J. Poirel et J. Marion (1970 - 1971) à l'ouest et en amont de la grotte 11C. Nous ne l'avons pas explorée.

15C (I)

L: Conduit débouchant à côté de la 3ième entrée (la plus basse et la plus à l'est) de la grotte 16C, Valérie, Idem 16C.

A: Idem 16C, traverser la grotte Valérie et sortir par la 3ième issue à l'aval après le couloir glacé. Le conduit est parallèle à la galerie de la 16C quelques mètres sur la droite en sortant. Facile.

D: Conduit subhorizontal. d'une douzaine de mètres de long, colmaté de dépôts fins.

16C (I)

L: La grotte Valérie débouche par trois entrées dans la falaise de 500 m de haut sur la rive gauche de la Nahanni juste en amont de l'embouchure de la Lafferty Creek. La grotte est proche du sommet.

A: Remonter la rivière Nahanni en bateau à partir de la cabine-refuge à l'aval du "Premier Canyon"; après avoir franchi un premier rapide, la rivière fait un coude vers l'ouest au pied de la grande falaise (rive gauche) entre la Nahanni et la Lafferty. Au méandre suivant qui contourne la falaise, se diriger vers le chenal étroit de droite. Attention aux hauts fonds. Sur la droite, amener au pied du long pierrier descendant du sommet. Atteindre le sommet du plateau par le pierrier. Au milieu de celui-ci, il faut grimper un petit abrupt. Longer le sommet sur le bord de la falaise jusqu'à ce qu'apparaisse un sentier descendant vers un replat structural. Cette descente est boisée, mais raide (environ 60 m). L'entrée principale de la grotte Valérie y aboutit. Facile mais assez long.

D: Long réseau (2 002 m) composé essentiellement de grandes galeries subhorizontales dessinant de larges mailles parallélipipédiques avec trois sorties sur la falaise. Greffés sur ce réseau majeur se développent des petites galeries et conduits étroits.

17B (II) L: A l'aval du "Premier Canyon", sur le versant gauche à l'aval de l'embouchure de la Lafferty Creek, dans le massif où s'observe une corniche structurale au 2/3 de la hauteur. Cette "vire" unit la plus forte densité de grottes de la région.

A: Idem 108. Continuer l'ascension du versant en sortant de la fissure de la 108. Par une suite de petits pierriers décollés et d'une escalade en opposition le long d'une belle dalle oblique sur la droite, on arrive sur la partie aval-pendage de la "Grande Vire" par d'autres petits talus, suivre cette vire vers l'amont-pendage (qui correspond à l'amont-rivière). La corniche se rétrécit pour disparaître derrière un dièdre rocheux. Traverser ce dièdre latéralement pour retrouver la corniche. L'entrée principale de la grotte est immédiatement après le dièdre. Accès facile, mais la montée vers la corniche est un peu délicate à suivre jusqu'à la dalle oblique. L'escalade en est facile (degré de difficulté III au départ) pour qui est initié à l'escalade. Solution idéale: installer une corde au sommet (il y a un arbre) qui servira de main courante pour la montée et la descente. La traversée latérale du dièdre sur la corniche est exposée au vide mais facile. L'accès à cette corniche demande donc un minimum d'escalade. Pas de danger pour un alpiniste.

D: Petite galerie basse à deux entrées. Celle amont donne sur un diverticule descendant bouché qui est greffé sur la galerie aboutissant à la sortie inférieure. La morphologie est phréatique à l'exception, aux deux entrées, d'une tranchée vadosa. Le plancher se compose de matériel fin. Longueur: 46 m.

188 (II) L: Sur le flanc d'un ravin développé dans la paroi de la "Grande Vire", quelques mètres en amont de la grotte 17B.

A: Idem 17B. Après le passage du dièdre, suivre le pied de la paroi vers l'amont-pendage jusqu'à l'intérieur d'un ravin.

D: Cavité pseudo-tectonique développée sur le flanc d'un ravin. Longueur: 7 m.

19A (IV) L: La grotte s'ouvre dans la petite paroi du versant gauche du vallon principal qui entaille le plateau dominant la Nahanni sur son versant droit à l'aval du "Premier Canyon". Juste à l'amont de la 13A.

A: Idem 13A. Arrivé dans le fond du ruisseau, remonter celui-ci. L'ouverture à l'aval de la grotte est bien visible quelques mètres en haut du ruisseau. Facile.

D: La grotte a deux ouvertures. En amont, juste après le goulot dessiné par les parois, l'entrée à l'amont consiste en un trou jonché de blocs, dans le fond du lit du ruisseau. Une galerie rectiligne le poursuit et descend suivant le pendage. Elle finit colmatée de glace recristallisée. Quelques diverticules de petites dimensions s'y greffent mais ne se prolongent guère. Aux deux tiers de sa longueur, apparaît un embranchement de même gabarit et méandrique qui débouche sur le versant. Ces deux galeries fonctionnent comme exutoire lors des crues du ruisseau. Longueur: 191 m.

200

L: Entrée rectangulaire à 80 m du sommet de la haute falaise au nord de la Nahanni juste à l'amont de l'embouchure de la Lafferty Creek. Même niveau que la grotte 160 et à l'ouest de l'entrée principale de cette dernière.

A: Idem 160 jusqu'au sommet de la falaise. Accès par long rappel à partir du sommet de la falaise haute de 500 m. Il faut une corde de 100 m, un descendeur et au minimum des poignées "Jumar", car il faut remonter par la corde. A proscrire pour qui n'est pas alpiniste.

D: Poche de gélivation type, avec altération des murs et voûtes par la gélivation mais aussi par le processus "dissolution-effondrement". Longueur approximative: 12 m.

218 (II)

L: Grotte appelée "Trou Jean" juste en contrebas de la "Grande Vire", lorsqu'on y accède venant de la rivière Nahanni.

A: Idem 178 jusqu'après l'ascension de la dalle oblique. L'entrée subcirculaire se trouve à gauche peu après la dalle. Minimum de connaissances en escalade. Pas de difficulté pour alpiniste.

D: Grotte "superficielle" complexe et remontante. La première partie consiste en une galerie à voûte arrondie de 2 m de haut en moyenne, s'y greffe de petits conduits impénétrables remontants et, par deux jonctions, une galerie à section circulaire de moitié réduite et surcreusée d'une tranchée étroite et sinueuse. Cette galerie aboutit à une petite salle à plafond oblique et communique par deux conduits avec un petit puits partiellement oblique. Le haut aboutit au jour mais n'est pas franchissable, le bas est colmaté de dépôts fins.

228 (II)

L: Sur la "Grande Vire" au pied d'une falaise à l'amont de la 178.

A: Idem 178. Après le dièdre, continuer vers l'amont-pendage, sur le talus qui tapisse la corniche. Après 60 m et le ravin de la 188, on se trouve au pied d'une belle falaise lissée. Au ras du sol s'ouvrent les grottes 228 puis 238. L'exploration de la "Grande Vire" demande un minimum de prudence, mais ne présente pas de difficultés techniques (sauf pour qui ne pratique pas l'escalade).

D: Petite galerie horizontale et à sections droites suivant et le plan de stratification et des fractures se recoupant. La voûte régulière est d'origine phréatique et le plancher est aux deux tiers de dépôts fins et pour le reste de glace. Des cristaux de glace tapissent le fond. Longueur: 25 m.

238 (II) L: Idem 226.

A: Idem 226.

D: Petite galerie horizontale dont la morphologie varie beaucoup de l'entrée au fond: elle débute par une voûte peu élevée, se poursuit après un étranglement par une section basse avec un plafond sculpté par l'eau et enfin après un deuxième étranglement se termine par des "cloches de corrosion" développées dans des fissures proches de la verticale. Partout le plancher est horizontal et composé de dépôts fins.

248 (II) L: A l'aval du "Premier Canyon", sur la rive droite, aux deux tiers de la hauteur du massif, s'étire une longue corniche structurale, la "Grande Vire", sur laquelle débouche la grotte.

A: Idem 178, après le dièdre, continuer la progression vers l'amont pendage. La corniche se rétrécit à nouveau et après un dièdre apparaît, sur la droite, la grande entrée de la 248. Le sentier à cet endroit est assez exposé au vide mais pas dangereux vu les arbres. La visite de la "Grande Vire" demande un minimum de prudence mais ne présente pas de difficultés techniques (sauf pour qui ne pratique pas l'escalade).

D: La grotte débute par une grande entrée (6 m de large, 8 m de haut) qui a conservé sa morphologie creusée par les eaux souterraines. La galerie rapetisse rapidement, monte puis redescend vers une salle dont un côté se développe dans des "cloches de corrosion" obliques. Cette petite salle communique avec une grande par un passage bas. La grande salle large au plus de 8 m et longue de 25 m se rétrécit vers le fond de la grotte. La partie la plus large résulte de l'effondrement de grands blocs de la voûte. Cet amas surélève le plancher de près de 10 m. Le fond en contrebas a conservé une voûte creusée par corrosion, basse, et un plancher argileux puis composé de glace massive s'affaissant par le centre. Longueur: 144 m.

258 (II) L: Idem 248. Entrée à moins de 10 m de la 248 en amont pendage.

A: Idem 248.

D: Cavité superficielle en deux parties. Vers l'extérieur poche de gélivation. Le débitage mécanique et les effondrements subséquents ont modelé l'entrée sous la forme d'un A de 7 m de haut. La partie arrière se compose de "cloches de corrosion" suivant une géoclaste subverticale. Longueur: 15 m.

268 (II) L: Première entrée sur la façade nord du massif à l'aval du "Premier Canyon" (versant gauche), juste à l'amont pendage de la corniche structurale, "la Grande Vire".

A: Idem 24. Continuer à suivre la corniche vers l'amont pendage par de petits talus. On aboutit à un coin où la falaise change brusquement de direction (d'exposée à l'ouest, elle se tourne vers le nord). Descendre le long de l'arête sur une dizaine de mètres pour trouver un passage étroit mais facile qui donne accès à la falaise nord. La corniche est ici de largeur réduite et en pente forte, herbeuse. Pour atteindre la grotte 268 il faut escalader la falaise nord juste après l'arête qui marque le changement d'orientation sur une hauteur d'environ 20 m. Se méfier des blocs instables. L'escalade est de difficulté moyenne (cotation internationale III). La course, à partir de la rivière, pour atteindre cette grotte ne présente donc pas de grandes difficultés, mais demande de la prudence car on est souvent exposé au vide.

D: La grotte commence par un porche de 3 m de haut qui suit une fissure et est altéré par la gélivation durant les 5 premiers mètres. Plus avant la galerie se rapetisse en descendant. Ce diverticule est bloqué par des dépôts fins. Il communique sur la droite avec une galerie horizontale basse et droite qui se poursuit, après un goulot, s'élève pour se terminer par une petite salle dont une partie du plafond est creusée par des "cloches de corrosion". Partout on retrouve des dépôts fins qui, plus on s'enfonce, plus ils sont humides. Le plancher de la petite salle terminale est de glace. La morphologie de la voûte et des murs est le plus souvent phréatique, sauf quelques effondrements. Longueur: 63 m.

278 (II) L: Grotte à deux entrées dans la façade nord du massif à l'aval du "Premier Canyon" sur le versant gauche. Cette façade consiste en la prolongation de la "Grande Vire" qui court tout le long du massif.

A: On y aboutit par le même chemin que pour la grotte 268. Après celle-ci, traverser latéralement la falaise en descendant. Difficultés analogues à celles pour l'accès de la 268. Prudence surtout si la roche est mouillée.

D: On y pénètre par l'entrée ouest qui est une haute (12 m) et étroite (4 m) "poche de gélivation", suivant une fissure verticale. Au fond, 10 m plus haut commence la grotte, les murs et les voûtes ont été sculptés par les eaux souterraines et le plancher à la jonction avec la poche de gélivation, porte une profonde entaille "vadose". La petite salle se prolonge vers l'intérieur par une galerie descendante de son gabarit qui s'arrête parce que colmatée de matériaux fins. Le plancher de la petite salle s'est effondré sur son bord nord entre 1971 et 1973 et par un conduit aval descendant communique avec une autre galerie du même gabarit que la précédente qui après deux coudes aboutit à un immense porche de 15 m de haut. La morphologie de détail de ce porche est avant tout le résultat du travail d'eaux souterraines; on y observe que peu d'effondrements. Cette dernière galerie se prolonge latéralement par deux diverticules, l'un étroit et haut, l'autre bas. Cette partie du système est aussi colmatée de dépôts fins. Longueur: 171 m.

285 (II) L: Petite cavité située entre les deux entrées de la grotte 278, dans la falaise nord du massif à l'aval du "Premier Canyon" sur le versant gauche. Cette falaise prolonge la "Grande Vire" qui court le long de ce massif.

A: Idem 278. A partir de l'entrée ouest de la 278, chercher le minuscule replat qui souligne la stratification légèrement oblique et aboutit à la 280. Cette traversée ne peut se faire qu'assuré par une corde, passage aérien impressionnant (cotation IV). A proscrire pour qui n'est pas familier avec l'alpinisme.

D: Galerie courte horizontale dont la section supérieure est arrondie et l'inférieure composée d'une entaille évasée à la base. Longueur: 13 m.

290 (III) L: En aval du "Premier Canyon", la Nahanni et la Lafferty Creek délimitent un haut plateau structural d'à peine deux kilomètres de large dont la partie supérieure se compose de calcaire bioclastiques dans lesquels se trouvent de nombreuses cavités dont la 290. Celle-ci débouche sur le flanc nord du plateau dominant la Lafferty Creek, en amont de la section nord-sud de ce ruisseau sporadique.

A: Remonter à pied la Lafferty Creek (vers le nord); après 5 km la vallée présente un coude majeur car elle vient alors de l'ouest. Un kilomètre en amont de ce coude, le versant abrupt droit qui jusqu'alors dominait le fond du canyon, présente un rentrant de plus d'un 1/2 km. La partie supérieure en reste cependant verticale. C'est dans cette paroi qu'on observe une entrée en forme de tunnel de grande dimension. Grimper dans les talus partiellement fossiles qui occupent la partie inférieure de cette dépression. Atteindre le pied de la paroi verticale là où elle est le plus en recul par rapport aux talus mais aussi rectiligne avec sa partie en aval. Par une série de petites escalades d'un replat à l'autre, grimper en oblique vers la droite pour aboutir à la grande entrée. Cette ascension est plus facile qu'à première vue (cotation III pour le passage le plus difficile), mais demande quand même une certaine maîtrise des rudiments de l'escalade. Emporter une corde d'assurance (mince) qui pourra servir de main courante pour le retour.

D: La grotte débute par un tunnel de 8 m de large et 6 m de haut rectiligne dont le plancher monte progressivement. Cette section de 80 m de long dessine un angle aigu avec la falaise où elle débouche par une autre petite entrée latérale. La section en tunnel se termine par un effondrement, provenant de la voûte et d'une salle juste en amont, rectangulaire. Dans le coin amont nord, arrive une cheminée colmatée de matériel fin. L'essentiel de la morphologie de cette partie de la grotte est faite d'effondrements entre lesquels subsistent surtout dans la salle des traces d'écoulements souterrains. Vers le sud la grotte se continue par une longue galerie rectiligne sculptée par les eaux souterraines. Le colmatage en est important, surtout des dépôts fins mais aussi une section de glaces où se retrouve tous les aspects morphologiques liés au réchauffement actuel. Quand la galerie qui descend vers

le bout de la grotte est assez dégagée, sa section montre un élargissement important de la base. Longueur: 364 m.

31, 32, 338 L: Sur le même vire que la grotte 358 en amont et aval immédiat de celle-ci.

A: Idem 358.

D: Il s'agit de trois petites grottes superficielles incorporées à la paroi où se trouve la 358.

348 L: Sur la même vire que la grotte 358, en amont immédiat de celle-ci.

A: Soit par un rappel exposé à partir du sommet de ce massif, ou suivre la vire vers l'amont à partir de l'entrée de la grotte Andrée (358). Cf. accès de la 358.

D: Grande "poche de gélivation" de 20 m de haut, dont la voûte s'effondre par le processus de dissolution-effondrement. Le plancher consiste en un chaos raide aboutissant à une étroite galerie méandrique de quelques mètres de long.

358 (III) L: La grotte se trouve environ 70 m sous le sommet d'un massif dominant de plus de 300 m le fond de la Lafferty Creek, sur sa rive gauche. Ce massif se dresse juste en amont de la section de 1,5 km de longueur de la rivière s'écoulant de l'O.N.O. vers l'E.S.E. avant un coude brusque vers le sud. Il est au centre de la section en baïonnette ouest-est de la rivière.

A: Remonter à pied la Lafferty Creek (vers le nord); après 5 km la vallée présente un coude majeur et vient de l'ouest. Elle s'élargit par recul du versant droit (où se trouve entr'autre la 290). Remonter la creek pendant 1,5 km en passant au pied de la falaise verticale du massif de la grotte Andrée (sur la rive gauche). Immédiatement en amont de ce massif, le ruisseau s'incurve de nouveau venant du nord, et le versant gauche a sa pente atténuée et boisée. Monter ce versant en serrant sur la droite pour rester proche du pied du massif de la grotte 358. Peu avant le sommet (toujours boisé) de ce versant, grimper sur la droite et suivre des corniches qui amènent au sommet du massif. Contourner tout le massif (d'amont vers l'aval) et redescendre d'une cinquantaine de mètres de l'autre côté pour rejoindre un ravin (toujours boisé) qui aboutit après une paroi de 12 m de verticale à la vire de la grotte. Installer une corde permanente pour descendre la petite paroi, ou mieux une échelle de spéléo.. En effet le rocher y est fort altéré et délité et son escalade au retour serait trop problématique. Il est aussi possible de descendre directement en rappel vers la vire où se trouve la grotte, mais il est trop fatiguant de remonter par le même chemin. De plus il y a des risques que la corde soit trop courte... et il est impossible de voir la vire du sommet! La marche d'approche dans la vallée, l'ascension du massif et la descente à la grotte représentent une course de plusieurs heures (de trois à six heures suivant la charge transportée). Si on veut

visiter en entier la grotte, un bivouac à son entrée est conseillé. Matériel nécessaire; une corde de rappel ou mieux une échelle de spéléo. pour franchir la paroi du petit ravin, une autre corde de rappel pour visiter la grotte. Cette course n'est pas dangereuse mais demande qu'on prenne quelques précautions.

D: Cette grande grotte présente trois sections distinctes. La première, commençant par une spectaculaire entrée de plus de 15 m de haut, consiste en une galerie large et haute mais à sections très variées, grossièrement horizontale de plus de 200 m de long. On trouve nombre de diverticules dont un majeur, un étranglement en son milieu avec un ramping, une salle de plus de 15 m de haut... Cette section aboutit à une petite salle d'où part en contrebas vers le N., un réseau complexe de galeries de gabarits variés avec cheminées obliques et puits. Par un élargissement d'une fissure oblique il est possible de descendre dans un réseau inférieur de salles parallèles (utiliser une corde pour l'atteindre cf. section N.E. du plan). La salle terminant la première section est également branchée vers l'est sur un petit conduit qui descend vers le S.E. pour rejoindre une galerie plus régulière que les précédentes qui s'enfonce dans le massif sur plus de 300 m de long. Elle présente quelques étranglements et des coudes marqués. La majorité des dépôts colmatant tout le système sont fins, parfois sableux. Des concrétions fossiles et actives cohabitent. Longueur: 1 205 m

36,378 Idem 31, 32, 33B.

389 (IV) L: Les deux petits conduits groupés sous ce numéro se situent sur le versant boisé au sud de la "Grande Vire". Ce versant se dresse sur la rive gauche de la Nahanni, en aval du "Premier Canyon" proche de la fin de celui-ci.

A: Idem 42B. A l'entrée de la 42B, suivre la corniche ("Grande Vire") vers l'aval-pendage. Celle-ci s'estompe, absorbée par un versant réglé. En conservant la même altitude traverser un petit vallon qui descend le versant. Les deux cavités débouchent sur le versant peu boisé après ce vallon. En dehors de la montée vers la "Grande Vire" depuis la Nahanni (idem 17B) où il faut faire l'escalade d'une dalle oblique (cotation III), facile. Voir commentaires 17B (accès).

D: Ce numéro désigne deux petits conduits bas (< 1 m), horizontaux, proches l'un de l'autre. Le plan les situe en fonction de leur orientation respective mais pas de leur position. Ces deux conduits consistent en petits segments droits se recoupant suivant des angles modestes. Longueur: 17 m et 12 m.

398 (II) L: Termine la corniche la "Grande Vire" vers l'aval-pendage juste à l'endroit où la paroi qui dessine la partie supérieure de la corniche s'estompe, absorbée par le versant réglé et boisé qui caractérise cette partie à l'aval du "Premier Canyon" sur la rive gauche.

A: Idem 428. A l'entrée de la 428, suivre la corniche ("Grande Vire") vers l'aval-pendage. Celle-ci fait un coude rentrant vers le S.E. et le versant boisé qui finit par l'englobant. Rester au niveau de la corniche et marcher en sous bois en suivant les affleurements sporadiques qui subsistent jusqu'à l'entrée de la grotte dans l'un d'eux. La montée à la "Grande Vire" demande de la prudence et une corde pour servir de main courante sur la dalle oblique, mais reste facile en dehors de l'escalade de la dalle.

D: La grotte se compose d'une galerie plus large que haute (de 1 à 2 m max.) qui se sépare en deux. Les deux diverticules sont réunis par deux petits conduits venant de l'intérieur en une maille grossièrement rectangulaire. Dans le fond, un minuscule rentrant de moins de 1 m de haut retient en une petite mare des eaux sur le bord desquelles on a trouvé du mondmilch. Le reste de la cavité est rempli de dépôts fins, sous lesquels, dans le grand diverticule, subsiste un plancher stalagmitique. Les murs et voûtes ont été sculptés par des eaux souterraines. Un chenal creusé dans la voûte provient du fond de la grotte. Longueur: 72 m.

408 (II) L: La grotte s'ouvre sur le rebord supérieur du massif de la "Grande Vire", dans la partie la plus méridionale de celui-ci.

A: Idem 420. Après la 428, continuer à suivre la corniche, la "Grande Vire", vers l'aval-pendage, donc marcher vers le sud. A la fin de celle-ci, quand la paroi disparaît dans le versant roché et boisé, la gravir sur une vingtaine de mètres de haut et revenir vers la corniche par le haut. La forêt fait place à une pelouse discontinuée. C'est là, qu'aboutit par 2 entrées la grotte 408. La montée à la "Grande Vire" à partir de la rivière demande de la prudence et un peu d'escalade (sur la dalle oblique). Cette montée reste assez facile malgré tout. Pour arriver à la 408, éviter de gravir trop tôt la paroi de la corniche et plutôt contourner celle-ci par le bois.

D: Une des entrées, celle vers le sud, consiste en une galerie de 3 m de haut comportant à sa base une entaille de surcreusement, tandis que l'autre plus à l'est se présente comme un étroit et petit conduit de moins d'un mètre de haut. L'une et l'autre aboutissent à une salle allongée d'une galerie à section dissymétrique. Le plafond vers l'ouest (à gauche) est plat, à l'est (à droite) est surcreusé d'un conduit qui provient du fond de la grotte. Le plancher consiste en dépôts fins très secs où se trouvent de petits blocs argileux. Longueur: 30 m.

418 (II) L: Petite grotte sur la "Grande Vire", c'est-à-dire la corniche structurale qui parcourt d'un bord à l'autre le massif à l'aval du "Premier Canyon" sur la rive gauche. Cette grotte se trouve quelques mètres au sud de la 428.

A: Idem 420. En suivant vers l'aval-pendage (sud) le pied de la paroi qui dessine la corniche, à quelques mètres de la 428. L'accès de la corniche demande de la prudence, surtout l'ascension de la dalle oblique (cf. 178) où il est conseillé pour les non-alpinistes de poser une corde qui sert de main courante. Cependant, dans l'ensemble la montée reste facile (suite de talus et versants raides).

D: Petite galerie, basse à l'entrée, qui descend. Elle se compose de segments rectilignes se recoupant presque orthogonalement. La morphologie des murs et voûtes résultent de l'action eaux souterraines. Quelques blocs sont tombés de la voûte. Le plancher se compose de blocs, dépôts fins et de glace. Longueur: 31 m.

- 428 (II) L: La grotte Louise, est la principale grotte de la partie à l'aval-pendage (au sur) de la "Grande Vire". Elle se trouve dans le dernier massif important émergeant du versant sur la rive gauche de la Nahanni, en aval du "Premier Canyon".
- A: Idem 108 et 178 pour monter de la rivière sur la "Grande Vire". Une fois sur celle-ci, suivre le pendage vers l'aval (le sud). Les trois entrées de la grotte Louise sont sur un petit promontoir de la falaise qui surmonte la corniche, juste après un ravin qui coupe la falaise et joint la corniche au sommet du massif. Prudence lors de la montée vers la corniche surtout lors de l'ascension de la dalle oblique (cotation III) pour qui n'est pas familier avec l'escalade. Y poser une corde qui servira de main courante. La visite complète de la grotte demande des précautions. Il faut escalader le mur oblique de la salle sur une hauteur de 15 m. C'est par la droite que cela est le plus facile, pitons en place à mi-hauteur. Par la gauche, risque d'éboulements. La fissure verticale commence tout en haut de la salle. La galerie oblique montante vers le puits à gauche du plan incliné est difficile d'accès car très glissante et dépourvue de prises (cotation de la montée du plan incliné et de la galerie vers le puits IV, un pas de IV+). Le puits est bien vertical et se descend exactement avec une longueur d'échelle de spéléo. standard. Pour redescendre le plan incliné, il est plus sécuritaire de le faire en rappel. Matériel nécessaire pour franchir le plan incliné: 1 ou 2 pitons, une corde de rappel, une échelle de spéléologie.
- D: Les trois entrées constituent un réseau de galeries digitées. Du nord vers le sud les entrées sont plus basses et la pente des galeries plus faible. L'entrée la plus basse, au sud, est fortement colmatée de dépôts fins et s'ouvre sur la corniche par un réseau varié de conduits bas qui aboutissent à un "abri sous roche" qui semble être un vestige de galerie plus important incorporé à la paroi. Vers l'intérieur, après leur jonction, une galerie, dans l'axe de l'entrée centrale, continue en remontant faiblement. Elle aboutit à un talus de gros blocs colmatant le plancher d'une salle haute, dont un mur oblique et rectiligne semble être un mur de géoclase. En haut de la salle, par le plan oblique on aboutit dans le fond à une fissure étroite verticale qui prolonge la salle et descend après elle au niveau de la galerie donnant sur l'extérieur. En haut à gauche, par une galerie ovale montante, on accède à un puits vertical de 15 m de haut. Au bas du puits une galerie relie le puits au bas de la fissure en arrière de la salle, passe sous celle-ci et se prolonge en pente faible vers l'intérieur du massif. Après une voûte basse jusqu'au sol, en siphon, elle se termine par une longue section droite avec un diverticule, oval en coupe, qui conduit à une étroite fissure verticale. Dans la galerie à l'arrière de la grande salle, partout sauf au pied du puits, le plancher con-

siste en dépôts fins. La morphologie générale de la grotte est le résultat du travail des eaux souterraines. Longueur: 336 m.

438 (II) L: Le "Trou Claudette" se trouve dans la paroi de la corniche structurale, la "Grande Vire". Corniche qui fait le tour du massif émergeant du versant gauche à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 170 jusqu'à la "Grande Vire". L'entrée de la grotte se situe dans la paroi juste à l'endroit où on y aboutit en montant de la vallée, là où elle présente un rentrant de quelques dizaines de mètres vers le sud (un peu à droite en arrivant sur la corniche). La montée exige de la prudence surtout pour l'escalade de la dalle oblique (y poser une corde comme main courante). Cependant cela reste assez facile.

D: C'est une galerie de petite section (en moyenne 2 m de haut et 1 m de large), subhorizontale mais très légèrement inclinée vers l'intérieur. Elle se compose de segments rectilignes qui se recoupent presque orthogonalement. Elle se termine par deux diverticules colmatés de dépôts fins. Celui vers le N.E. se poursuit par deux conduits subcirculaires, bas et descendants. Celui vers le S.E. aboutit à une petite salle dont le plafond, à l'extrémité se termine par une cheminée dans une fissure subverticale. La morphologie des murs et voûtes est le résultat de la circulation d'eaux souterraines et de la corrosion. Quelques concrétions tapissent les murs, ainsi que de petits pendentifs rocheux cassés. Le plancher se compose de dépôts fins, très secs à l'entrée, et fort humides et glacés dans les culs-de-sac. Longueur: 95 m.

448 (II) L: "Le Trou des Nids" se situe une dizaine de mètres plus haut que le replat de la corniche structurale, la "Grande Vire". Cette corniche fait le tour du massif émergeant du versant gauche à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 178 pour la montée. Quand on arrive au pied de la paroi qui délimite la corniche, grimper le long d'une dalle décollée de la paroi de quelques centimètres vers l'entrée, bien visible dans un creux à une dizaine de mètres du pied de la paroi (cotation de cette petite escalade III). En conclusion, facile mais prudence requise.

D: Petite cavité complexe ascendante. La partie inférieure consiste en une salle de morphologie variée, oblique avec un petit puits colmaté, une cheminée dans une fissure, un conduit suspendu dans un mur et la voûte juste au-dessus de l'entrée... La partie supérieure est formée d'une petite et courte galerie à sections droites et orthogonales, subhorizontale et colmatée de dépôts fins et de glace. Dans la salle, de nombreux petits rongeurs profitant de la sécheresse et l'exposition méridionale du lieu, ont construit de nombreux "nids". Longueur: 42 m.

458 (II) L: "Le Trou du Toboggan" se situe dans la paroi qui domine la corniche de la "Grande Vire". Cette corniche fait le tour du massif émergeant du versant gauche, à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 178. Rejoindre la "Grande Vire" en grimpant au-dessus de la 218 (comme pour se diriger vers la partie amont-pendage de la corniche (vers le nord). Juste à l'aplomb de la 218, grimper la paroi vers un creux (quelques mètres) pourvu d'un petit replat où aboutissent quelques conduits impénétrables et celui descendant de la grotte. La grimper "en opposition", puis descendre dans le fond de la grotte à droite du puits. La descente, d'environ 4 à 5 m est possible sans corde, mais plus facile avec. On peut fixer celle-ci au replat à l'extérieur de la grotte. Cotation de la petite escalade jusque dans la grotte III. Corde facultative pour redescendre à l'intérieur de la grotte.

D: Galerie étroite oblique et remontante qui suit des fissures obliques parallèles. Cette portion de la grotte communique avec l'extérieur par un puits colmaté et une galerie oblique à section ovale. Une fois à l'intérieur de la grotte (après la galerie à section ovale) le plancher consiste en dépôts fins boueux. Longueur: 30 m.

469 (II) L: La grotte Monique est la dernière grotte sur la façade nord du massif à l'aval du "Premier Canyon" sur le versant gauche. Elle se trouve donc à l'extrême amont pendage de la corniche structurale la "Grande Vire".

A: Idem 268 jusqu'après le coin donnant sur la portion nord du massif. Là, la corniche s'estompe un peu sous une pente herbeuse qui descend. Suivre cette pente herbeuse au pied de la paroi. Elle remonte par un petit ravin qu'il faut escalader par son flanc gauche pour éviter l'abrupt (cotation III ou IV suivant l'endroit choisi). Il est conseillé d'installer une corde qui servira de main courante, très pratique au retour. Après, gagner en montant les talus le pied de la paroi le plus haut possible et le plus sur la gauche du marcheur (qui regarde la paroi). Passer sous un dièdre rocheux éboulé et appuyé sur la paroi, le contourner et l'escalader. L'escalade est courte mais la fin est difficile (cotation IV), un piton est enfoncé dans l'entrée inférieure de la grotte où on aboutit. L'accès à la grotte Monique par la "Grande Vire" est très spectaculaire, permet de visiter en cours de route beaucoup de grottes aboutissant à cette même vire. Cependant de nombreux passages (faciles) sont très exposés au vide et les petites escalades nécessaires à la progression de moins en moins faciles. Il ne faut pas oublier de prendre trois cordes (minces) pour main courante (la dalle oblique à la montée, le flanc du petit ravin sur la corniche en-dessous de la falaise exposée au nord et le pilier qui conduit à l'entrée inférieure de la grotte). Autre solution, ne prendre qu'une seule corde de rappel standard, que le premier de cordée installe à chacun de ces endroits et retire après le passage du groupe. Enfin il existe un autre chemin pour aboutir à cette grotte.

2e itinéraire

Monter sur la "Grande Vire", idem 170. Prendre le chemin de la 428 c'est-à-dire suivre la corniche vers l'aval-pendage, juste avant la 428, un ravin découpe la paroi et communique avec le sommet du versant. Le suivre vers l'amont-pendage (le nord) en restant dans l'étroite bordure sans arbre qui longe le sommet. Paysage splendide. Lorsque le sommet redescend (vers le nord), le quitter et s'enfoncer dans la forêt en oblique à droite (N.E.), descendre dans un vallon boisé qui aboutit immédiatement au-dessus de la partie septentrionale de la corniche et de sa falaise au nord. Vers le bas du vallon se poursuit par un talus de gros blocs. Le descendre en prenant légèrement sur sa gauche. On aboutit à une plateforme rocheuse qui domine la vallée et sur la gauche la falaise nord de la "Grande Vire". Installer un rappel. Celui-ci aboutit à une dizaine de mètres à côté de l'entrée principale de la grotte Monique, ce qui nécessite de terminer le rappel par un pendule de cette amplitude. L'utilisation d'un "descendeur" rend cette opération plus commode. Après la visite de la grotte, il est moins fatiguant de descendre sur la vire en contrebas que de remonter la paroi descendue en rappel, puis faire la marche d'approche à rebours. Le retour par la "Grande Vire" demande de l'attention comme il est expliqué dans le 1er itinéraire.

Cet itinéraire est plus difficile que par la vire. Il est conseillé que ne s'y rendent que les groupes accompagnés d'une personne qualifiée en escalade.

D: La grotte Monique dessine une bouche à deux entrées dont la partie inférieure et septentrionale se compose d'une galerie étroite remontante à partir de l'entrée inférieure. La section de la galerie a la forme d'une serrure, après trois coudes, elle aboutit en haut à une cheminée étroite et allongée dans une fissure verticale, à gauche à une petite salle basse et à droite, elle se continue par une galerie basse à voûte effondrée qui remonte vers une salle terminale de plus de 12 m de haut, développée suivant une fracture oblique. Aboutit aussi à cette salle la galerie venant de la grande entrée au sud. Cette galerie de 7 à 8 m de haut dans sa première partie rectiligne, oblique brusquement vers la gauche et se poursuit par une galerie remontante qui rejoint la salle terminale.

L'entrée principale est partiellement colmatée de gélifracts tombés de la voûte qui masquent partiellement une tranchée surcreusée dans le plancher. L'essentiel de la morphologie sur les murs et voûtes est sculpté par des eaux souterraines. Des effondrements de voûtes suivant les plans de stratification modifient partiellement cette morphologie. Partout le plancher est jonché de blocailles avec des plages de dépôts fins. Longueur: 96 m.

- 478 (II) L: La grotte Mickey se trouve juste à côté de la grotte Monique (468). Elle parcourt tout le massif qui émerge du versant gauche de la Nahanni à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem grotte Monique (460). Une fois dans l'entrée principale de la grotte 460, suivre vers l'ouest, une étroite (1 m maximum) corniche herbeuse qui rejoint l'entrée de la Mickey. La visite de la grotte présente une seule difficulté: une étroite et basse galerie où stagne de l'eau de fonte de glace (exactement à 0°C). La profondeur de l'eau dépend de l'importance du réchauffement estival de la glace qui y est piégée et en constitue le plancher, elle varie de 30 cm à 70 cm. Ce passage est éprouvant car à deux endroits la voûte descend près de l'eau et il faut s'accroupir dans l'eau glacée. De plus, comme la galerie est plus large à la base et que subsiste sous l'eau de la glace, les risques de glisser sont grands. Il est conseillé de traverser ce passage avec des bottes de caoutchouc à hautes guêtres. Une petite corde mince (20 m maximum) est utile si on désire visiter une salle au fond d'un puits à l'extrémité de la grande galerie droite (vers le S.E.) qui prolonge la galerie inondée et une suite de petites galeries et puits qui aboutissent à hauteur du plafond d'une salle dans la partie la plus profonde du réseau. Plusieurs parties du réseau sont fort étroites ou basses et demandent des rampings.

D: Cette grotte est la plus longue et la plus variée actuellement connue. Elle se compose à partir de l'entrée d'une large galerie subhorizontale de 60 m de long qui se termine par un diverticule et une étroite galerie descendante, puis partiellement remplie d'eau et de glace, qui communique après environ 80 m avec le réseau profond. Celui-ci se compose de grandes galeries se recoupant et dessinant de larges mailles parallélogrammiques. Plus on s'enfonce dans le massif, plus la dimension des galeries décroît. Le réseau se termine suivant tous les azimuts par des galeries de petites tailles colmatées par des dépôts fins. Existente aussi des salles et puits à la croisée de plusieurs galeries. La très grande majorité de la morphologie est le résultat des eaux souterraines, les effondrements sont peu fréquents, surtout là où la galerie est la plus grande. Partout le plancher est colmaté de dépôts fins. Des concrétions subsistent localement. Cependant le plus bel ensemble de toute la région se trouve ici et consiste dans une salle, sorte de croisée en patte d'oie, en 2 planchers stalagmitiques suspendus 1 à 2 m au-dessus du plancher actuel et -tous deux- joints au plafond par une colonne. Localement subsistent aussi des glaces, sous forme de grand bloc résiduel ou couvrant tout un plancher, sous forme de cristaux sur les voûtes. C'est la grotte la plus intéressante de la région tant du point de vue formes à voir que des problèmes structuraux et morphogénétiques à y étudier. Longueur: 2 270 m.

488 (II)

L: Cette petite grotte aboutit à la corniche structurale, la "Grande Vire" qui fait le tour du massif qui émerge du versant gauche à l'aval du "Premier Canyon" de la Nahanni.

A: Idem 458, la grotte 488 se trouve dans la paroi qui domine la corniche, mais au niveau de celle-ci quelques mètres en amont- pendage (vers le nord) après être passé sous l'entrée de la 458. La montée pour arriver à la "Grande Vire" depuis la rivière demande

de la prudence. Se munir d'une corde pour la dalle oblique.

D: Conduit bas, rempli de dépôts fins boueux, qui longe la paroi, ainsi que le diverticule plus enfoncé. Les deux conduits deviennent vite trop étroits pour l'exploration. La visite se fait au mieux à "quatre pattes", rampant dans la boue le reste du temps. La morphologie des voûtes résulte d'eaux souterraines. Longueur: 23 m.

498

L: Cette cavité est une poche de gélivation située dans une brèche calcitique verticale qui découpe la partie amont(nord) du massif émergeant du versant de rive gauche à l'aval du "Premier Canyon". C'est le massif de la "Grande Vire".

A: Remonter la rivière Nahanni, comme pour la 108. Traverser la plaine alluviale puis longer le pied de la falaise avec ses talus vers l'amont. Grimper le dernier grand talus rencontré avant le delta de la Lafferty Creek. Il occupe un creux dû au recul de la paroi vers le haut du versant. La poche est bien visible dans la paroi, un peu sur la gauche. Facile. L'ascension à l'intérieur de la poche est un peu moins facile, parce que la roche est fort altérée.

D: Poche de gélivation type, avec un plafond horizontal dans lequel s'observe très bien le matériau d'origine, et pourvue de murs verticaux et d'un plancher en pente marquée avec éboulis. Longueur approximative: 5 à 7 m.

508

L: L'entrée de cette cavité se situe dans la falaise en-dessous de la "Grande Vire" qui parcourt le massif émergeant du versant gauche, à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 178. Continuer la vire vers l'amont-pendage jusqu'à son prochain changement de direction. Installer un rappel au bas de la corniche dans le coin de la falaise. L'entrée semble entre 30 et 40 m sous la corniche. Vu la hauteur de la paroi, il faudra remonter par le même chemin, donc se munir de "Jumar" et du matériel pour remonter.

D: Seule l'entrée de cette cavité a été repérée.

518 (IV)

L: Tout à l'aval du "Premier Canyon", la rive gauche de la Nahanni se termine par une petite paroi. A son pied et au niveau de la rivière, la cavité 518 débouche par deux entrées.

A: En bateau, atteindre la rive gauche et y débarquer juste en amont de la petite falaise qui se dresse au-dessus de la rivière. Marcher au pied de la falaise vers l'aval jusqu'à l'entrée de la grotte.

D: Petite grotte composée d'une salle à deux entrées, se prolongeant à l'intérieur du massif par deux petits diverticules. Celui qui est le plus long contient un vestige de plancher stalagmitique et quelques coulées stalagmitiques sur les cailloux du

plancher, qui ont enchâssé des ossements d'un petit mammifère (ourson ?).

52B (IV) L: Elle se trouve dans la même falaise que la grotte 51B, mais à mi-hauteur et en amont de la rivière.

A: Idem 51B. Suivre le pied de la falaise vers l'amont. Un léger rentrant avec trace d'écoulement sporadique venant de la partie du versant dominant la paroi permet, par une escalade facile, d'arriver sur une petite vire où s'ouvrent les deux entrées très basses de la grotte.

D: Conduit subhorizontal, très bas (hauteur maximum 60 cm) dessinant un Y. Un diverticule est bouché. Quelques petites concrétions mortes y subsistent entre le plafond et le plancher de dépôts fins.

53B (II) L: Petite galerie débouchant dans la paroi sous la grotte Mickey (47B) à l'extrémité septentrionale de la "Grande Vire", corniche qui ceinture le massif émergeant du versant gauche à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 46B, par le chemin de la "Grande Vire". Quelques mètres avant d'arriver sous l'entrée de la 46B, grimper sur la droite vers l'entrée de la 53B.

D: Conduit horizontal étroit, et haut au maximum de 2 m, composé de 3 segments se recoupant suivant des angles faibles. Morphologie de dissolution sur les voûtes, plancher de dépôts fins avec quelques blocs et de la glace. Longueur: 18 m.

54B (II) L: Idem 53B, à quelques mètres plus à gauche et plus haut que celle-ci.

A: Idem 53B.

D: Galerie à sections droites et ascendantes donnant accès à une petite salle pourvue de trois diverticules: le plus profond dans le massif se termine par une petite salle couverte de glace, avec un conduit horizontal dans le haut d'un de ses murs, un autre prolonge la petite salle et le dernier descend le long d'un talus. La galerie montante est très sèche, tandis que la petite salle et ses diverticules est couverte de cristaux de glace de condensation. Longueur: 52 m.

55B L: L'entrée de ce tube se trouve 2 à 3 m au-dessus de la rivière Nahanni dans la falaise de la 51B en aval de celle-ci.

A: Longer en bateau la falaise de la 51B vers l'aval. Celle-ci dessine après la 51B un rentrant sur la paroi duquel débouche ce trou. Pour atteindre l'ouverture il faut escalader la paroi à partir du bateau.

D: L'exploration n'a pas été faite.

568 (II)

L: La cavité se trouve en contrebas de la "Grande Vire", corniche ceinturant le massif qui émerge du versant gauche à l'aval du "Premier Canyon".

A: Idem 218. Descendre le versant sous l'entrée de la 218 en suivant le pied de la paroi.

D: Cette cavité peu profonde surcreuse la paroi en une niche de 4 m de haut dont la voûte semble avoir été érodée par des eaux souterraines, comme les grandes galeries de la Mickey par exemple, et est surcreusée par deux petits conduits horizontaux, impénétrables. Le plancher se compose d'un talus à deux pentes, l'une vers le versant l'autre vers l'intérieur de la cavité et a été alimenté par gélivation du bord de la voûte de la niche et de la paroi. Bel exemple de cavité exhumée. Longueur: 9 m.

578 (II)

L: Idem 568, en contrebas de celle-ci.

A: Idem 568, continuer à descendre le versant en suivant le pied de la paroi (vers le N.O. ou l'amont pendage).

D: Lorsque la paroi de cette corniche descendante de la "Grande Vire" s'incurve (altitude 430 m), il y a deux petites cavités. La plus haute et la première rencontrée, se compose d'une galerie basse ascendante et bloquée par éboulement; près de l'entrée elle se continue par un petit et étroit diverticule. L'autre cavité, après le dièdre en continuant à descendre est un étroit conduit, haut de 1,5 m ou plus composé de deux segments perpendiculaires. Celui du fond se termine par deux étranglements impénétrables. Longueur: une galerie basse de 12 m et un conduit de 11 m.

580

L: Une des nombreuses cavités se trouvant dans la brèche verticale située en haut du versant abrupt de 800 m qui domine la Nahanni sur sa rive gauche à l'aplomb de la source vaclusienne les "white spray".

A: Atteindre par bateau la source vaclusienne les "white spray" qui jaillit proche du niveau de la rivière au travers d'un talus d'éboulis, sur la rive gauche de la Nahanni (9 km en amont de la cabane-refuge à l'aval du "Premier Canyon"). Grimper le talus au-dessus et à droite de la source, jusqu'au pied de la paroi, longer la paroi vers la droite jusqu'à ce qu'elle soit découpée d'un étroit ravin sculpté par l'écoulement sporadique d'eau venant du sommet du versant. Remonter le ravin par le fond tant que cela est possible. Ce fond se compose d'une pente forte entrecoupée de plusieurs abrupts verticaux. Contourner chacun de ces abrupts par les versants où l'escalade est facilitée par la présence d'arbres et de pelouses. La tête du ravin se termine au pied de la paroi verticale d'environ cent mètres de haut terminant le versant. Cette paroi est composée de calcaires bioclastiques, tandis qu'en dessous le ravin découpe des dolomies. La cavité 580

est au pied de cette dernière paroi dans une brèche verticale. Pour redescendre le ravin, il est plus rapide de passer les abrupts en les descendant en rappel. Donc se pourvoir d'une corde de rappel et "descendeur". Cette voie est assez longue (environ 700 de dénivelée) et toujours en pente raide. Elle est donc exposée au vide mais ne présente pas de grandes difficultés. Etre prudent lorsqu'on contourne les abrupts du ravin et quand on les descend en rappel. Attention, si pluie subite, le fond du ravin est immédiatement transformé en torrent, ce qui rend la progression plus hasardeuse.

D: Conduit horizontal en forme de tube légèrement aplati, développé dans une brèche calcitique verticale, au contact de l'éponte de gauche. Longueur: 17 m.

59C

L: Dans le même massif que la 58C. A 40 m à droite de celle-ci (vers le sud-est ou l'aval).

A: Idem 58C. Lorsqu'on atteint le pied de la paroi sommitale de ce versant, le suivre vers la droite jusqu'à une haute entrée en A développée suivant une fissure verticale. Pour entrer dans la grotte il faut faire une escalade de 15 m de haut sur des calcaires très altérés et instables, dangereux, trois pitons de progression sont en place.

D: Cavité composée de deux parties. Vers l'extérieur, poche de gélivation actuellement active dont le plancher est très altéré, et en pente raide. Le fond de la grotte semble être un élargissement de fissure. Cette partie n'est pas explorée.

60 à 66C

L: Entrées de grottes échelonnées le long de la brèche verticale qui découpe la paroi au sommet du versant abrupt dominant la source vauclusienne des "white spray". Les entrées sont numérotées de bas en haut.

A: Ces cavités sont accessibles comme les deux précédentes (58 et 59C), mais en plus nécessitent, à partir du pied de la paroi sommitale, une escalade difficile à extrêmement difficile (cotation V sûrement, peut-être VI) avec passages en escalade artificielle dont il n'est pas possible d'évaluer la difficulté. A proscrire sauf pour alpinistes avertis et équipés. Par contre en arrivant au sommet de la falaise par une longue marche d'approche (remonter la Lafferty Creek, atteindre le sommet du plateau par le versant moins raide de la 29C et traverser le plateau boisé) il est possible d'y descendre en rappel, surtout pour les entrées 65 et 66C proches du sommet. A faire!

D: Cavités à explorer.

67 et 68C

L: Deux ouvertures, proches du sommet de la paroi qui terminent le versant abrupt dominant la source vauclusienne des "white spray" de plus de 800 m.

A: Idem 60 à 66C, 2^e itinéraire par le plateau. Ces deux ouvertures se situent au N.O. de la brèche décrite en 50, 59C et 60 à 66C. Elles semblent d'accès facile par rappel à partir du sommet du versant. Prévoir de remonter par le même chemin.-

D: Grottes à explorer.

69A (IV)

L: Cette grande ouverture est située dans la falaise haute de près de 700 m d'un seul tenant qui domine la Nahanni sur la rive droite et à l'aval du "Premier Canyon". Cette falaise est sur la rive opposée à celle de la grotte Valérie (16C) et dessine un parfait arc de cercle de près de 90°. L'ouverture est proche du sommet dans la partie la plus renfoncée de cette paroi concave.

A: Atteindre le sommet de cette falaise par l'aval. Pour cela, suivre le même chemin que pour la grotte 12A, 19A ou 13A. Cependant, au lieu de suivre le vallon où se trouvent les grottes 19A et 13A, le traverser et continuer à monter sur le plateau vers l'amont pendage. Marcher à la boussole (vers le N.W.S.) jusqu'à ce qu'on arrive sur le bord de la falaise qui domine de nouveau la Nahanni. Suivre cette bordure vers l'amont et lorsque la falaise s'incurve vers le nord, rechercher une descente composée de petits replats structuraux qui aboutissent sur le bord sud de la cavité. Parce que la forêt et son tapis de mousses poussent abondamment jusqu'au bord de la falaise qui est absolument verticale sur plus de 500 m, il faut prendre beaucoup d'attention pour cette progression. Parfois les arbres et le tapis végétal cèdent sous les pas! Pour descendre jusqu'à l'entrée de la grotte, fixer une corde ou une échelle sur le rebord sud de celle-ci pour accéder au pierrier 7 ou 8 m en-dessous.

La recherche du passage pour descendre à la cavité ne présente pas de difficultés techniques mais constitue un endroit extrêmement dangereux à cause de l'instabilité du couvert végétal. Se munir d'une courte corde ou mieux d'une échelle de spéléologie.

D: Cette cavité représente l'ouverture la plus spectaculaire de la région; large de plus de 20 m et haute de plus de 15 m elle se situe à moins de 20 m du sommet de la falaise, rigoureusement verticale sur plus de 500 m de haut. La cavité s'enfonce d'une vingtaine de mètres dans le massif. Son plafond subhorizontal fut sculpté par des eaux souterraines et son plancher est un épais remplissage de matériel fin dont les couleurs varient du gris cendré à l'ocre vif. En haut du talus de dépôts fins gît un grand bloc décollé du fond. Cette remarquable entrée se poursuit par une galerie basse remplie de dépôts fins humides. De l'entrée, on dispose d'une splendide vue d'enfilade sur le massif de la grotte Valérie (16C) et la "Lafferty Creek". Longueur: 42 m.

70 à 73A

L: Dans la falaise de la grotte 69A, en amont de celle-ci, mais au milieu de la paroi verticale, s'ouvrent les quatre entrées. Elles sont disposées d'une façon étagée.

A: L'accès à ces entrées implique de grimper au-dessous de la falaise, et d'y installer un rappel de 100 à 200 m de long. Ceci demande un matériel adéquat, et une bonne connaissance des techniques de cordées.

D: Les entrées consistent en sections de galeries souterraines typiques, sans altération. Elles semblent de plus bien débouchées. A explorer.

74C

L: Dans le massif de la grotte Valérie (cf. 16C), à l'est de celui-ci, sur une vire horizontale au 2/3 de la hauteur.

A: Idem 16C jusqu'au sommet du massif. Continuer la progression sur le bord de la falaise vers l'est. Au milieu de celle-ci (après 1 km) un ravin en échancrure profondément la partie supérieure. Descendre le ravin puis accéder à la falaise à l'est de celui-ci par une vire qui conduit à la grotte. Escalade probable.

D: Cavité à explorer.

75C

L: Au coin oriental de la falaise de la grotte Valérie (16C) et des parois dominant la Lafferty Creek.

A: L'escalade par l'arête entre la falaise de la grotte Valérie et la paroi dominant la Lafferty Creek paraît difficile (cotation de certains passages IV minimum). Un rappel à partir du sommet semble aussi difficile car l'entrée est en retrait dans un creux de paroi.

D: L'entrée semble haute (de l'ordre du 10 m) et des eaux en proviennent sporadiquement. Cavité à explorer.

76C

L: Cette cavité se présente comme un ravin profond dans la paroi qui domine le versant droit de la Lafferty Creek, 2 km avant son embouchure.

A: Atteindre par bateau l'embouchure de la Lafferty Creek. L'accostage le plus sécuritaire se situe immédiatement à l'amont du cône alluvial de la Lafferty Creek (qui s'avance dans le lit de la Nahanni). Marcher dans le lit de la Lafferty Creek vers l'amont durant 2 km. Juste avant de croiser un grand éboulis s'étirant sur la moitié du versant de droite (à gauche pour le marcheur qui remonte la vallée) grimper sur le versant de droite le long d'un couloir d'avalanche qui aboutit au pied de la paroi sommitale et dans la cavité 76C. Un petit pas d'escalade facile par temps sec. Par prudence se munir d'une cordelle de quelques mètres pour l'escalade et la descente des petits ressauts.

D: La cavité consiste en un ravin de 40 m de profond qui découpe la paroi sommitale du versant. Il comprend une arche naturelle qui semble être héritée d'un réseau souterrain exhumé. La topographie du fond du ravin est de même origine. Longueur: 40 m.

77C (III) L: Idem 76C au nord (amont) de celle-ci.

A: Idem 76C. Arrivé à l'entrée du ravin (76C) se diriger vers la droite. La cavité 77C se trouve un peu en retrait et plus haut à droite de la 76C.

D: Cette entrée est absolument monumentale. De section ovoïde, elle a plus de 30 m de haut et une vingtaine de mètres de large. La première partie consiste en un immense hall dont la voûte est altérée mécaniquement à l'entrée mais présente une belle morphologie de corrosion plus en profondeur. Le plancher se compose d'un grand éboulis d'une dizaine de mètres de haut, dont la partie supérieure est plane et composée d'un mélange de matériaux fins et de blocs. Au fond de cette salle, la grotte se poursuit par une galerie descendante vite colmatée de dépôts fins. Longueur: 65 m.

78C (III) L: Idem 76C, une vingtaine de mètres au nord (en amont) de la cavité 77C.

A: Idem 76C, passer devant la 77C à droite de la 76C, la 78C est en retrait après une arête.

D: Cette cavité se compose d'une petite salle partiellement incorporée à la paroi. Elle a 10 m de haut et une morphologie de détail de corrosion retouchée par des éboulements de la voûte et le décollement d'un dièdre. A hauteur de son plafond elle se prolonge d'un petit conduit oval. Longueur: 19 m.

79B L: Grande ouverture dans la paroi du versant gauche de la Lafferty Creek à 1,7 km de son embouchure.

A: Idem 76C. L'ouverture se situe environ 20 mètres au-dessus du lit de la Lafferty Creek et se voit très bien lorsqu'on la remonte. Grimper le talus sous l'ouverture, puis escalader la paroi. Escalade courte, difficile (IV). Corde nécessaire, pitons et cordelles utiles.

D: Cavité oblique partiellement exhumée, elle semble communiquer avec des puits qui sont situés sur le bord de la paroi dans un vallon en amont de la cavité. Exploration à continuer.

80B (III) L: Cavité incorporée au sommet du versant gauche(est) de la Lafferty Creek, celui qui domine le cône alluvial de l'embouchure.

A: Atteindre par bateau le cône alluvial de la Lafferty (cf. 76C). Remonter le cône, et après 1,1 km grimper dans le versant en suivant un couloir d'avalanche en aval d'un gros erratique cubique penché sur le versant. Lorsqu'on atteint le pied de la paroi sommitale, obliquer vers la droite jusqu'à la cavité. Facile. L'ascension de ce puits est difficile dans sa partie supérieure, car les cailloux sont fort instables.

D: C'est une fissure proche de la verticale dans un plan perpendiculaire à la paroi qui a été élargie par corrosion puis incorporée au versant. Elle perce ce dernier et débouche au sommet par une dépression fermée. Elle s'étire sur 30 m de haut. Malgré beaucoup d'éboulements, la morphologie souterraine est encore visible. Longueur: 30 m.

818 (IV)

L: Cette grotte se trouve sur les hauts plateaux au sud-ouest du poljé méridional. Par rapport au "Premier Canyon" de la Nahanni, ces hauts plateaux constituent un étroit interfluve entre le canyon au nord de la Lafferty Creek (Ranger Canyon) et l'aval du poljé. Dans cet interfluve, la partie qui a été explorée est immédiatement au sud d'un couloir karstique majeur taillé dans le plateau.

A: En hélicoptère, atteindre le sommet du plateau au sud du couloir karstique. Continuer à pied vers le N.E. La grotte est proche d'un couloir karstique affluent du précédent dans un creux exposé vers l'ouest. Marche d'approche facile sur les hauts plateaux dépourvus de forêts.

D: Cavité horizontale composée de salles allongées en chapelet et de plus en plus petites. La dernière, surélevée, possède une cheminée qui aboutit au plateau. Un concrétionnement épais (plus de 1 m à la base) tapisse la cheminée. Longueur: 25 m.

838 (IV)

L: Idem 826.

A: Idem 818.

D: Puits à glace composé de deux parties d'inégale profondeur et développé suivant une fissure verticale. Longueur: 10 m.

84 et 858

L: Idem 818, mais ces cavités sont dans le couloir karstique majeur du plateau.

A: Idem 818, gagner les bords du couloir karstique. Les cavités qui y débouchent, demandent le plus souvent une courte escalade. Difficultés variables. Corde et pitons.

D: Sur le flanc exposé au sud du couloir karstique, on observe une très grande poche de gélivation développée à partir d'une cavité. En amont 2 autres entrées de grandes galeries sont exhumées. A explorer.

868

L: Petite cavité sur le versant gauche du "Premier Canyon" à l'aval, juste en face de la cabine-refuge.

A: Traverser la rivière en bateau et grimper dans le bois vers un petit promontoir rocheux qui émerge de la végétation, au 2/3 de la hauteur du versant. La montée est raide et devient une petite escalade au promontoir. La grotte est dans la partie supérieure du promontoir et est visible depuis la cabine-refuge sur l'autre rive.

D: Il s'agit d'une petite cavité de 2 m de haut qui est incorporée au promontoir comme une alvéole. L'origine souterraine n'est pas douteuse et le plancher se compose de galets stratifiés dans des dépôts fins.

87C

L: Dans le massif de la grotte Valérie (160) qui se dresse est-ouest, 500 m au-dessus de l'aval de la Nahanni. Le côté est de ce massif se termine par un promontoir dans lequel s'est développée une grande poche de gélivation dont le pierrier descend jusqu'à la rivière.

A: Arriver par bateau au pied du massif, grimper le talus qui aboutit à la poche de gélivation. L'ascension se termine par une courte escalade pour entrer dans la poche.

D: Grande poche de gélivation.

88C

L: Idem 87C, au même niveau que cette dernière, mais sur la paroi est-ouest.

A: Atteindre la poche de gélivation 87C, puis par de petites corniches gagner latéralement le 88C. Cette traversée semble exposée (difficulté estimée V).

D: Cavité à explorer.

89, 90B

L: Même versant que la grotte Andrée (358) en amont de celle-ci à environ 1 km, à moins de 70 m du sommet, il y a deux grandes entrées ouvertes vers l'ouest.

A: Il semble possible d'y accéder par le sommet en redescendant suivant un ravin oblique.

D: Cavités à explorer.

91B (IV)

L: Cette grotte se trouve sur le versant gauche de la Nahanni, à la sortie du "Premier Canyon", en face de la cabine-refuge.

A: Traverser la Nahanni en bateau, à hauteur de la cabine à la sortie du "Premier Canyon" et accoster à l'aval de l'îlot proche de l'autre rive. Un vallon coulant vers le S.O. y aboutit. Le remonter. Il se rétrécit bientôt et présente un goulet avec une petite paroi de moins de 10 m. Sur la droite de cette paroi s'ouvre la grotte. Facile.

D: Courte galerie de belle taille (6 m de haut à la sortie) unissant l'amont et l'aval du ressaut de ce vallon. Bien que fonctionnant actuellement pour évacuer les eaux du ruisseau, cette galerie est d'origine souterraine comme l'atteste la morphologie de sa voûte. Longueur: 21 m.

92B (IV)

L: Idem 91B, sur le versant exposé au S.S.E. de ce vallon, au pied de la paroi quelques mètres en aval de 91B.

A: Idem 91B. Au pied du ressaut, suivre la paroi exposée au S.S.E. Facile.

D: Galerie basse à trois entrées descendant faiblement vers l'intérieur du massif et colmatée de matériaux fins. Longueur: 28 m.

938 (IV) L: Idem 92B, dans la même paroi, mais plus bas et en aval.

A: Idem 92B, continuer à descendre au pied de la paroi. Facile.

D: Cavité complexe développée suivant la verticale et partiellement incorporée à la morphologie de la paroi. A la base, on trouve une poche de gélivation se terminant par deux conduits obliques, colmatés de blocaille, par où s'écoule de l'eau drainée du sommet de la paroi. A côté se trouve une cheminée verticale d'une quinzaine de mètres de haut et ouverte à son sommet. Longueur: 20 m.

94C (III) L: Galerie située au pied de la paroi sommitale du versant exposé à l'est de la Lafferty Creek, environ deux kilomètres avant son embouchure.

A: Idem 76C, puis suivre le pied de la paroi vers l'amont (le nord). La grotte se trouve dans la portion droite de la falaise après les grottes 77 et 78C.

D: Galerie de voûte arrondie, dont la hauteur varie de 1,2 à 2 m, dessinant une double courbe. Elle est horizontale et se termine par un colmatage de matériel sableux. Longueur: 30 m.

95, 96B L: Idem 79B, en haut et un peu en amont de celle-ci dans un ravin qui échancre le haut de la falaise. Ne sont pas visibles du fond de la vallée.

A: Par le haut de la falaise qui peut être facilement atteint en grimpant dans le ravin aboutissant aux grottes 97, 98B. Suivre alors la crête de la falaise vers l'amont (nord) jusqu'au ravin suivant où aboutissent ces cavités.

D: Ces deux entrées semblent être le sommet du réseau subvertical débouchant à la 79B. A explorer.

97B (III) L: Dans le versant de gauche de la Lafferty Creek, un kilomètre en amont du cône alluvial, un ravin entaille fortement la falaise. En amont du goulet abrupt le ravin passe à une dépression où se trouve la cavité.

A: Idem 79B. A pied de la paroi sommitale, suivre celle-ci vers le nord (amont); après un coin elle s'enfonce vers le haut du versant et par une petite corniche, facile mais exposée au vide (plus de 50 m) on arrive à une dépression qui dessine une auréole dans le plateau. La grotte se trouve sur la droite, immédiatement après la corniche exposée. Relativement facile, mais la progression doit se faire avec prudence.

D: Poche de gélivation ressemblant à un "abri sous roche", plus large que haute. Au fond, la cavité se continue par une petite galerie courte. Longueur: 15 m.

983 (III) L: Idem 978, au fond de la dépression.

A: Idem 978, continuer sur le bord de la dépression vers l'amont de celle-ci.

D: Poche de gélivation haute (15 m) dont le fond consiste en une galerie souterraine colmatée de matériaux fins. Longueur: 16 m.

998 (III) L: Idem 97, 988, sur le flanc exposé au sud de la dépression (flanc opposé à celui où se trouvent les deux cavités précédentes).

A: Idem 97, 988, puis descendre dans la dépression pour gagner le flanc opposé, à mi-hauteur duquel se trouve la cavité qu'on atteint par une courte escalade. Facile.

D: Grand porche d'au moins 30 m de haut dont l'essentiel de la morphologie des murs et de la voûte est d'origine souterraine, bien que la voûte s'effondre. Le porche se continue, sur ses deux flancs et au fond, par de petites galeries subhorizontales, partiellement colmatées de dépôts fins et pour celle au fond d'éboulis. Ces galeries se développent entre 5 et 10 m au-dessus du plancher du porche. Longueur: 45 m.

1008 (III) L: Cette cavité est dans un ravin incorporé au versant de gauche de la Lafferty Creek, 1,5 km en amont du massif de la grotte Andrée (358).

A: Idem 358, après être passé au pied du massif de cette grotte continuer la marche dans le fond de la vallée vers l'amont, durant au plus 2 km. Grimper sur le versant de gauche un talus boisé jusqu'au pied de la paroi. La grotte se trouve à l'entrée d'une gorge profonde qui découpe le haut de la falaise.

D: Son entrée étroite et légèrement oblique, demande une petite escalade assez facile. La grotte se continue ensuite par une courte galerie au fond de laquelle arrive un conduit bas, aboutissant à deux diverticules. Le tout est ascendant. Un des diverticules est bloqué par un noyau de glace massive. Longueur: 38 m.

101A (IV) L: La partie méridionale du "Premier Canyon" consiste en un haut plateau structural en pente douce vers le sud. Proche de la crête, elle est déboisée et, à l'est, juste au sud du méandre recoupé sur la rive droite de la Nahanni, elle est entaillée de trois canyons qui descendent vers l'E.S.E. Celui du milieu est le mieux développé. Sur son flanc exposé au nord, proche de la tête du canyon et en bordure du plateau se trouve la grotte 101A.

A: Atteindre la tête de ce canyon au sud du méandre recoupé méridional de la Nahanni soit par hélicoptère, soit par une longue marche en forêt en remontant le plateau à partir de la cabine-refuge; facile mais éprouvant car la végétation est dense. Re-

chercher la cavité dans la partie déboisée du flanc exposé au nord proche de la tête du Canyon.

D: Galerie horizontale à flanc de versant. Le plancher est de glace. La morphologie de la grotte est de corrosion. Longueur: 10 m.

102A (IV) L: La cavité se trouve dans la falaise du méandre recoupé sur la rive droite de la Nahanni. Plus précisément elle se situe dans la partie exposée à l'ouest de cette falaise.

A: Longer le bord de la falaise du méandre recoupé. Lorsque celle-ci est surcreusée par une gorge, environ 1 km avant le bout de la falaise lorsqu'on se déplace vers l'aval du méandre, rechercher une corniche qui, partant de la gorge aboutit à la cavité. Facile.

D: Poche de gélivation relativement basse (3 m de haut maximum) avec vestiges de morphologie souterraine. Le fond est colmaté d'un dépôt fin de teinte ocre semblable à ceux de la cavité 65A.

103A (IV) L: La grotte Jean-Pascal se trouve dans la paroi exposée au sud du petit canyon du milieu qui s'inscrit dans le plateau au sud du "Premier Canyon". Cf. 101A.

A: Idem 101A. On trouve la grotte un kilomètre avant la tête du petit canyon.

D: La grotte Jean-Pascal est une galerie descendante dont la section d'abord plus large que haute rapetisse rapidement. La galerie méandre fort, et l'amplitude du mouvement diminue de haut en bas de la galerie. Après une section presque droite, il faut descendre un éboulis instable le long d'une fissure, qui aboutit au bas d'une cheminée. Une galerie composée de segments presque droits, termine la grotte. Le fond est colmaté de dépôts fins et de galets. Longueur: 150 m.

104A (IV) L: Idem 103A, 80 m en amont de cette dernière.

A: Idem 103A.

D: Petite galerie méandriforme subhorizontale, rapidement trop étroite. Longueur: 36 m.

105C (IV) L: Cette grotte se trouve dans un ravin qui découpe la falaise sur la rive droite de la "Prairie Creek", 1 km en amont du goulet qui termine ce canyon avant qu'il n'entre dans la dépression de "Deadmen Valley".

A: Remonter la rivière sur la rive droite. Le passage du goulet n'est pas facile. Après celui-ci remonter la vallée en suivant le lit de la rivière. Progressivement la falaise de cette rive de droite s'éloigne de la rivière, profondément découpée par un ravin. Grimper dans le fond du ravin puis à mi-hauteur du versant oblique vers la droite. La grotte se trouve à l'extrémité

de droite d'un rentrant en forme d'hémicycle.

D: Il s'agit d'une galerie basse montante à segments droits et perpendiculaires qui aboutit à une petite salle d'où partent trois diverticules: celui qui prolonge la galerie monte jusqu'à une petite salle oblique développée suivant deux fissures sub-verticales. Un autre diverticule, par contre, se dirige horizontalement vers la paroi où il aboutit; le dernier est colmaté.
Longueur: 78 m.

105C (IV) L: Idem 105C, au pied de la paroi en hémicycle.

A: Idem 105C.

D: Petite cavité incorporée au pied de la paroi, composée d'une salle prolongée, dans le fond, d'un élargissement suivant les fissures subverticales. Longueur: 8 m.

107C (IV) L: Idem 105C.

A: Idem 105C.

D: Court boyau remontant à section ovale. Longueur: 6 m.

108C (III) L: Idem 29C, suivre la corniche partant de cette grotte vers le N.O. (amont).

A: Idem 29C.

D: Galerie légèrement remontante, haute de 3 m en moyenne, dont les murs et voûtes présentent une morphologie souterraine. Elle est colmatée de dépôts fins et galets à l'amont. Longueur: 25 m.

109C L: Dans la falaise de 29C et 108C, en aval de celle-ci.

A: Pas escaladée. Difficultés inconnues.

D: Poche de gélivation développée dans un calcaire à bancs épais qui permet l'effondrement de gros blocs de la voûte, donnant à l'entrée un aspect rectangulaire rare pour ces cavités (dans la région). A explorer.

110C L: Poche de gélivation sur l'arête ouest du massif de la grotte Valérie (16C).

A: Idem 16C, avant le dernier goulet du pierrier qui permet l'accès au sommet du massif, oblique vers la gauche. La cavité est proche du sommet.

D: Grande poche de gélivation.

111A (IV) L: La cavité se situe dans le massif compris entre les grottes 13A et 12A.

A: Idem 12A. Après avoir franchi l'étroite corniche boisée qui surplombe la Nahanni, on suit le pied de la paroi qui dessine un rentrant d'une cinquantaine de mètres. C'est dans cette paroi que s'ouvre la cavité.

D: Petite cavité allongée, plus haute que large résultant du décollement d'un dièdre rocheux. Longueur: 2 m.

112C

L: Idem 76C, dans la falaise rectiligne qui prolonge (vers le nord) celle où se trouvent les cavités 76, 77, 78C.

A: Idem 76C, suivre le pied de la paroi vers le nord jusqu'à la paroi rectiligne. Après 120 m au pied de cette dernière, on aboutit à un double ravin qui entaille perpendiculairement la paroi. Au fond de chacun subsistent des vestiges de galeries souterraines. Le second est le plus développé avec une vingtaine de mètres de conduits et une cheminée qui traverse le massif jusqu'au plateau dominant la paroi.

113B (II) L: Idem 43B; à quelques mètres au nord de cette dernière, on trouve deux petites cavités.

A: Idem 43B.

D: Celle qui est la plus proche de la 43B est une étroite alvéole développée suivant une géoclase presque verticale. La seconde, juste au nord, est une petite niche raccordée à la paroi par un conduit oval oblique. Longueur des deux cavités: 6 m.

DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

GROTTE VALERIE (16C)

16C f2a	· bcp. de somata dans une matrice dense, <u>5-10% argile</u> - veines de calcite - <u><1% minéraux opaques</u>	- biomicrite
16C f2b	- somata $\pm 80\%$ - matrice microcristalline $\pm 20\%$ - <u>légèrement argileux</u>	- biomicrite très riche en somata
16C f2c	- somata - pâte microcristalline avec poches recristallisées (aspect spathitique)	- dismicrite à somata
16C f1a	- somata - pâte microcristalline - quelques intraclastes 1% de minéraux opaques 5-10% argile (à part 1'argile idem que 16C f3)	- biomicrite à intraclastes
16C f3a	- somata dans pâte microcristalline - peu d'intraclastes <u>5-10% argile</u> - pas de quartz, ni amphibole 1% minéraux opaques	- biomicrite argileuse à intraclastes
16C f3b	- somata et intraclastes dans pâte microcristalline - filonnets secondaires avec cristaux de calcite - <u>20-30% argile</u> - pas d'autres minéraux	bio intramicrite argileuse
16C f4a	30% pâte microcristalline 70% somata (y compris un polypier)	- biomicrite
16C/75/01	- somata et intraclastes dans pâte cristalline dont la cristallisation est plus grossière que pour les autres échantillons - <u>pas d'argile</u> - pas de quartz ni minéraux opaques	bio intramicrite grossière bio intrasparite
16C/75/02	$\pm 25\%$ de somata dans pâte microcristalline <u>typique</u> des micrites - filonnets de calcite - <u>pas d'argile</u> - pas de minéraux opaques	biomicrite fine typique
16C/75/03	- somata et intraclastes en quantité égale <u>pas d'argile</u> - traces de minéraux opaques - filonnets de calcite recristallisée	bio intramicrite

SITE DE LA GROTTE MICKEY

("Grande Vire")

18/75/01	Intraclaste + somata dans pâte microcristalline <u>pas d'argile</u> pas de quartz ni minéraux opaques	Biomicrite à intraclastes
58/75/01	- pâte microcristalline avec plage à ciment plus grossier - filonnets de calcite secondaire de recristallisation < 1% argile pas de quartz	discrimite
8/73/01	des intraclastes, débris organiques, dans une matrice microcristalline avec quelques cristaux	- intrabiomicrite spathitique
C3	< 10% de somata, rares intraclastes dans une pâte à plages microcristallines et cristallines	discrimite
C1	50-60% somata 50-40% pâte microcristalline	biomicrite
82	intraclastes avec quelques somata dans pâte microcristal- line 10-20% argile pas de quartz, ni amphibole, ni minéraux opaques - filonnets secondaires de calcite	intramicrite argileuse à somata
178	pâte très fine à cristallisation rayonnée, en étoile. As- pect particulier qui fait penser à l'Aragonite en Spné- rolithe. A SIGNALER. Semble TRES particulier. <u>Pas</u> <u>d'argile.</u>	- micrite
218 (fond)	somata dans pâte microcristalline pas d'argile	biomicrite

"LAFFERTY CREEK"

98/75/01	pâte microcristalline et cristalline 1% argile, pas de minéraux opaques quartz	dismicrite (<u>presque pure</u>)
----------	--	---------------------------------------

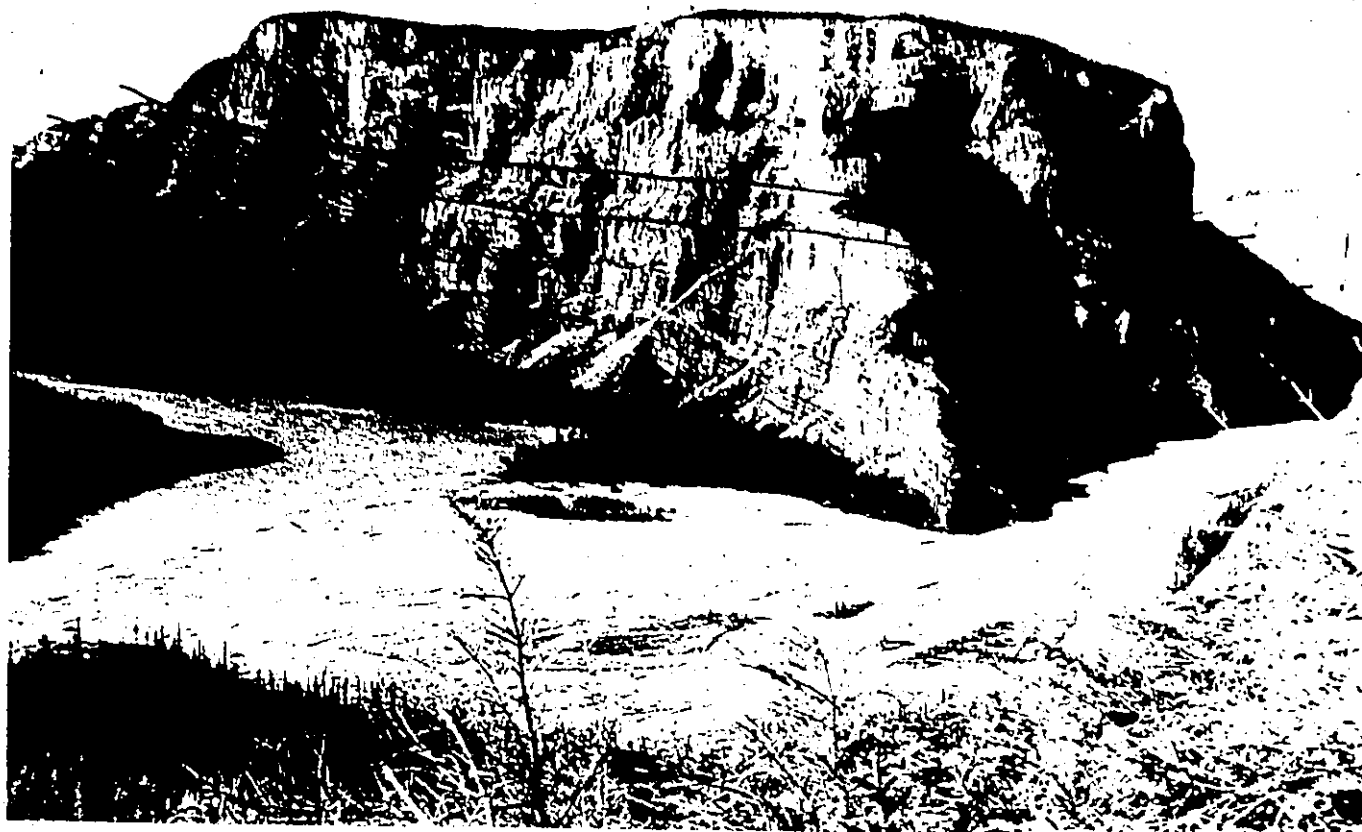
"PREMIER CANYON" en amont
de la grotte Valérie

WS/75/01	intraclastes et somata dans pâte microcristalline <u>pas d'argile</u> pas de quartz ni amphibole trace (1%) de minéraux opaques	bio et intramicrite
----------	--	---------------------

LAMES MINCES DANS CONCRETIONS

M2	3 zones - intramicrite argileuse - une zone de transition de micrite non argileuse - puis cristaux bouchant les vides	intramicrite argileuse AVEC (concrétion apparence de filon) avec pellicule micri- tique non argileuse et irrégulière puis sparithe-allongé
278/a	concrétion, plages sombres avec calcites très fines plus oxyde de fer (limonite ?) les plages sombres sont entou- rées de calcite et <u>d'espace vide</u> <u>le ciment très clair pas argileux</u> <u>les débris argileux et arrondis</u>	<u>Concrétion de brèche</u> <u>de calcaire micritique</u> <u>ferrugineux</u> noyé dans un ciment sparithique avec vides.
278/b	ressemble au précédent c'est une brèche d'éléments <u>allon-</u> <u>nés</u>, la calcite de recristallisation est soit ferrugineuse (30%) soit pas	Concrétion de brèche de calcaire micritique ferrugineuse à calcite sparithique sans oxydes
478	concrétion de calcite fibreuse en gerbe	concrétion

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



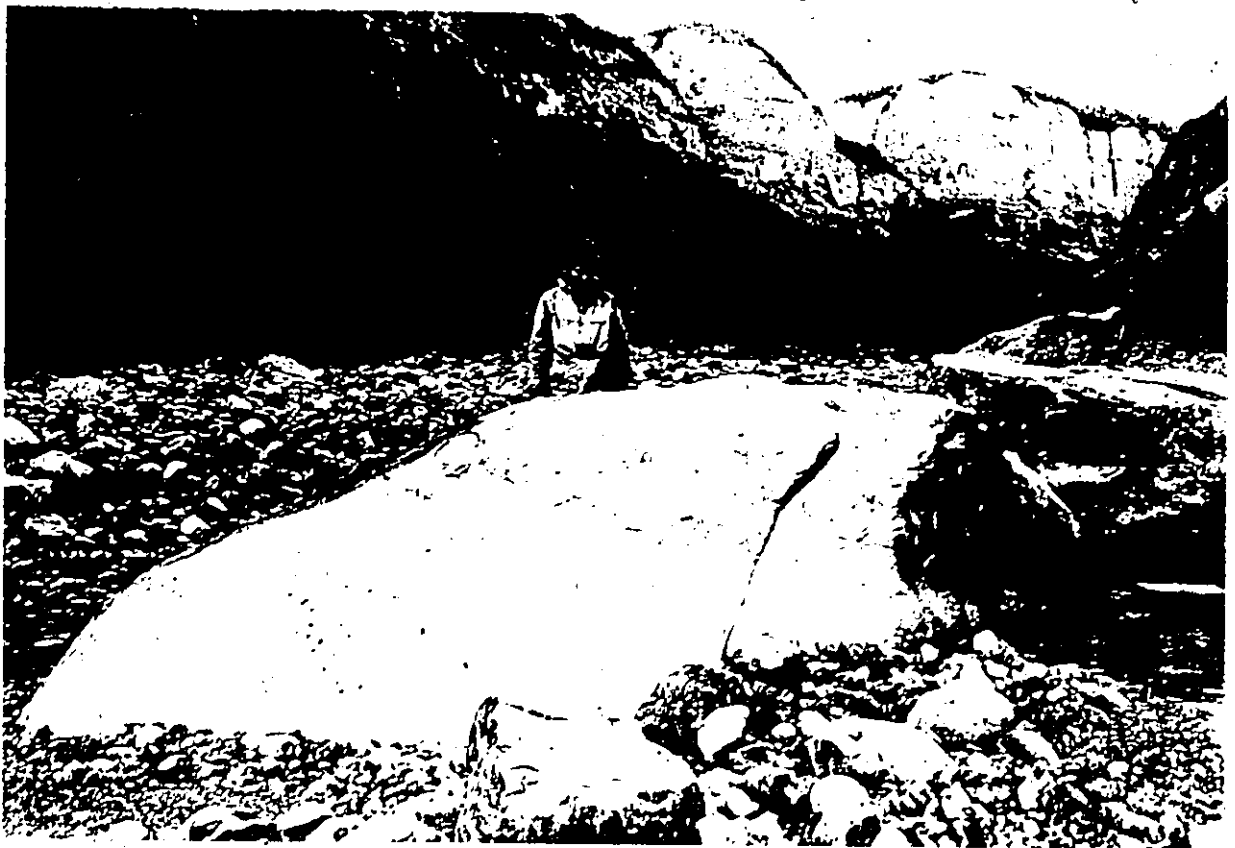
1.1 Les roches encaissantes à l'aval du "Premier Canyon" et à l'embouchure de la Lafferty Creek. Vu vers le nord. La falaise a 500 m de haut et comprend de bas en haut des dolomies à grains fins, des dolomies cristallisées et des calcaires bioclastiques et argileux (p. 14).



- 1.2 A Cirque surcreusant la falaise du "Premier Canyon".
 B Falaise de 800 m de haut, des grottes subsistent à la tête du
 chenal central d'avalanche.
 C Talus coalescent formant tablier (p. 20).



1.3' Vue de l'aval du "Premier Canyon" vers la "Plaine de Mackenzie" que limitent, à l'horizon, les "Franklin Mountains" (p. 21).



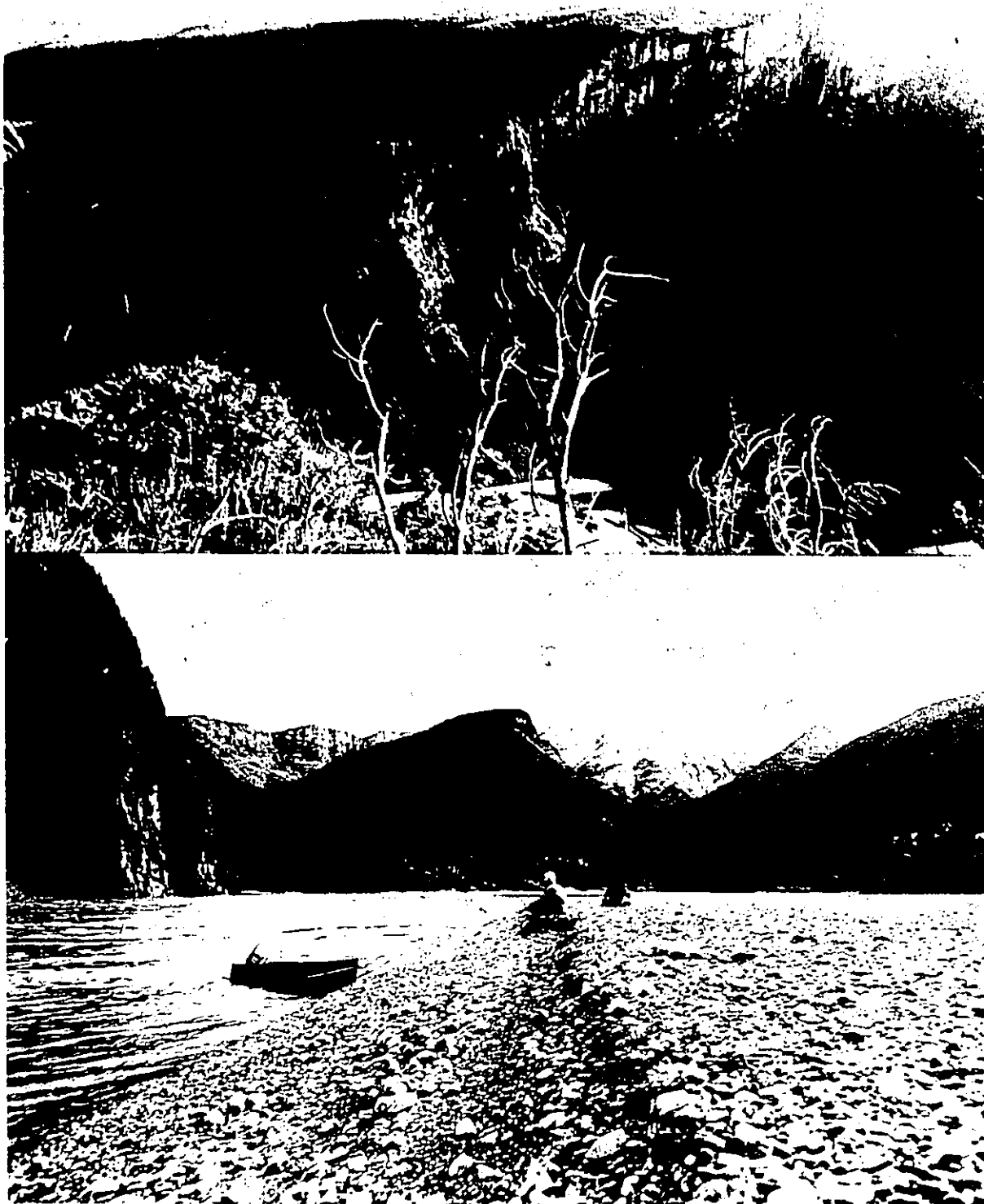
1.4 A Erratique calcaire désagrégé sur le plateau
 B Erratique de grès fin, tombé dans la "Lafferty Creek".
 Le poli glaciaire et des broutures sont bien visibles (p. 28).



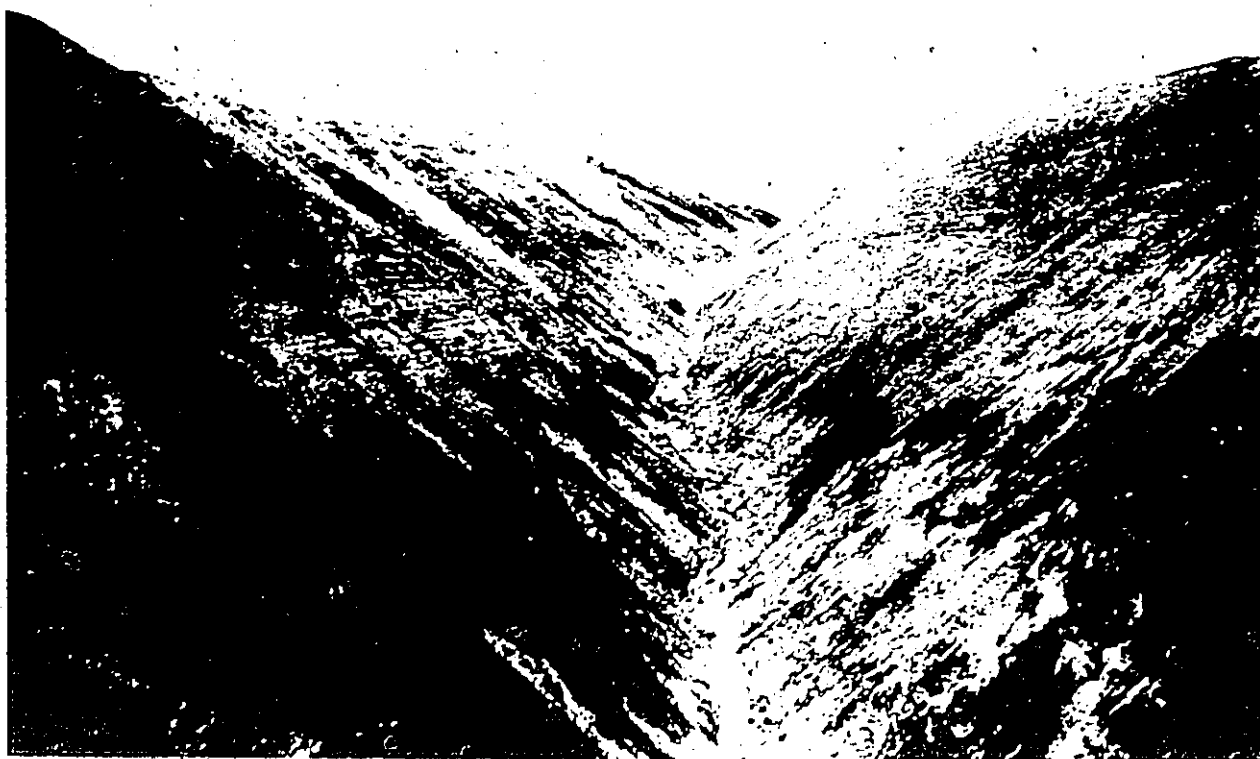
- 1.5 A Dépôts glaciaires en place dans un vallon. fluvial affluent de la Lafferty Creek.
 B Moraine suspendue au versant de la Lafferty Creek. A la base du versant, les dépôts accumulés par ruissellement et gravité sont actuellement érodés en "cheminées de fée"(p. 29).



2.2 A- Couloir karstique (profondeur moyenne 100 m) vue aérienne et de l'intérieur. Dans le fond de la première photo, le massif de la grotte 35B (p. 60).



2.3 A Une terrasse fluviale à 580 m (1 900 pi), 2e niveau de stabilité de la paléo-Nahanni; elle surcreuse le plateau structural à l'aval du "Premier Canyon".
 B Sur le même versant, en amont, le méandre recoupé oriental (p. 64).



- 2.4 A- Prairie Creek, son cours sinueux. A l'avant plan un glissement de terrain qui précède un surcreusement en gorge tardif.
- B- Un affluent de Prairie Cr  ek dans les dolomies uniquement, versants réglés (p. 65).



2.4 C Un ravin à fond plat sur les hauts plateaux. Le fond est fossilisé par un tablier de débris (p.65).



2.5 L'embouchure étroite de Prairie Creek. A gauche l'ancien chenal comblé de dépôts lacustres. A droite la gorge due au surcreusement holocène (p. 67).



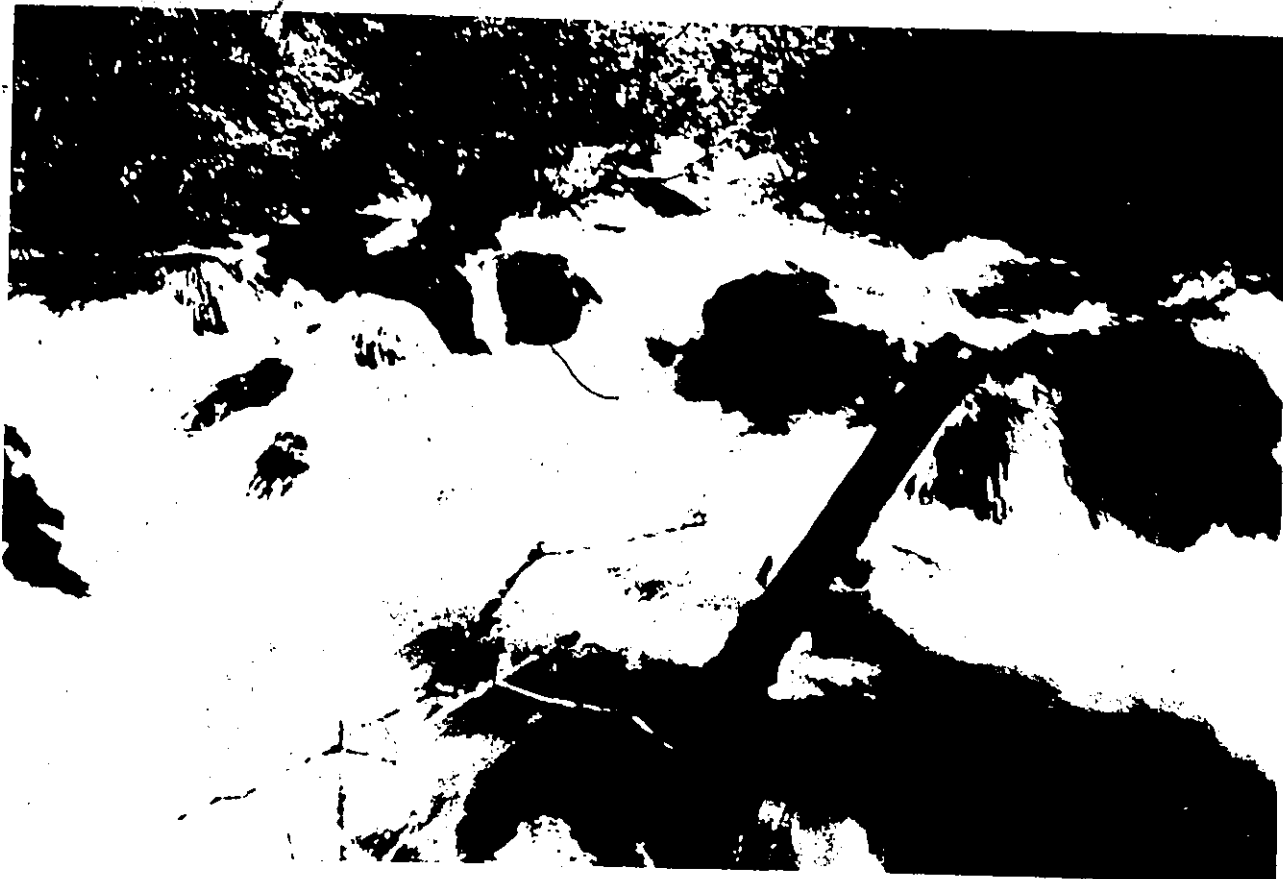
- 2.6 La Lafferty Creek, à l'aval de son tronçon dans les dolomies uniquement (avec versants réglés). Le resserrement du vallon par apparition de l'assise des calcaires plus résistants (falaises) est bien visible, ainsi que l'ancien tracé cataclinal de la rivière à l'amont du massif de la grotte Andrée (sous la flèche), se jetant dans la dépression visible en haut à gauche de la photo. Derrière le massif de la grotte Andrée, la ligne de collines schisteuses s'allongeant vers la Nahanni, et ayant constitué le versant de la Paléo-Lafferty avant sa capture par la Paléo-Nahanni (p. 67 et 72)..



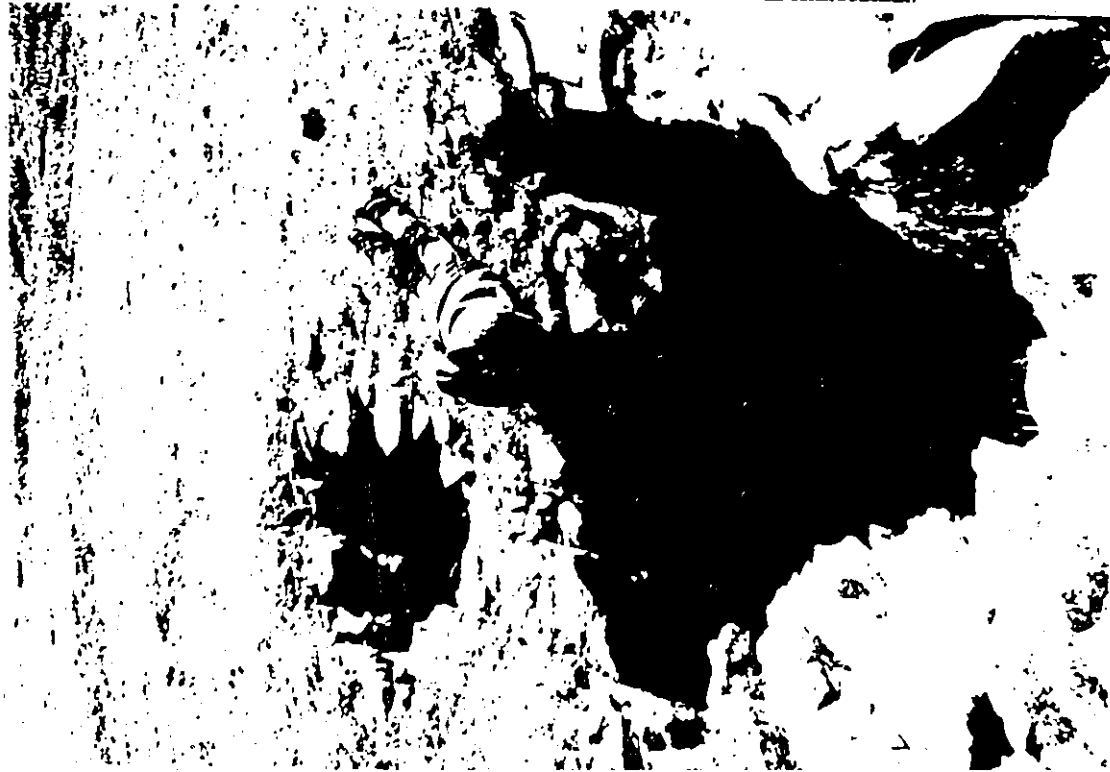
2.7 A A gauche (sous la flèche) le col de la Paléo-Mahanni, à droite une terrasse, le tout datant du 2^e niveau de stabilisation de la paléo-hydrographie. Au fond du canyon actuel, le coude de la Mahanni.



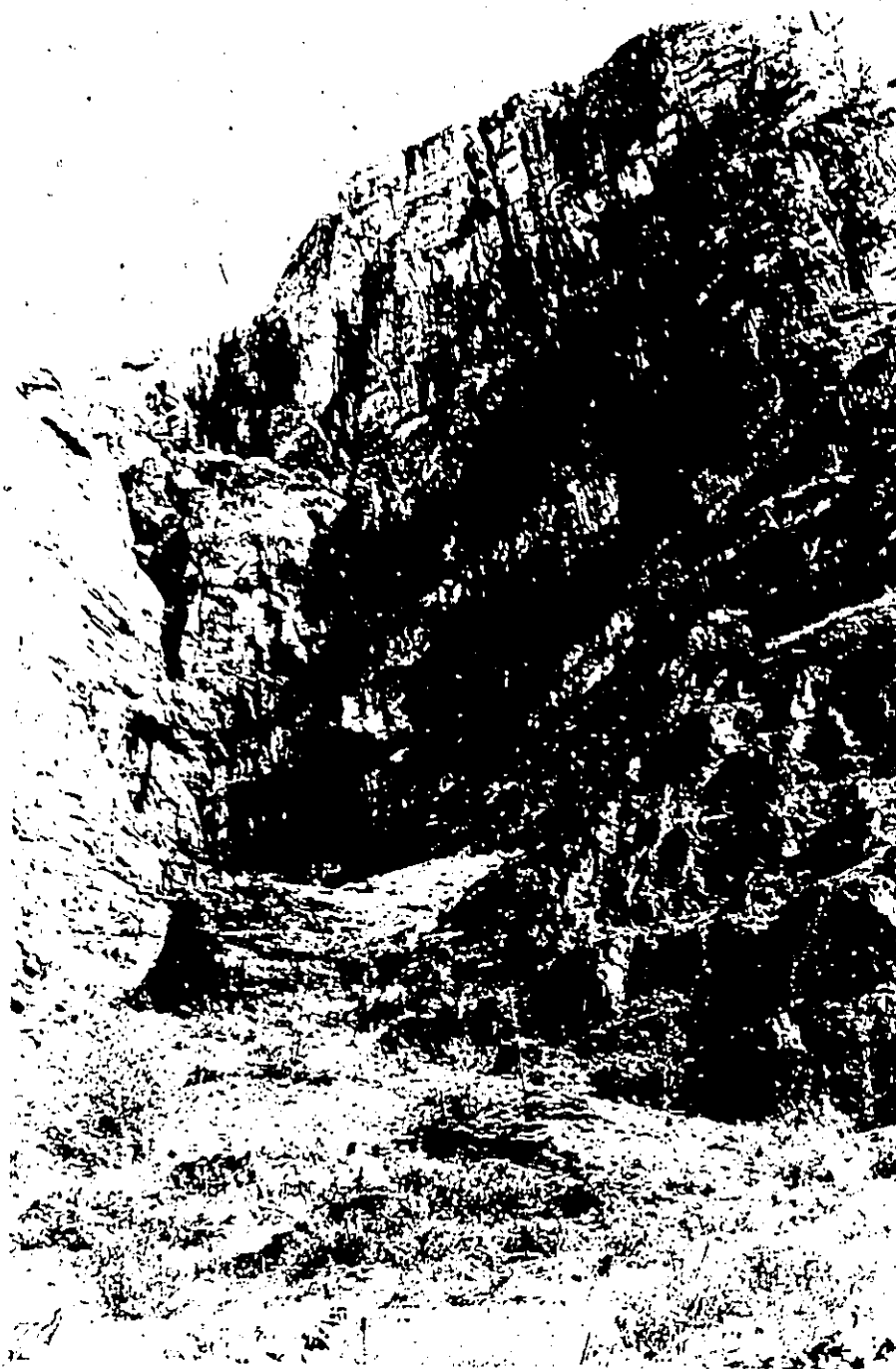
2.7 B Vue vers l'aval de la Lafferty Creek à partir de la grotte Andrée. La vallée se décompose en deux parties: en haut elle est large limitée par les collines schisteuses, en bas c'est une gorge étroite de capture (p. 68).



2.8 Les "Write Spray", source vaclusienne au niveau actuel de la Nahanni.

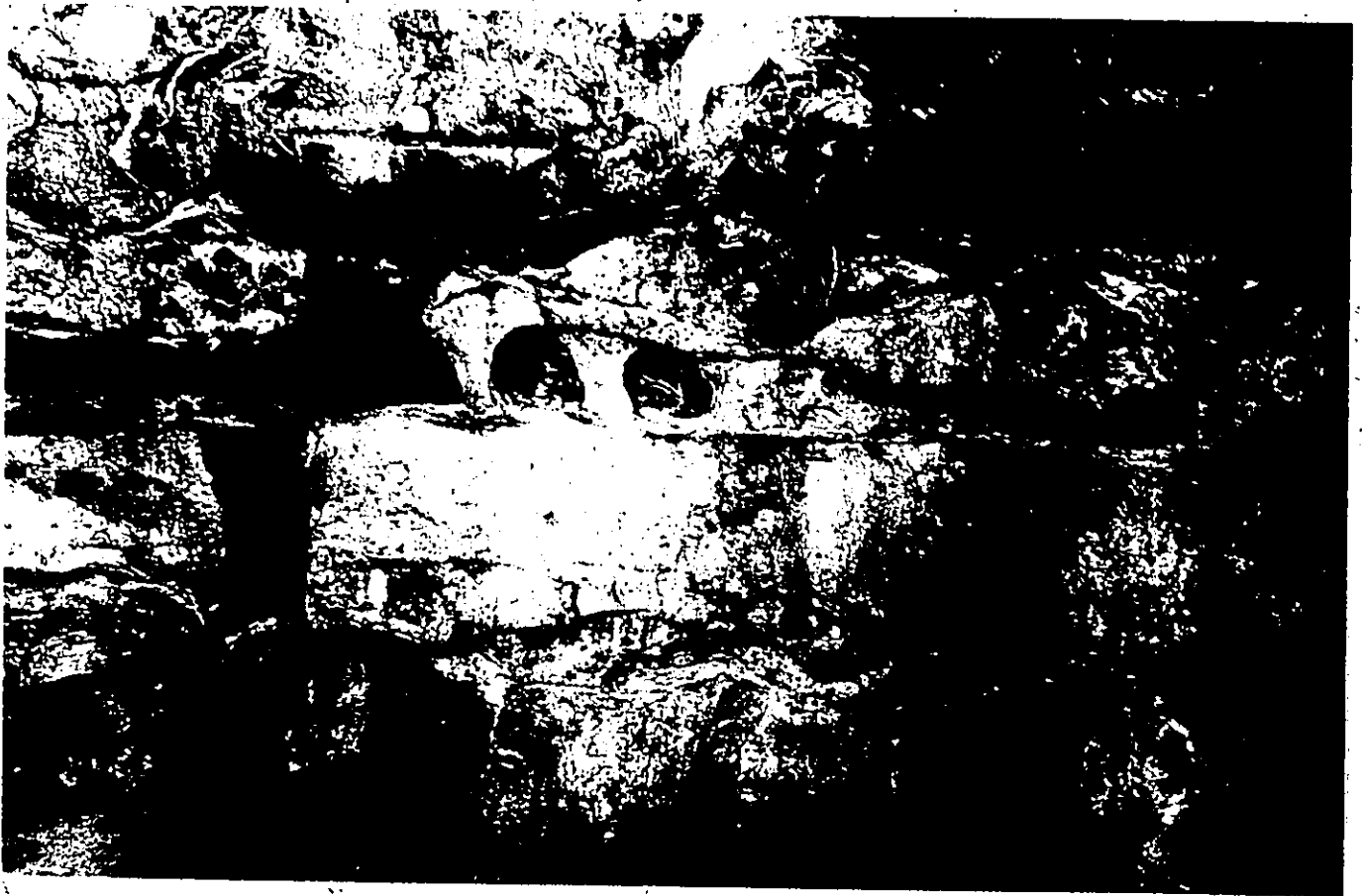


2.9 A- Entrée d'un "puits" à glace. B- Tunnels recoupés par un couloir karstique.
C- La falaise dominant la Nahanni où débouchent les principales grottes de la "Grande Vire" à l'aval du canyon (p. 83 et suivantes).





- 3.1 A- Mise en évidence par dissolution de 4 filonnets de calcite sur un mur concave de la grotte 24B.
 B- Dans la voûte de la grotte 24B, filonnet de calcite en saillie (p. 101).



- 3.2 Dans la grotte Valérie (16C), base de la voûte, dont les divers bancs sont plus ou moins grugés, à hauteur du plan de stratification (cf. analyse pétrographique fig. 3-2). La hauteur photographique est environ 1 mètre (p. 102).

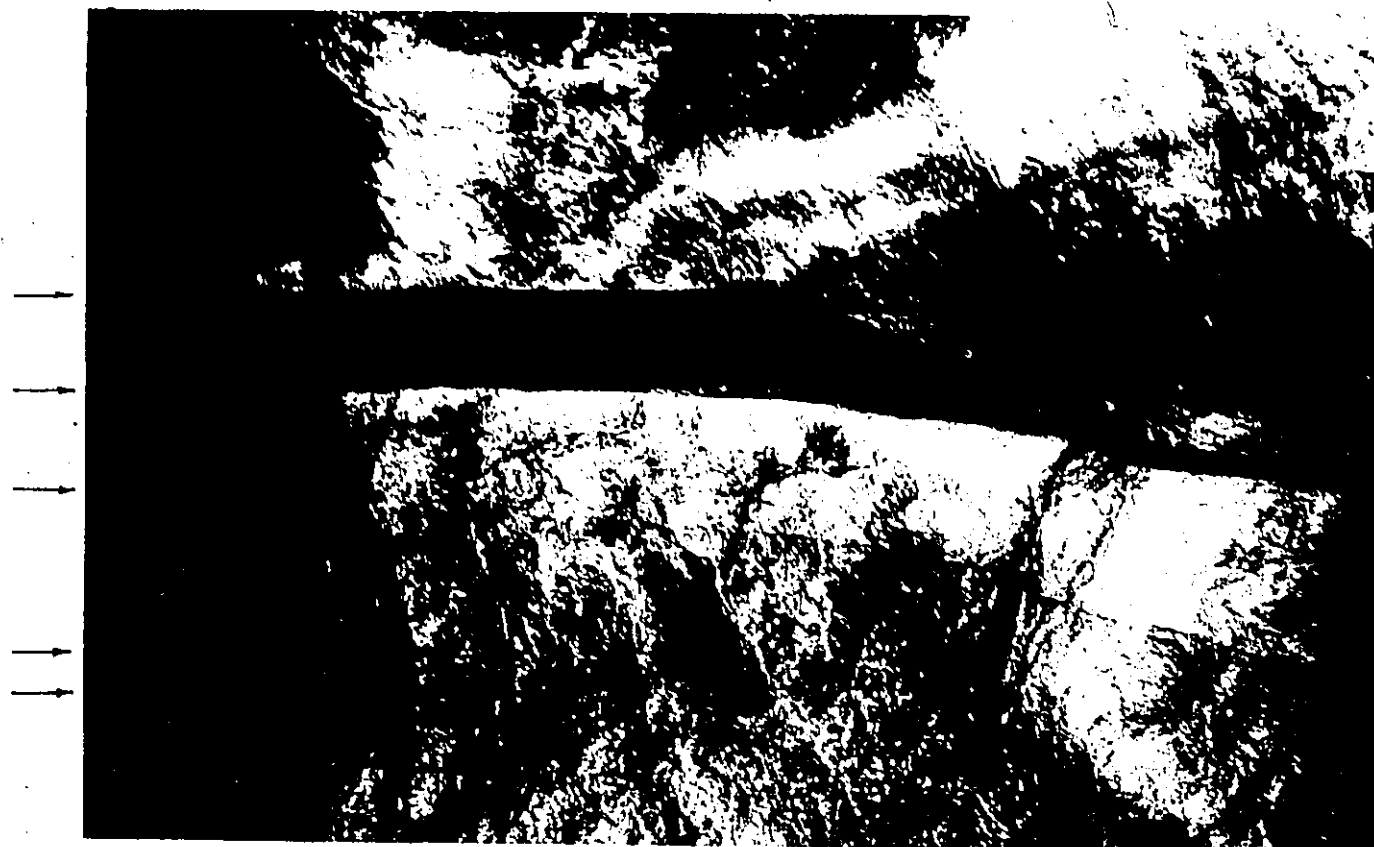


3.3 A- Chapelet de coups de gouge suivant la stratification à l'entrée de la grotte 24B. Les plus grandes ne subissent pas cette contrainte.
B- Plan de stratification avec ripage, déplaçant les deux parties du mur de la grotte 21B (p. 104).

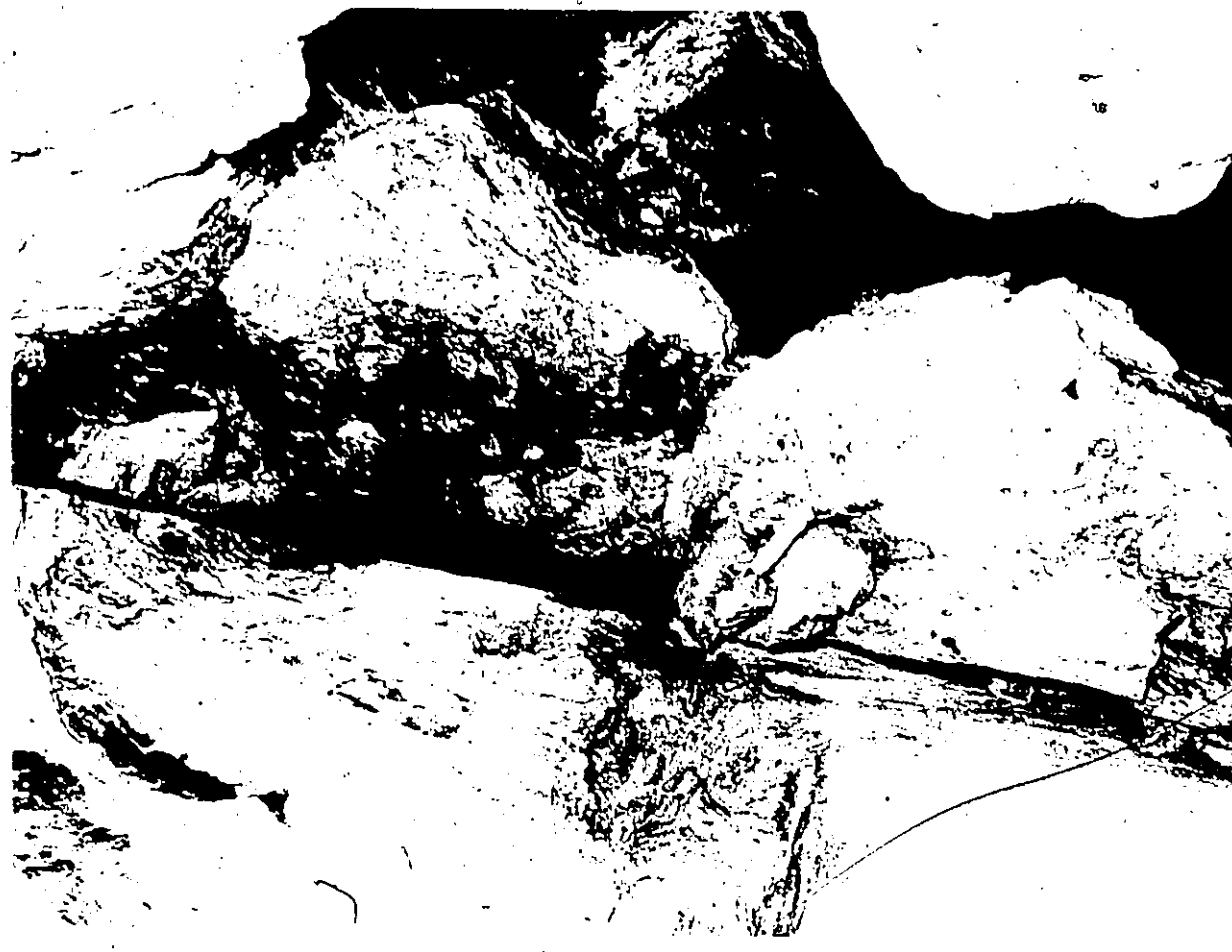
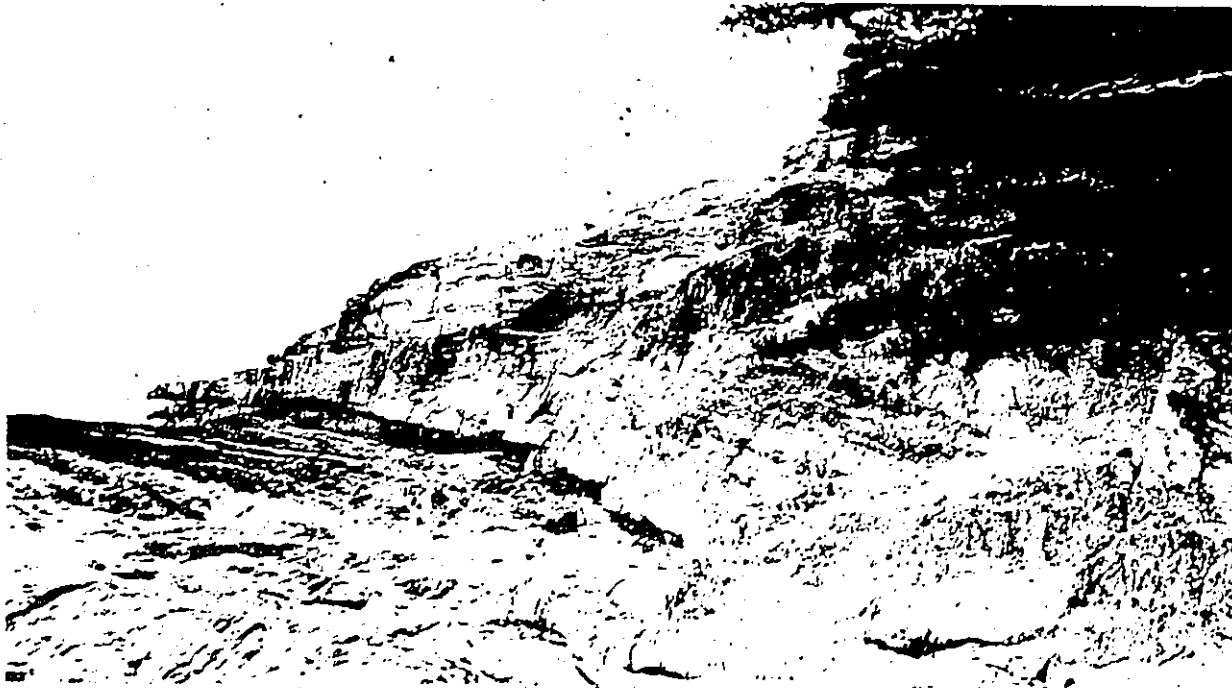


- 3.4 A- Ouverture d'une gécclase entraînant l'éclatement d'un plancher stalactitique, sans une saile au centre de la grotte Mickey (47B).

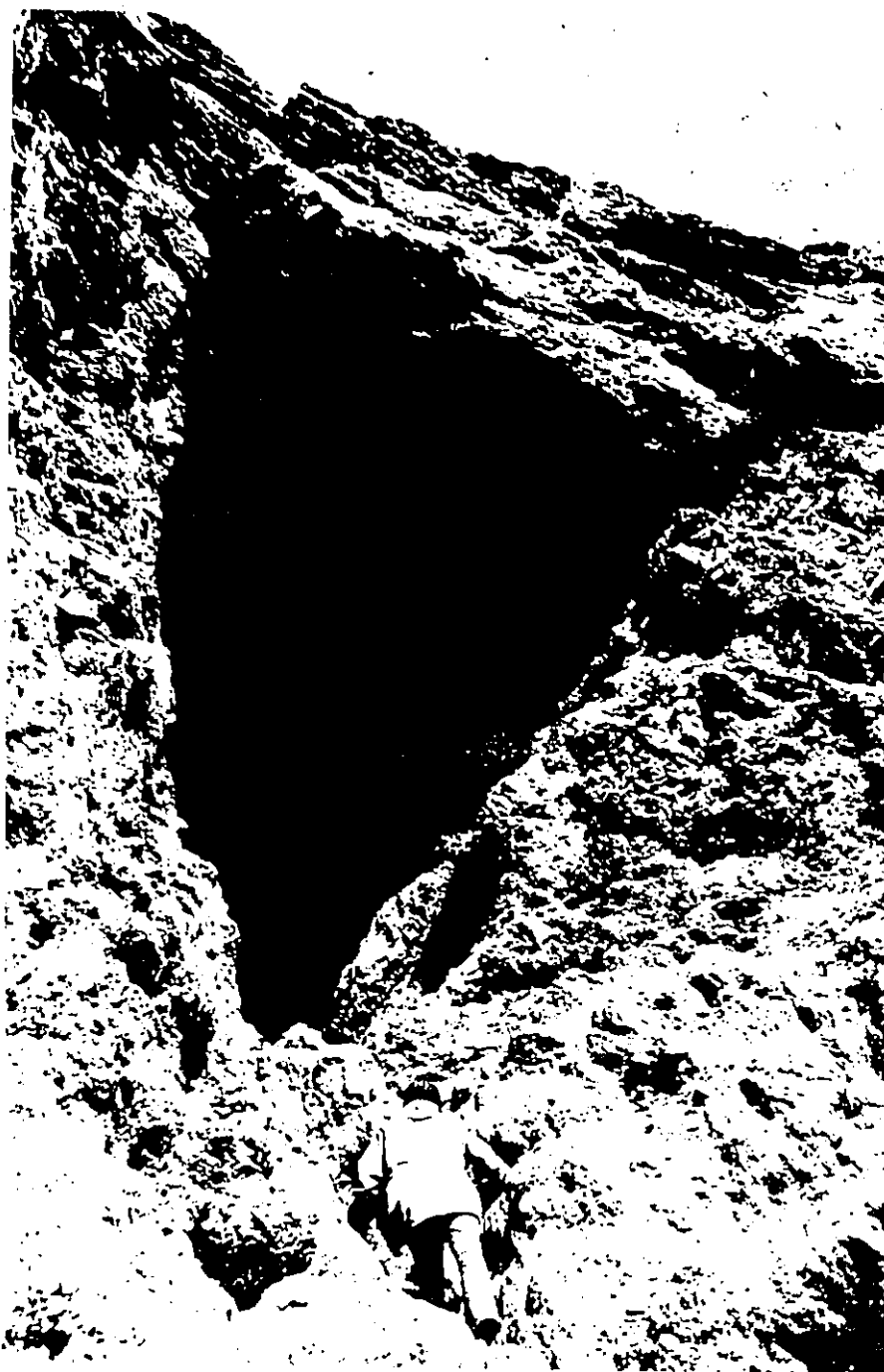
B- Gros plan de l'ouverture (9cm) on remarque que le concrétionnement s'est déposé en deux étages: un plancher à stratification subhorizontal, puis après sa destruction partielle une coulée de voûte a couvert les vestiges du plancher (p. 137).



- 3.5 A- Géoclasses parallèles dans une voûte (grotte 47B). Une seule est ouverte (9cm, à droite de la photo). Un plot entre deux est tombé (centre et gauche de la photo).
- B- Déplacement d'une voûte le long d'une géoclase verticale, dans la grotte 24B (p. 137).



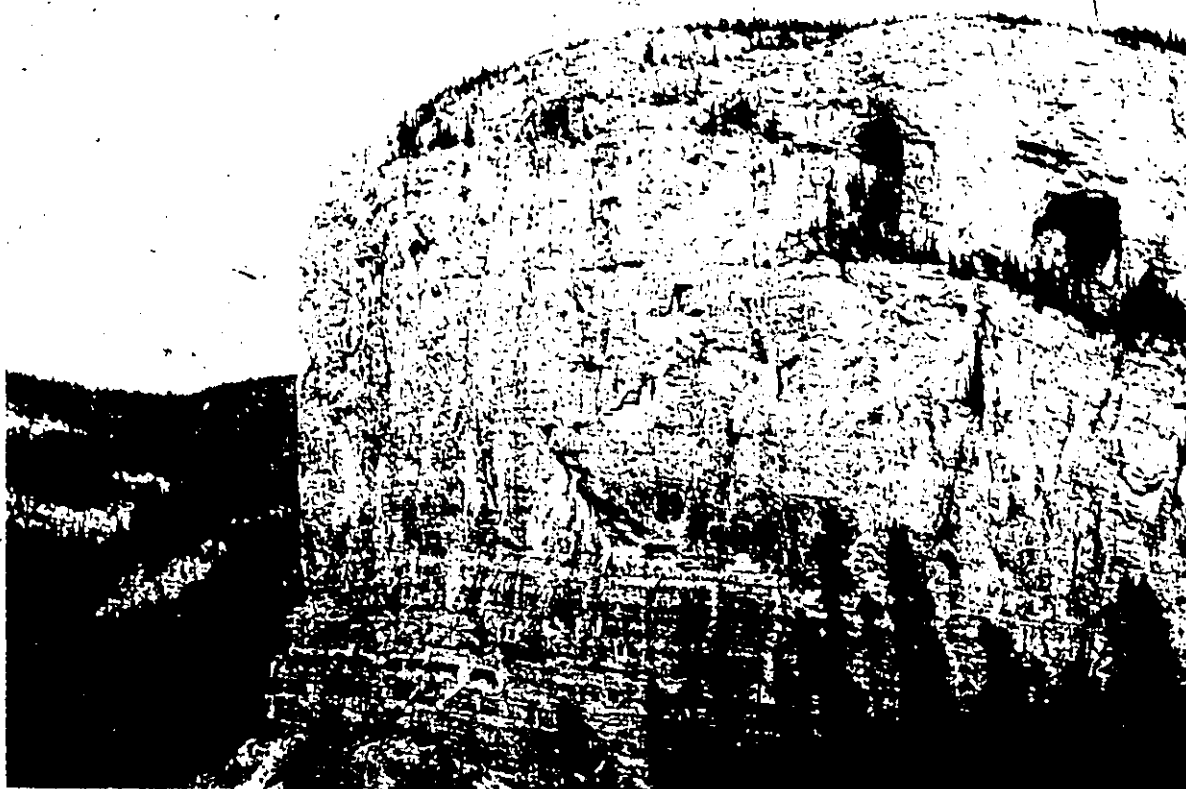
3.6 A Pilier de décompression dans la falaise du versant à l'ouest de la Tafferty Creek.
 3.6 B Ouverture de géoclases entraînant des effondrements dans la grotte Mickey (p. 138).



3.7 "Poche de gélivation" limitée à une brèche verticale. Le matériau bréchique s'observe bien dans la pénombre du plafond horizontal (p. 150).



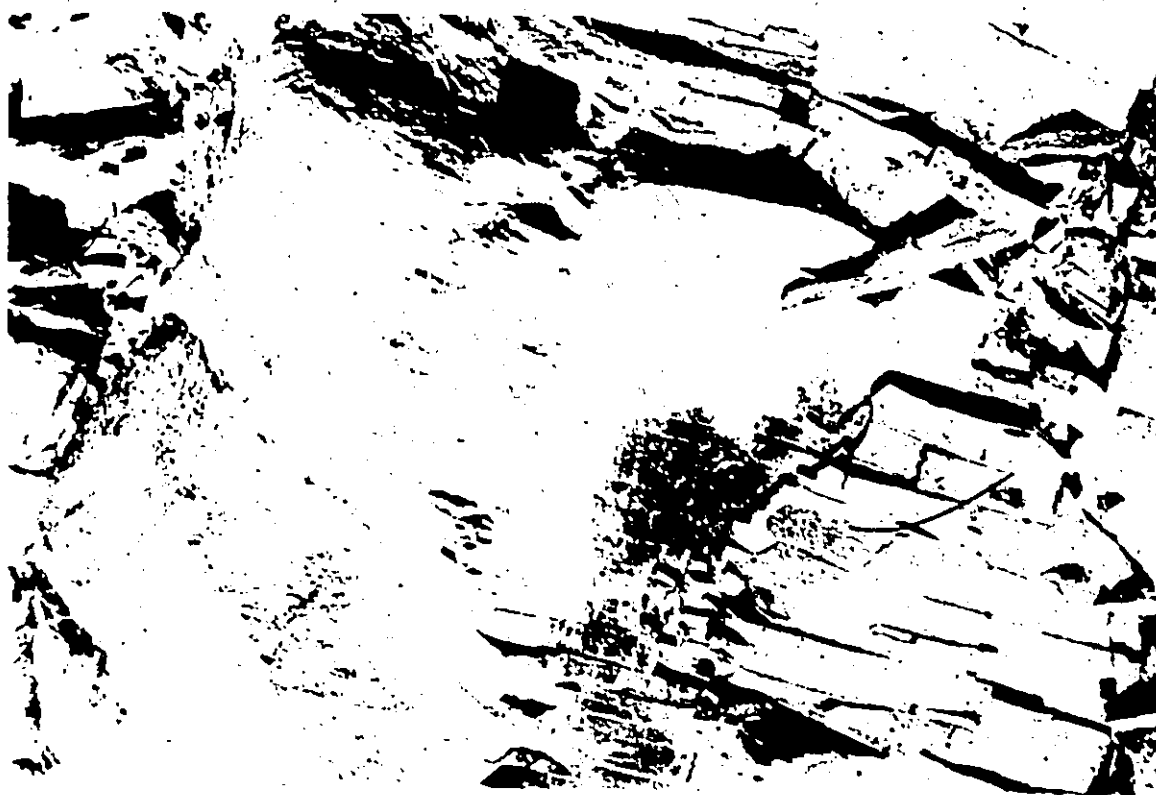
- 4.1 "Poche de gélivation" (cavité-87C), à l'est de la grotte Valérie (16C), est morte et son plafond a évolué vers la voûte d'équilibre. Dans le même massif, la cavité 110C ressemble à celle-ci (à l'ouest de la grotte Valérie 16C). Photo-aimablement communiquée par Peter M. Addison (Forest Management Institute, Environment Canada, Ottawa).



4.2 Le massif de la grotte Andrée. A droite l'entrée de la grotte 35B; sèche, peu altérée par des actions mécaniques, à gauche la cavité 34B, grande "poce de gélivation" active (p. 163).



4.3 Cavité pseudotectonique provenant du décollement de la partie supérieure d'un plot et partiellement comblée de débris (p. 170).



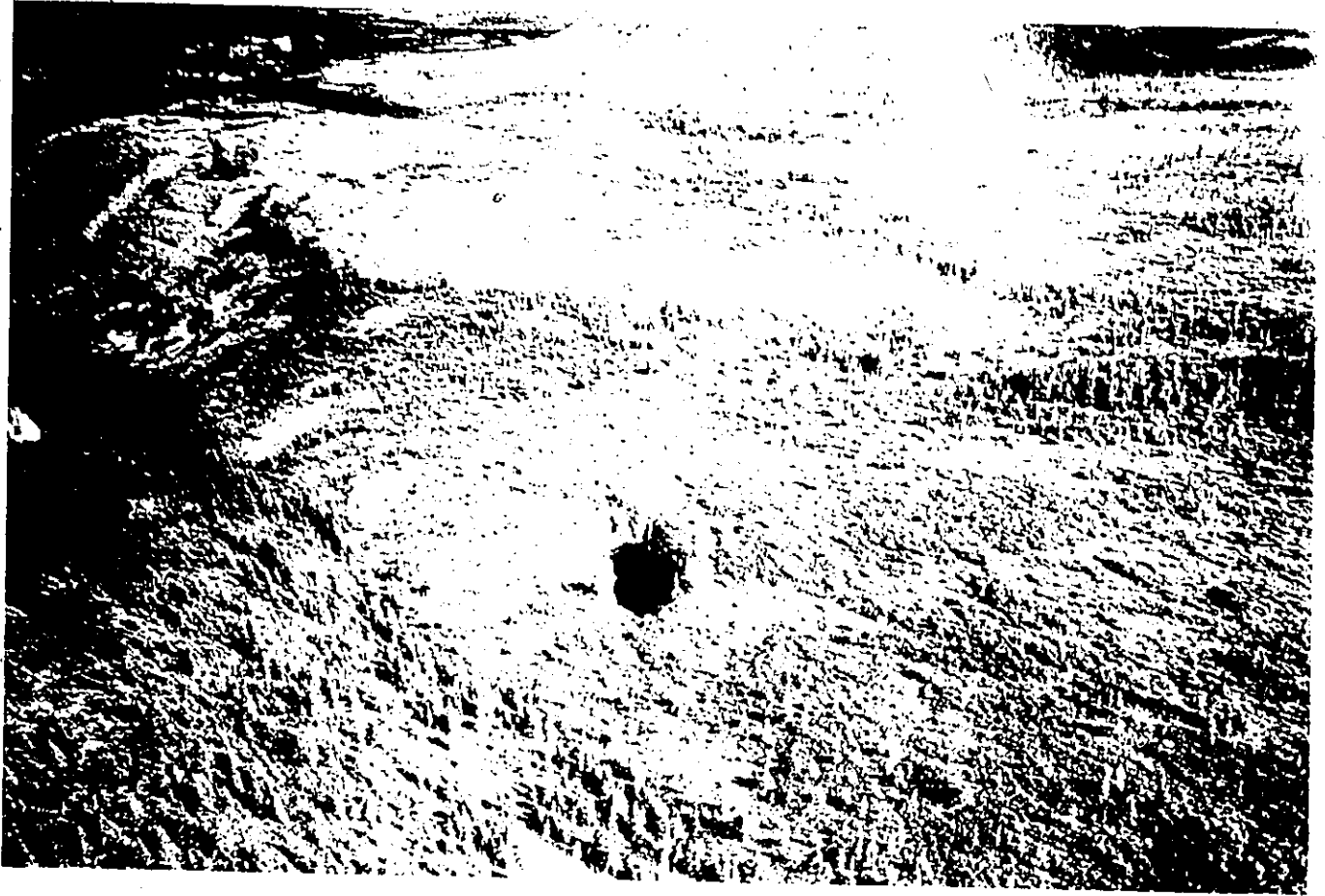
- 4.4 A. Sommet adret entaillé par la gélivation actuelle (pente rectiligne).
 B. Sur les sommets, altération chimique et mécanique concomitantes (p. 171)



4.5 Niche nivale à la tête d'un couloir karstique cataclinal (p. 175).



4.6 Sur les hauts plateaux au nord du "Premier Canyon", une glacière verticale de 10 m de profondeur (p. 176).



4.7 Doline noyée sur les hauts plateaux au nord du "Premier Canyon" (p. 176).



- 4.8. Dans la grotte cutanée (81B), sur les hauts plateaux au nord du "Premier Canyon", coulée de calcite descendant d'une ouverture dans le plateau, s'évasant à la base et restant suspendue à mi-hauteur de la grotte (p. 177).



4.9 Sol trié au centre d'une kamenitza de la grotte 81B (p. 178).



4.10 Dans la voûte de la grotte 104A, méandres prononcées divaguant de plus en plus. A, un méandre; B-C, suite de méandres serrés séparés par une mince lame rocheuse. D, couloir rectiligne dans fissure, dans la zone de détente mécanique (p. 182).





4.10



4.11 Deux hémicycles entaillant la falaise rectiligne de la Nahanni, développé en contrebas de deux vallons suspendus (p. 188).



4.12 Canyon (A) découpant la bordure du plateau qui domine la Lafferty Creek et contenant de nombreux vestiges spéléologiques submétriques (B), cf. les flèches (p. 188).



4.13 Dans la Lafferty Creek, un puits composite dont les vestiges altèrent le bord du plateau (A). La sortie du puits se situe en pleine paroi (B) (p. 188). A gauche et à droite du système spéléologique deux vallons fluviaux suspendus..



4.14 Entrée d'un conduit subhorizontal tronqué par la paroi (A). Dans la voûte du conduit à sections rectilignes, la géoclase directrice ouverte (postérieurement) est bien visible (B) (p. 193).



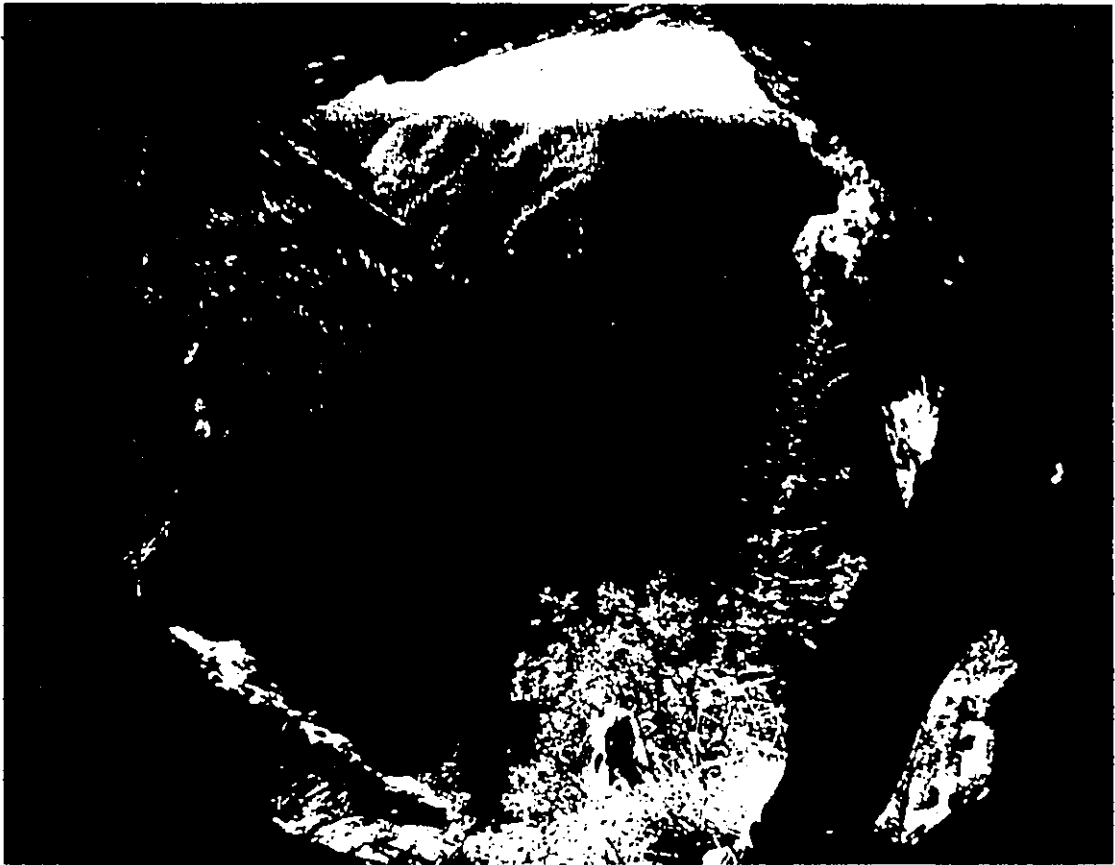
4.15 La grotte 55C, 2 mètres au-dessus du niveau actuel de la Nahanni (A), est "récente" et résulte de la corrosion entre les eaux provenant de la rivière et celles infiltrées par la géoclase subverticale (p. 195).



4.16 ⁶⁰Chapelet de grottes surbaissées suivant la stratification, dans la falaise du versant oriental de "Dry Canyon" (p. 195).



4.17 Couloir de la grotte Thérèse (12A). Sa section ovale est surcreusée d'une "tranchée vadose" (p. 205).

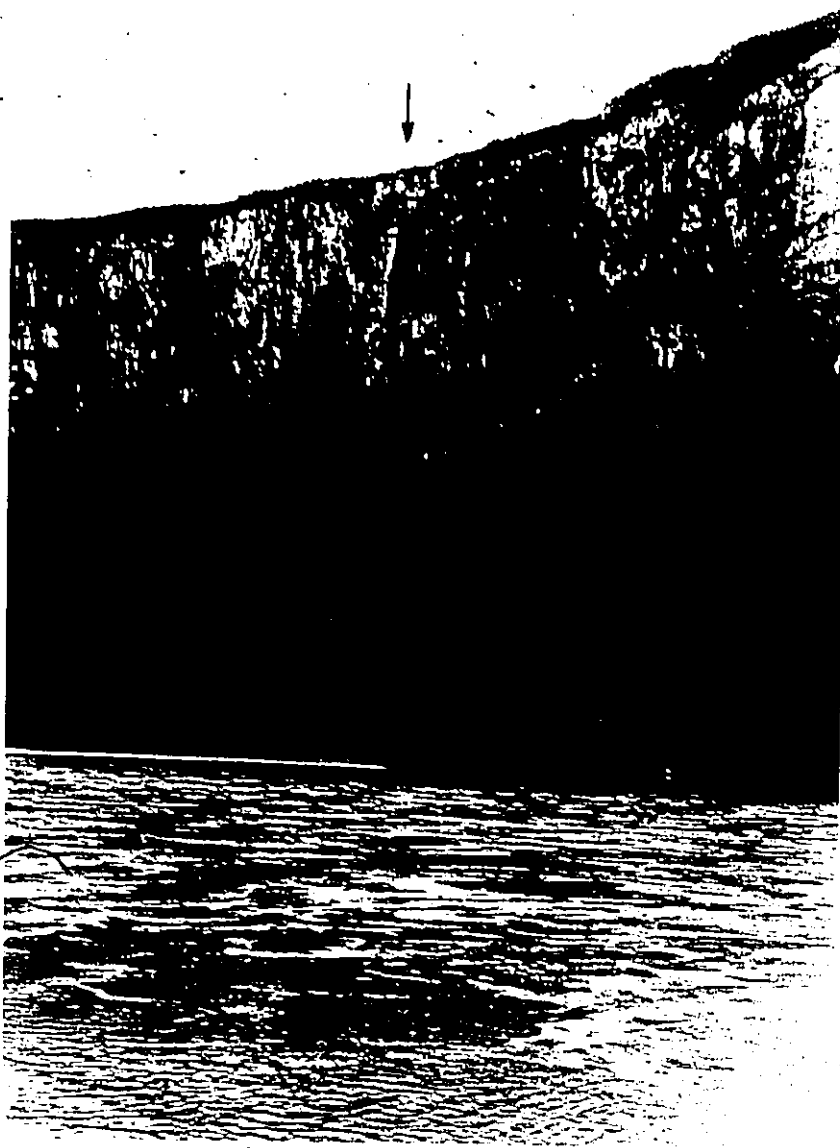


4.18 Entrée subcirculaire de la grotte 21B, tronquée par la paroi (p. 207).

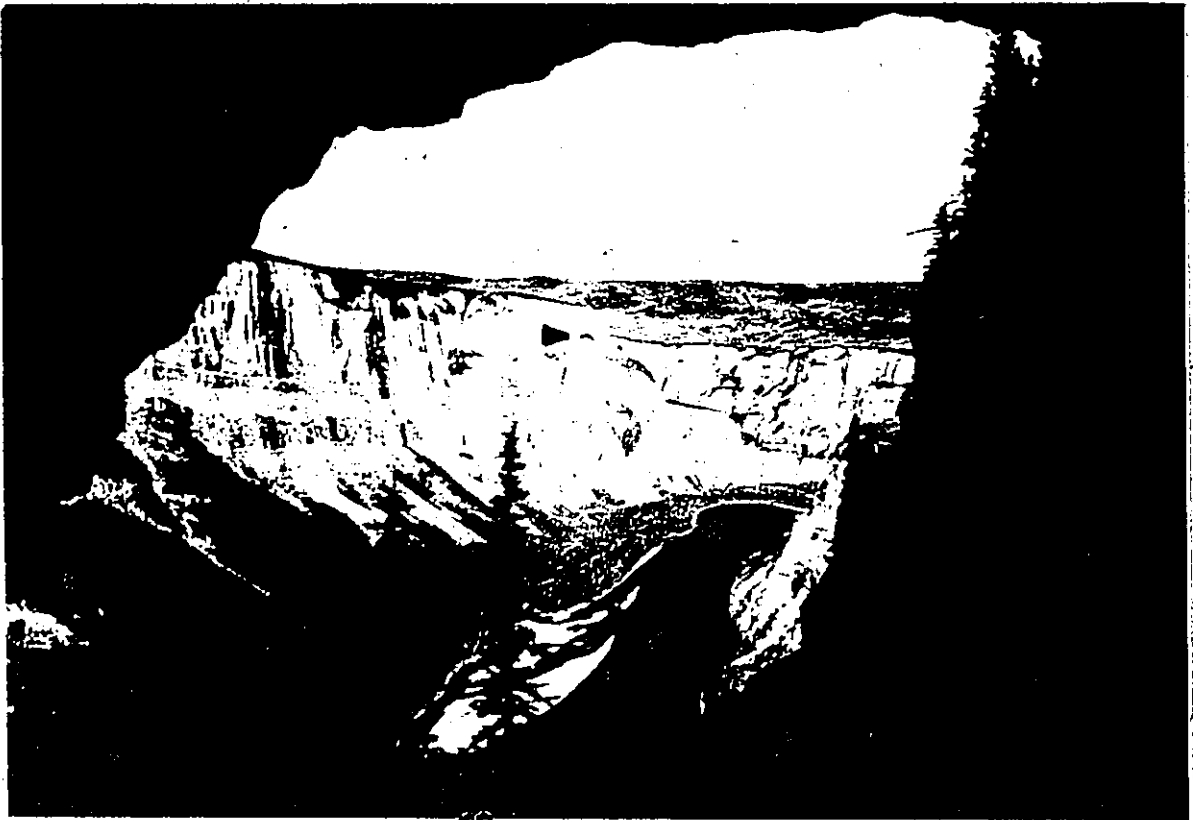
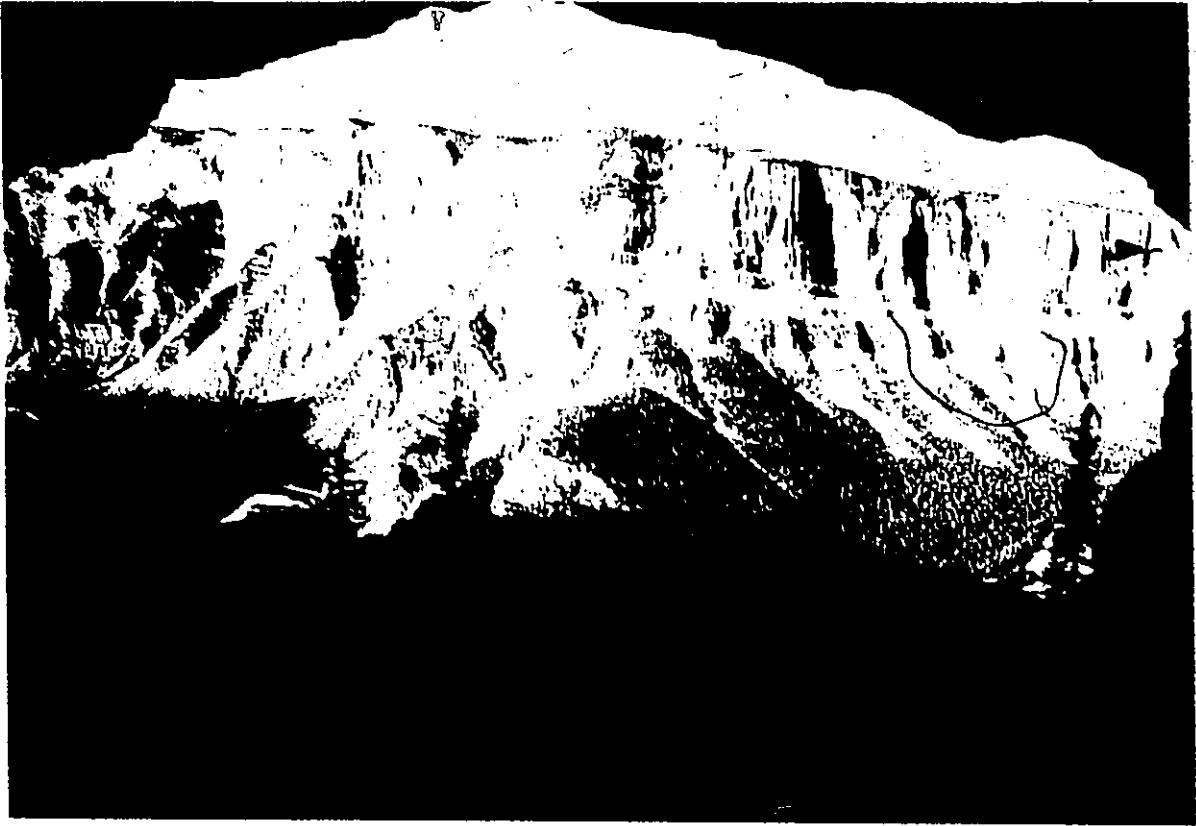


4.19 L'entrée de la grotte 298 (A) et le tunnel rectiligne bouché par un éboulement (B) (p. 211).

4.20 Cf. les photos 2.2 A et B.

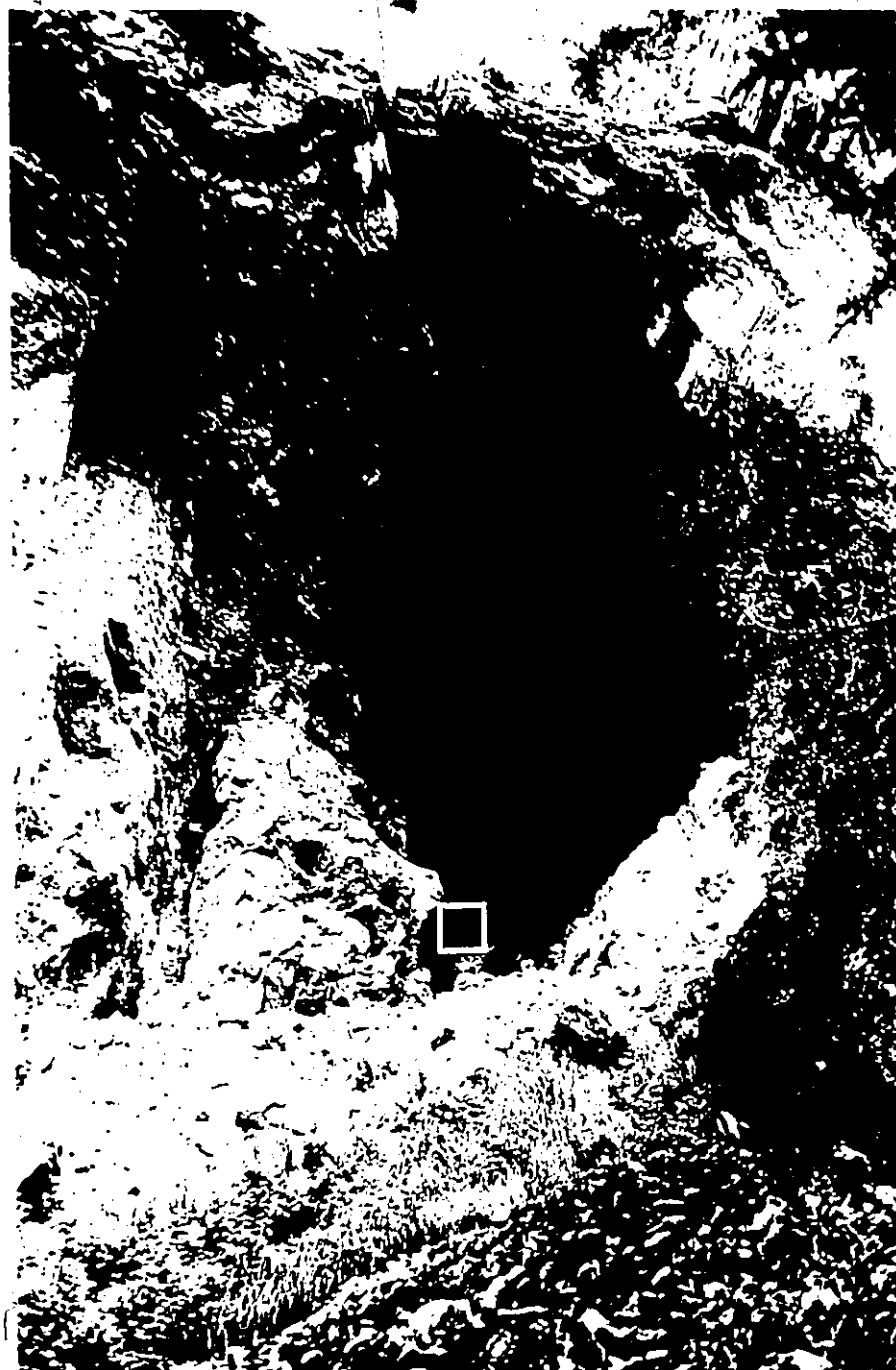


4.21 La cavité 69A en haut de la falaise dominant la Nahanni de 700 m (A). Elle est colmatée de déchets variés surtout ocres (B). Vue vers la Lafferty Creek avec la poche de gléivation 87C (p. 212).





4.22- Dans les versants des couloirs karstiques des hauts plateaux au nord du "Premier Canyon", subsistent des vestiges de tunnels méandriques (flèches) (p. 212).



4.23 Le dôme de corrosion (77C) recoupé par le versant de la Lafferty Creek dans sa section à l'aval (p. 213). Dans l'encadré, personnage debout.



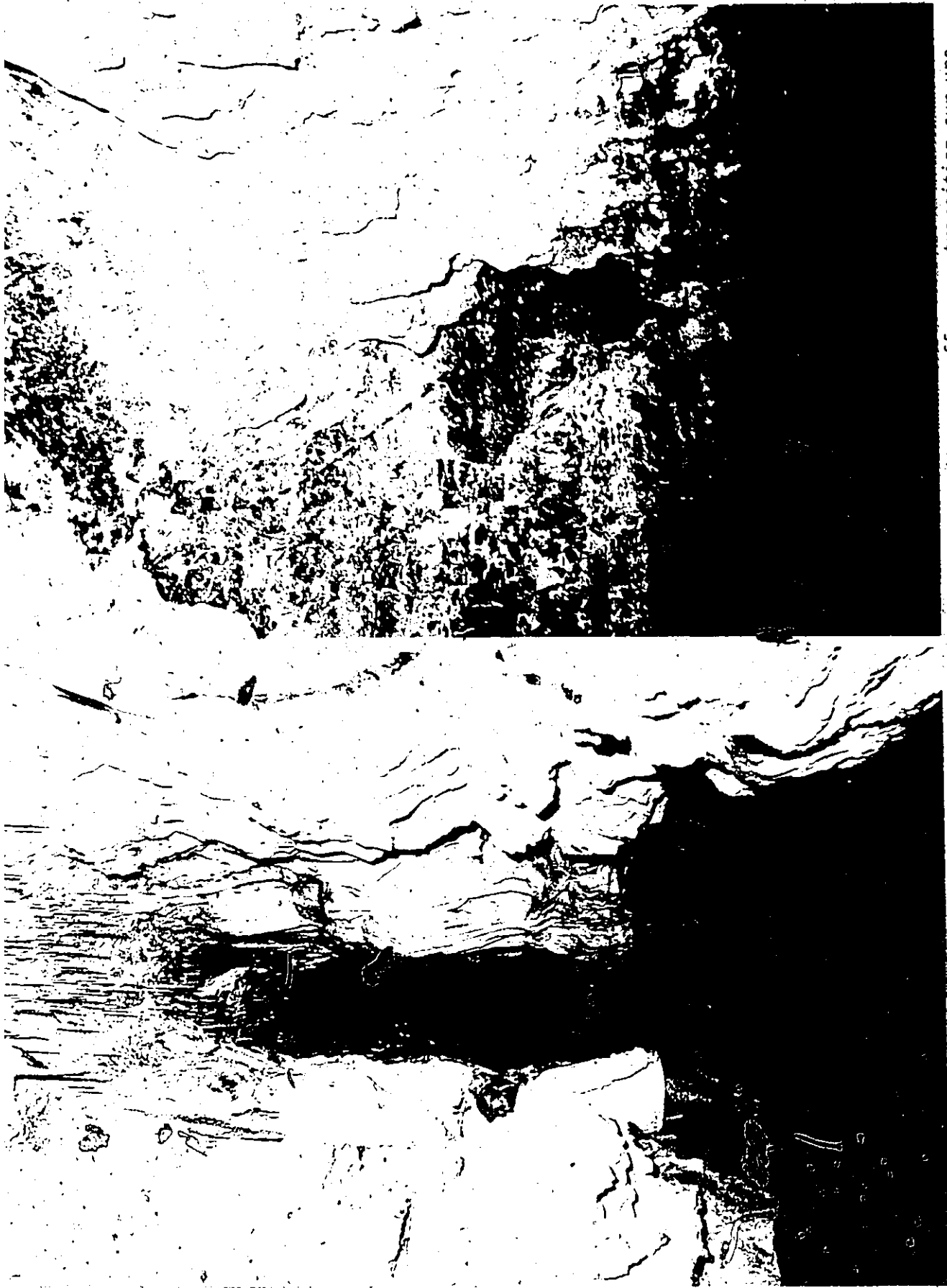
- 4.24 L'entrée de la grotte 35B: la galerie principale débouche surbaissée à gauche, au centre et à droite, se développent des diverticules le long de géoclastes (A). La première partie de la galerie principale est dissymétrique: à gauche la galerie ppd, à droite un diverticule contrôlé par une géoclase. Les filonnets de calcite sont bien visibles (B) (p. 221).



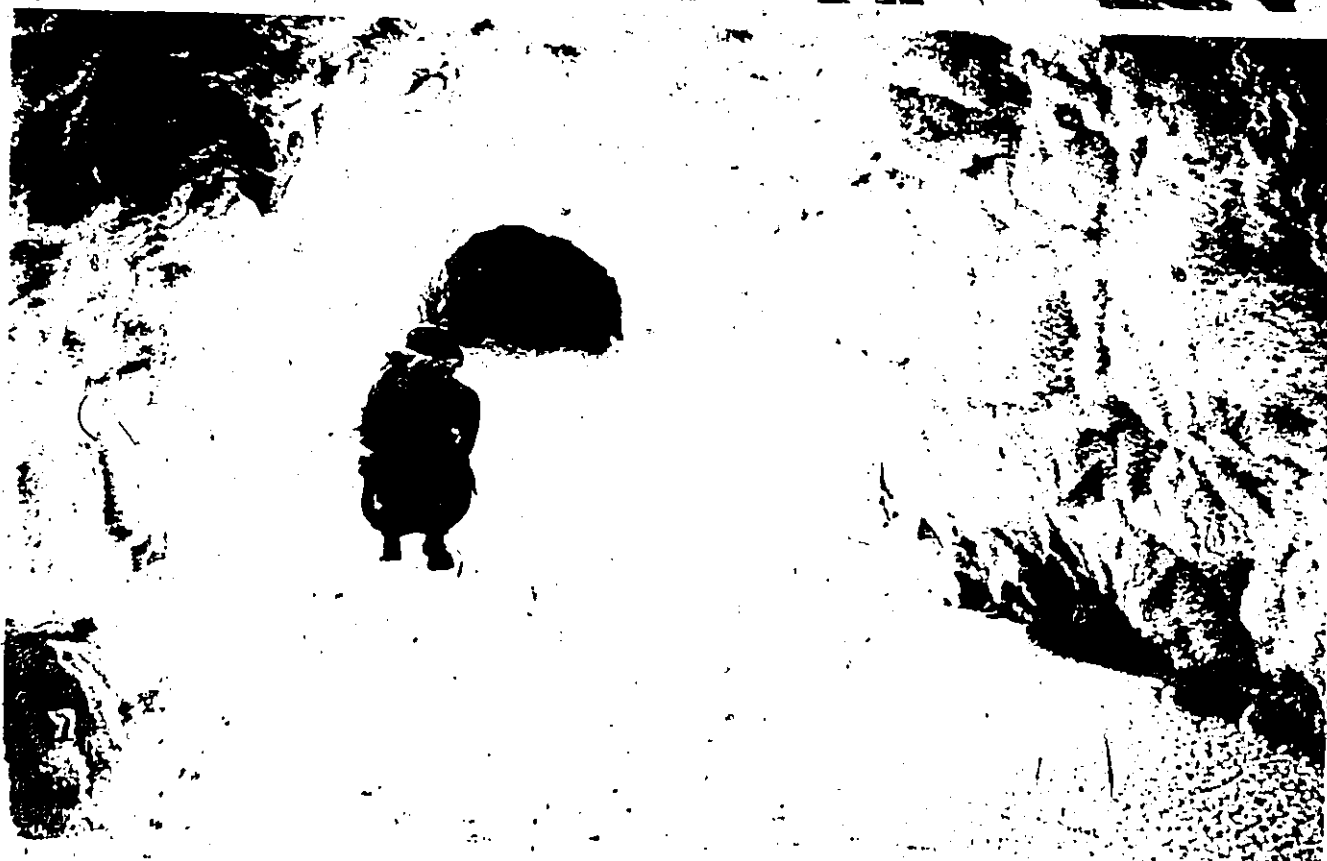
4.24 Dans la 358, grande salle allongée suivant une géoclase verticale mais en oblique par rapport à la galerie principale (C). Plafond plat suivant un plan de stratification (p. 222).



4.25 Dans la grotte 16C, un couloir composé d'une section tubulaire en haut, et d'une tranchée s'évasant vers le bas (A). La corrosion sélective n'affecte que les bancs de la tranchée. En B, corrosion de long de plans de stratification (p. 226).



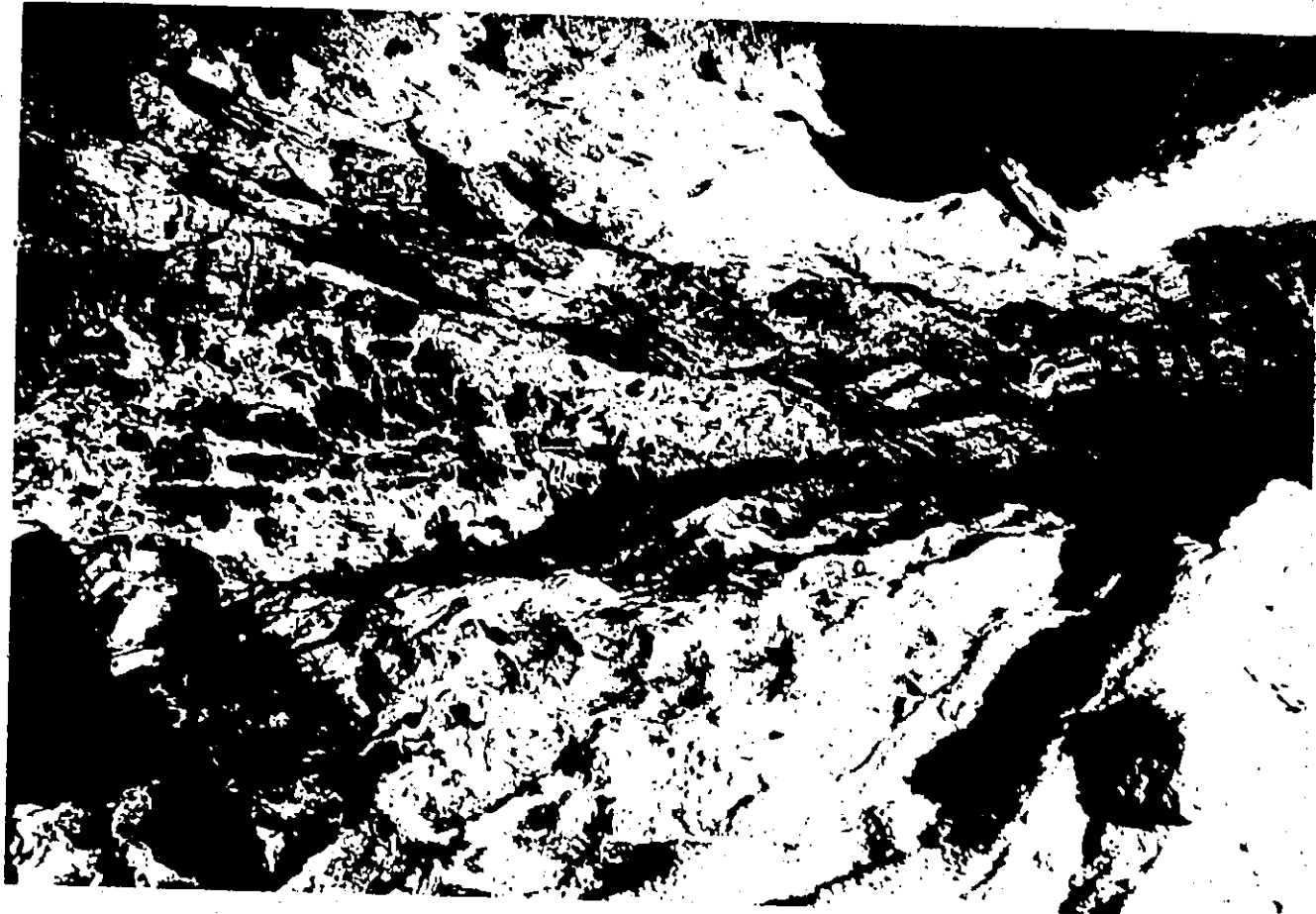
4.26 Grotte 16C, galerie composite dont la partie supérieure étroite se greffe sans transition sur une section surbaissée. Les concrétions du plafond sont subactuelles et celles des murs anciennes (cf. ch. 5) (A). Début du réseau digité relié à la galerie principale (B) (p. 226).



4.27 Grotte 16C. "Glacière" en retrait à partir de la galerie principale (A). La galerie descendante englacée donnant sur la 3e sortie (B) (p. 227).



4.27 Effondrement de la voûte dans la galerie principale de la grotte 16C au voisinage de la glace actuellement permanente. La section de gauche de la voûte est intacte (C). Laisse alimentant la sortie du milieu fortement altérée par les actions mécaniques. Sous la pellicule d'eau ne dépassant pas 50cm, la glace subsiste en été (D). (p. 227).



4.28 Dans la grotte 16C, la "galerie des moutons" de section composite (A), le chenal de voûte surcreusé en B (p. 229).



4.29 La grande galerie au centre de la grotte 47B (A)^c.
Le plancher d'une galerie de 5 m de large, surcreusé par une tranchée méandriforme (B) (p. 230).



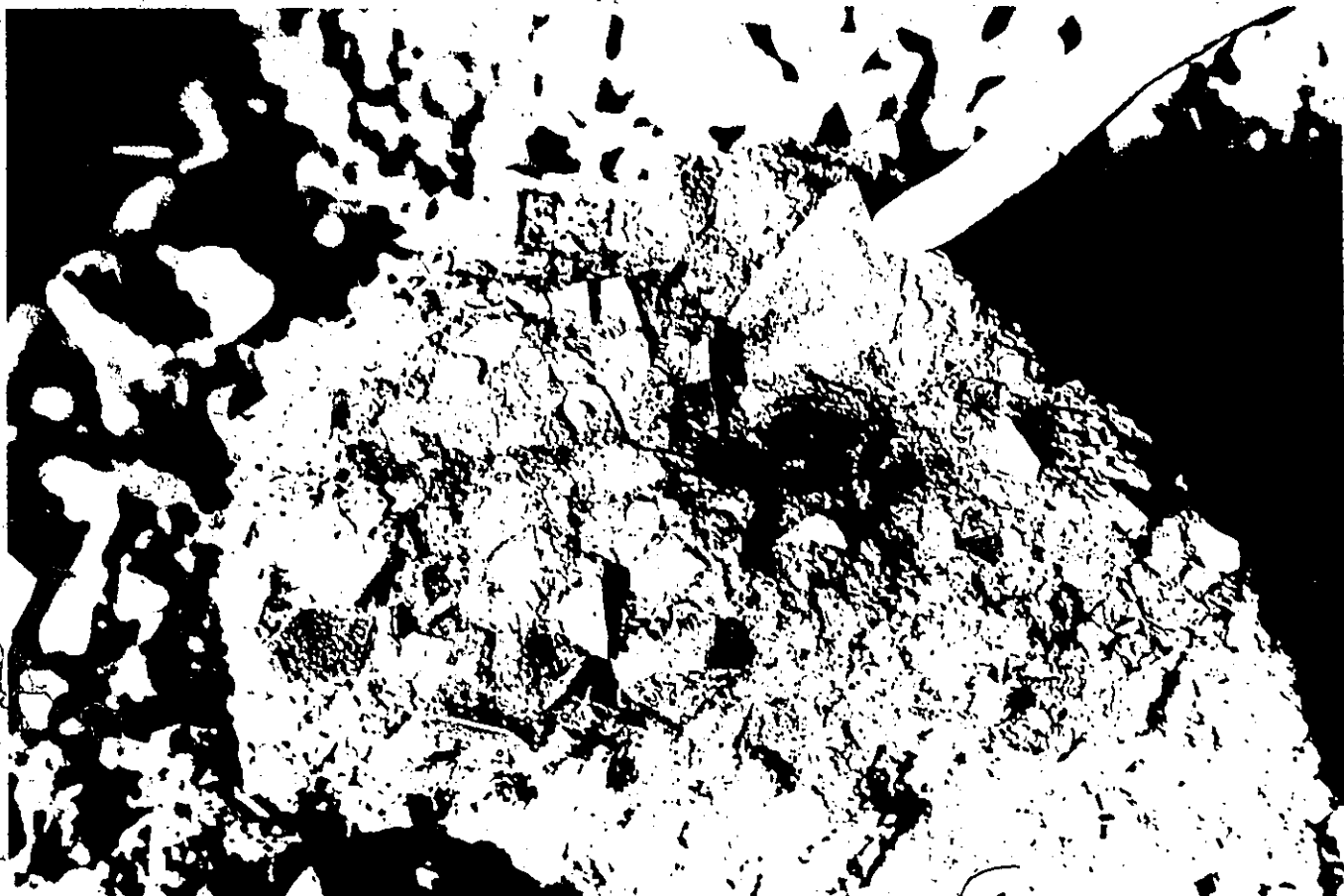
4.29 Tranchée surcreusant une grande galerie (C), puis s'évasant, greffée sur une section plus large avec anastomoses dans la voûte (D). (p. 230).



4.30 Effondrement de la voûte dans la salle de la grotte 24B. (p. 230).



5.1 Dans la grotte 47B, "tranchée vadose" sinueuse où subsiste des galets non calcaires et des cailloux faiblement émoussés (p. 236).



5.2^a Dans la grotte 98B, colmatage du réseau par des plaquettes schisteuses
(p. 236).



5.3 Monolithe décollé de la paroi à la suite de l'évacuation des dépôts meubles, grotte 12^e (A).
Pendant dont la moitié s'est détachée suivant une fracture verticale, grotte 43B (B) (n. 239).



5.4 A Le diverticule concrétionné de la grotte 16C. Toutes les stalactites épaisses sont cassées sauf une colonne (p. 239).



5.4 B= Des stalactites cassées dans un diverticule de la grotte 16C.
C= Gros plan de la cassure (p. 239).



5.5 A- Cheminée verticale concrétionnée débouchant dans la voûte d'une grande galerie.

B- Dans une autre cheminée verticale, de la même galerie, une stalagmite dont la base a été sarée.
Grotte 478 (p. 241). 3



- 5.6 A- Encroûtement actuel de dépôts meubles (grotte 35B).
 B- Concrétionnement actuel de dépôts meubles sur un plancher de la grotte 35B par écoulement laminaire et chutes de gouttes de la voûte provoquant des trous où se concentrent les fossiles de petits mammifères (p. 243).

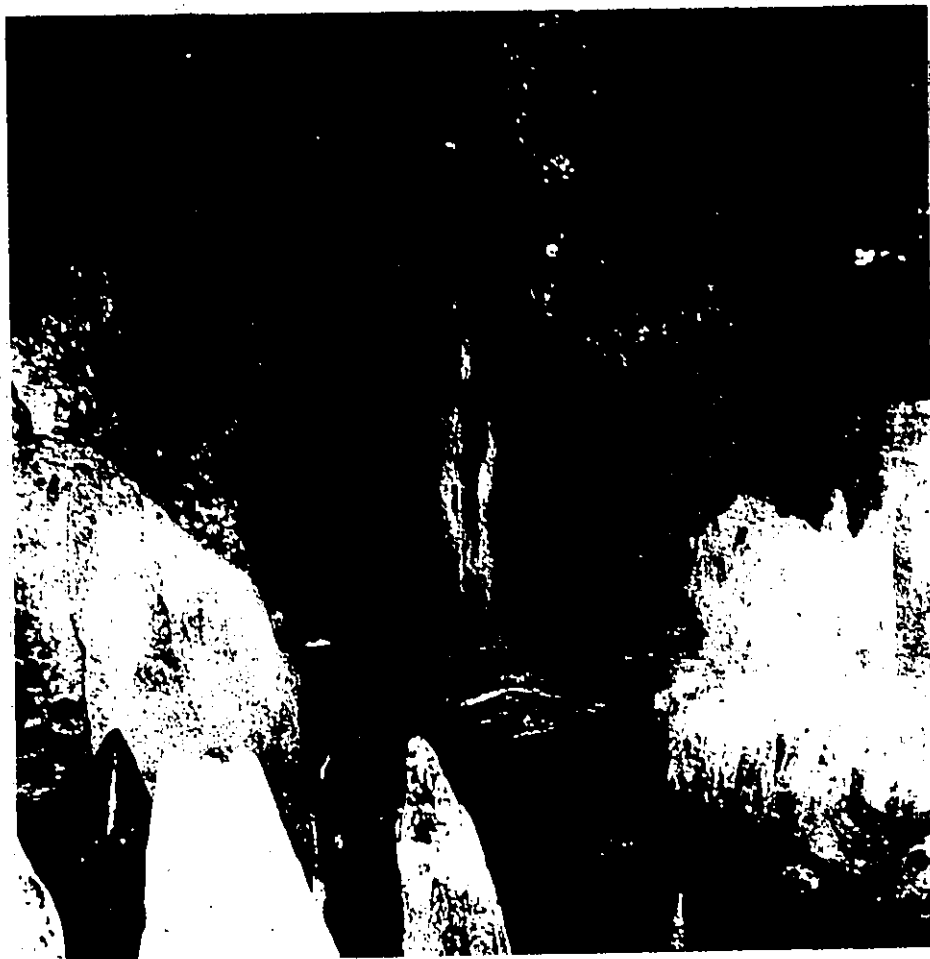


5.6 C- Stalactites fossiles s'enrichissant d'excroissances, grâce à la circulation saisonnière de l'air (grotte 16C).

D- Concrétions actives de belle taille dans la grotte 35B (p. 243).



5.7 Plancher stalagmitique dans la grotte 16C (A) et dans la grotte 47B (B)
(p. 249).



5.7 C Autre plancher stalagmitique couronné d'une colonne dans la grotte 47B (p. 243).



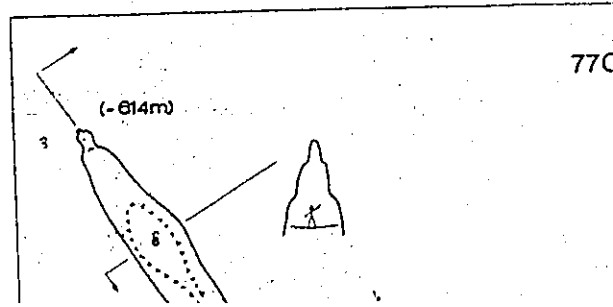
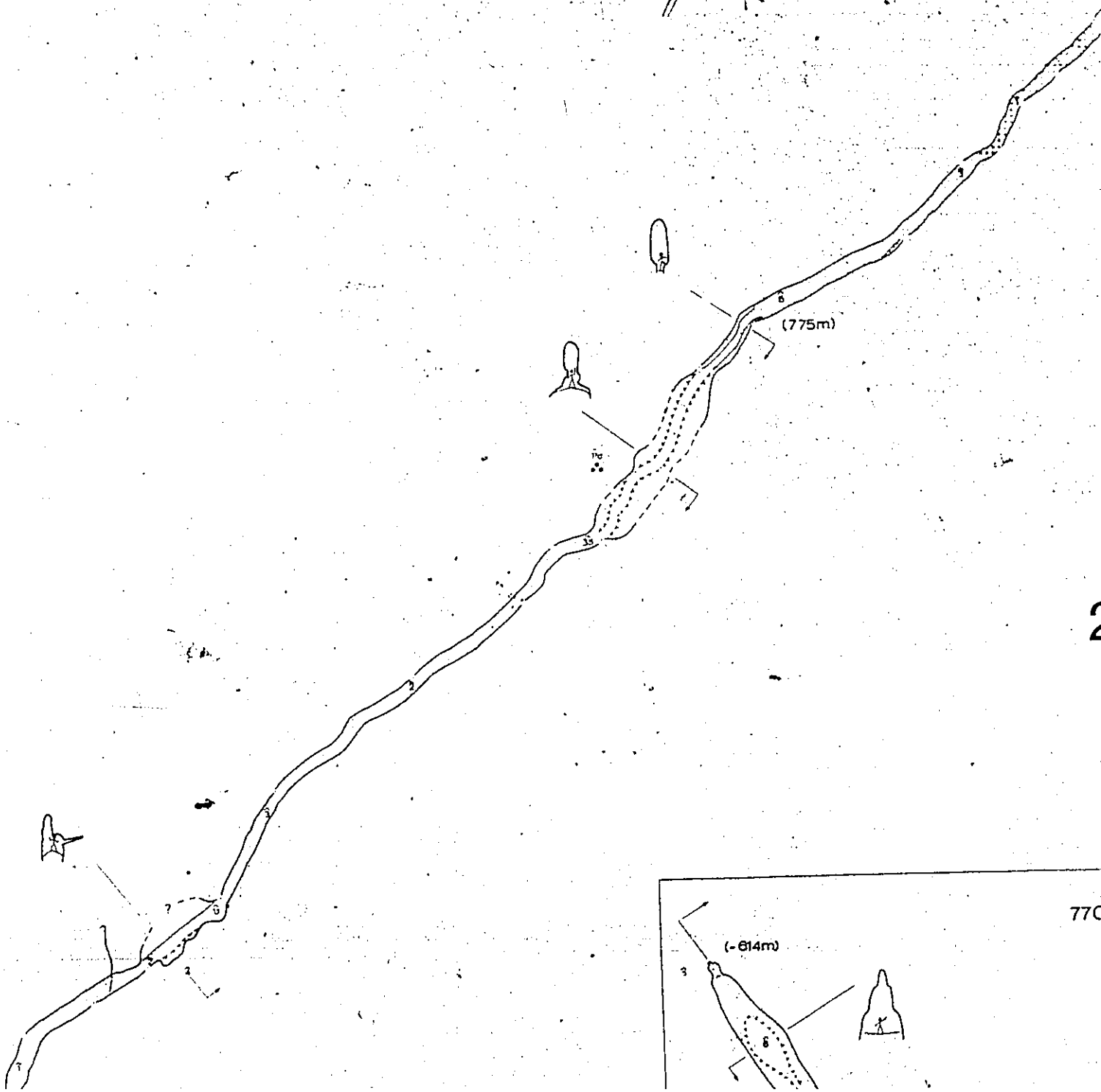
5.8 Plancher fracturé (cf. ch.3 et photo 3.4) recouvert d'une coulée calcitique
grotte 47B (p. 246).

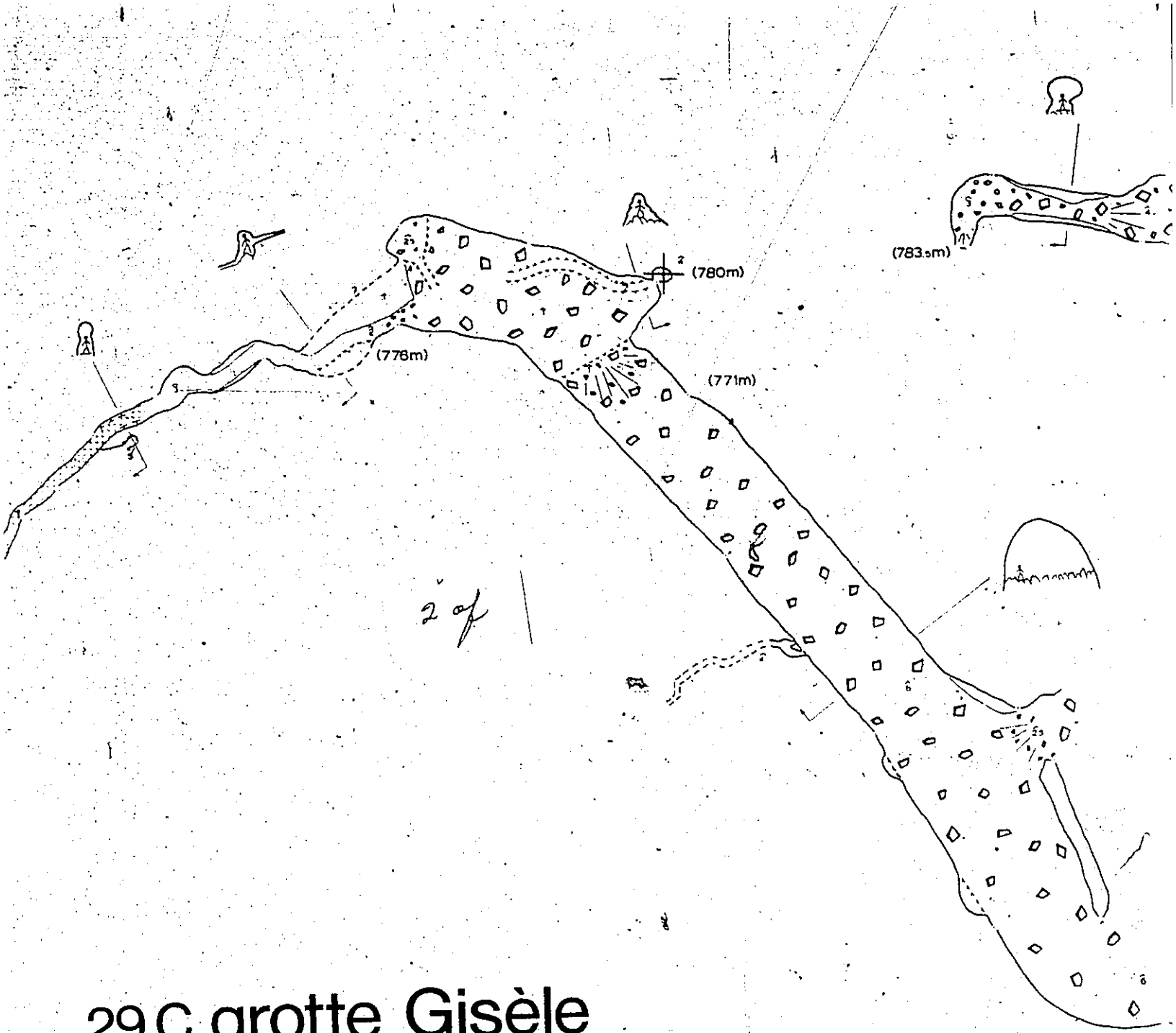


La carte morpho-structurale a été constituée à partir de l'analyse des photos aériennes dont les trois plus représentatives figurent dans l'enveloppe.

Ces photos couvrent de gauche à droite et d'amont vers l'aval le "Premier Canyon" proprement dit.

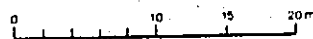
1 of 1



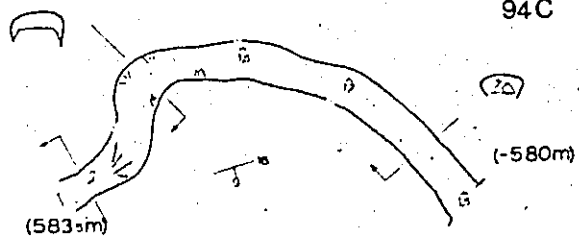


29C grotte Gisèle

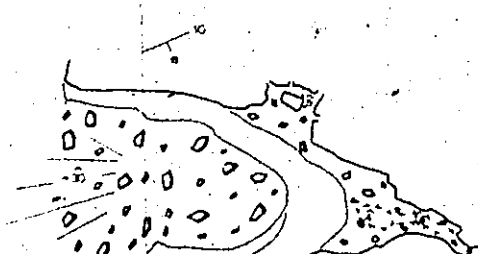
arpentage J et M SCHROEDER 1975 - 1976
cartographie J. SCHROEDER



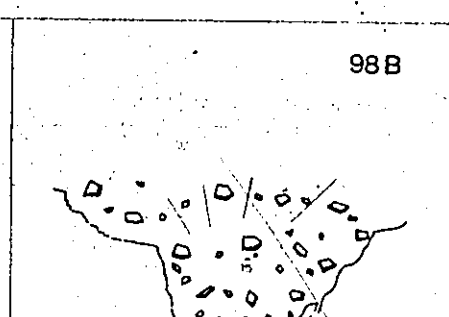
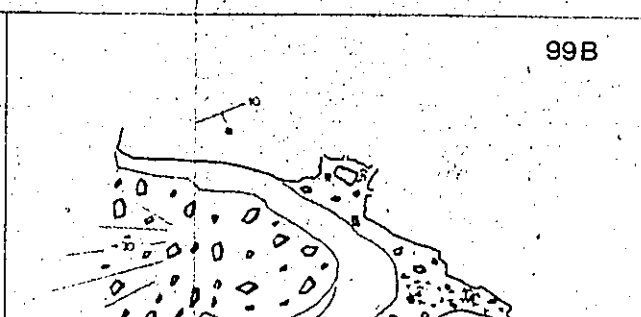
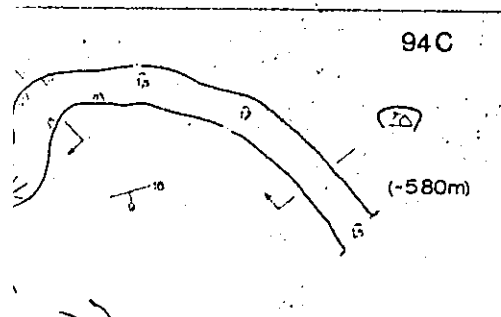
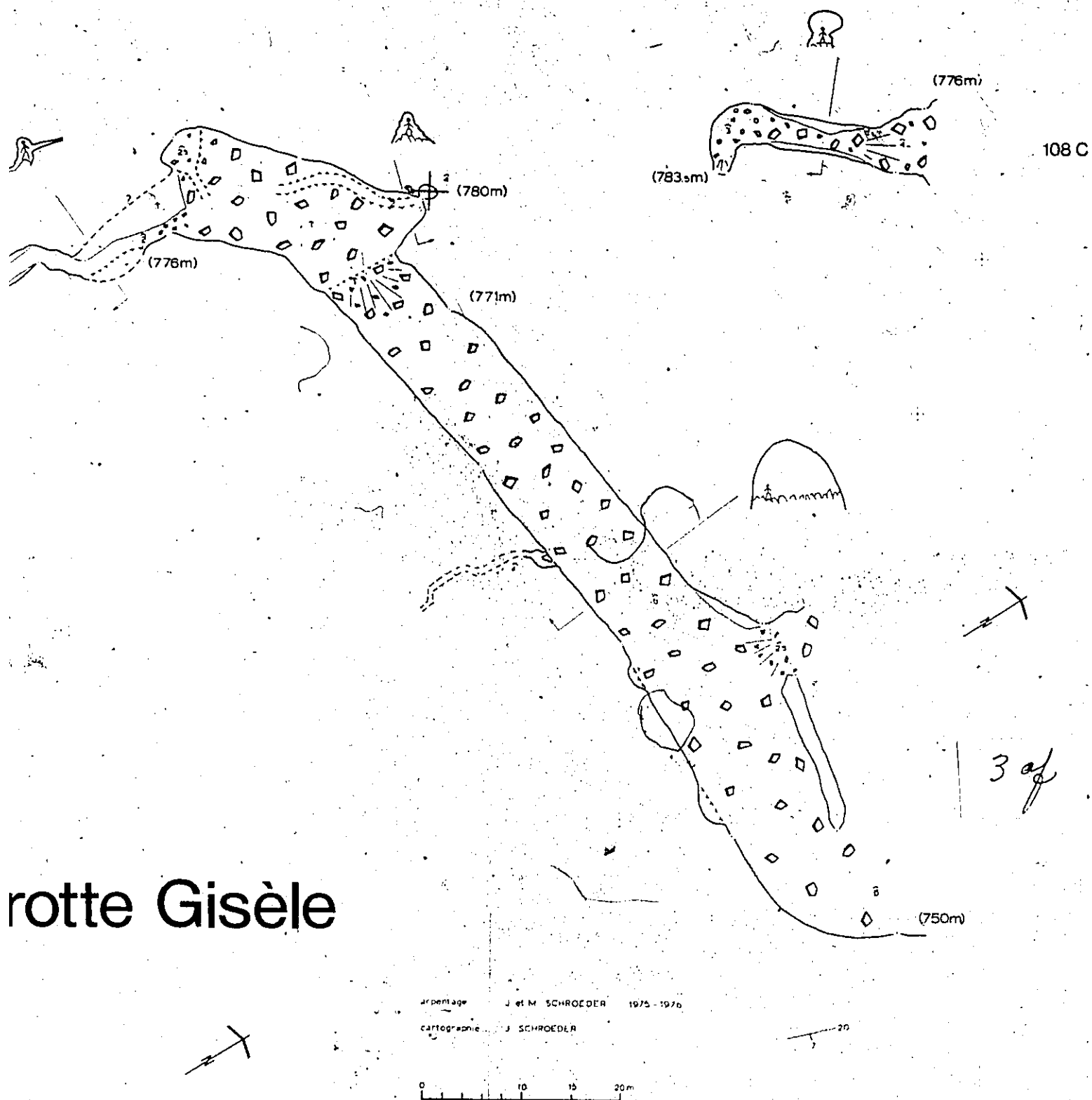
77C

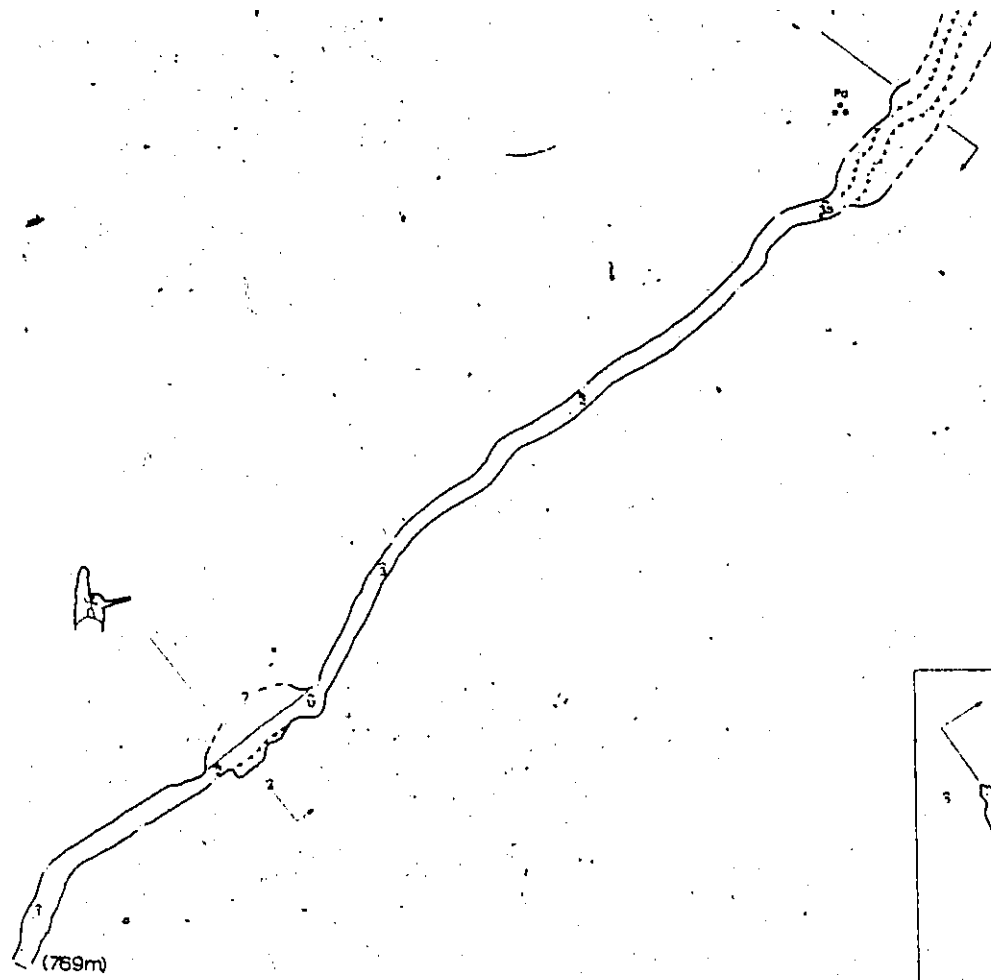


99B



rotte Gisèle





29C grotte Gisèle

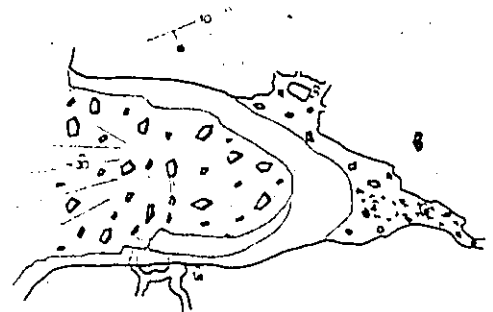
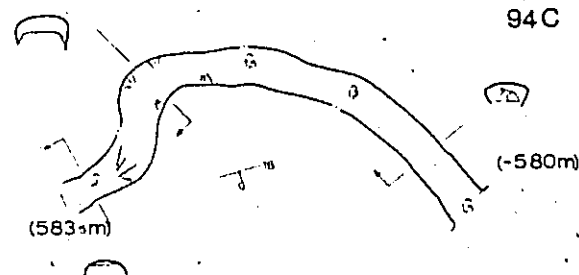
arpentage J. et M. SCHNOEDER 1975-1976
cartographie J. SCHNOEDER

0 10 15 20m

77C

94C

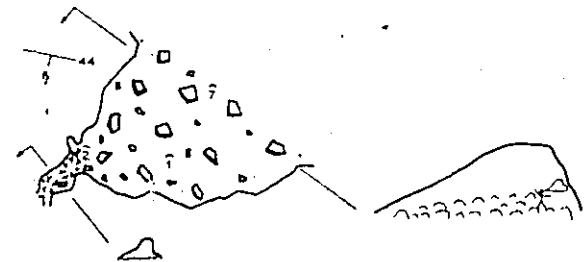
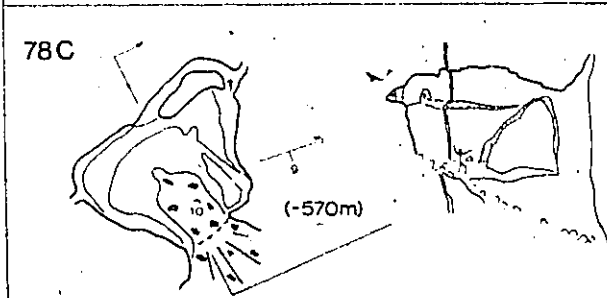
99B



78C

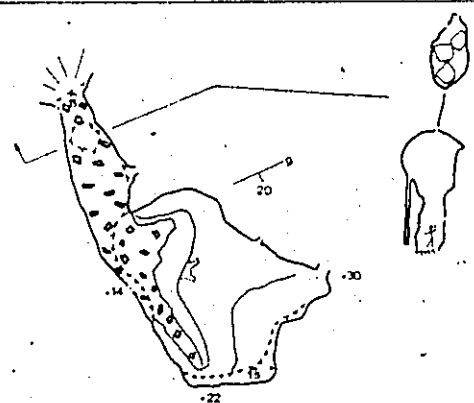
(-570m)

97B



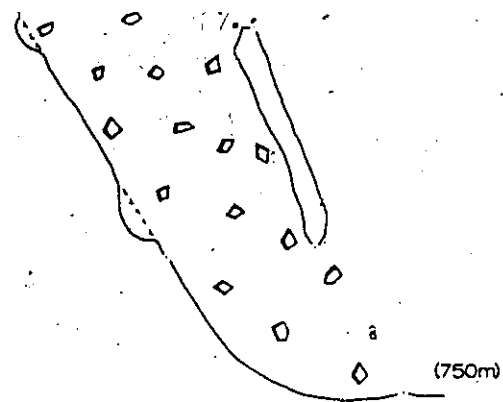
(-610m)

80B



5 of

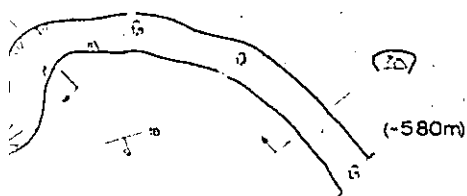
rotte Gisèle



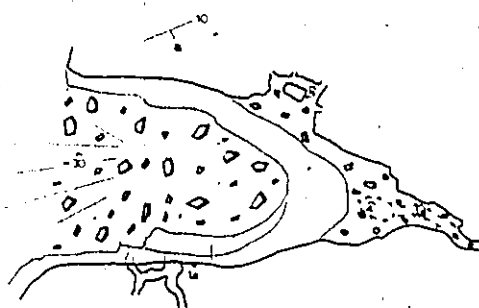
arpentage J. et M. SCHROEDER 1975-1976
cartographie J. SCHROEDER

0 10 15 20m

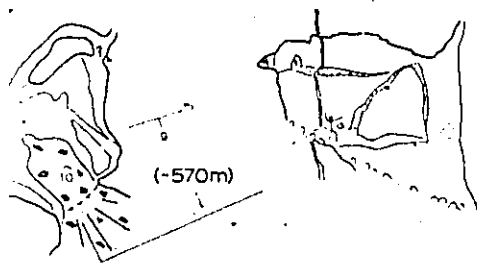
94C



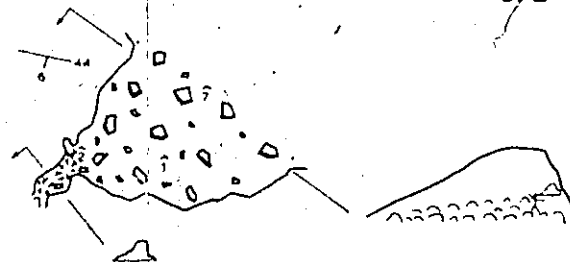
99B



98B



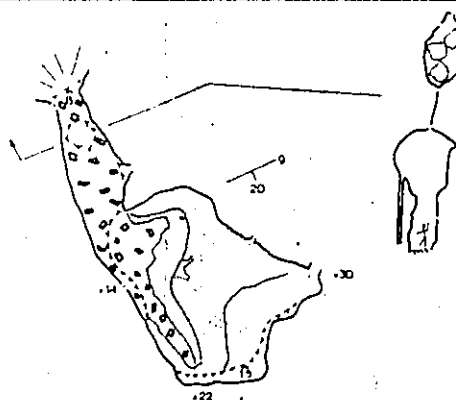
97B



100B



80B

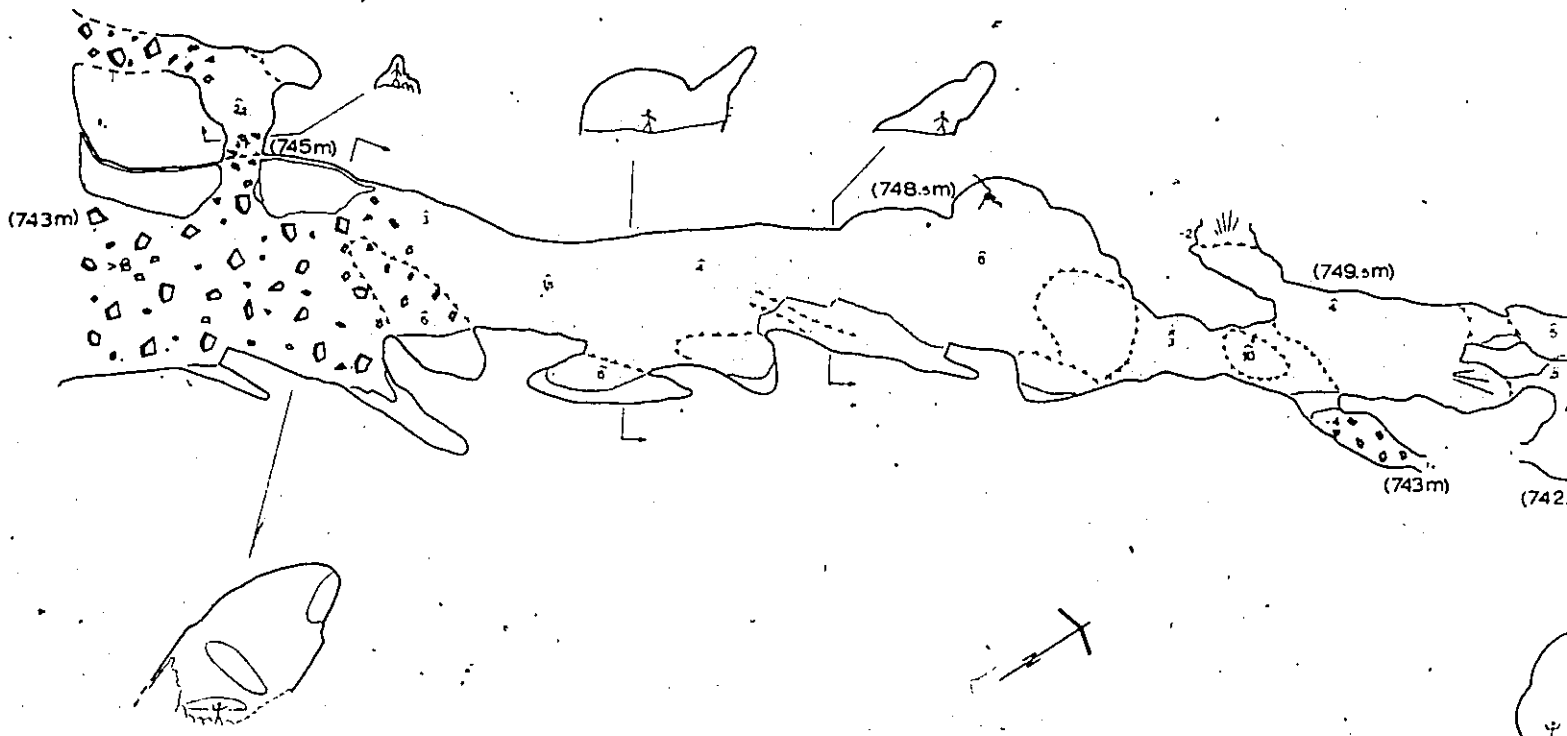


6 of 6

10/

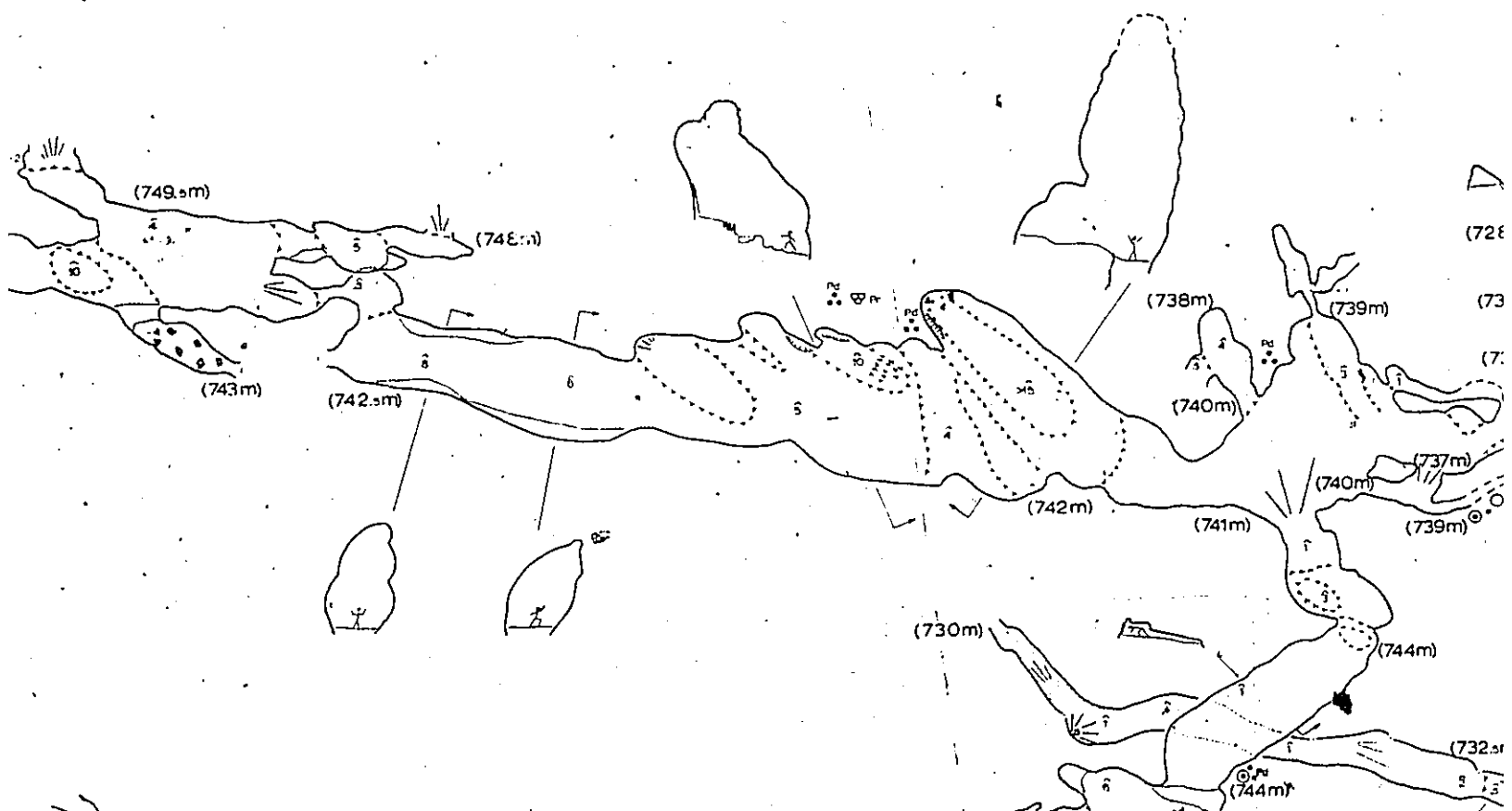
35B grotte

20

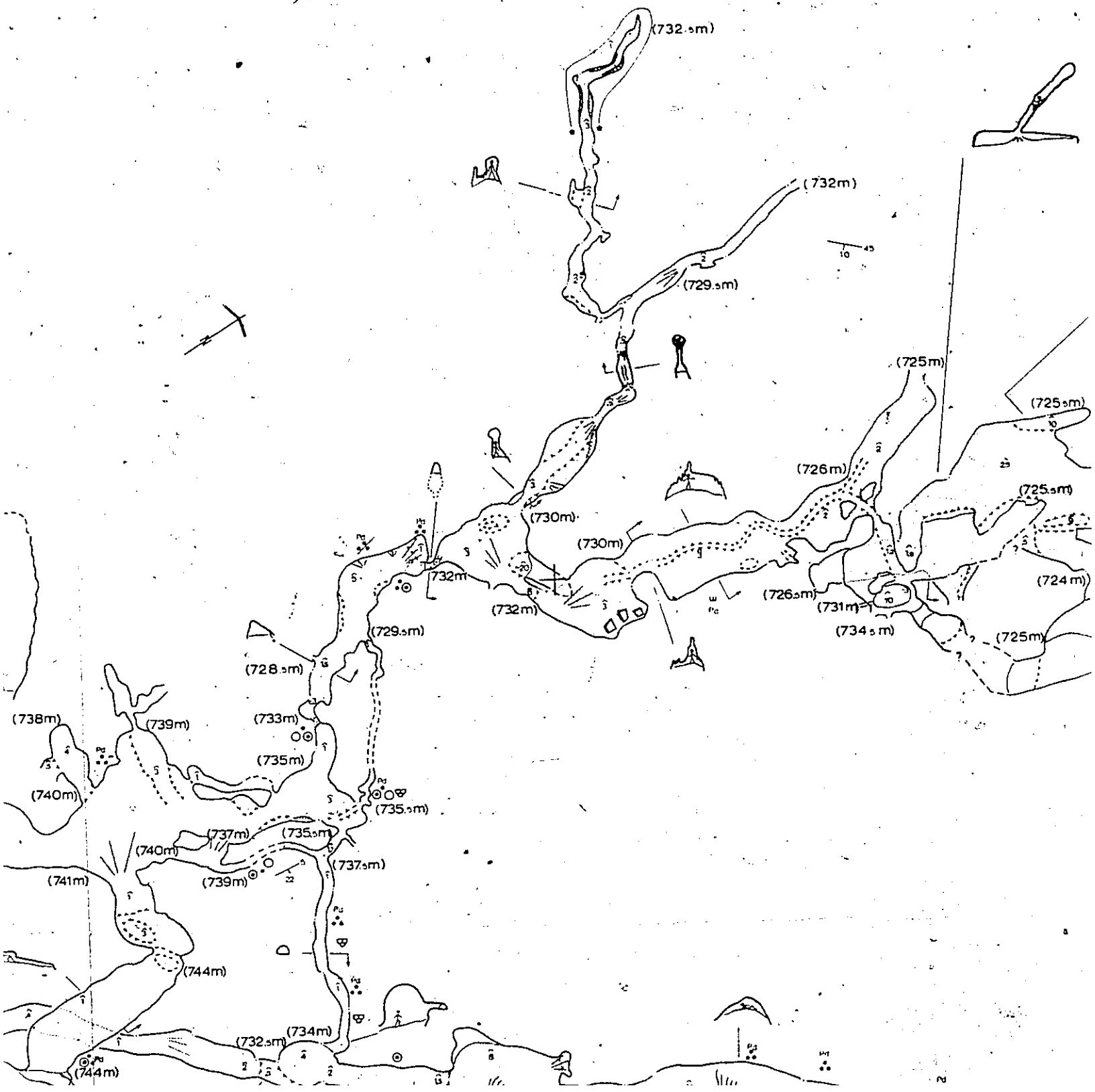


5B grotte Andrée

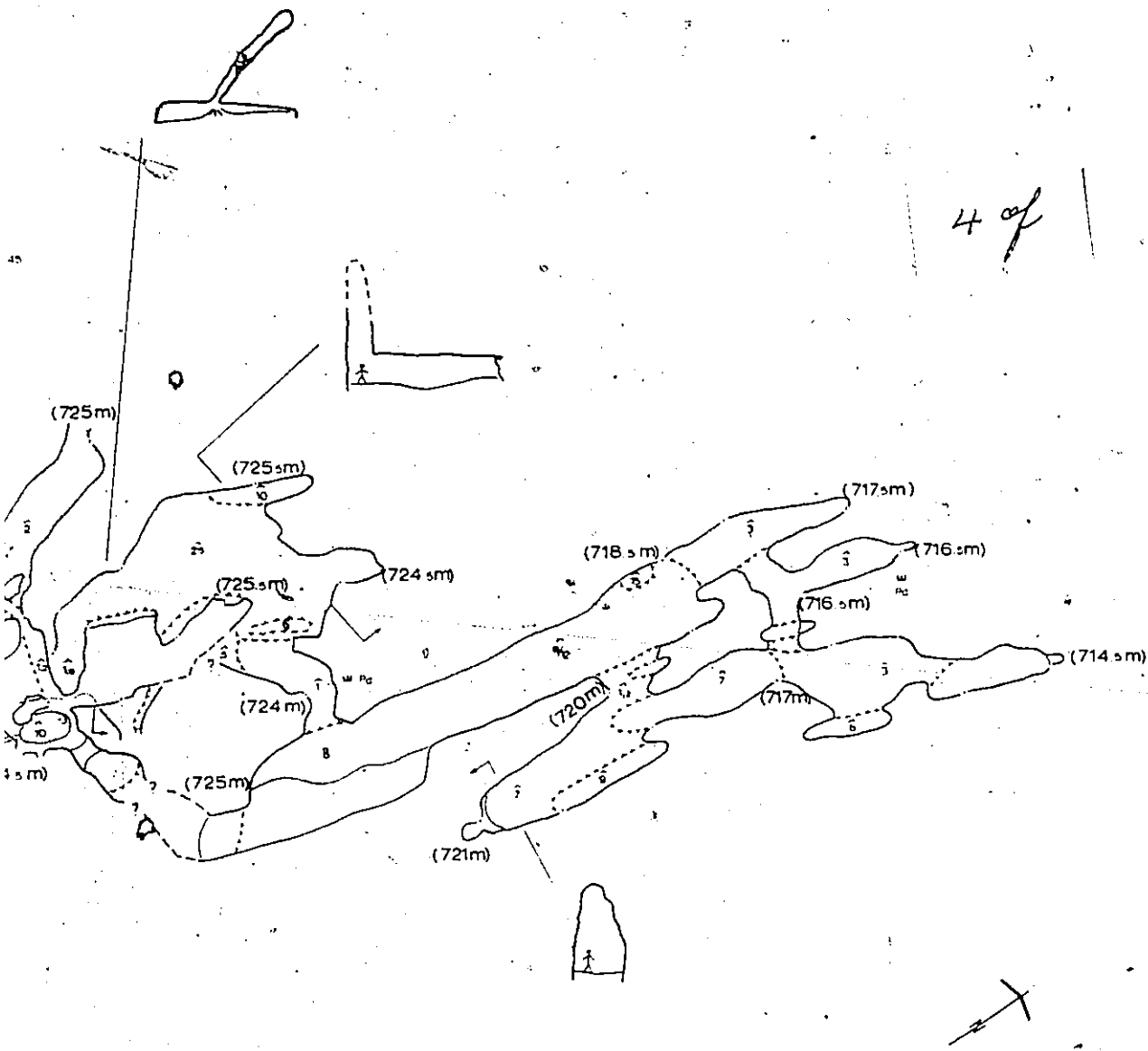
2 of



34



4 of 1



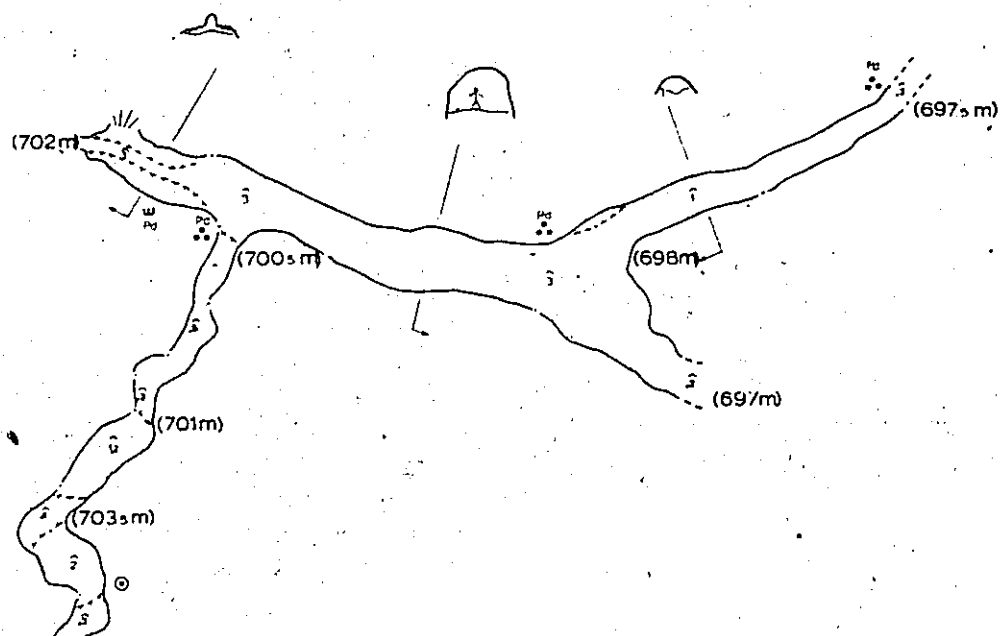
(702m)

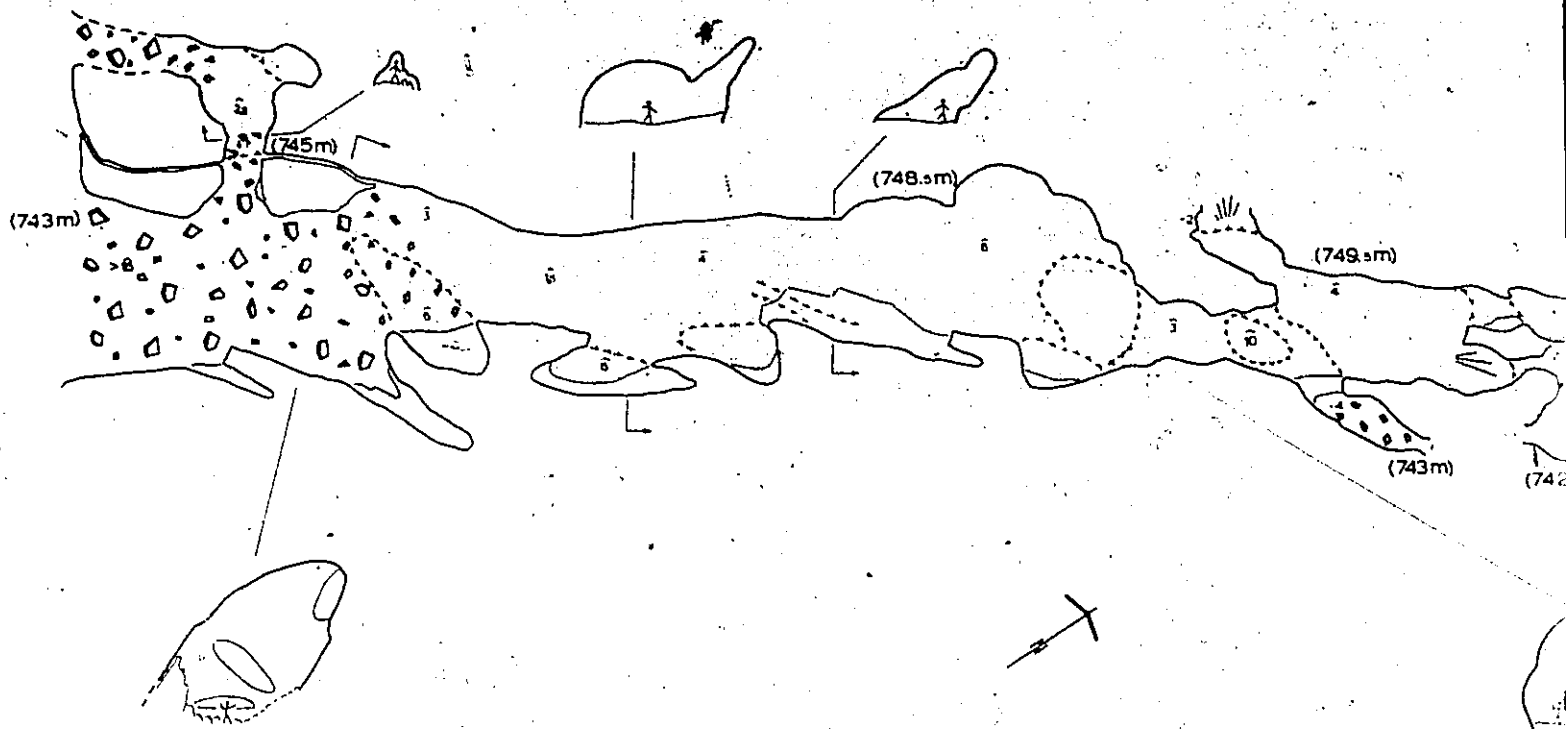


5 of

716.5m)

(714.5m)

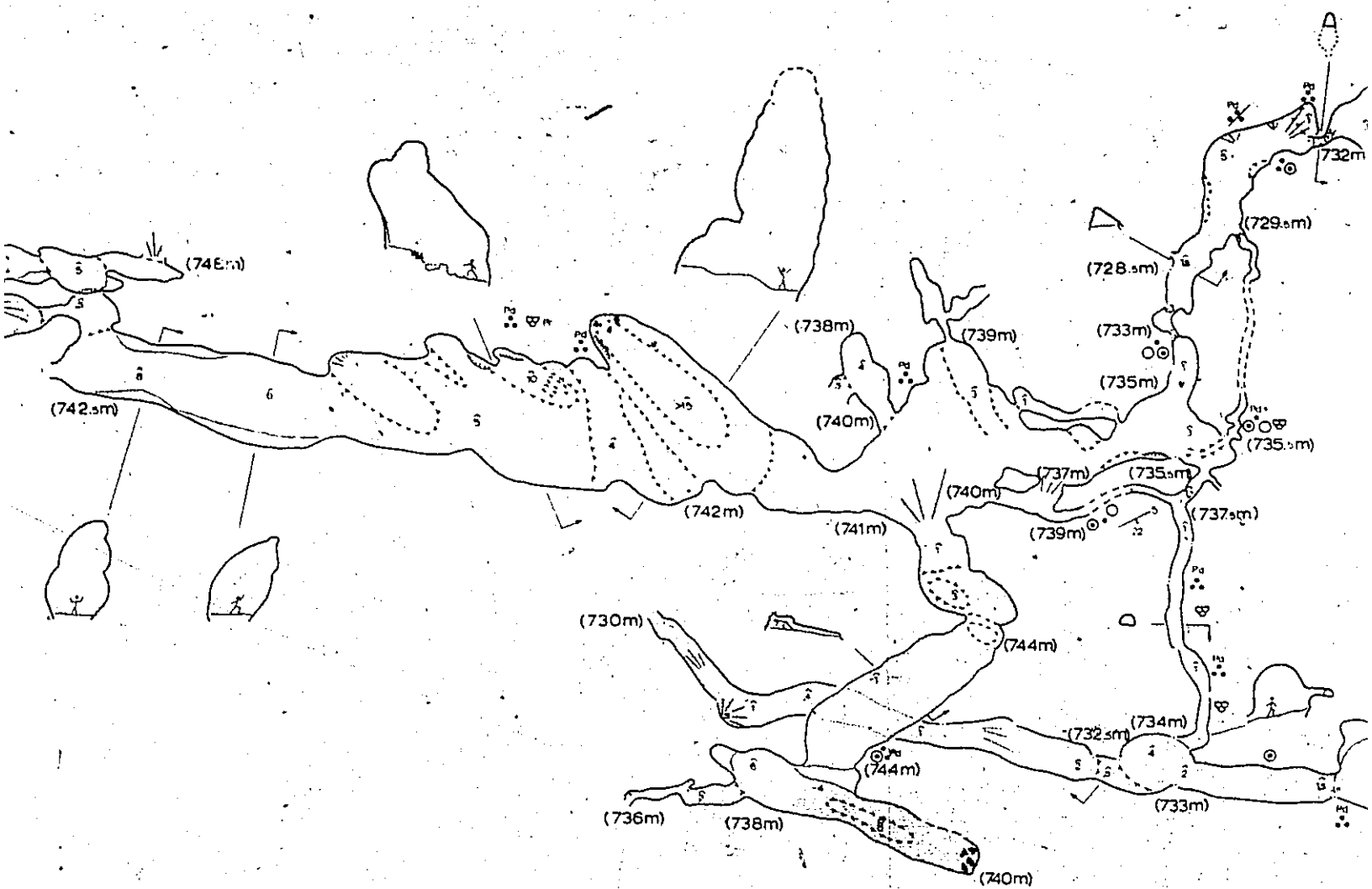


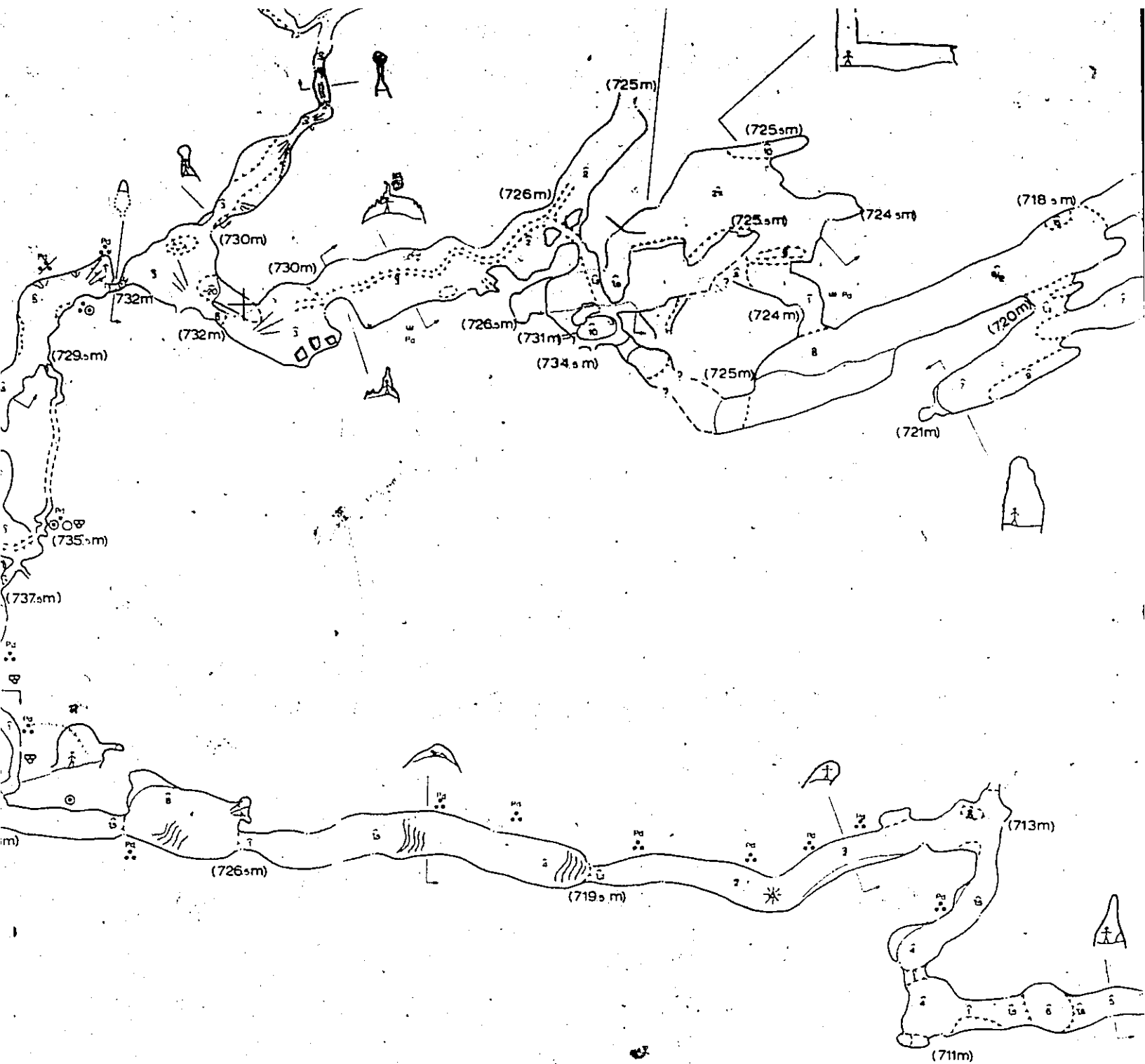


0 10 20 metres

arpentage J et M SCHROEDER 1974 à 1976
M SHAWCROSS, J MARION et J POIREL 1971
cartographie J SCHROEDER

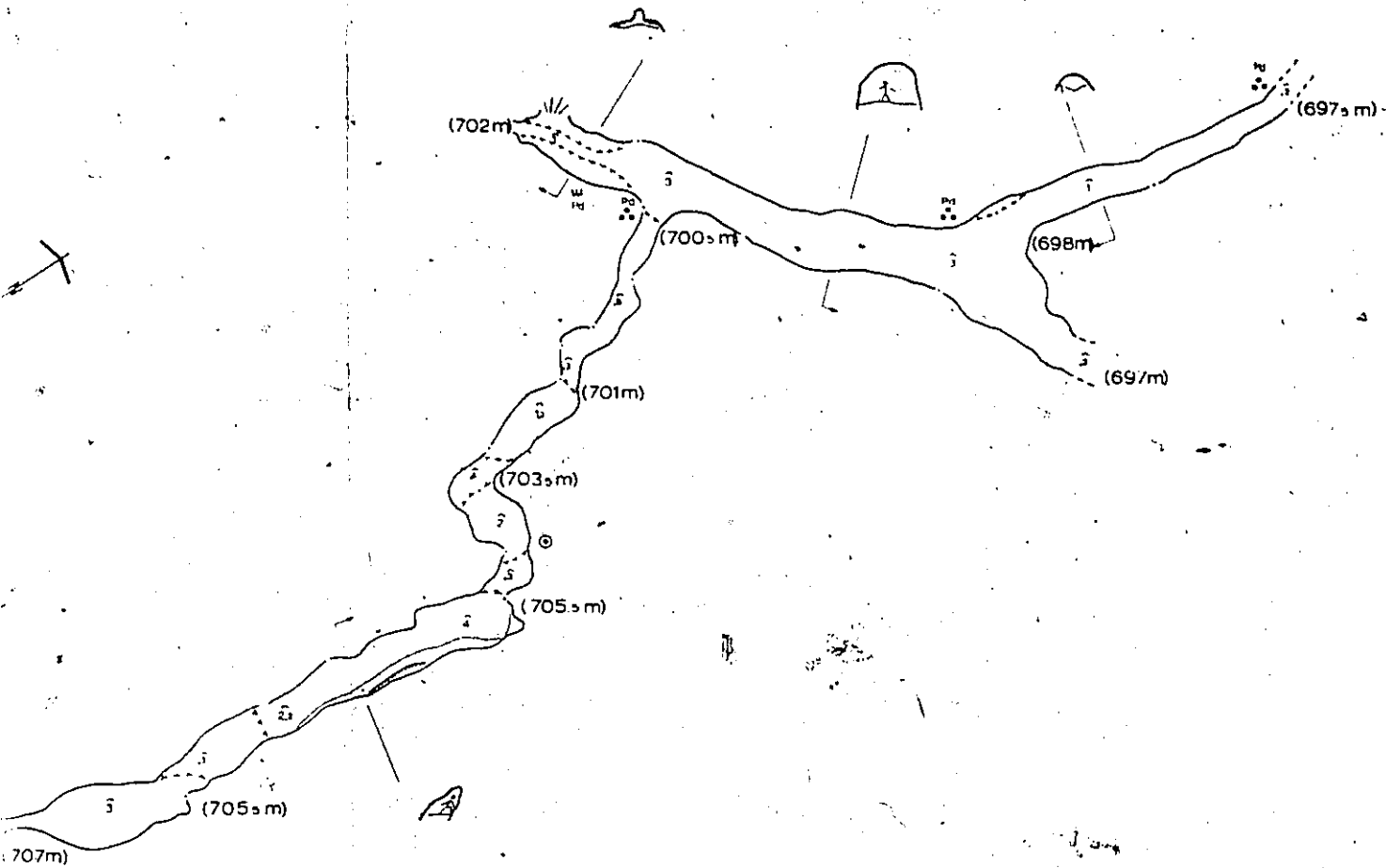
6 of





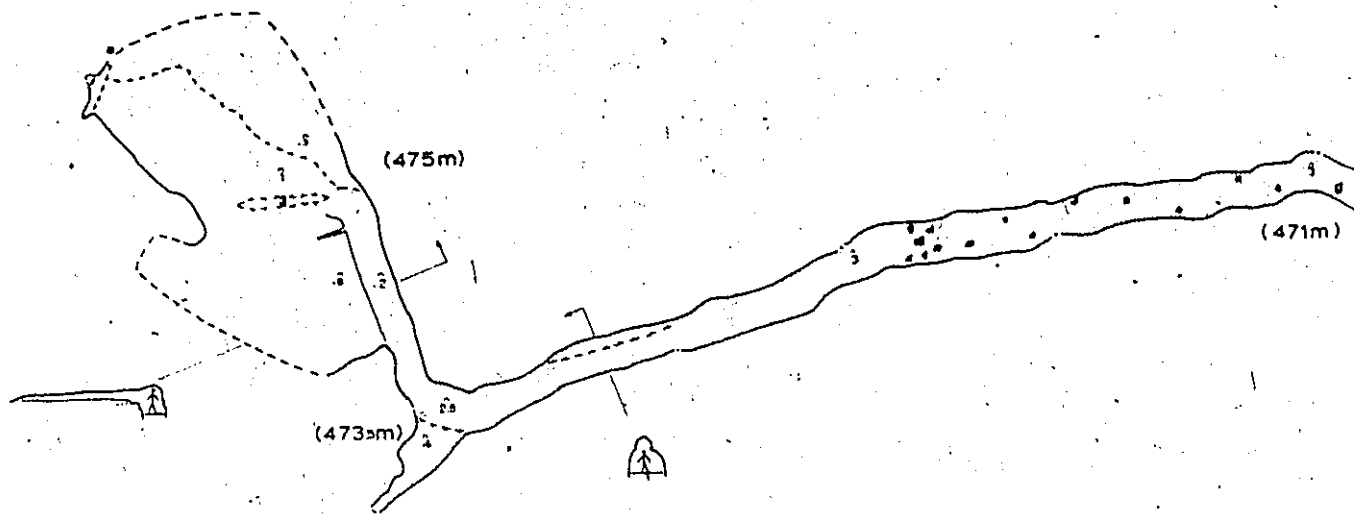
sm)

(714.5m)

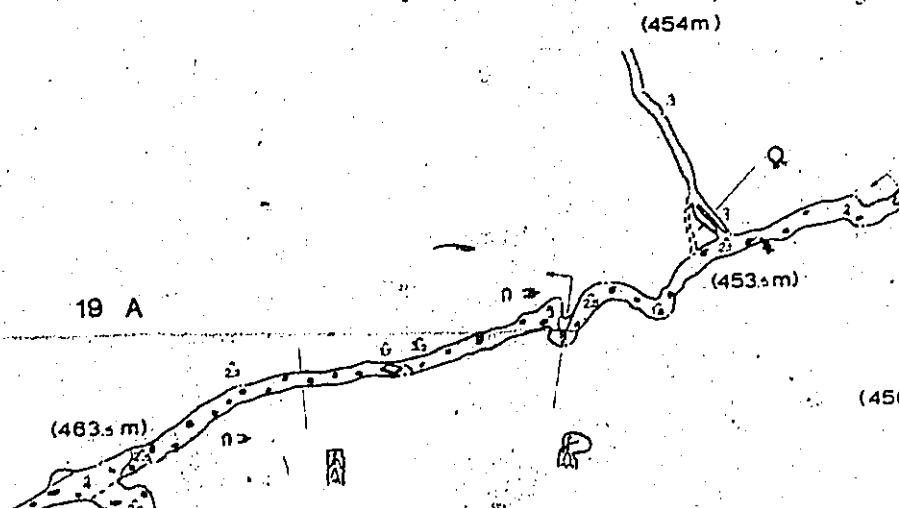


10 of 10

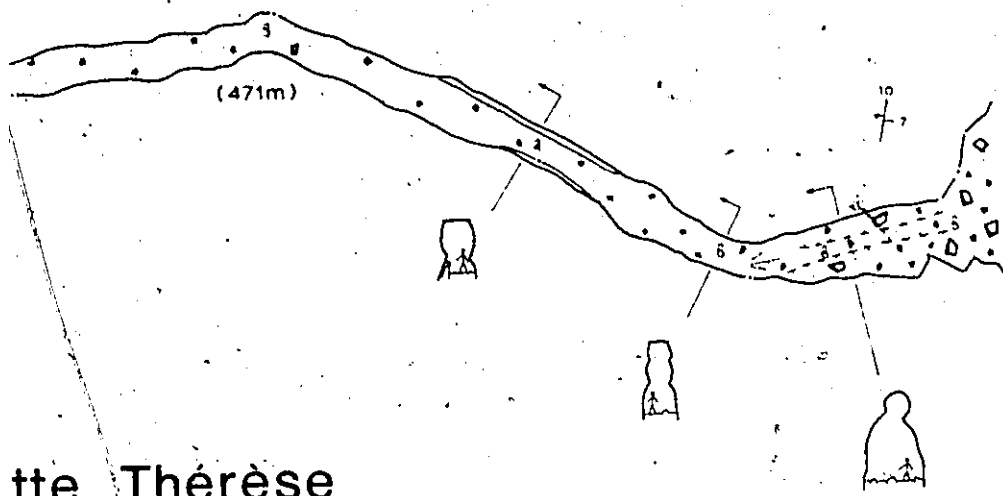
104



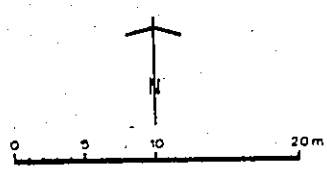
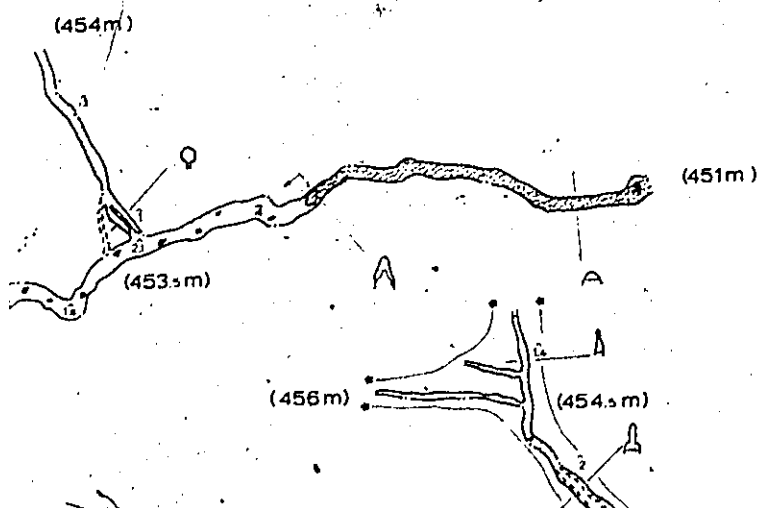
12 A grotte Thérès



2 of



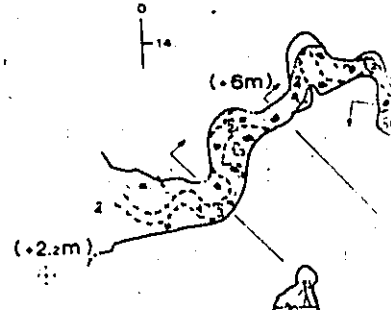
tte Thérèse



arsenlage J. et M. SCHROEDER 1970 à 1976
Y. ROMPRES et J. GAUVIN 1974
cartographie J. SCHROEDER

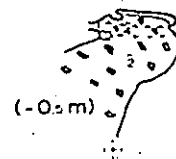
3 of

104 A



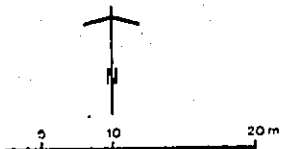
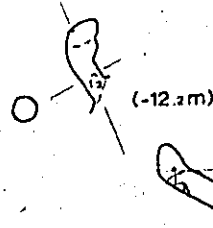
(-1040 m)

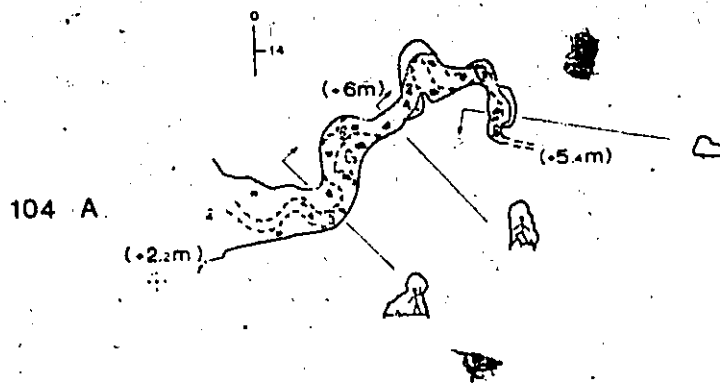
106 C



107 C

(-610 m)

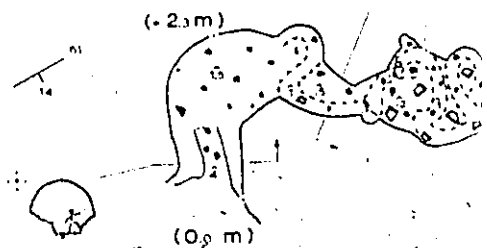




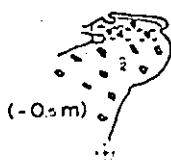
103 A grotte Jean-F

(-1040 m)

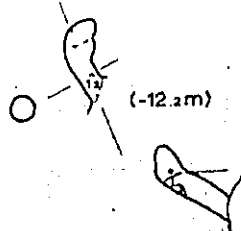
4 of 1



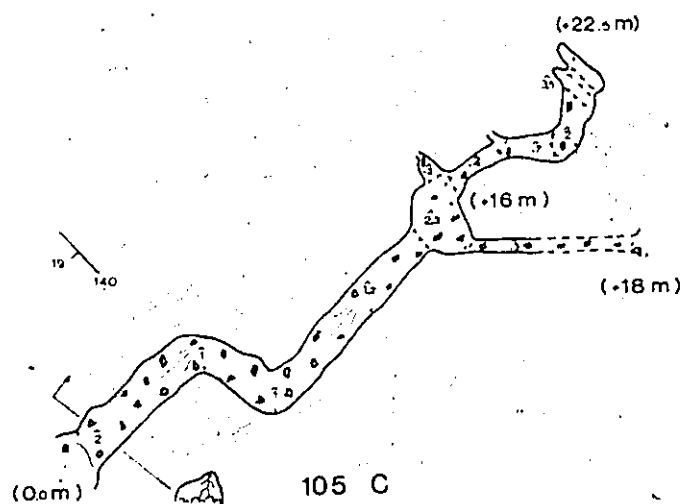
106 C



107 C

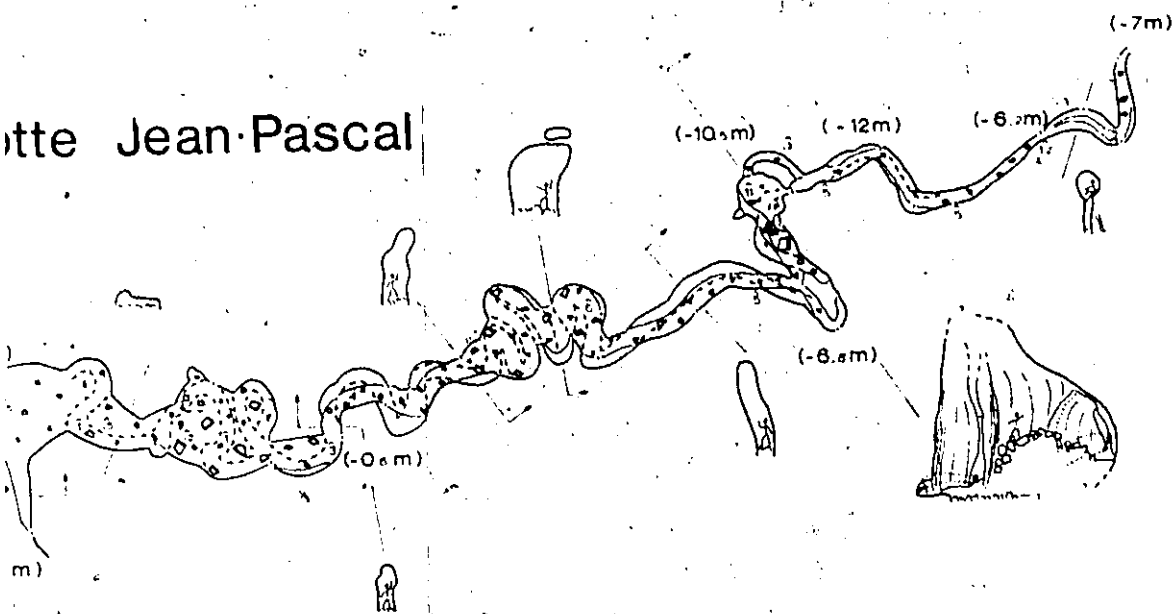


(-610m)

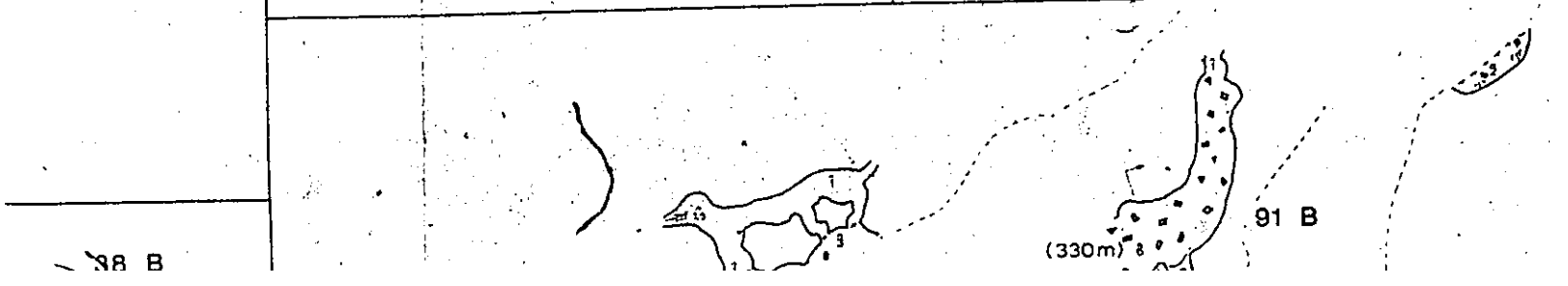
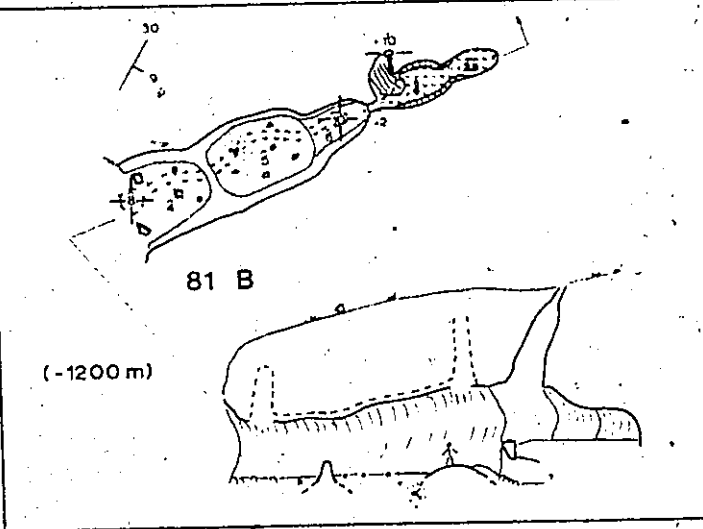
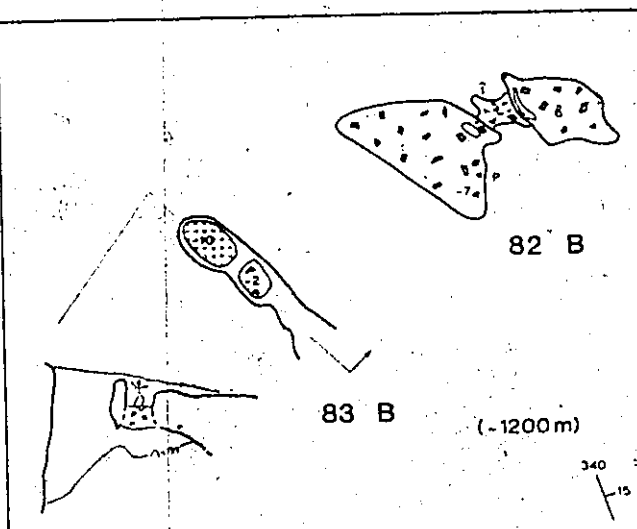
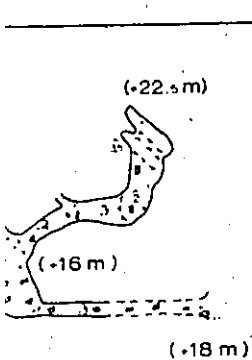


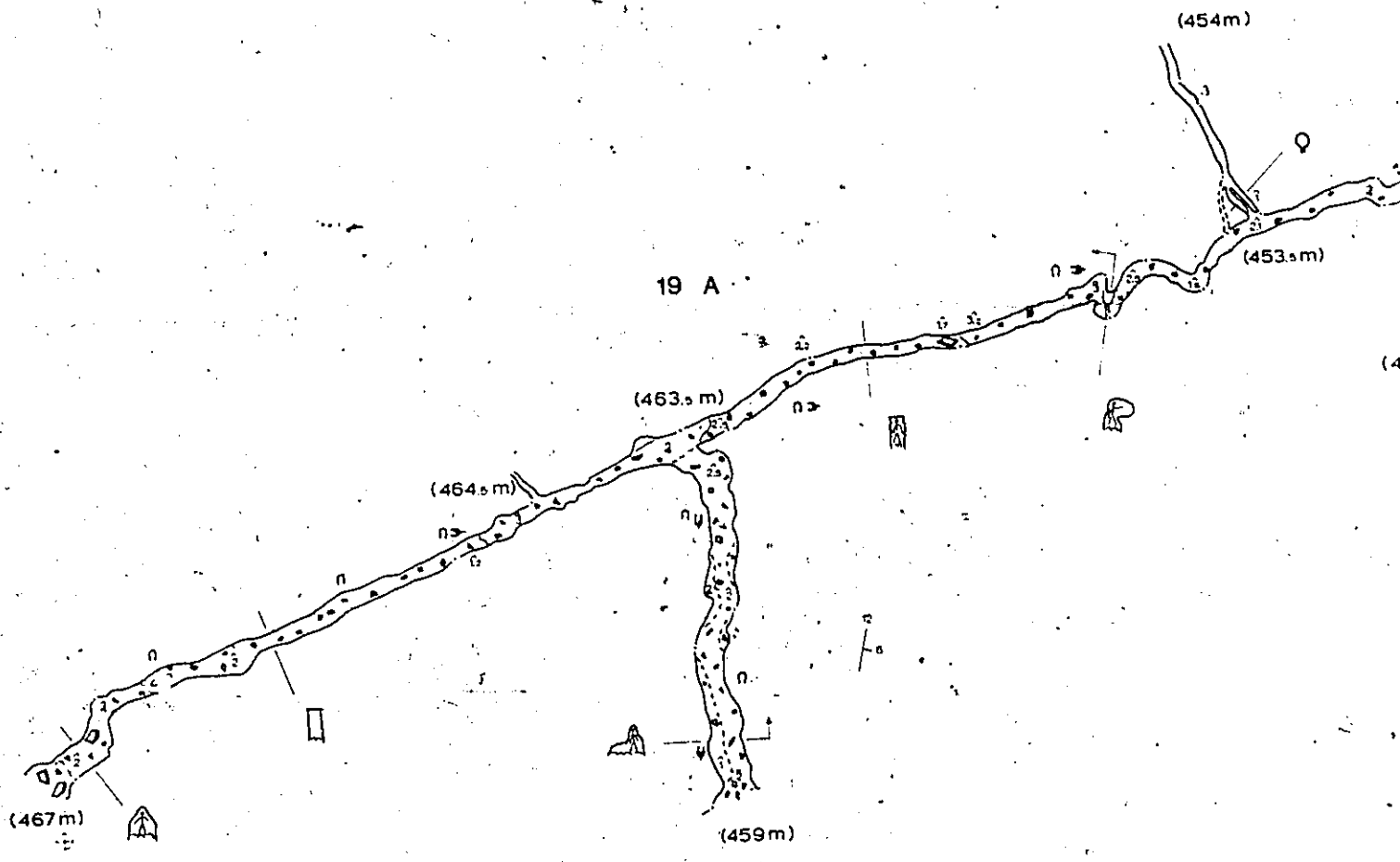
105 C

otte Jean-Pascal

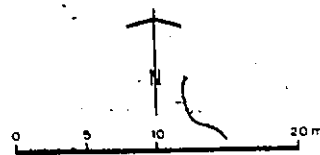


5 af

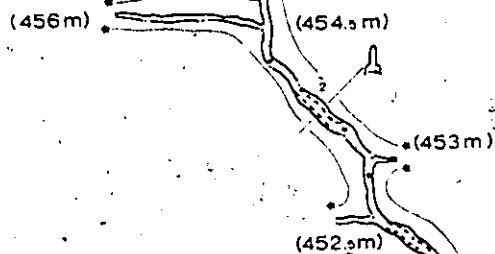




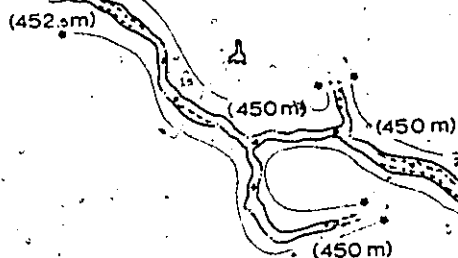
6 of 7



arpentage J. M. SCHROEDER 1970 à 1976
Y. ROMPRES et J. GAUVIN 1974
cartographie J. SCHROEDER



13 A



(445m)

4 of



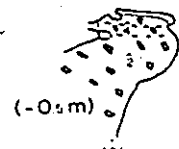
20 m

HOEDER 1970 & 1976
S. & J. GAUVIN 1974

DER

8 af

106 C



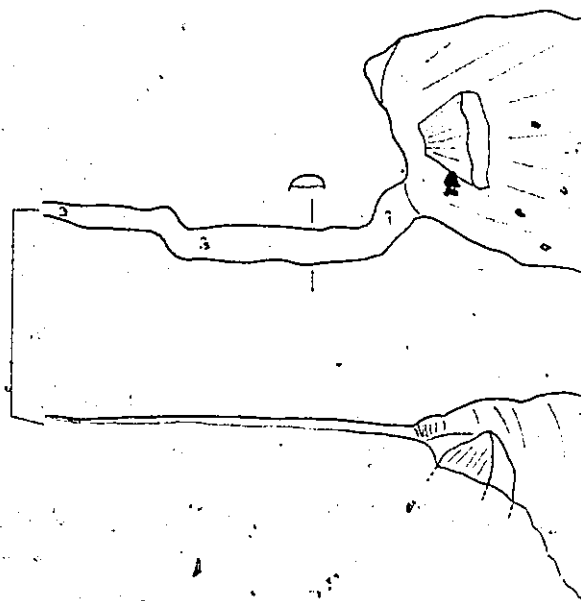
(-0.5 m)

107 C

(-610 m)

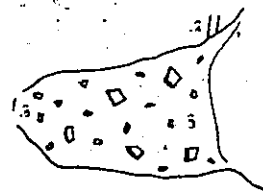


(-12.2 m)



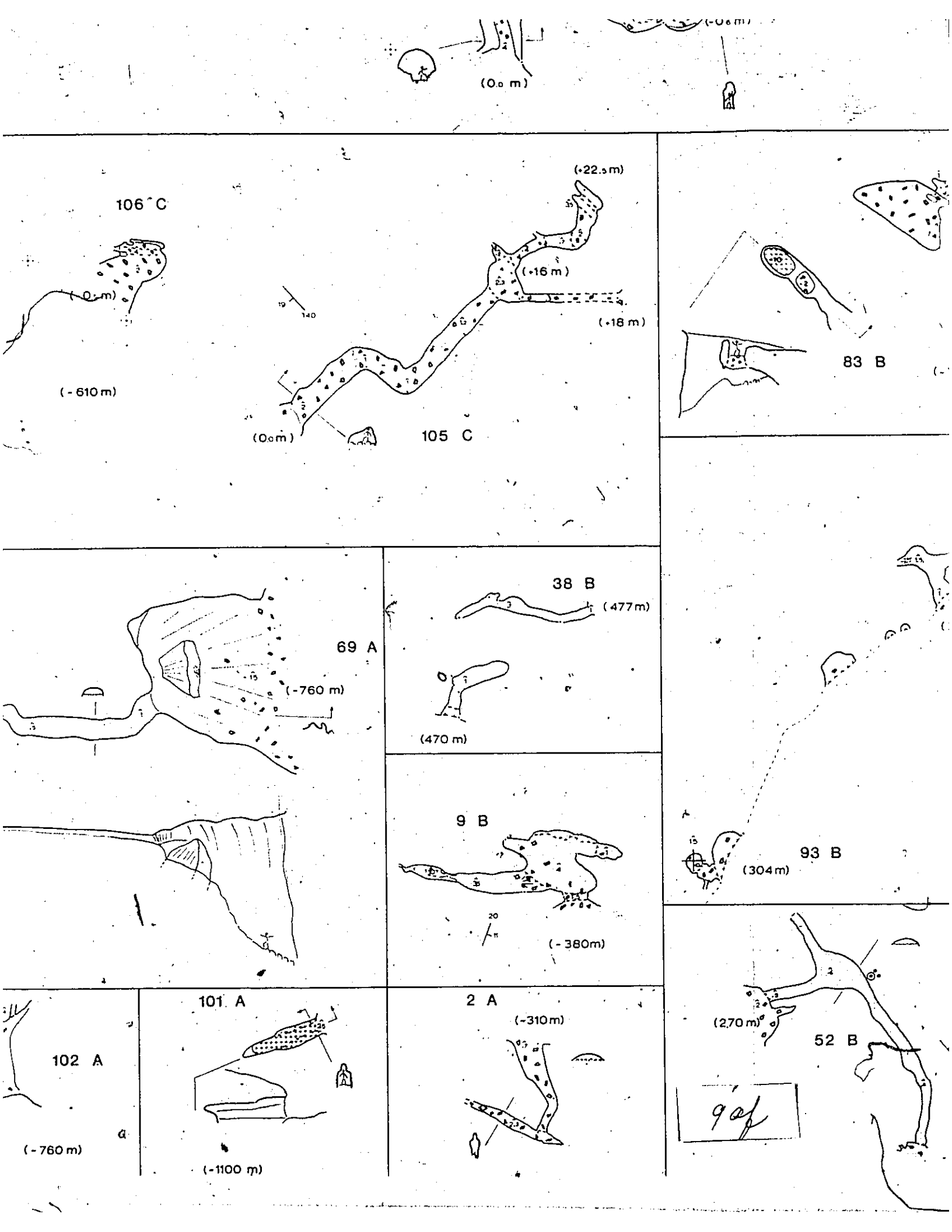
101 A

102 A



(-760 m)

(-1100)

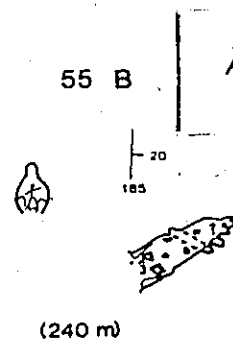
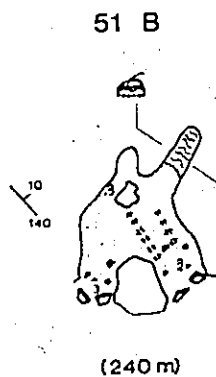
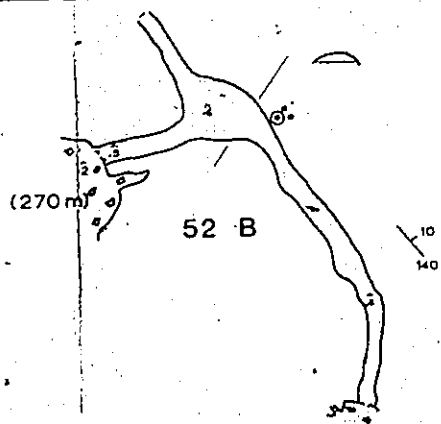
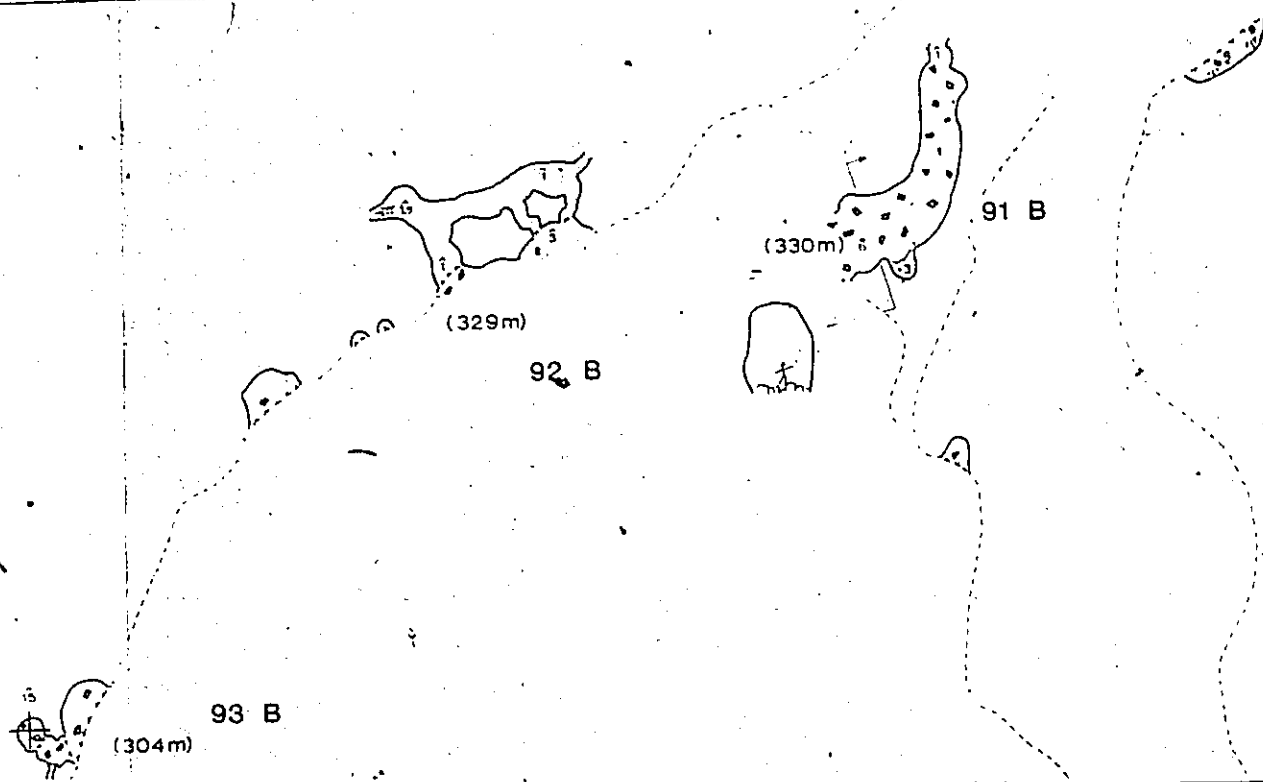
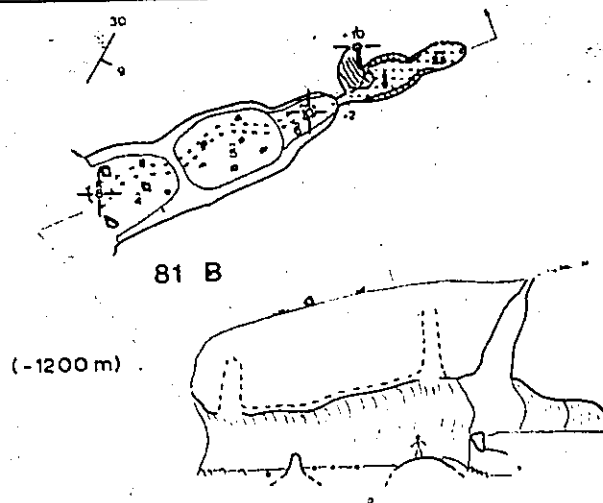
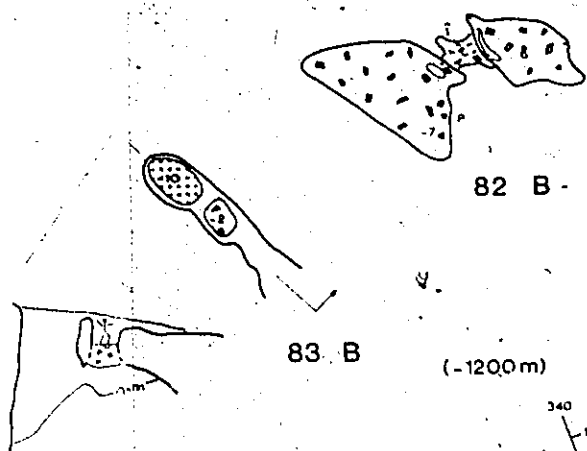


(+22.5 m)

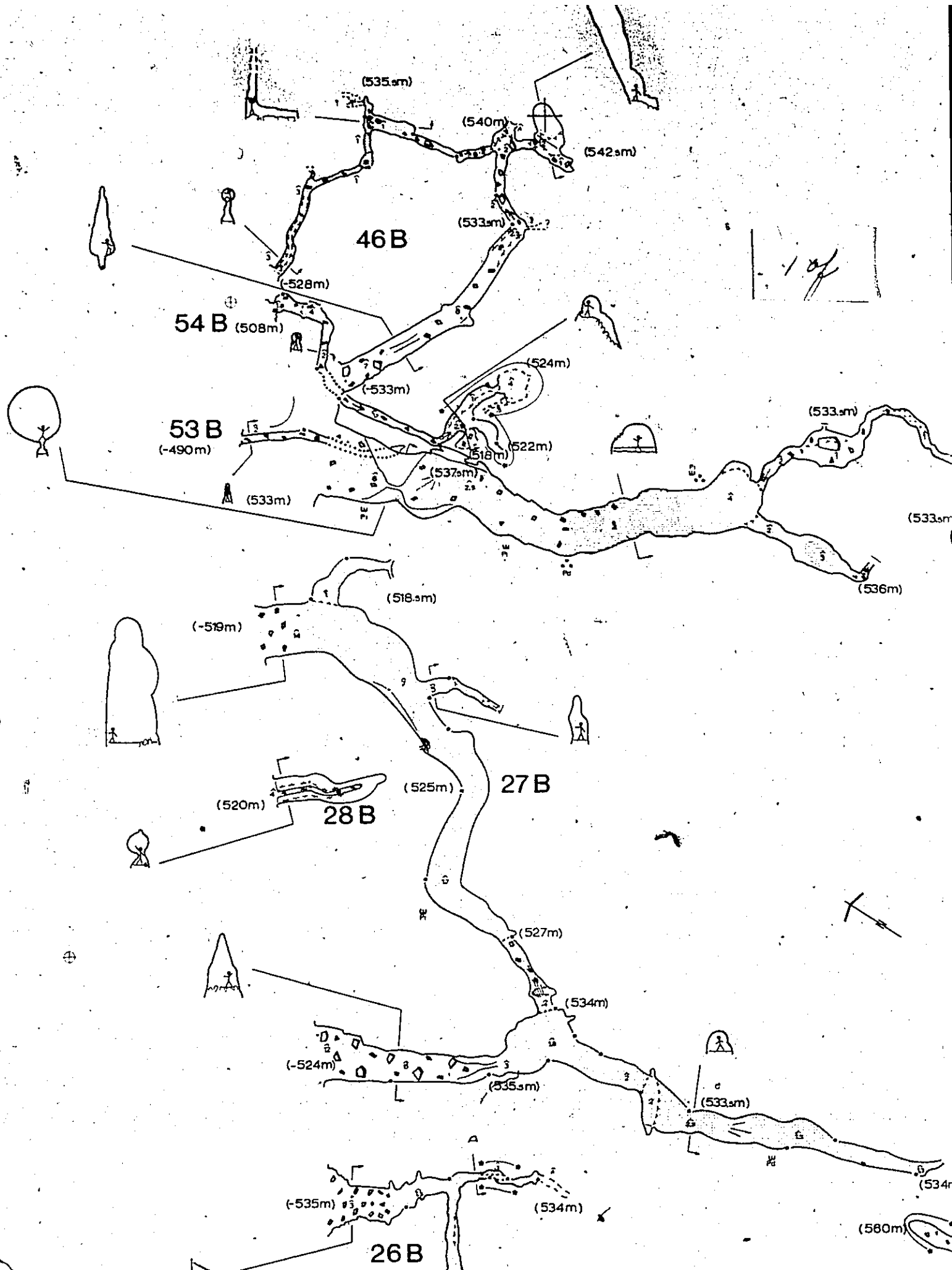
(+18 m)

B
(477 m)

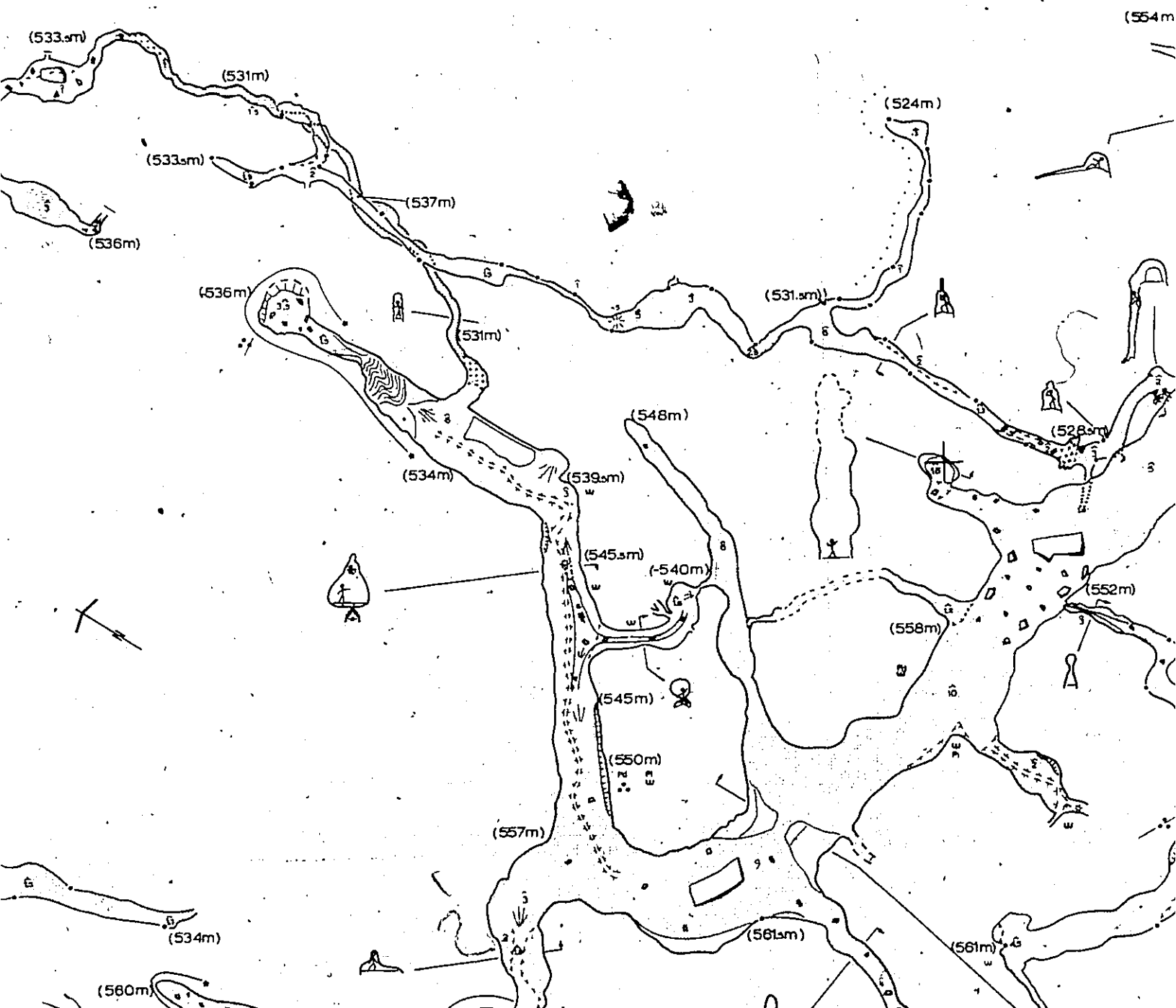
(380 m)

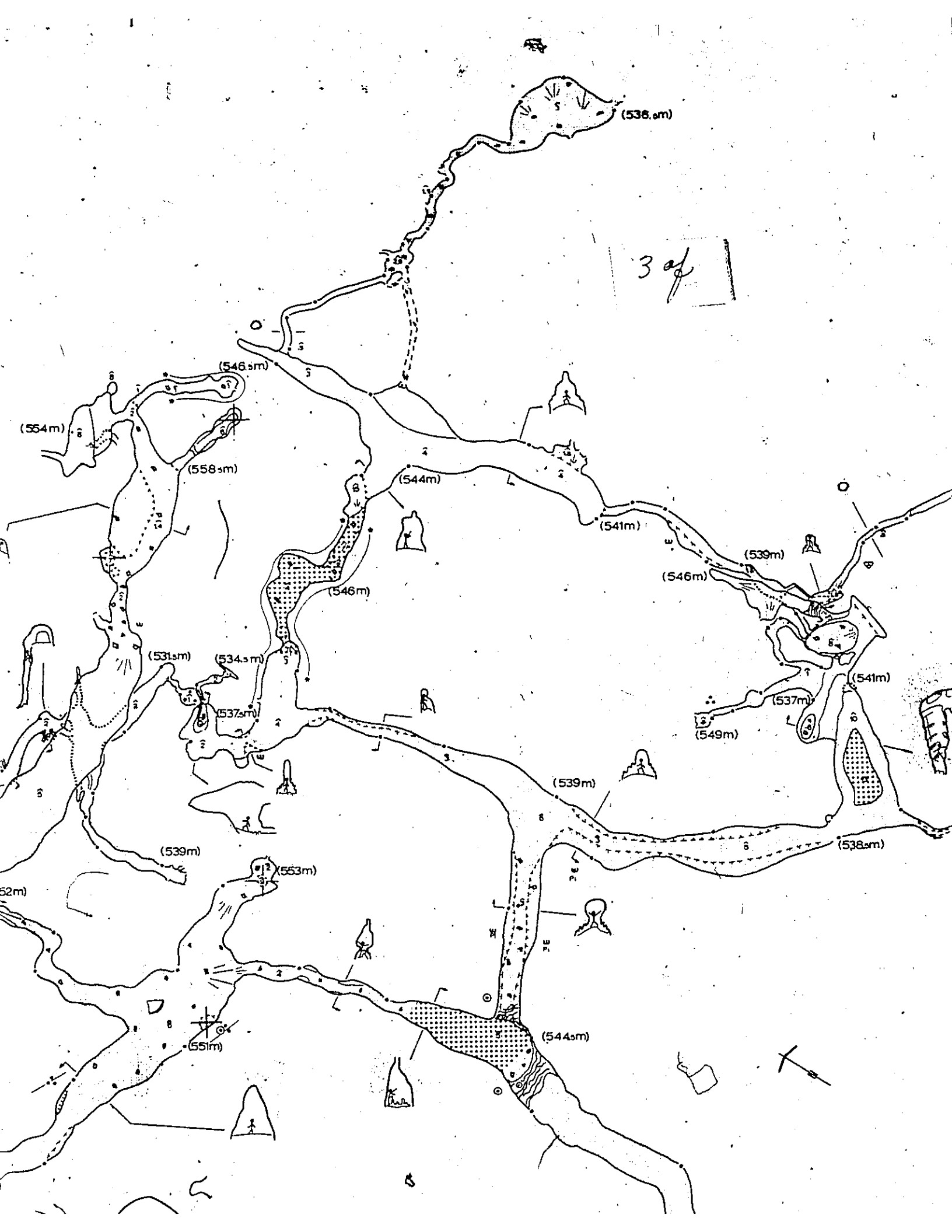


100/10

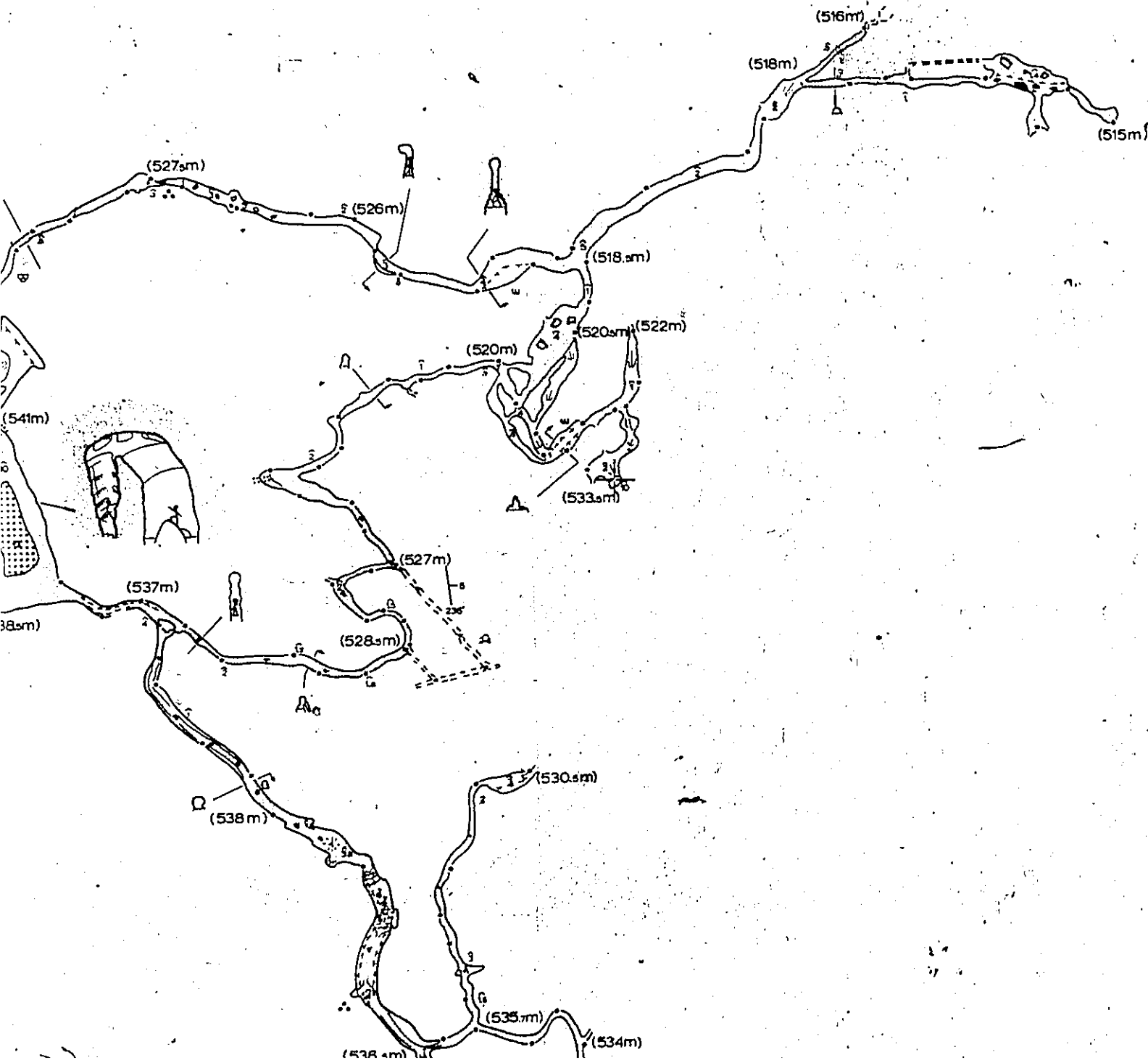


2%





4 of 1

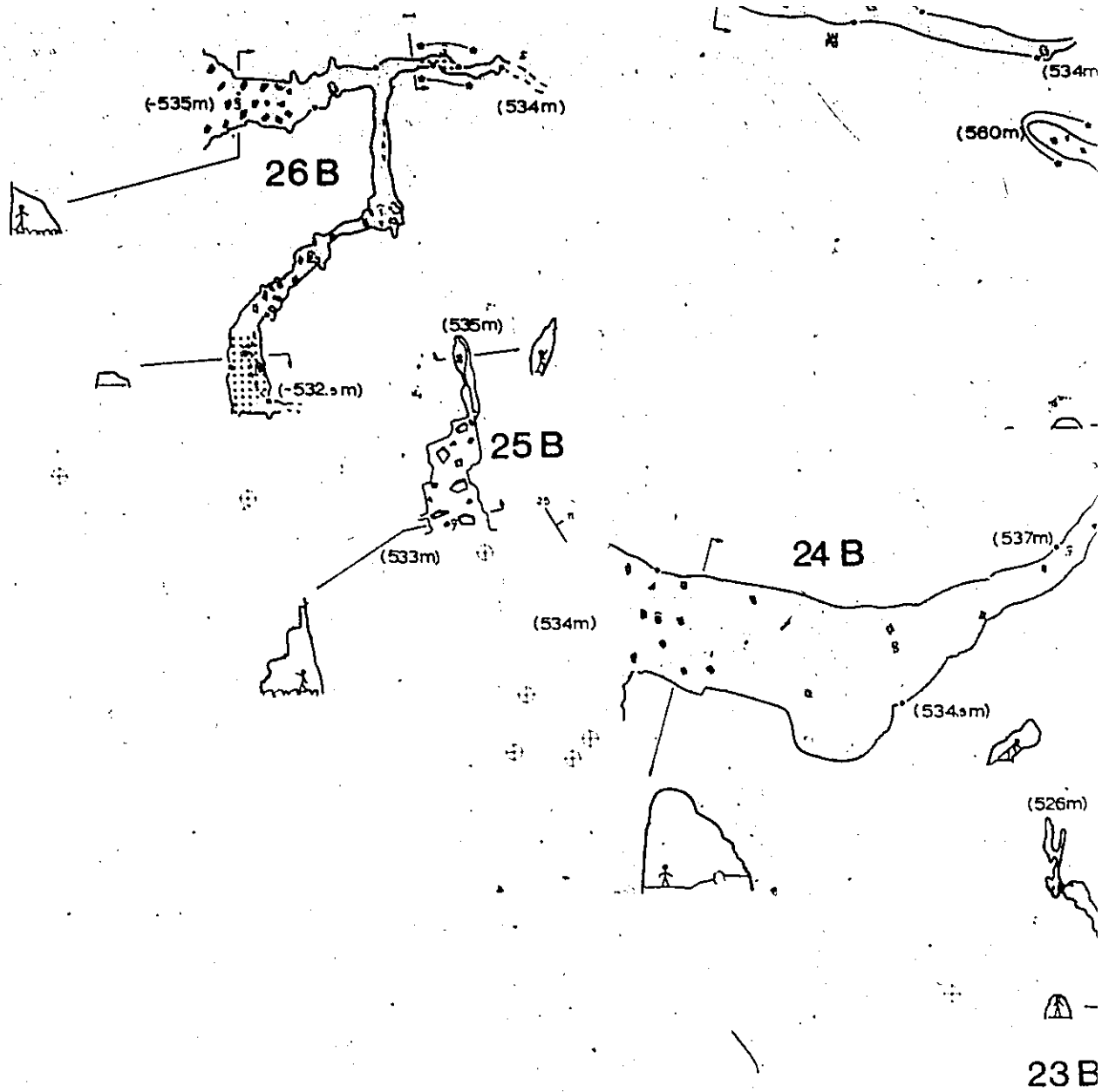


(515m)

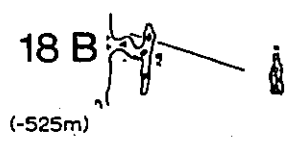
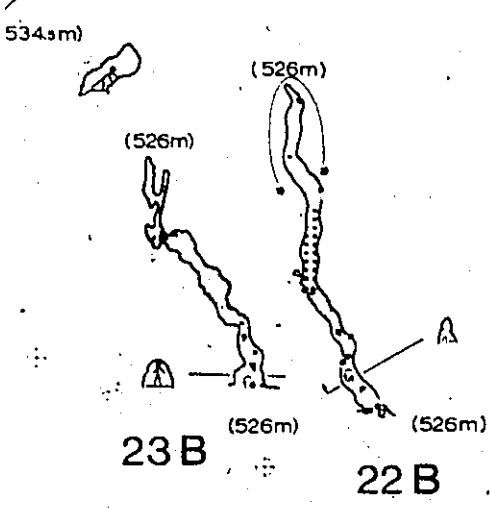
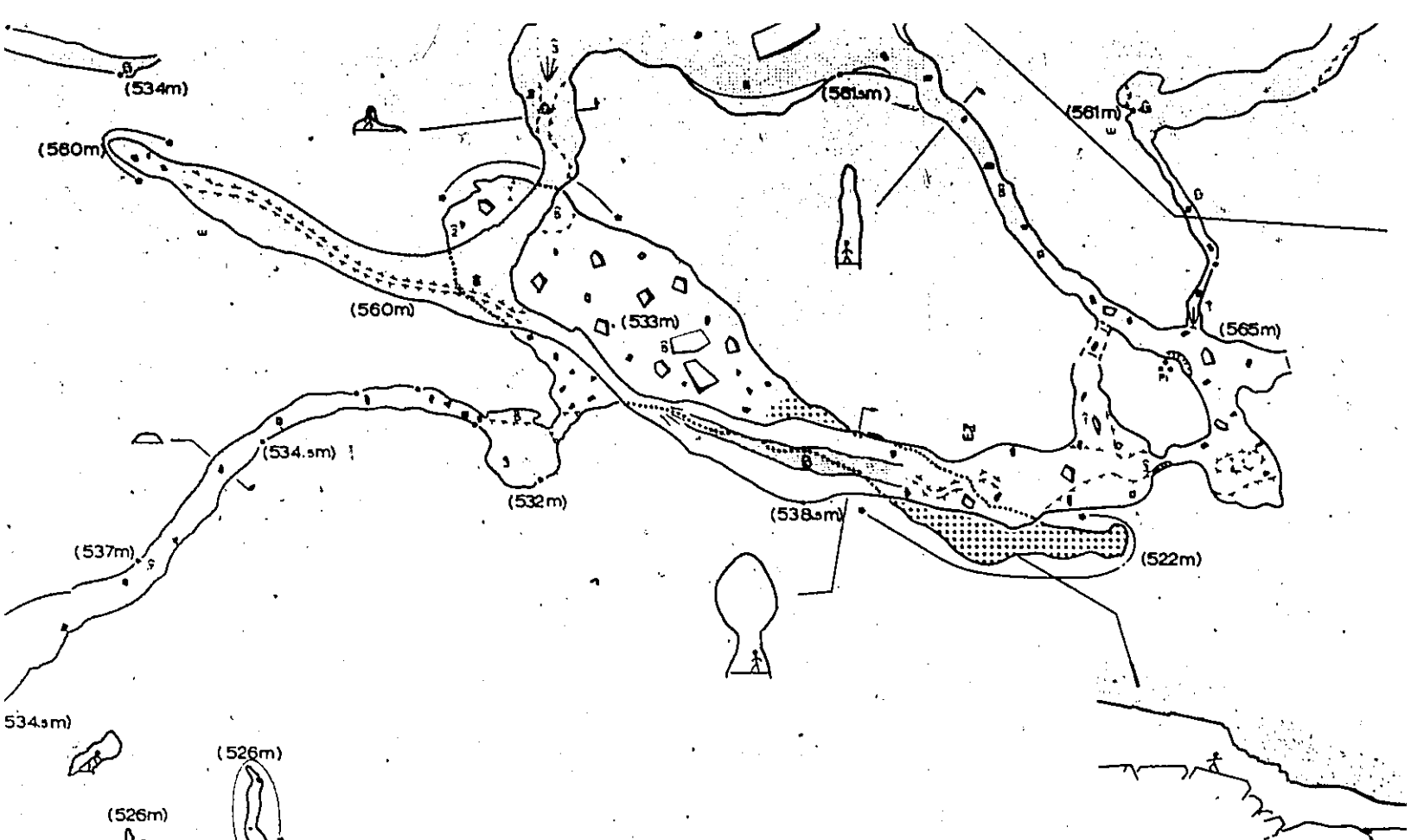
5 of

(-486m)

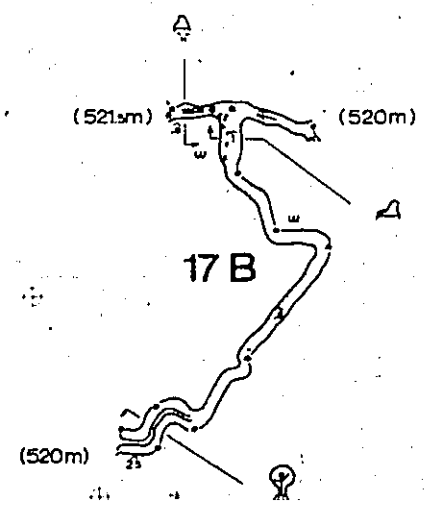
(485m)

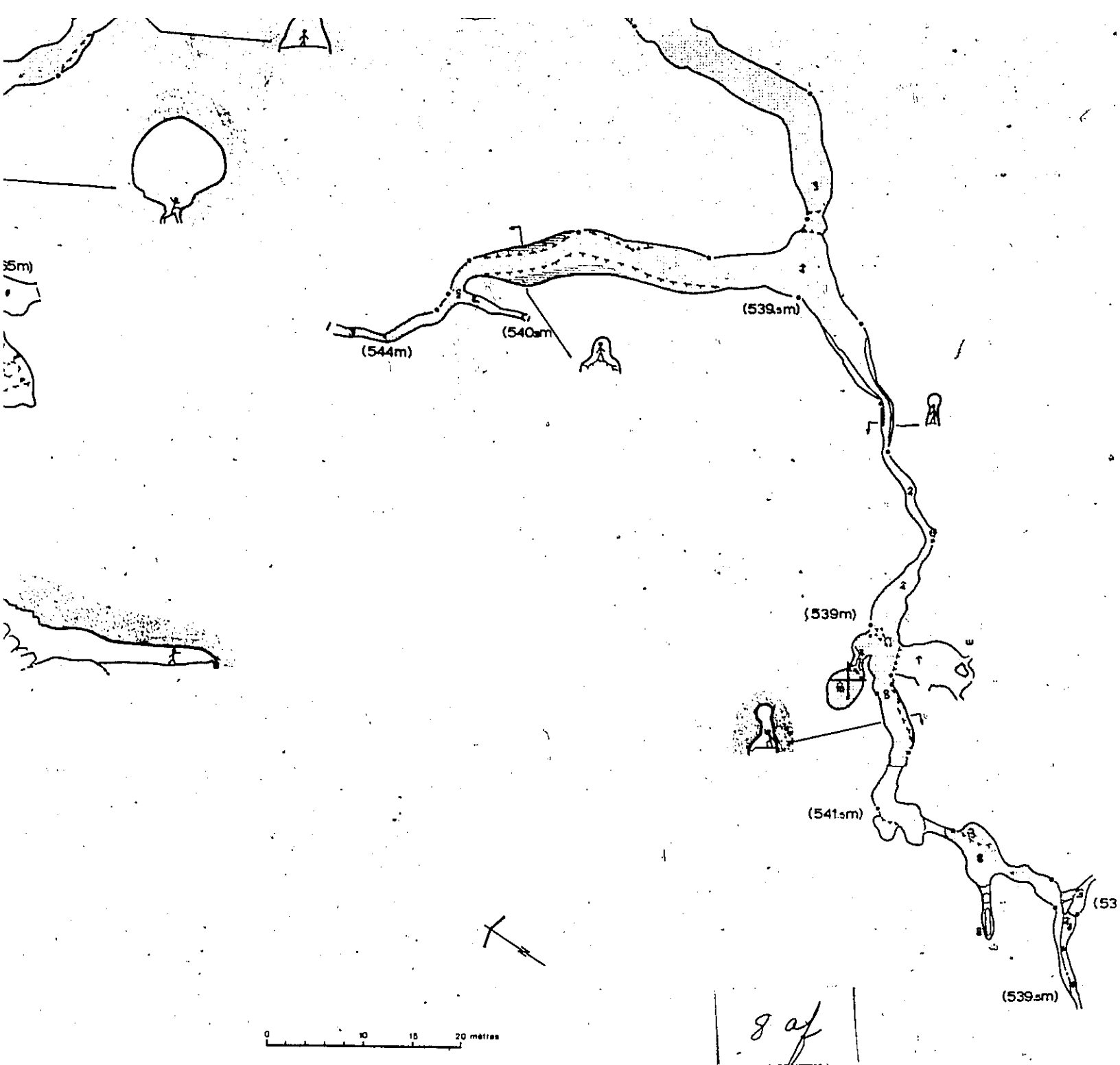


6 of

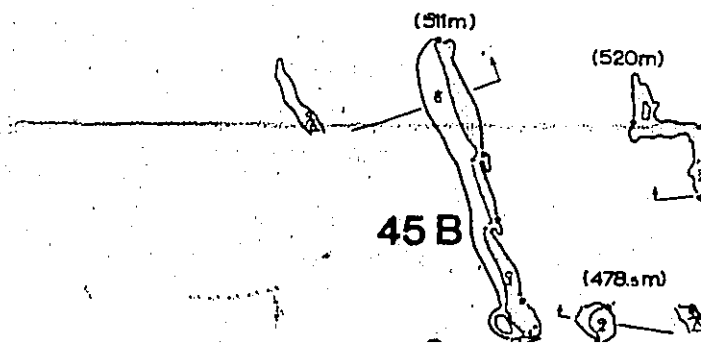


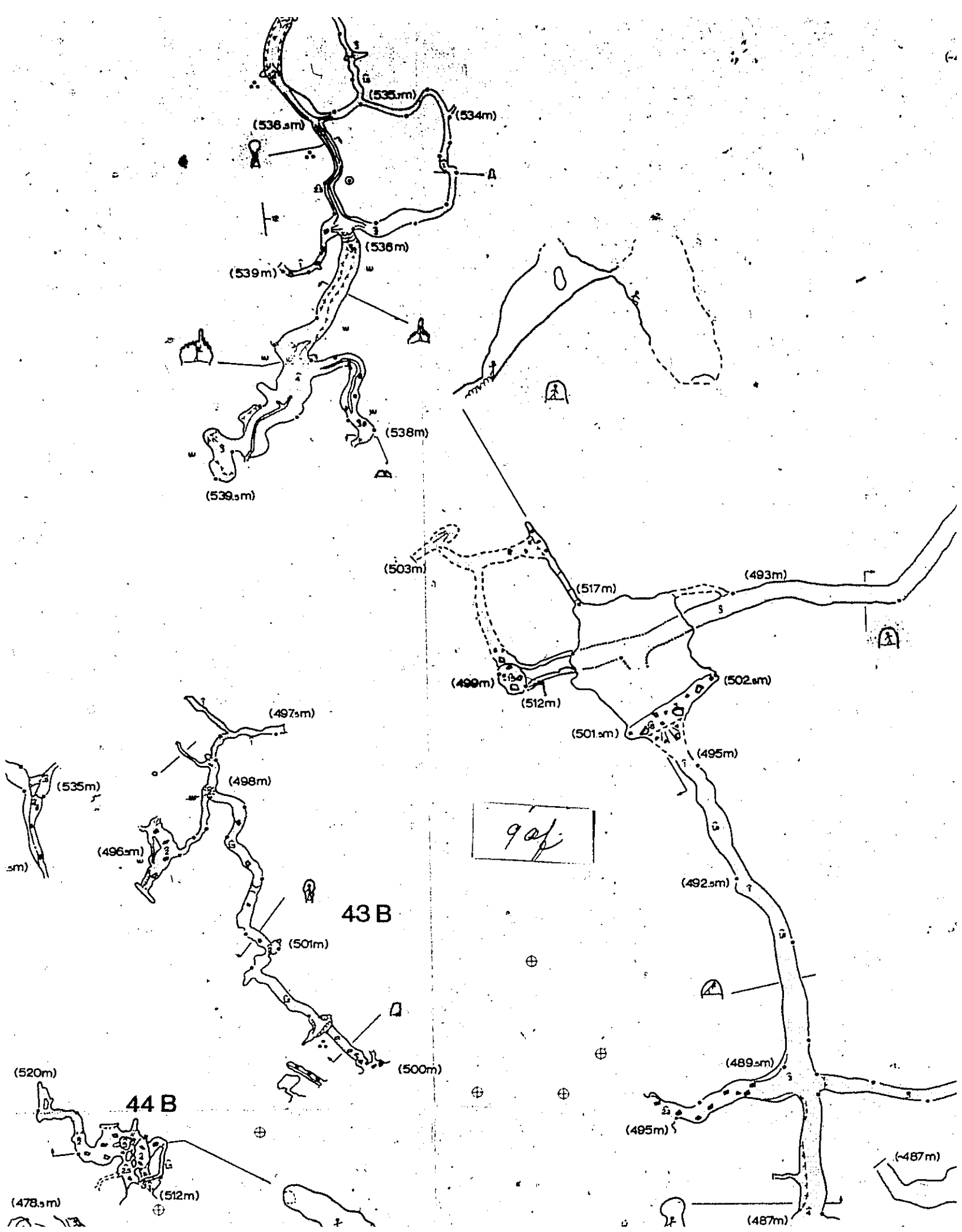
4 of

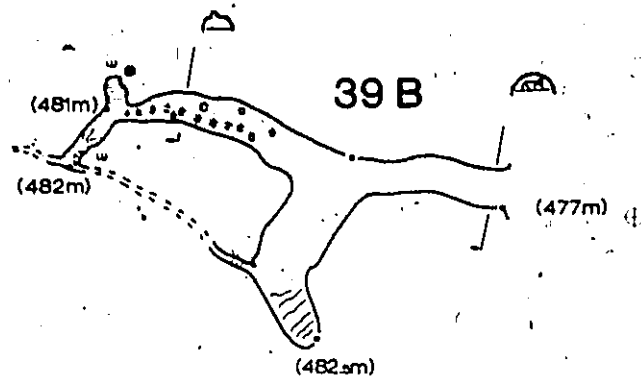
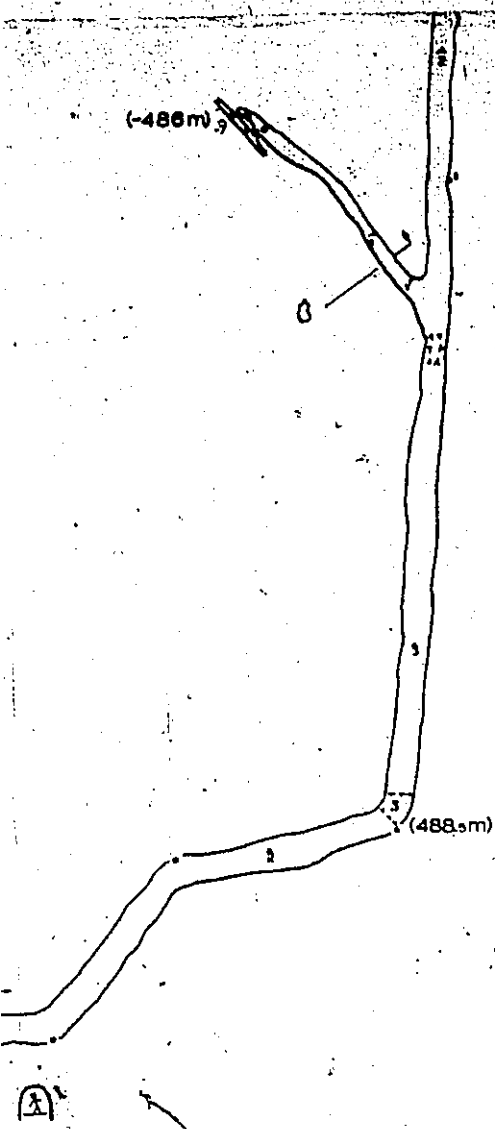




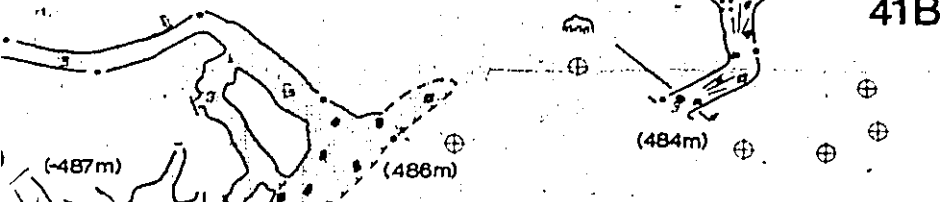
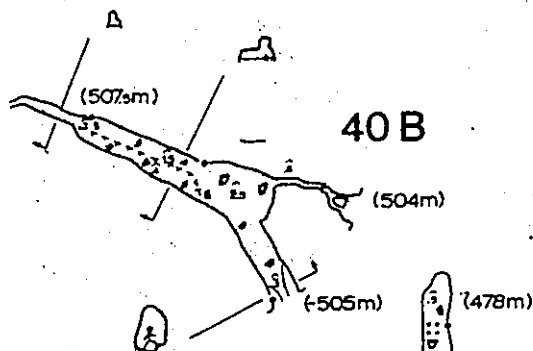
arpentage J. SCHROEDER et J. MARION 1970
 M. SHAWCROSS et J. MARION 1971
 J. SCHROEDER et S. ARSENAULT 1973
 T. ROMPRES et J. GAUVIN 1974
 J. SCHROEDER 1974-75
 cartographie J. SCHROEDER







1004



11 of

23 B

(526m)

(526m)

(525m)

22 B

(521m)

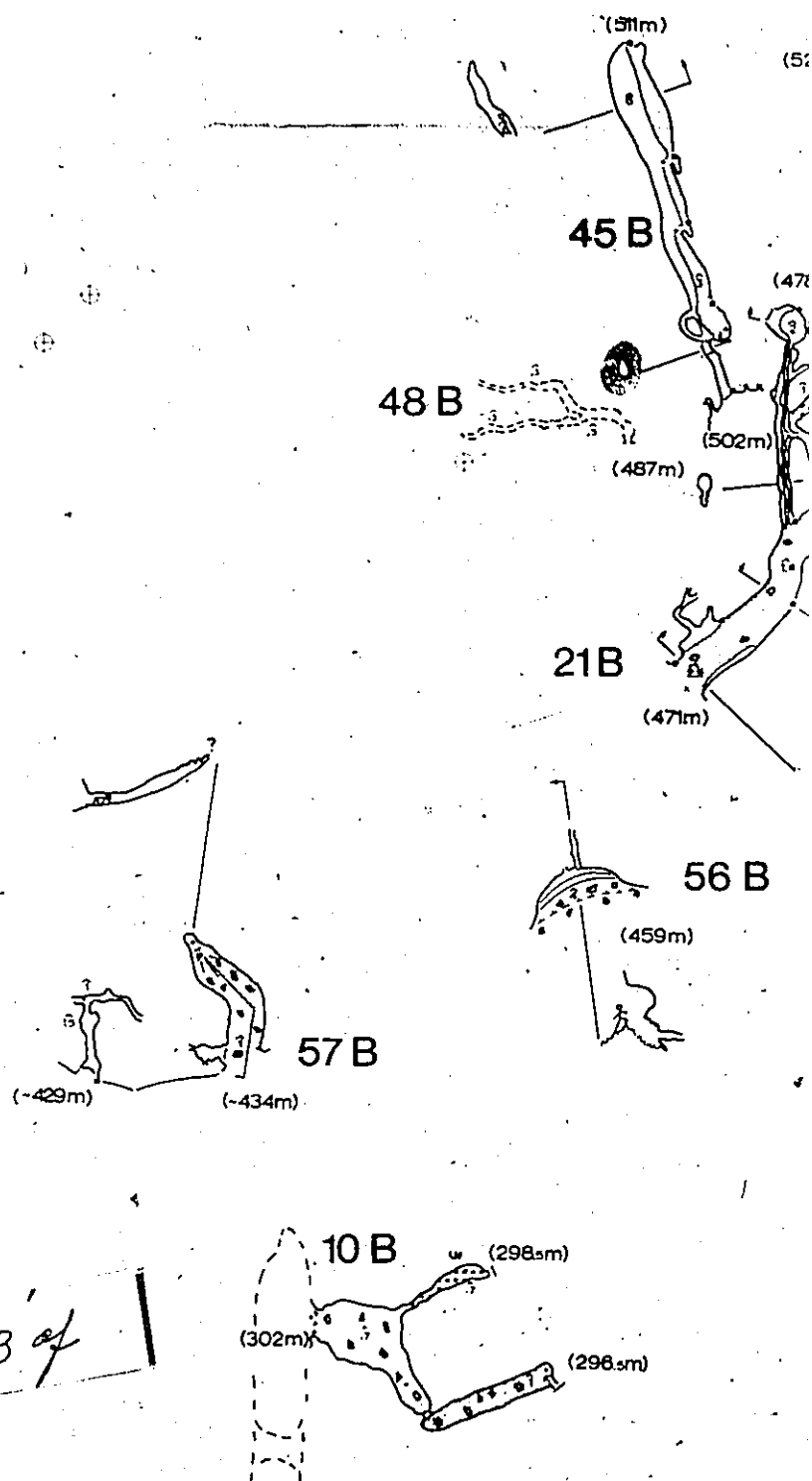
(520m)

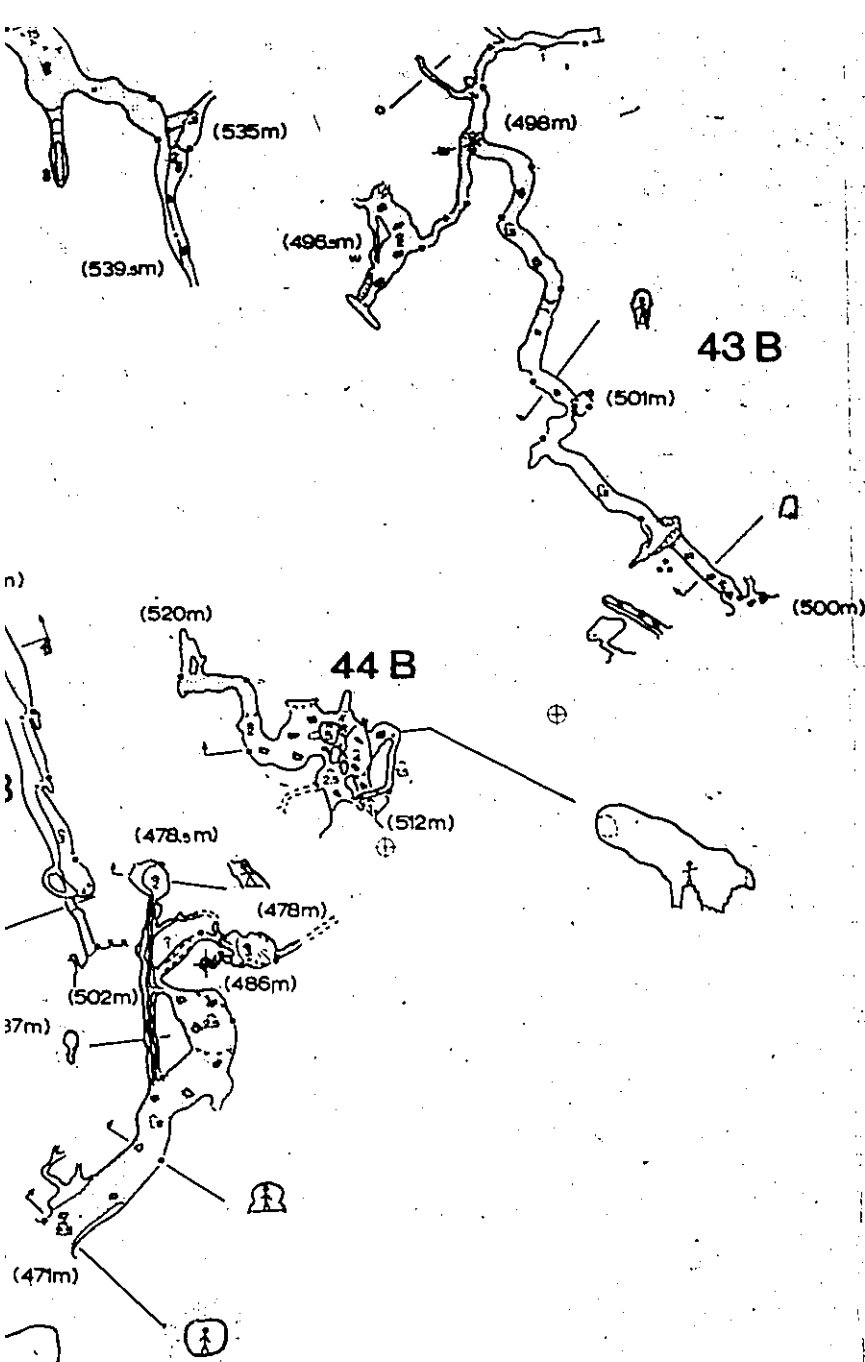
17 B

(520m)

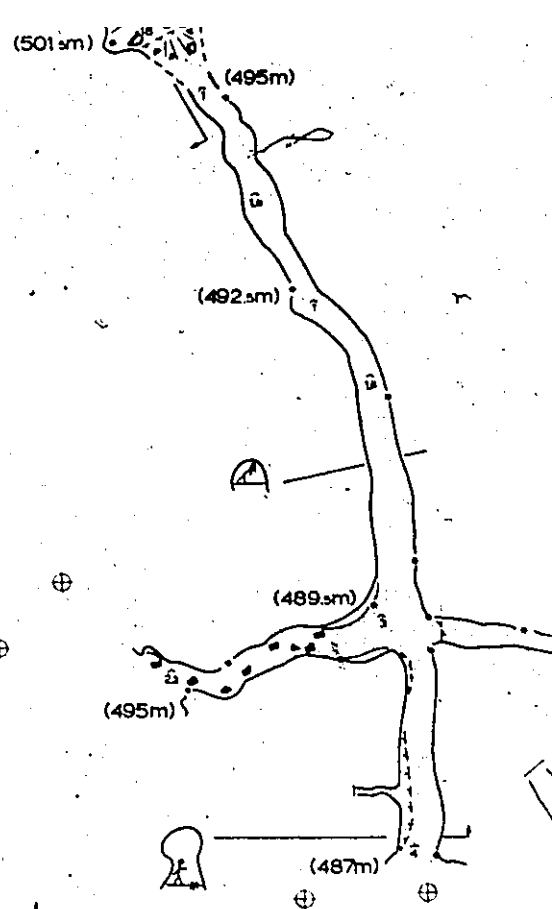
0 10 15 20 metres

arpenteur J. SCHROEDER et J. MARION 1970
M. SHAWCROSS et J. MARION 1971
J. SCHROEDER et S. ARSENAULT 1973
Y. ROMPRES et J. GAUVIN 1974
J. et M. SCHROEDER 1974-75
cartographe J. SCHROEDER

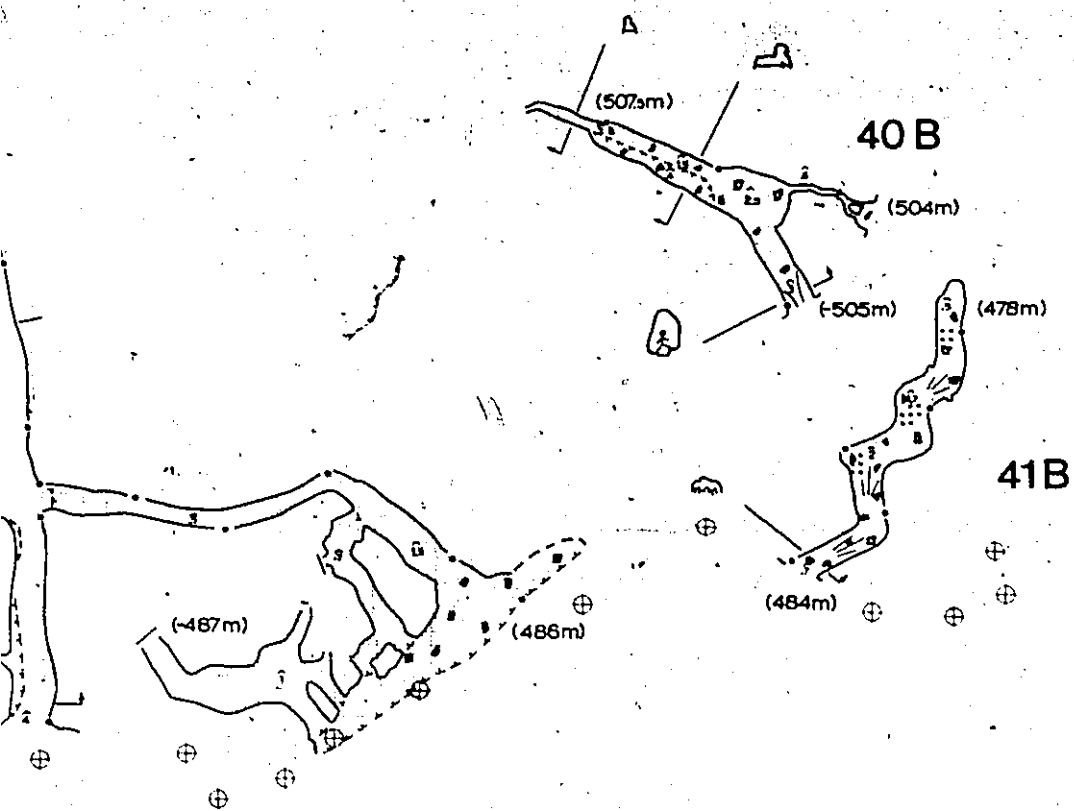




56 B
(59m)

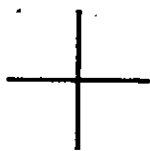


42 B grotte



MORPHOLOGIE

1- LES FORMES D'ÉROSION



AVEN (PUITS VERS LE HAUT)



DÉPRESSION DANS DÉPÔTS



PENTE DANS DÉPÔTS

P

PERTE



FAMILLE DES COUPS DE GOUGE
(SENS DU COURANT →)



FAMILLE DES CUPULES
(PAS DE SENS DU COURANT DICERNABLE)



PENDANTIFS ROCHEUX
ET CHENAUx ANASTOMOSÉS



PENDANTIFS ROCHEUX
ET CHENAUx ANASTOMOSÉS (BRISÉS)

Pd, Pi, Pr

PLAFOND, PAROI, PLANCHER:
LOCALISATION DES PHÉNOMÈNES

2- LES DÉPÔTS

A- DÉPÔTS PHYSIQUES



BLOCS ÉBOULÉS ANGULEUX ($L > 1m$)



BLOCAILLE ET GRAVIERS ANGULEUX ($L < 1m$)



GALETS



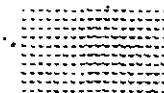
SABLE, SILT, ARGILE



GLACE DE CONDENSATION



GLACE MASSIVE



GLACE DE RECRISTALLISATION

EAU

B- DÉPÔTS PHYSICO-CHIMIQUES



STALACTITES



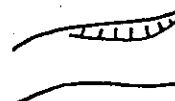
STALAGMITE, COLONNE



CONCRÉTIONS CASSÉES



PLANCHER STALAGMITIQUE



COULÉE DE PLAFOND OU DE PAROI,
DRAPERIES



GOURS

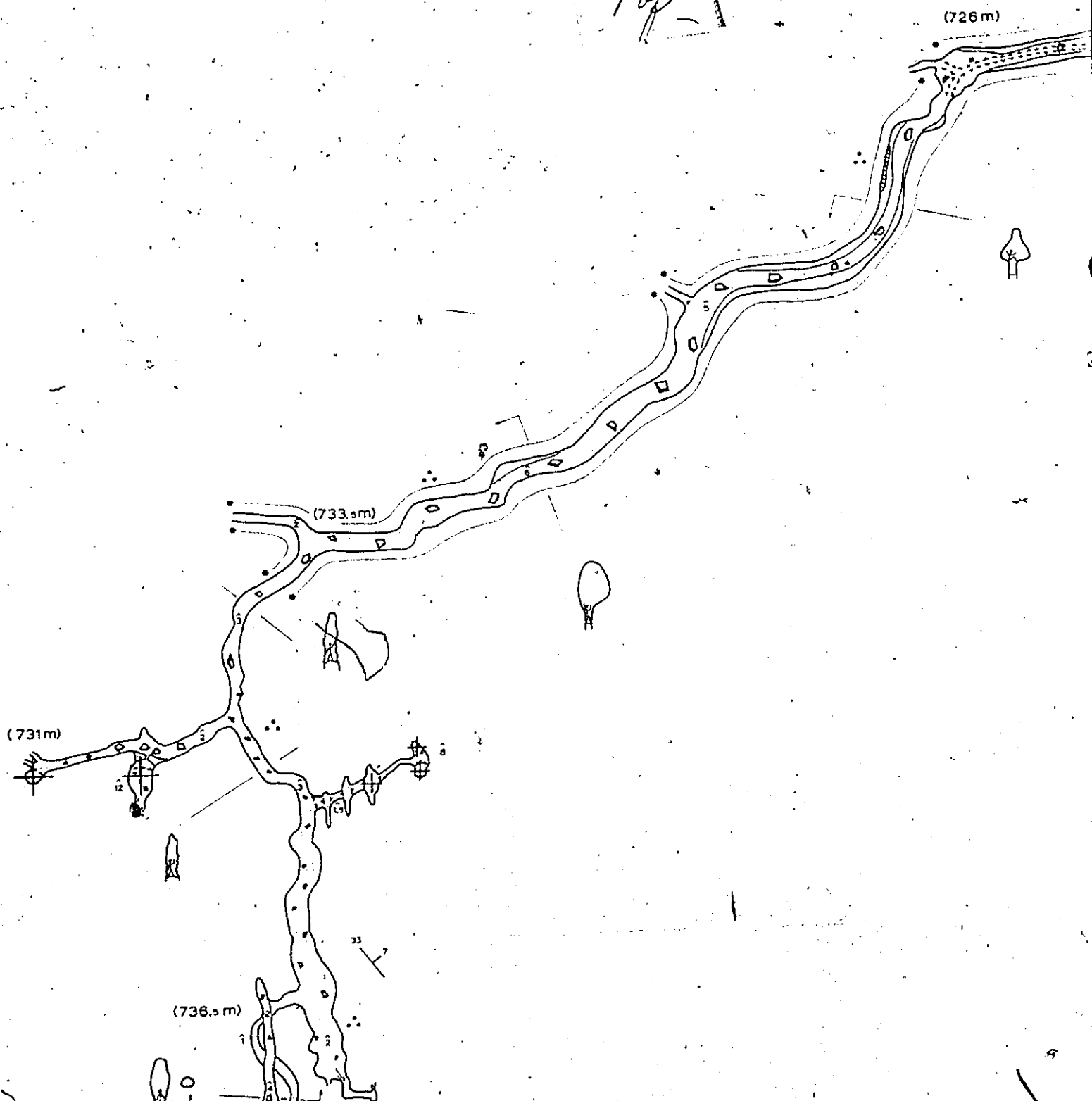


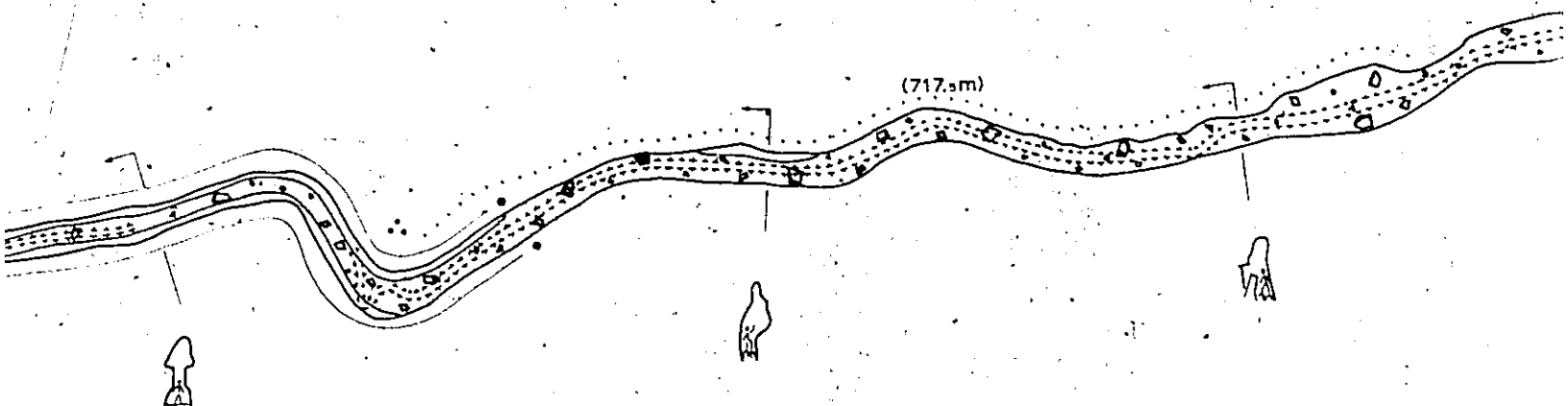
MONDMILCH



DÉPÔTS DE GYPSE

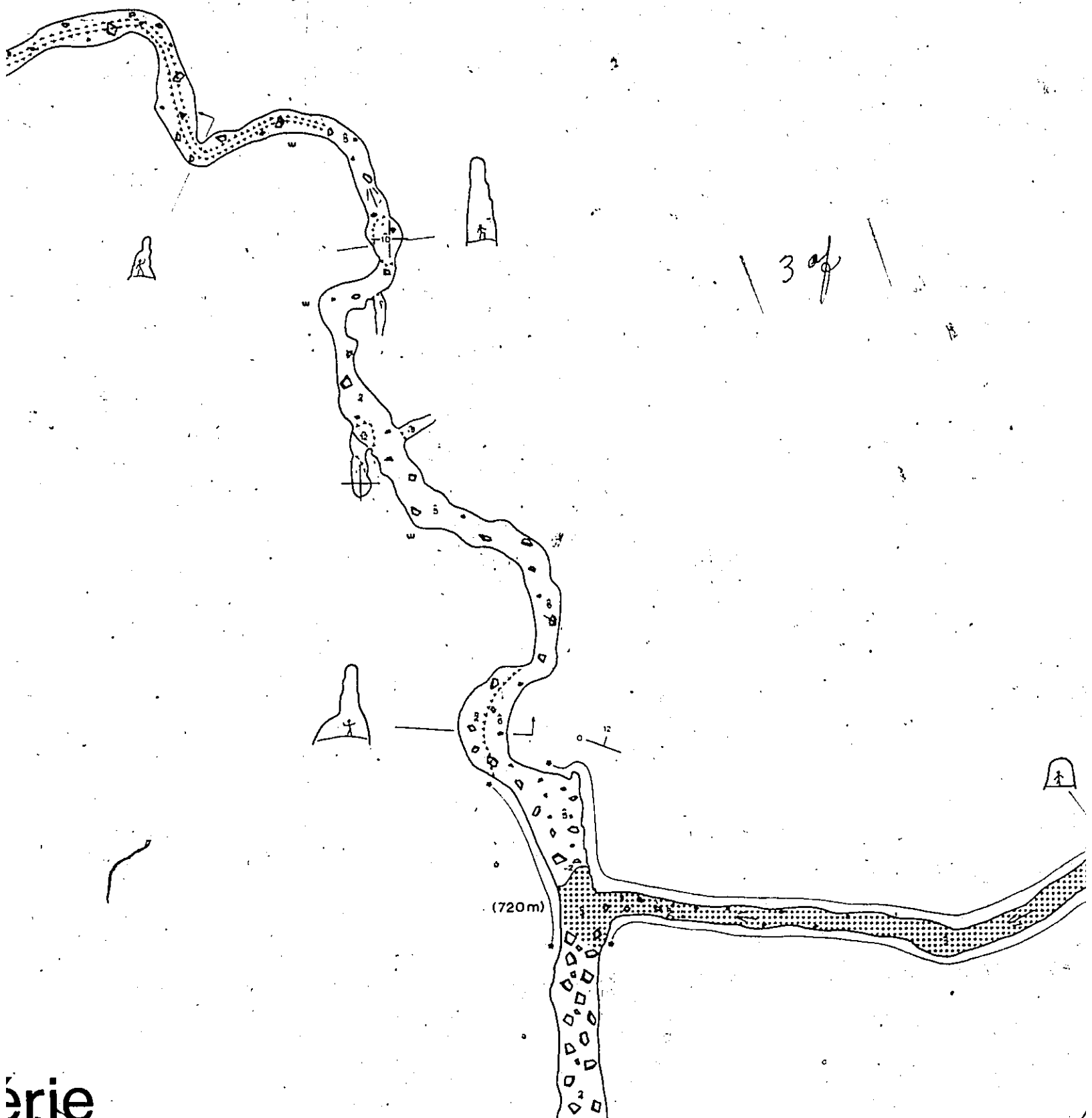
104



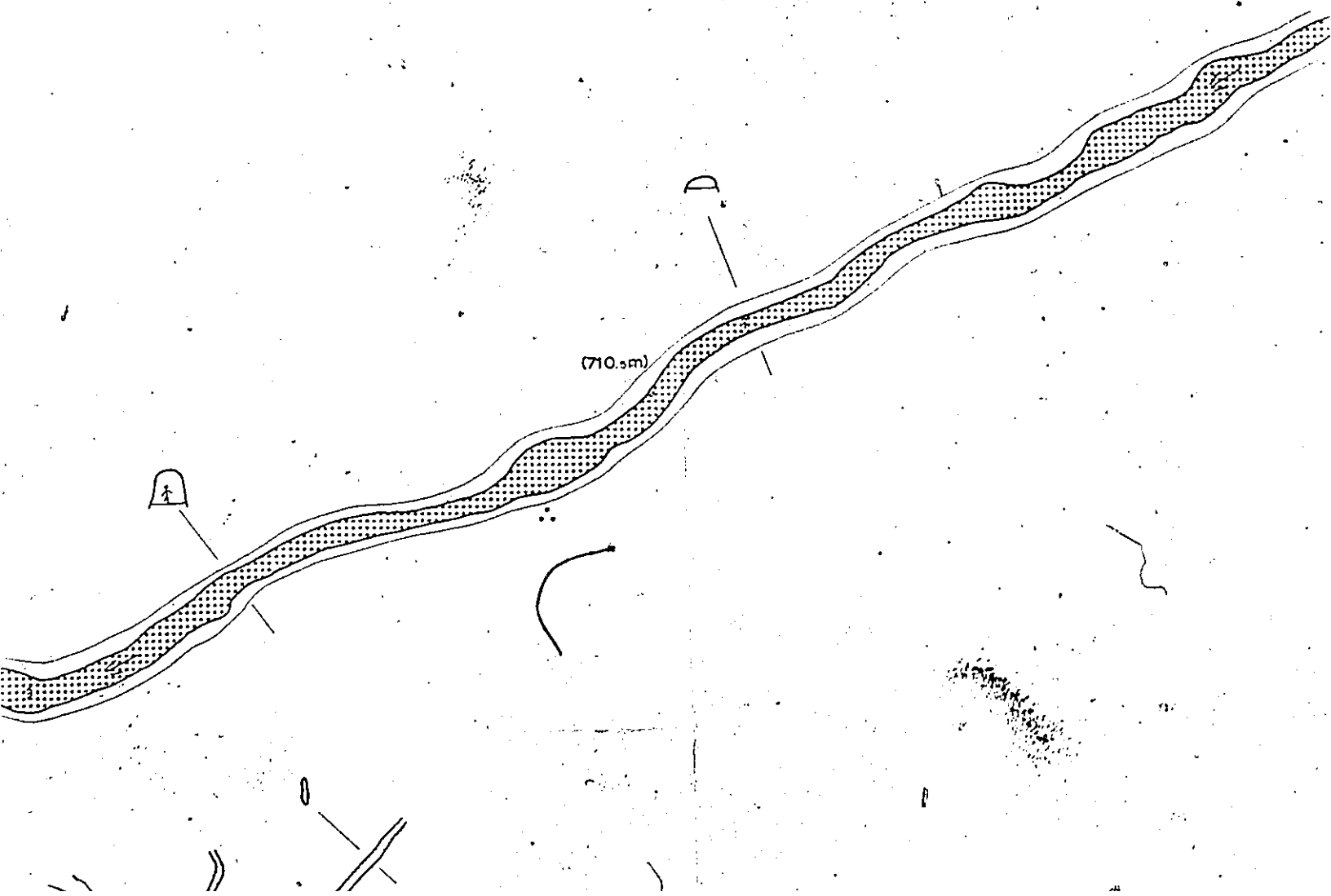


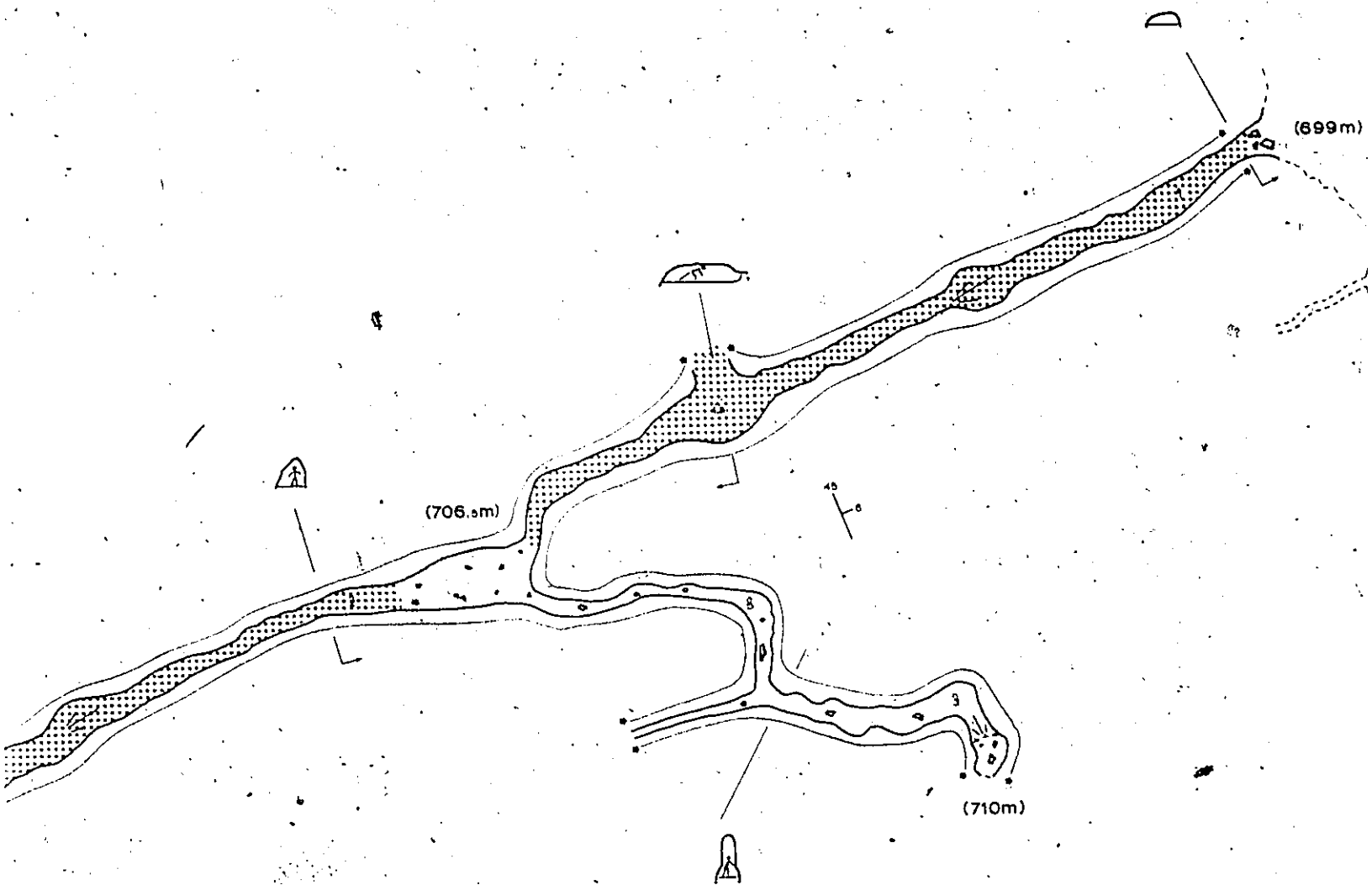
2 of

16 C grotte Valérie



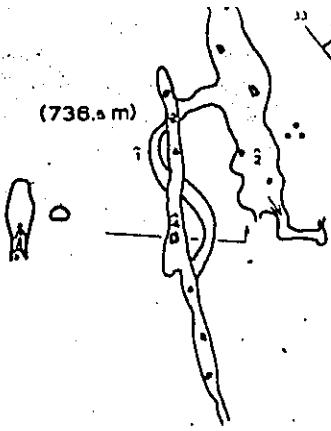
4 of





5 of

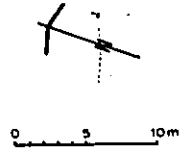
(736.5 m)



6 of 1

16 C grotte Valérie

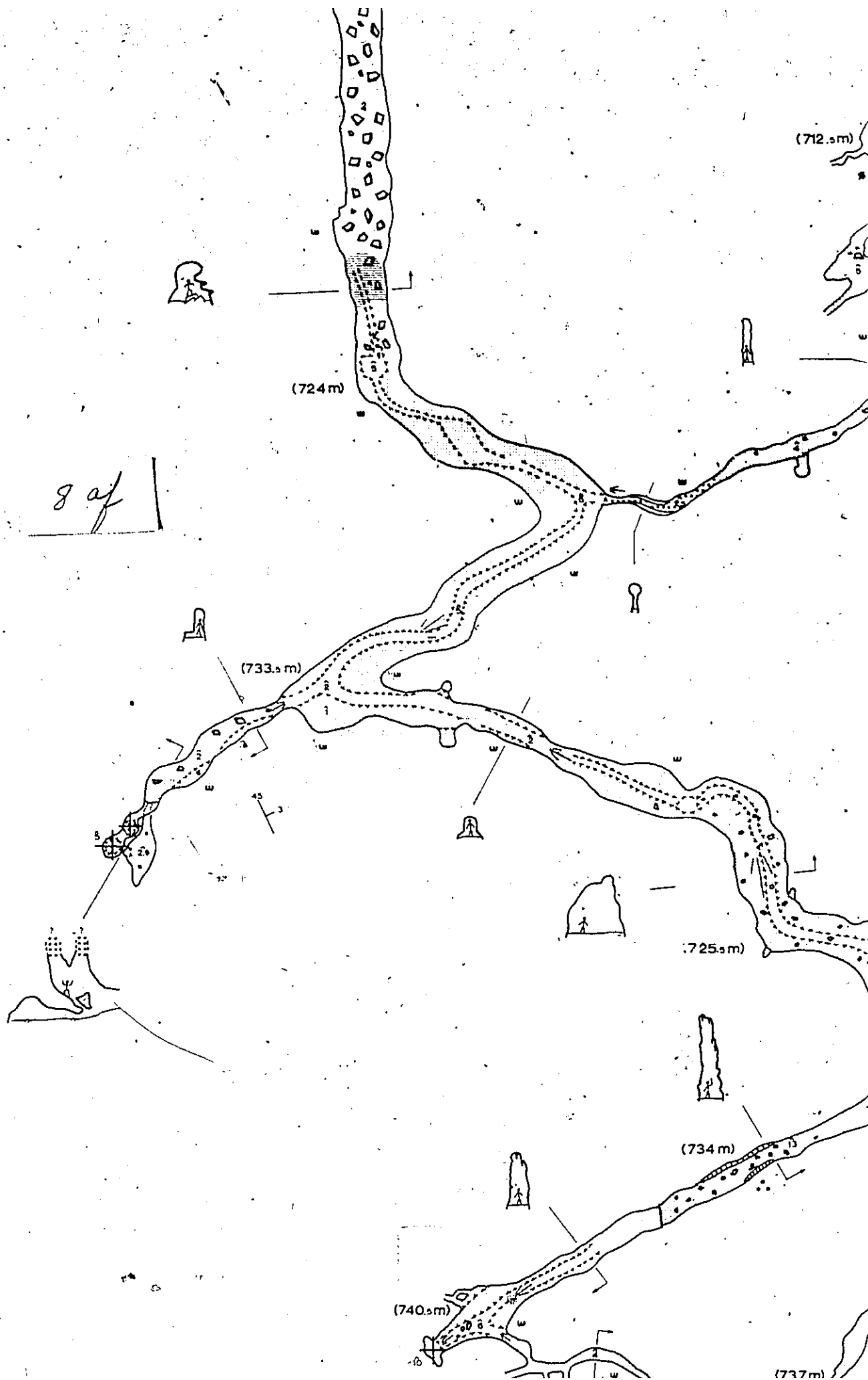
Topographie d'après la carte du CAVE AND KARST RESEARCH GROUP OF CANADA
Arpentages partiels et Cartographie J. SCHROEDER

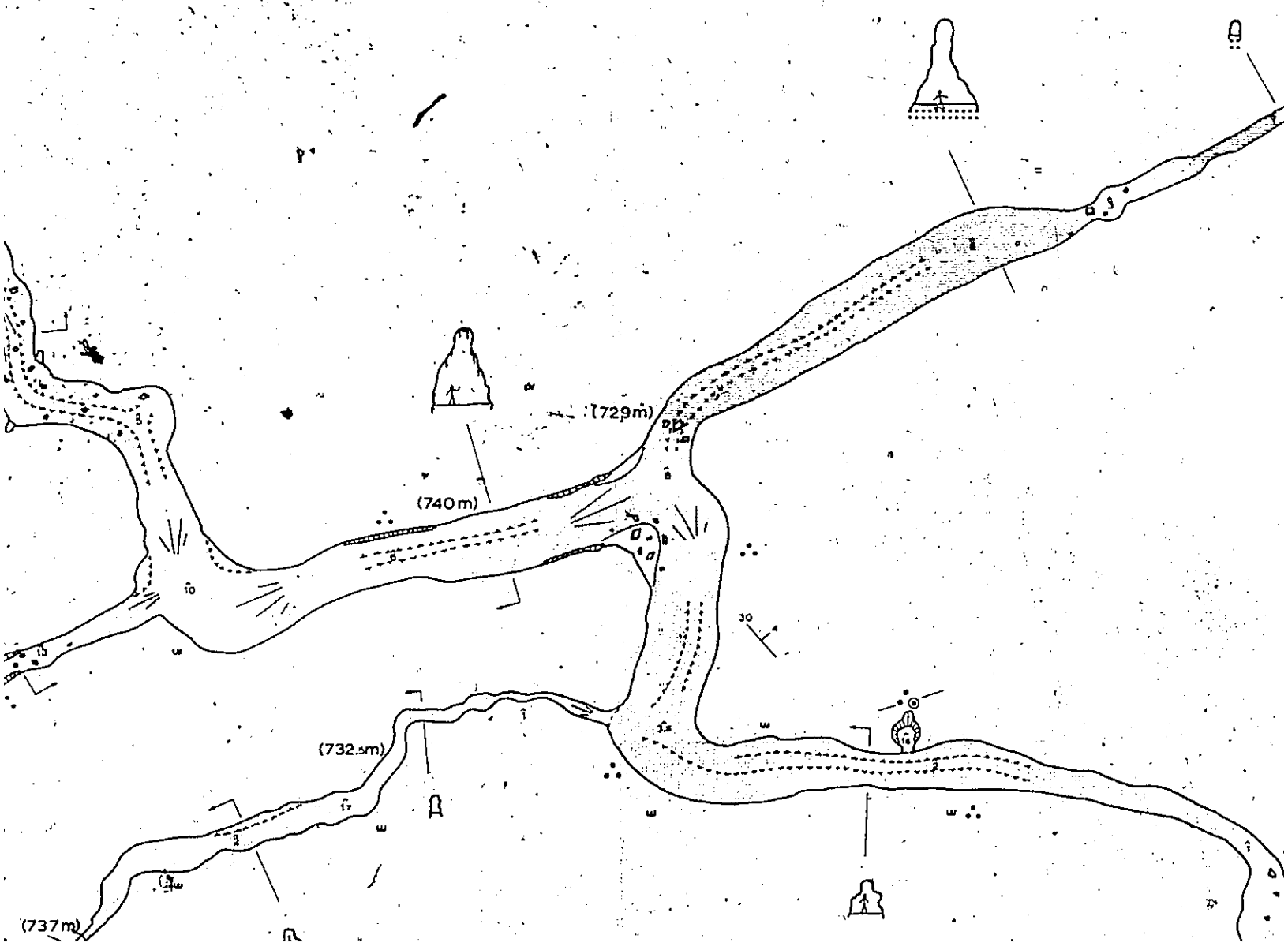
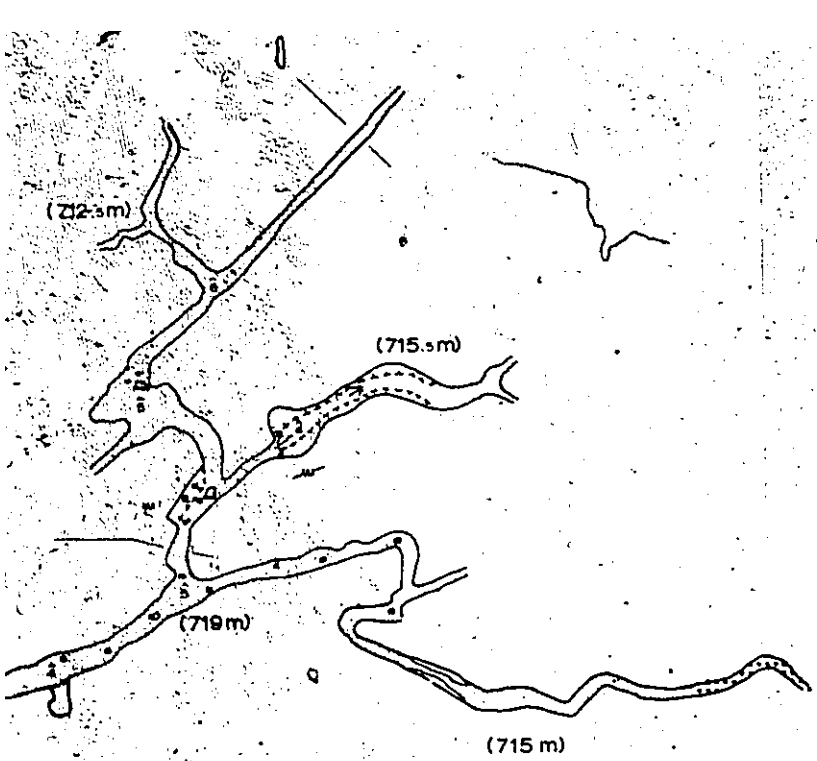


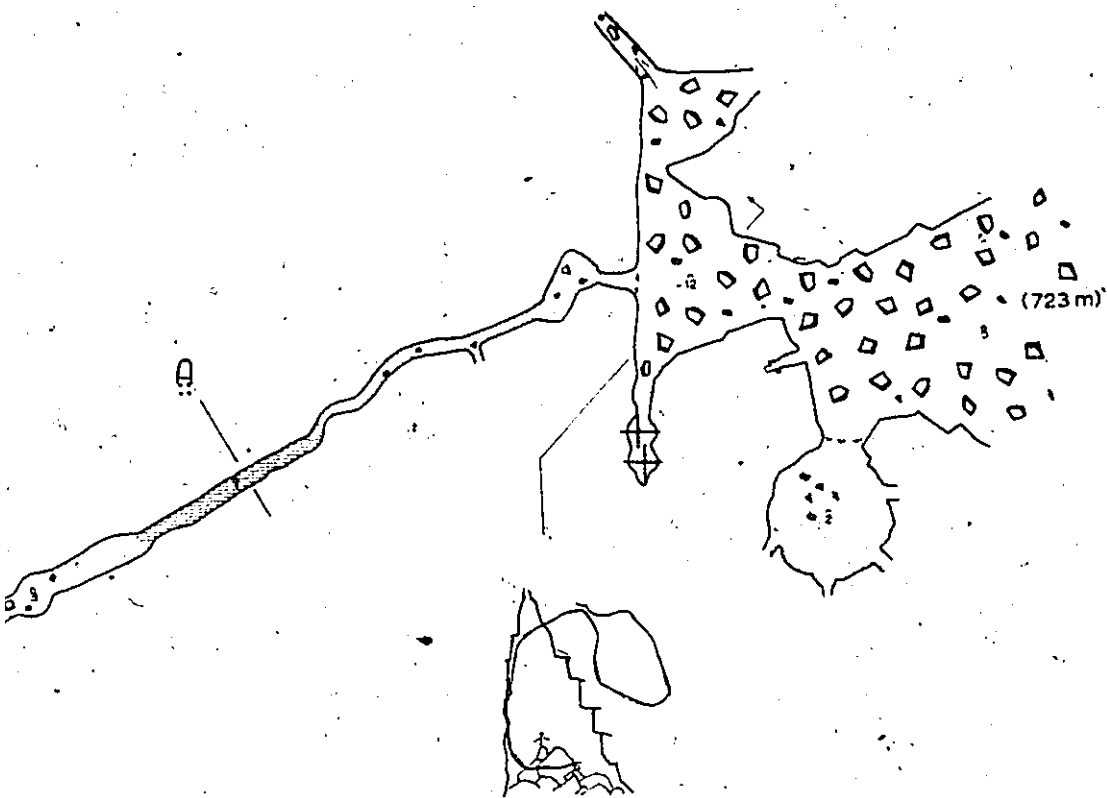
4 of 1

érie

GROUP OF CANADA



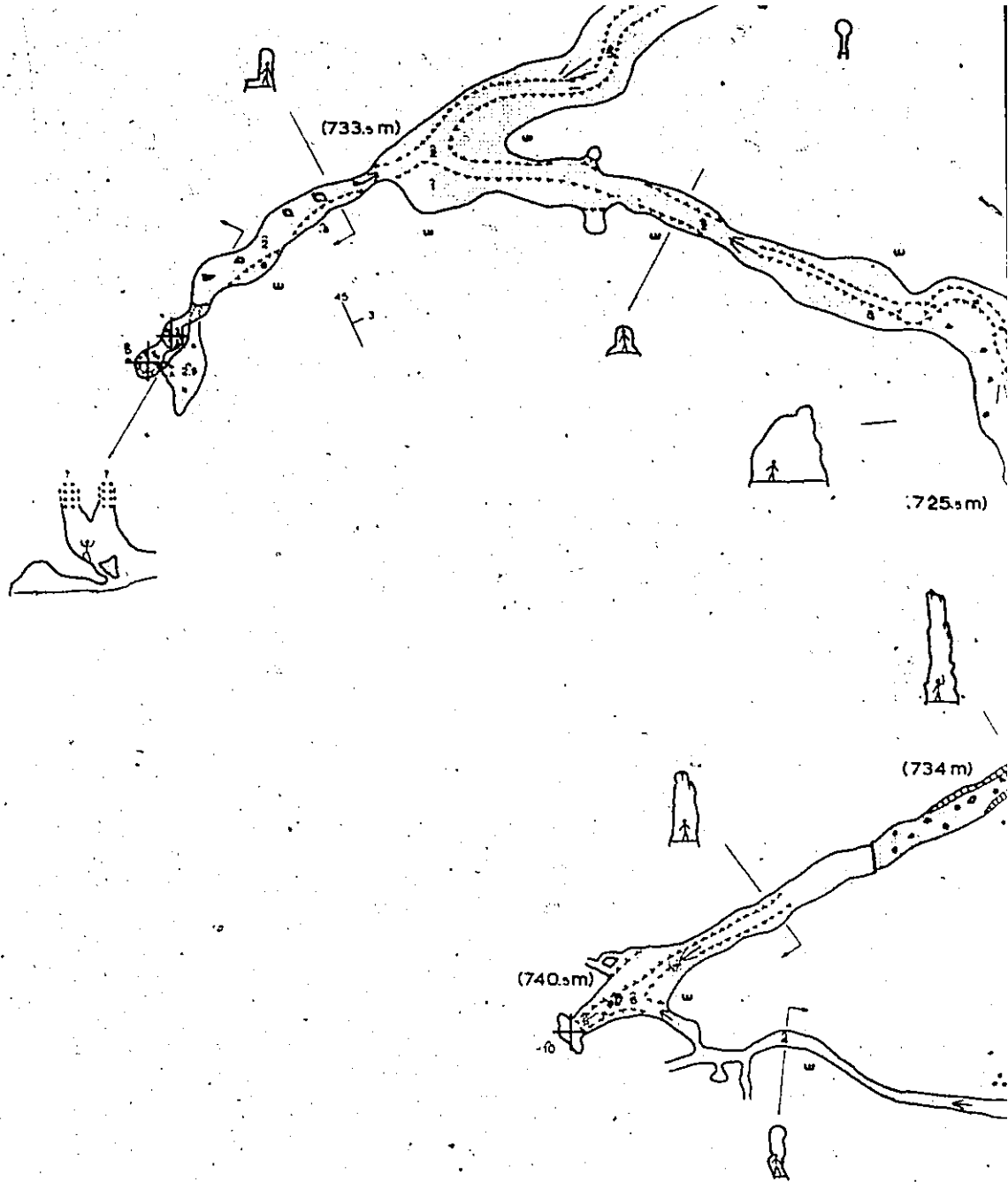


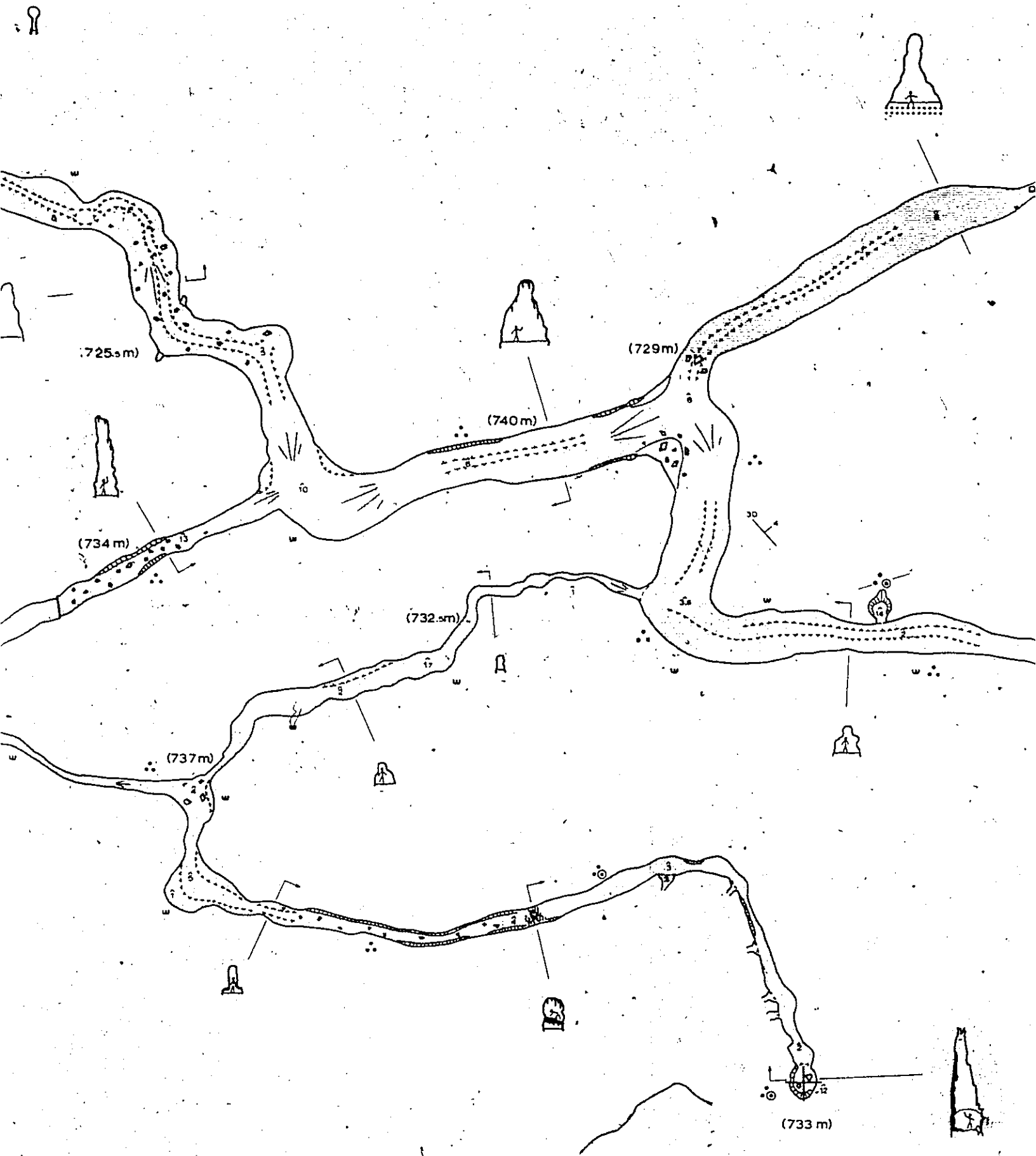


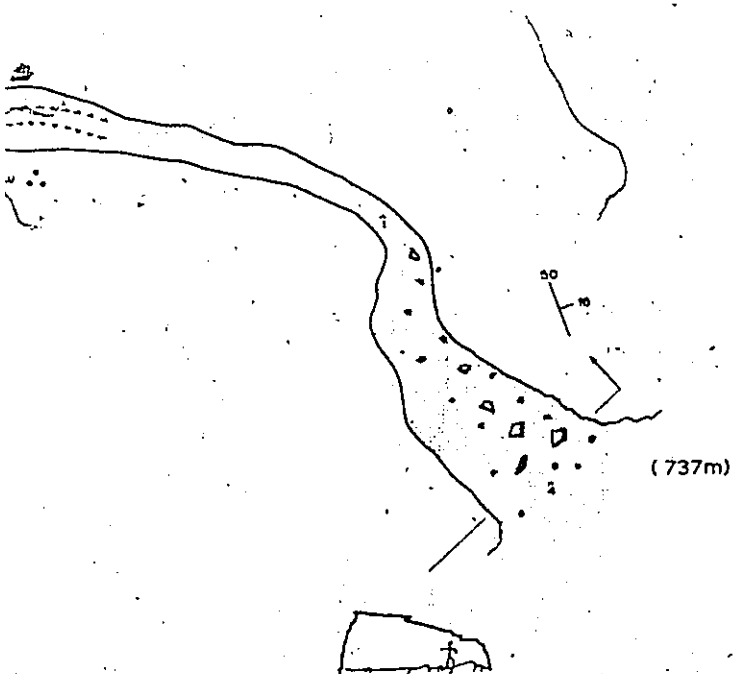
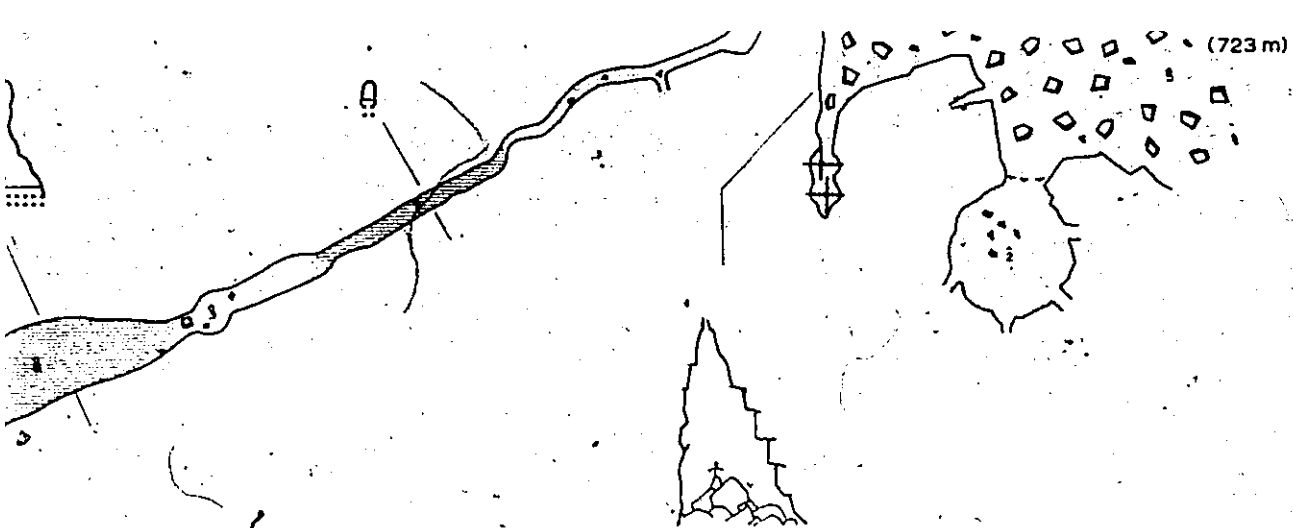
10.04

11 of 1

12 of







MORPHOLOGIE

STRUCTURE



dolines d'effondrement



champs de dolines en baquet



couloir karstique



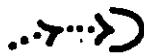
entrée de grottes



entrée des trois grandes grottes



principale poche de gélivation



perte



résurgence



cours d'eau permanent



terrasse fluviale avec altitude moyenne en pieds

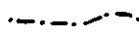
2400 → 2100 terrasse fluviale polygénique



abrupt sectionnant le profil de ruisseau



tracé hydrographique ancien



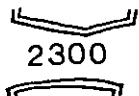
vallon fluvial ancien probablement périglaciaire



coude de rivière cataclinal, conséquent ou de capture

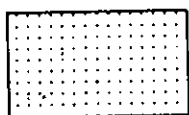


sens du glissement progressif d'un ancien méandre



col fluvial suspendu avec son altitude

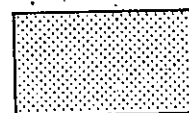
équidistance 100 pieds



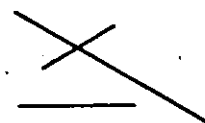
schistes



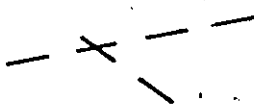
calcaires



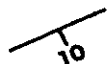
dolomies



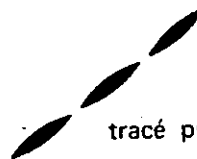
fractures



fractures probables



pendage



tracé probable de l'axe de l'anticlinal

Légende de la carte morpho-structurale au 1/25 000.



0 NAPL REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT. (



L REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT. COPYRIGHT



0 NAPL REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT



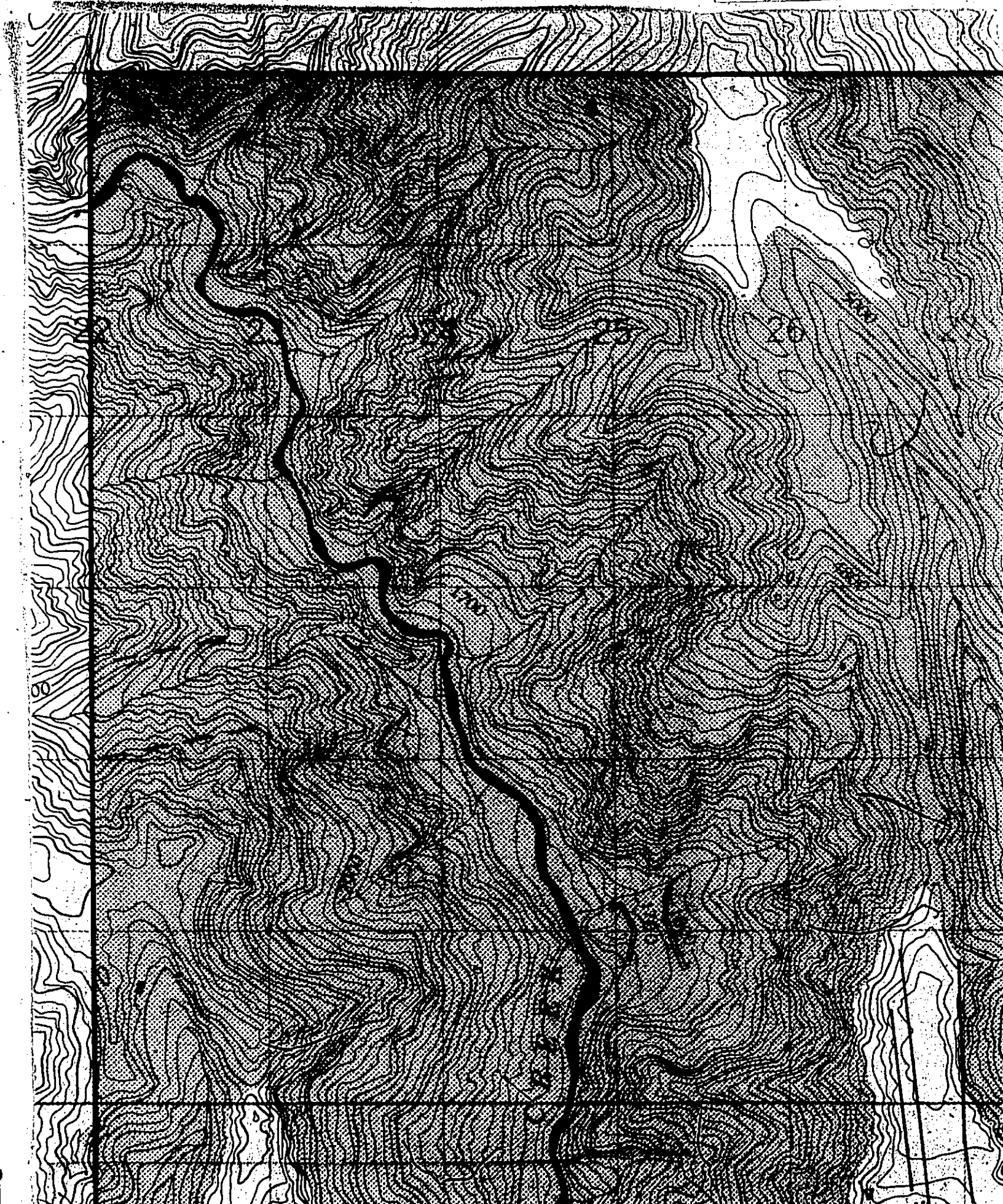
APL REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT. COPYRIGHT

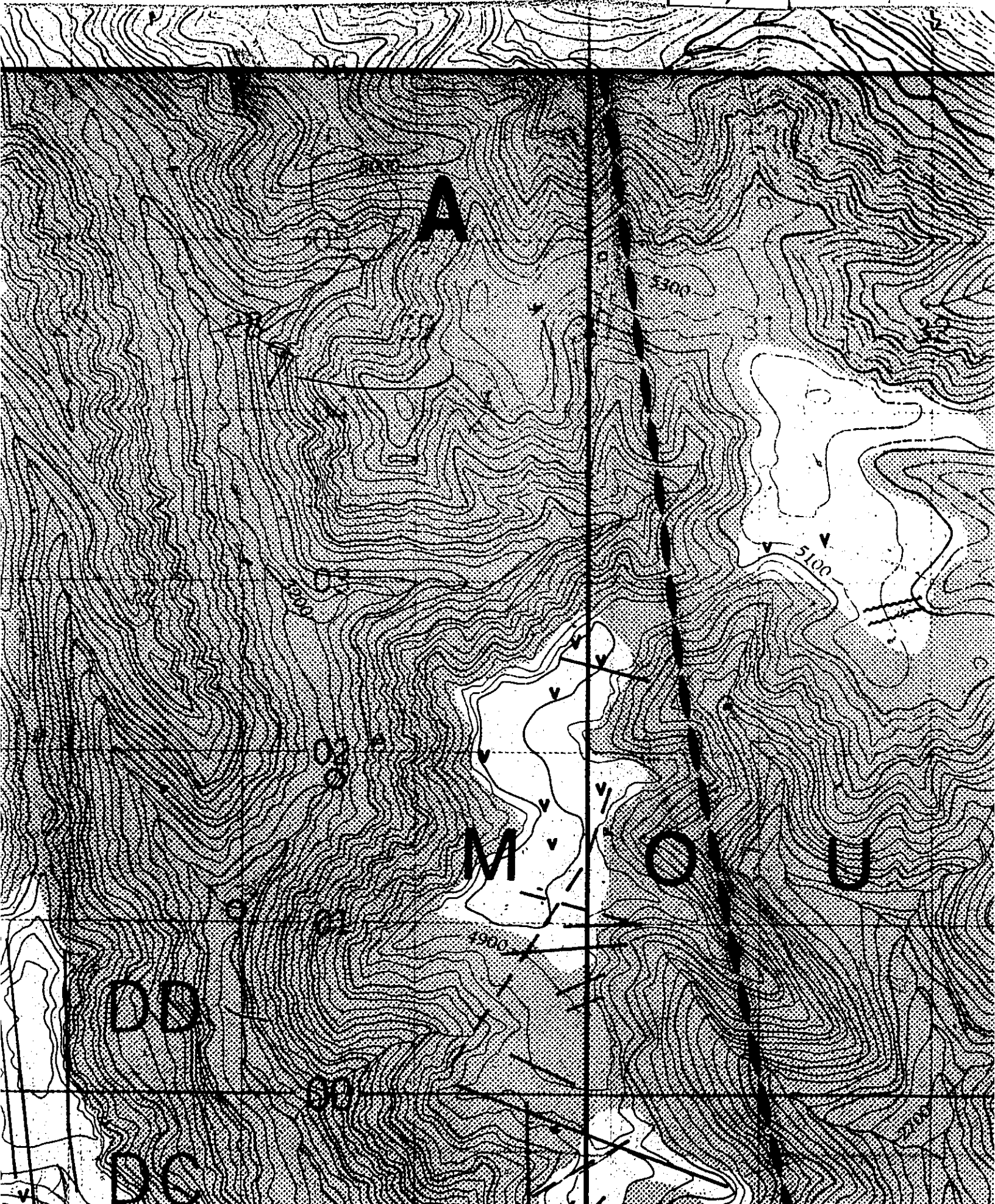


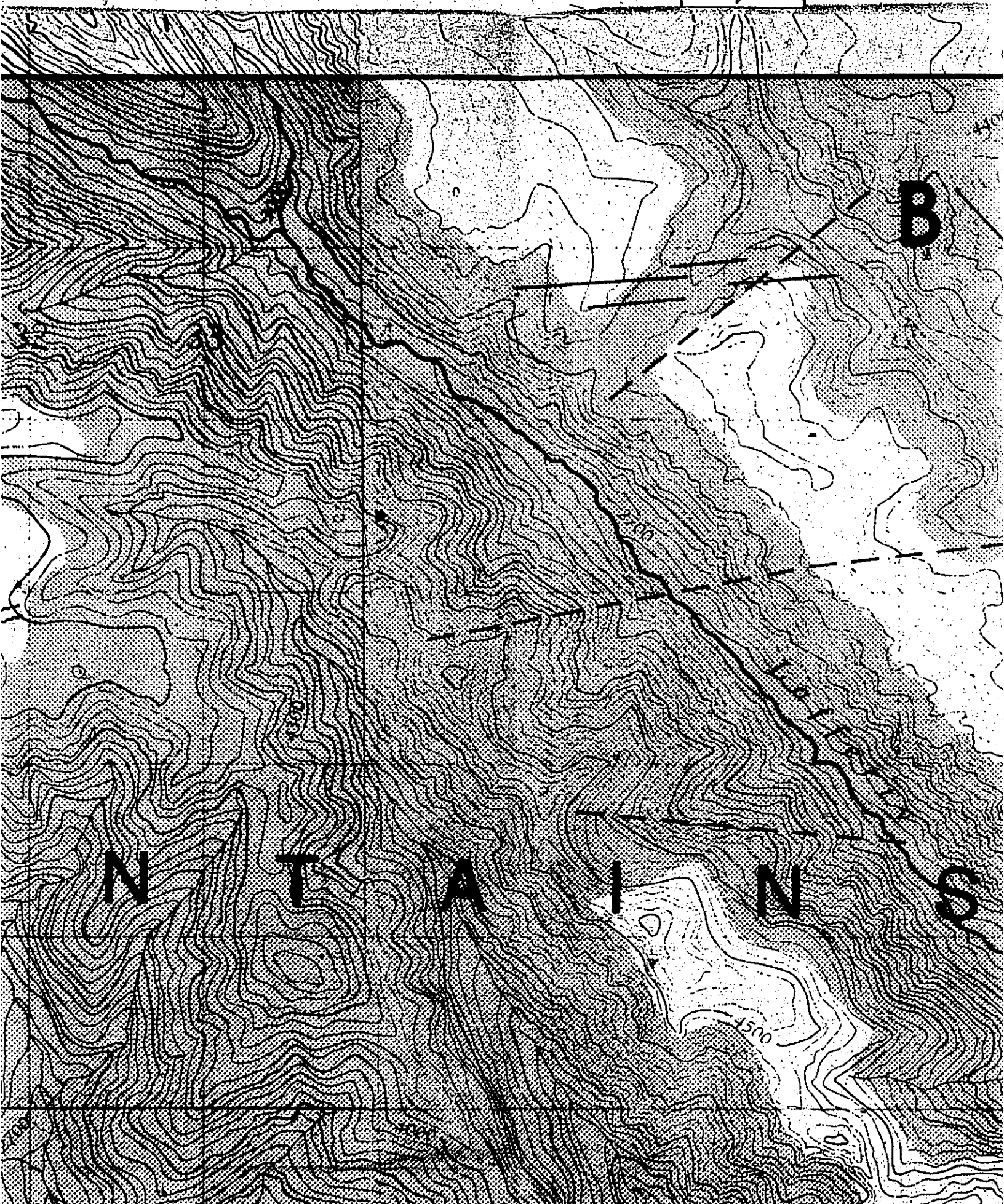
0 NAPL REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT.

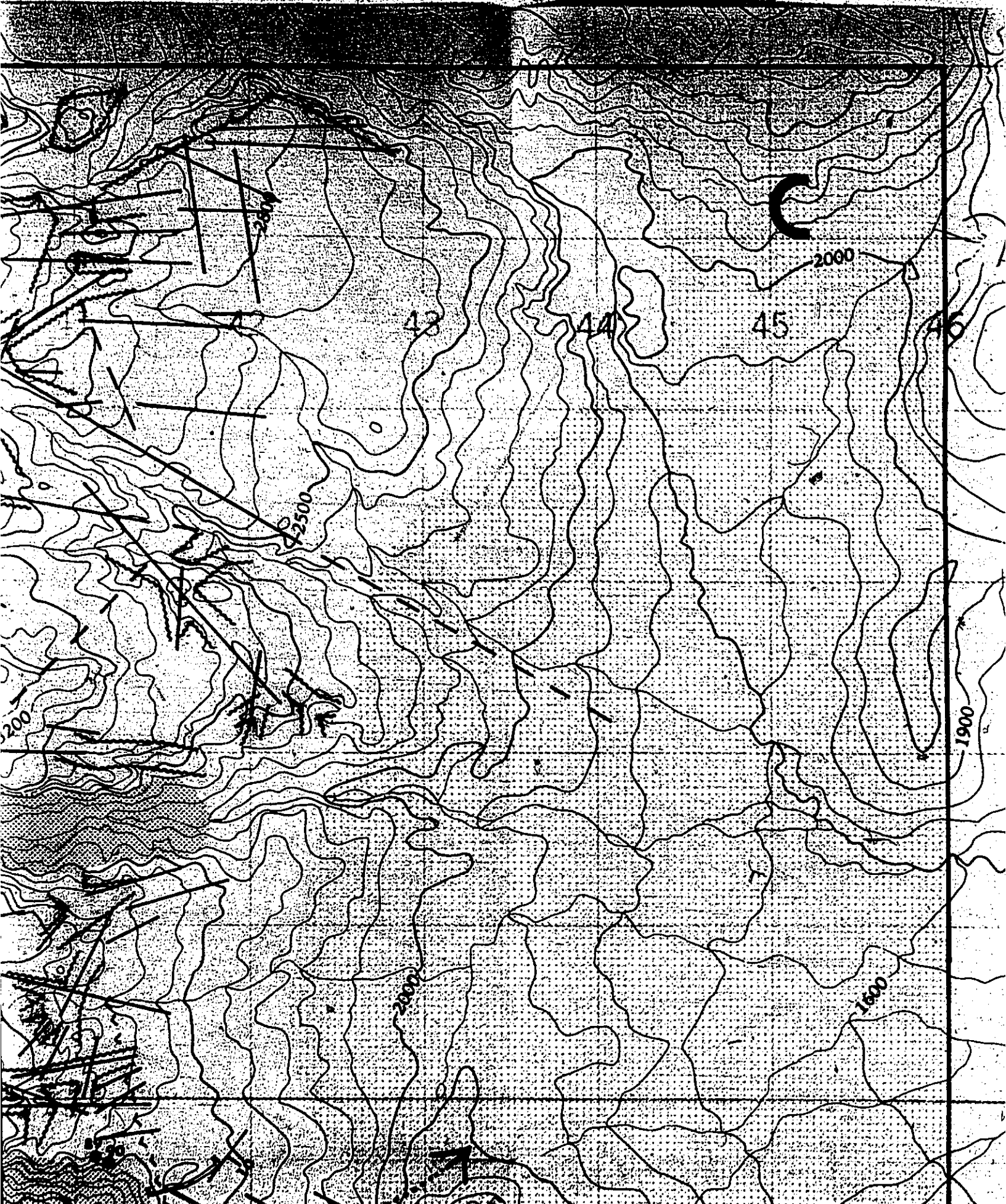


PL REPRODUCTION CENTRE - ENERGY, MINES & RESOURCES - CANADIAN GOVT. COPYRIGHT

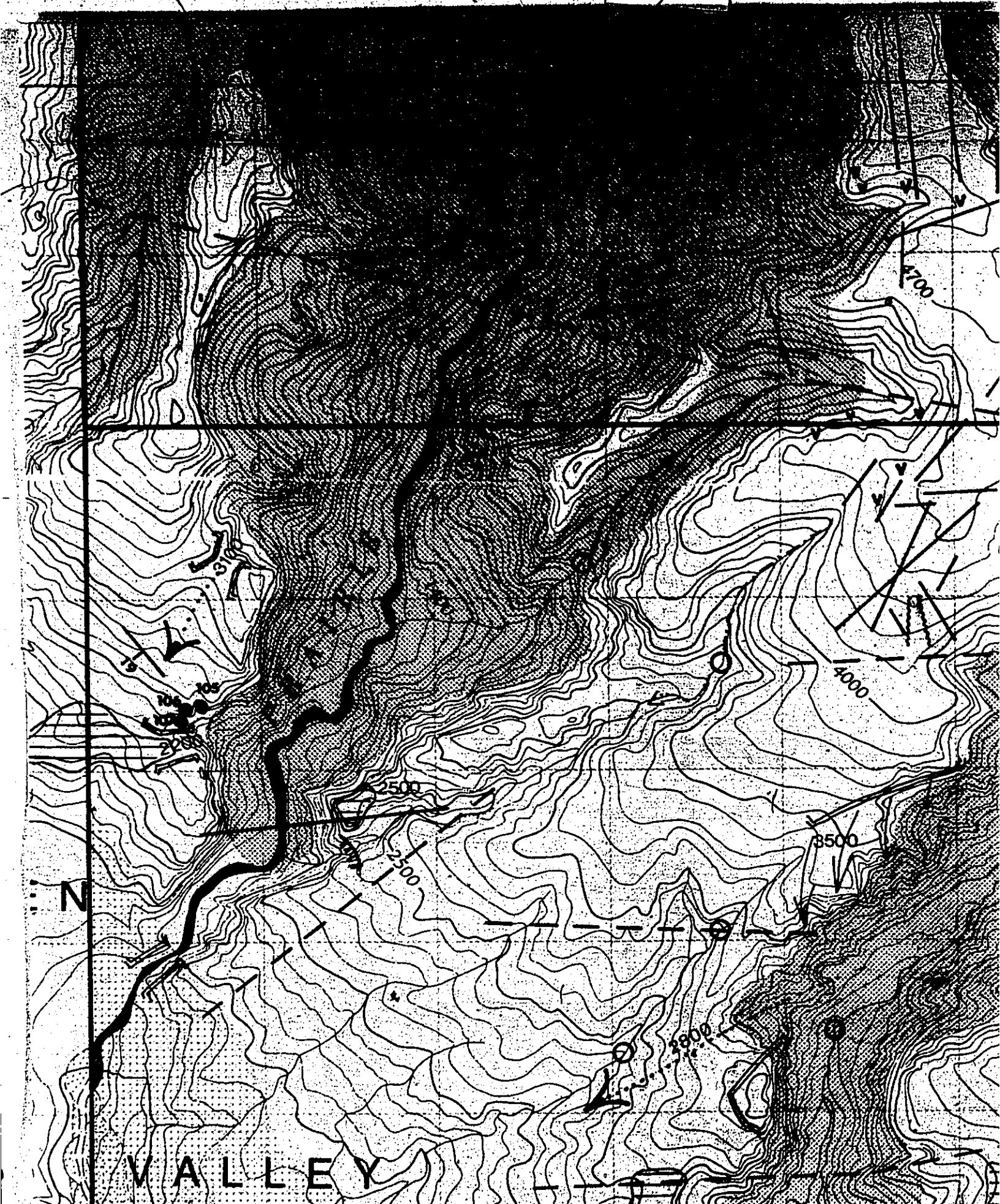






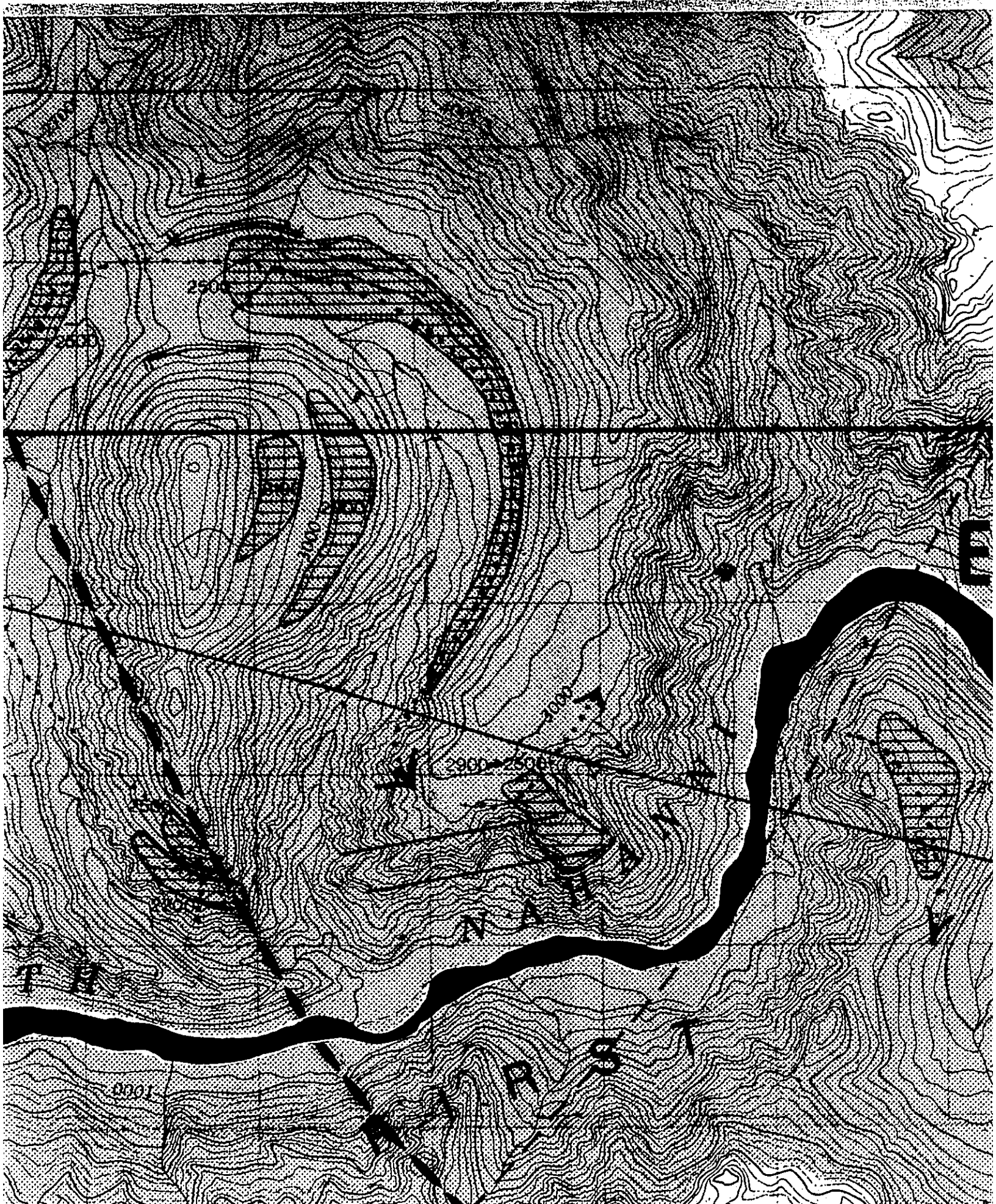


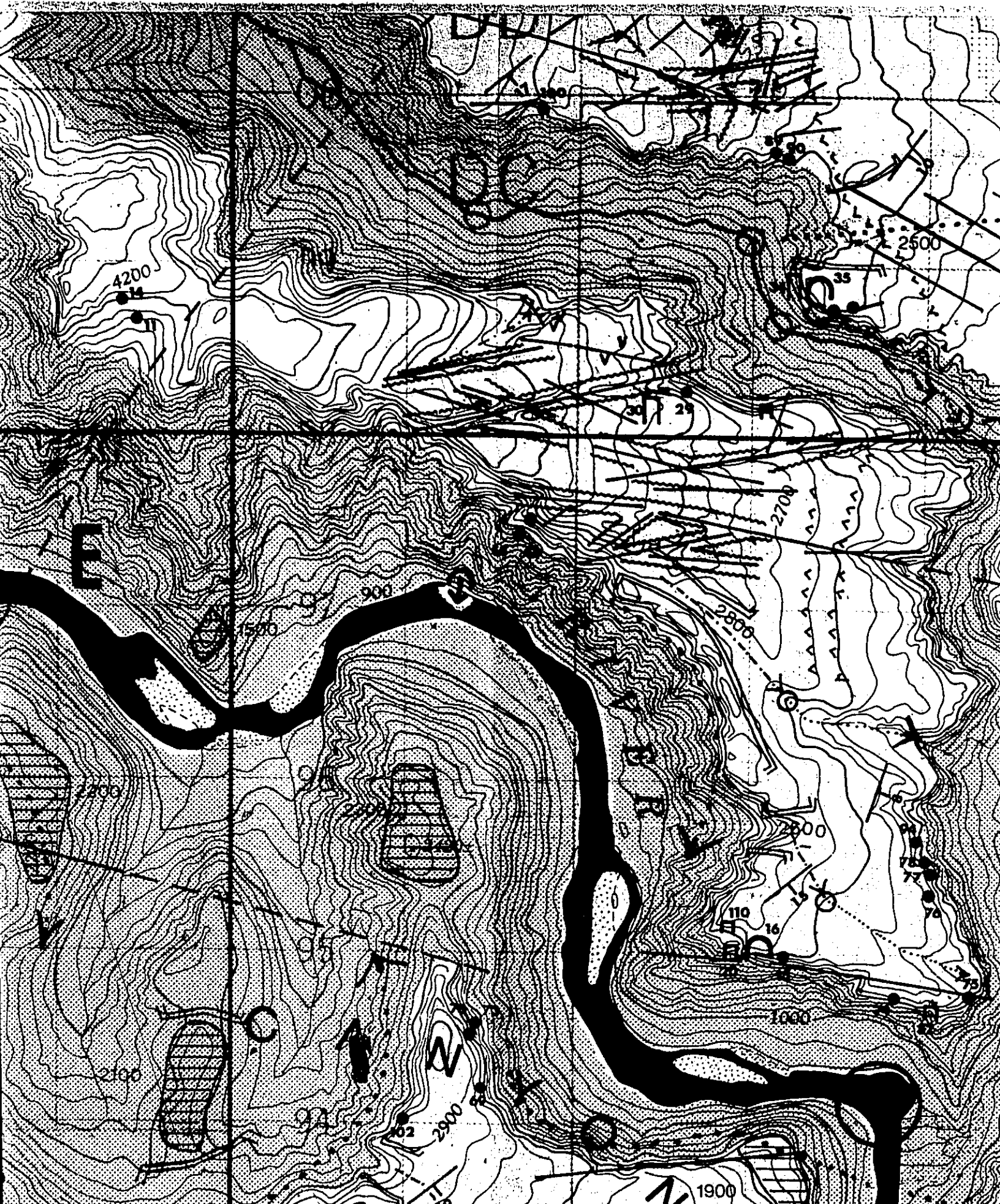
628

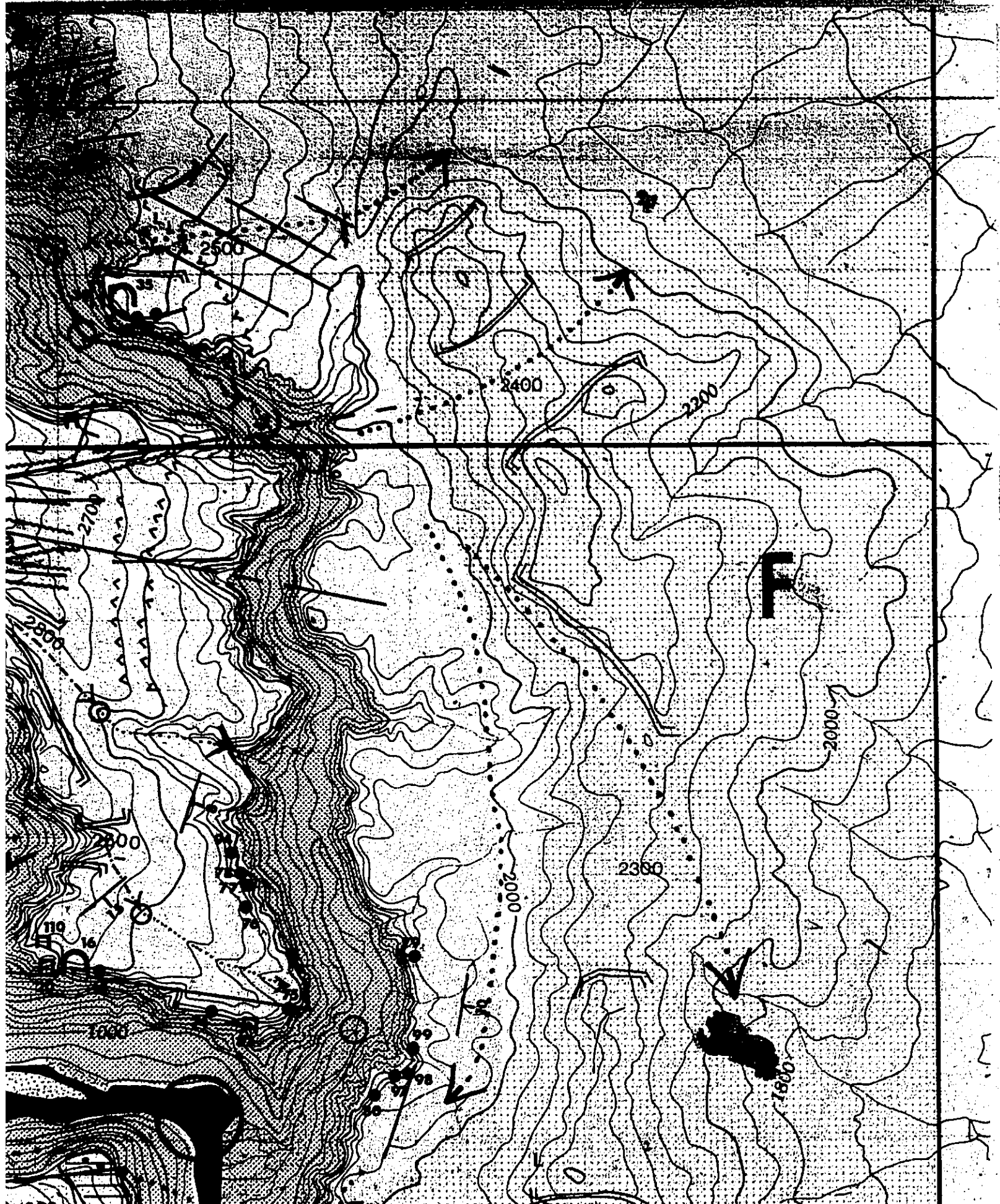


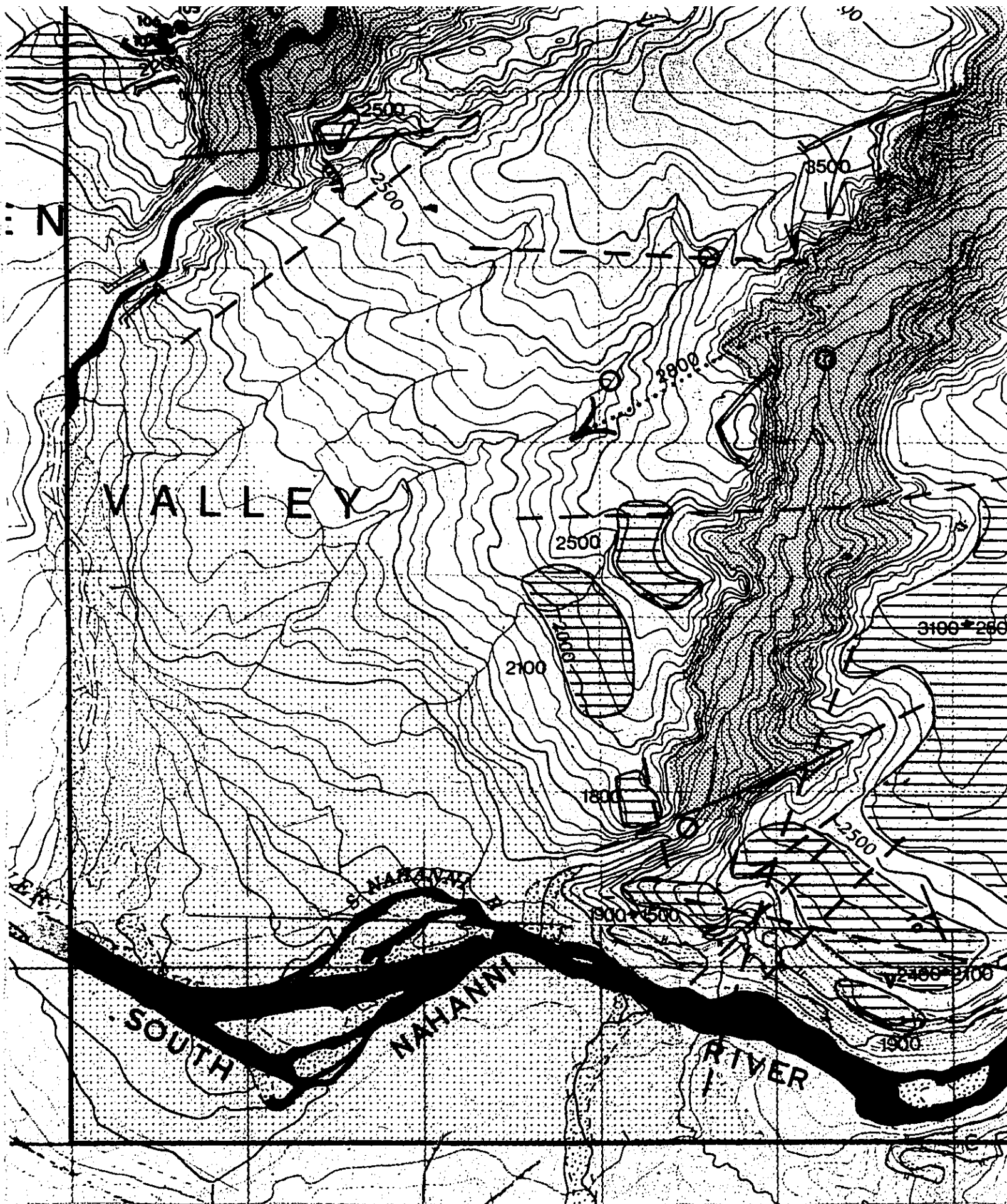
VALLEY



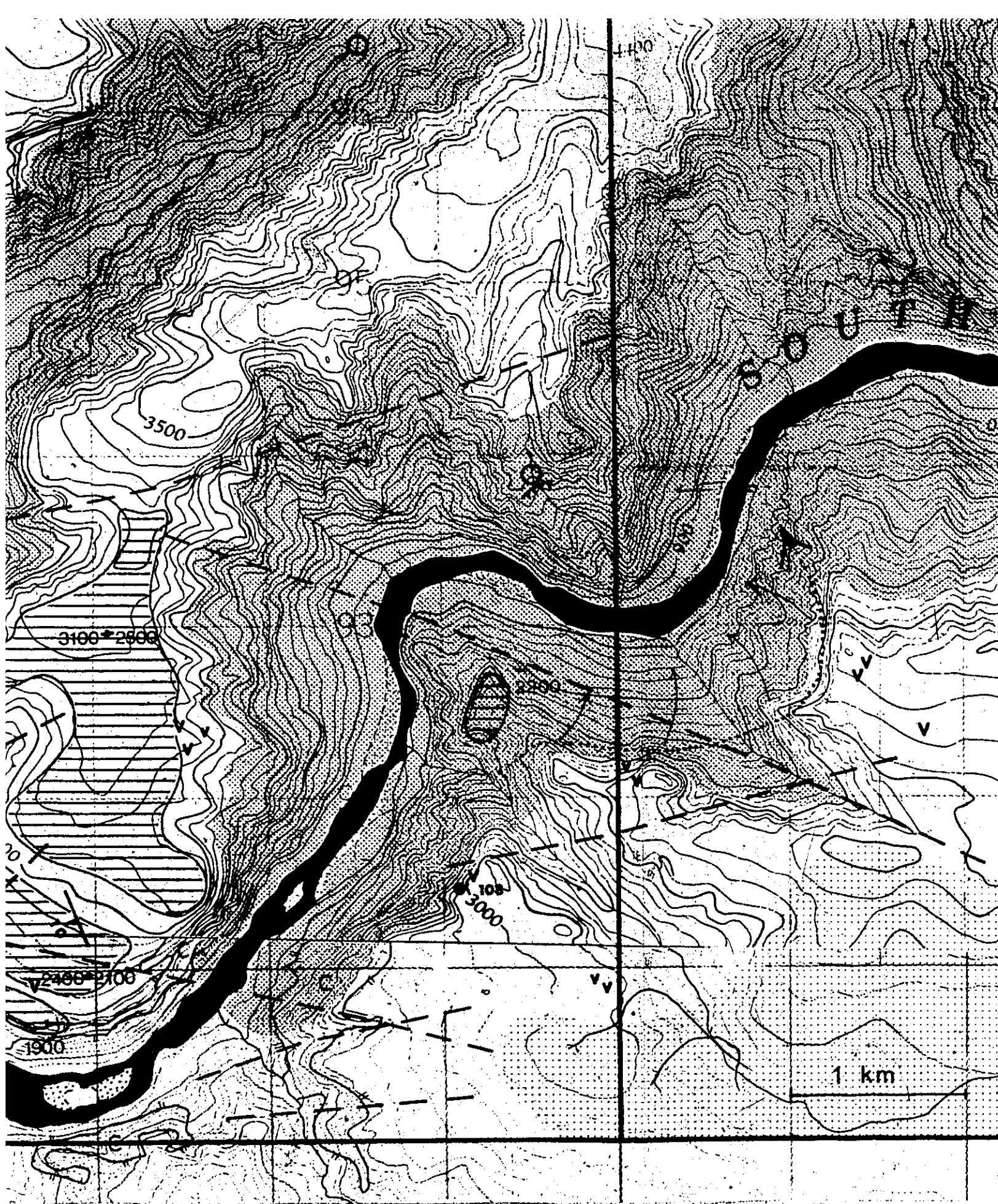


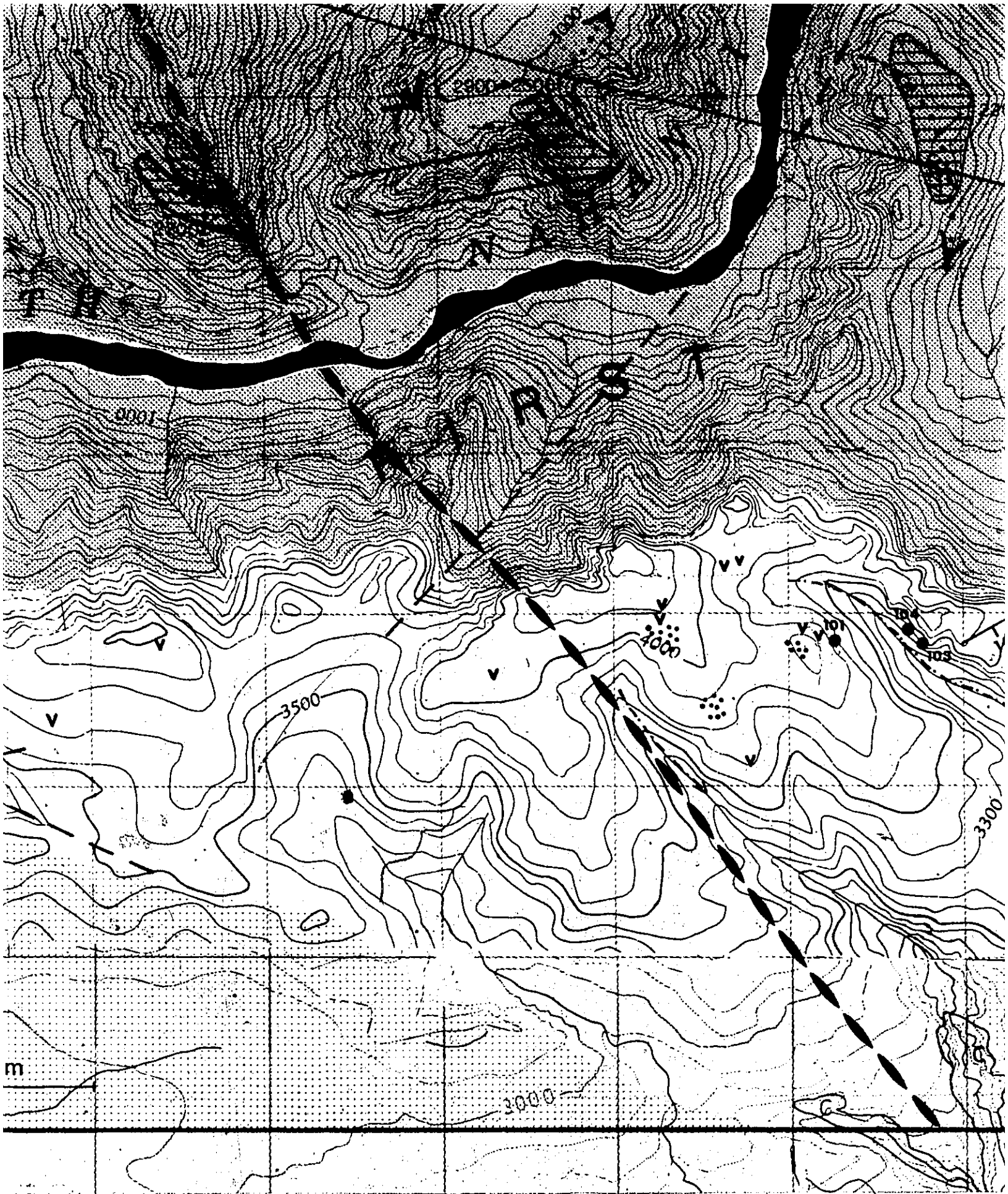




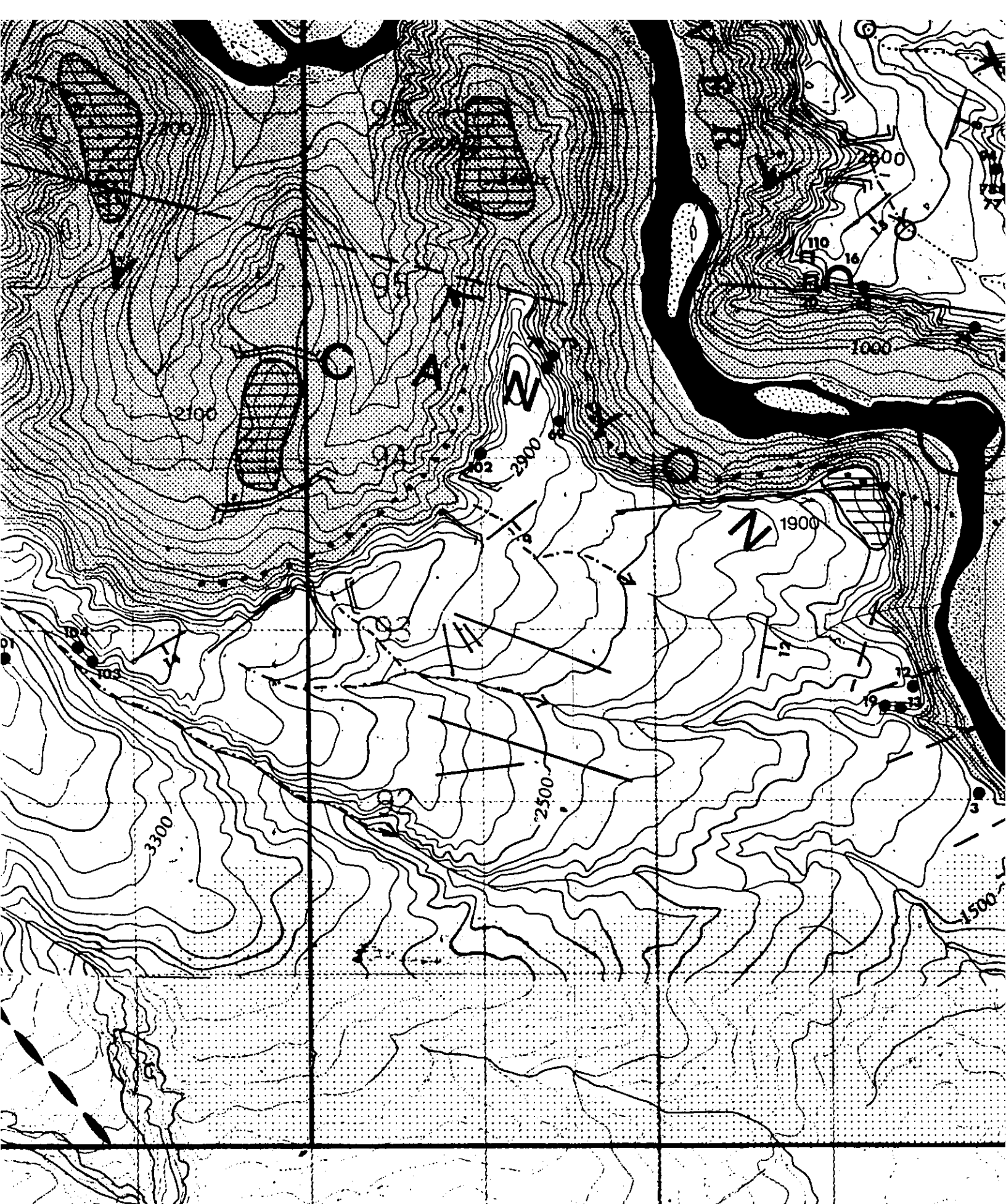


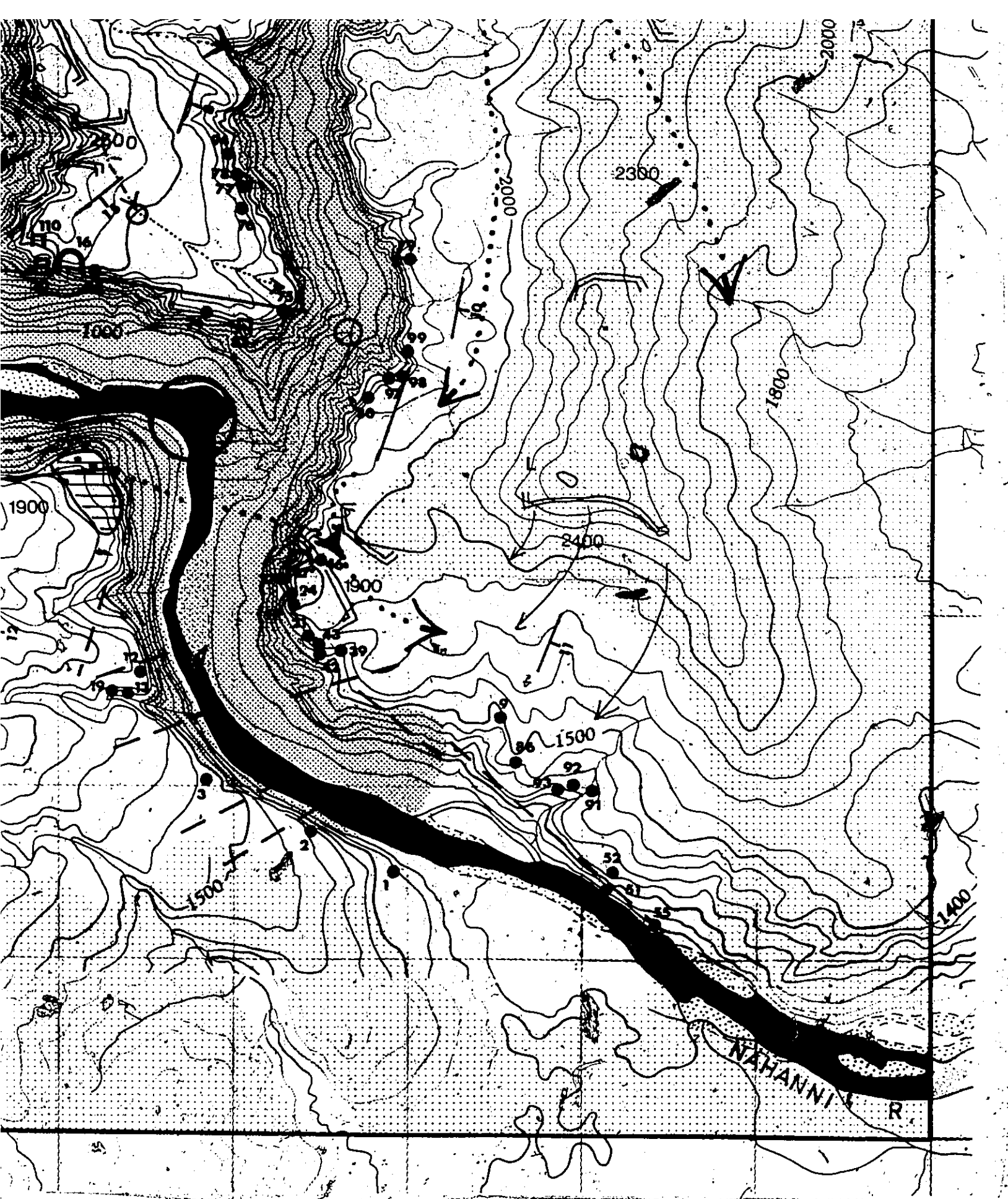
11 of 1





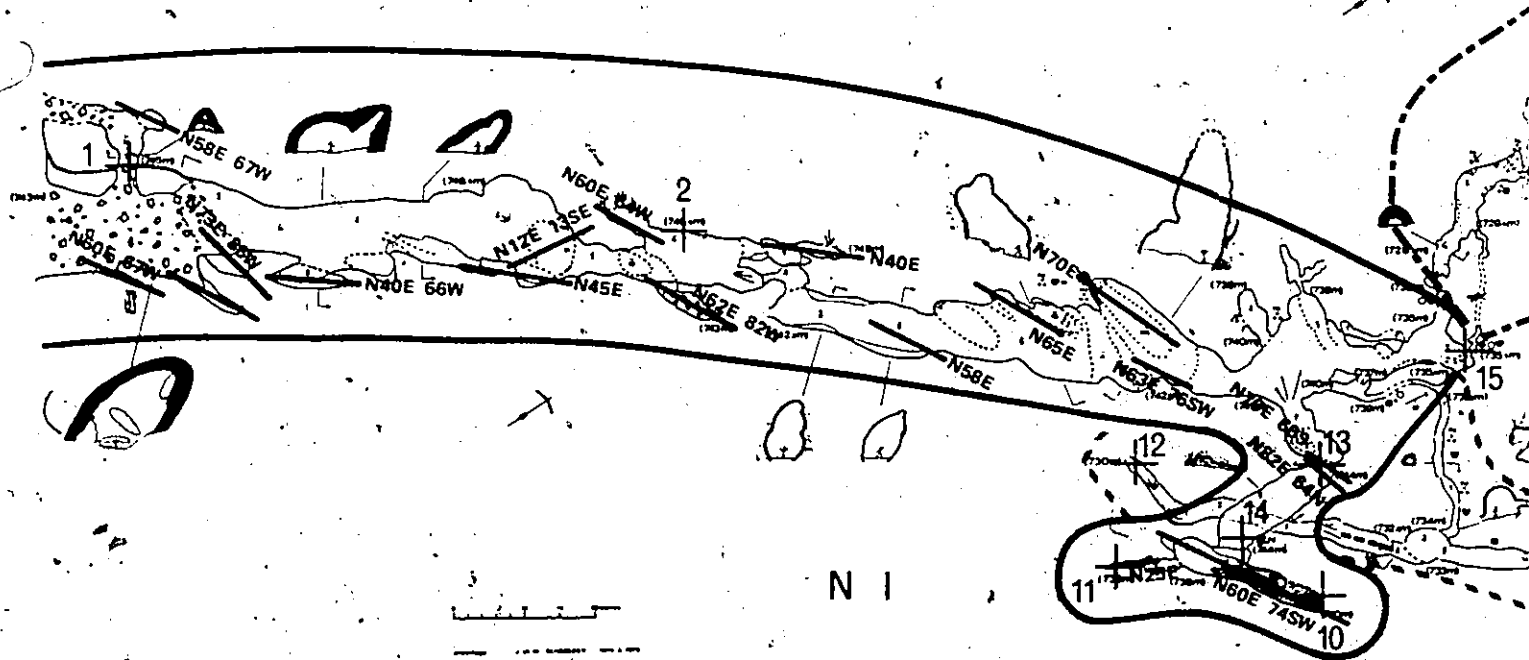
13 of





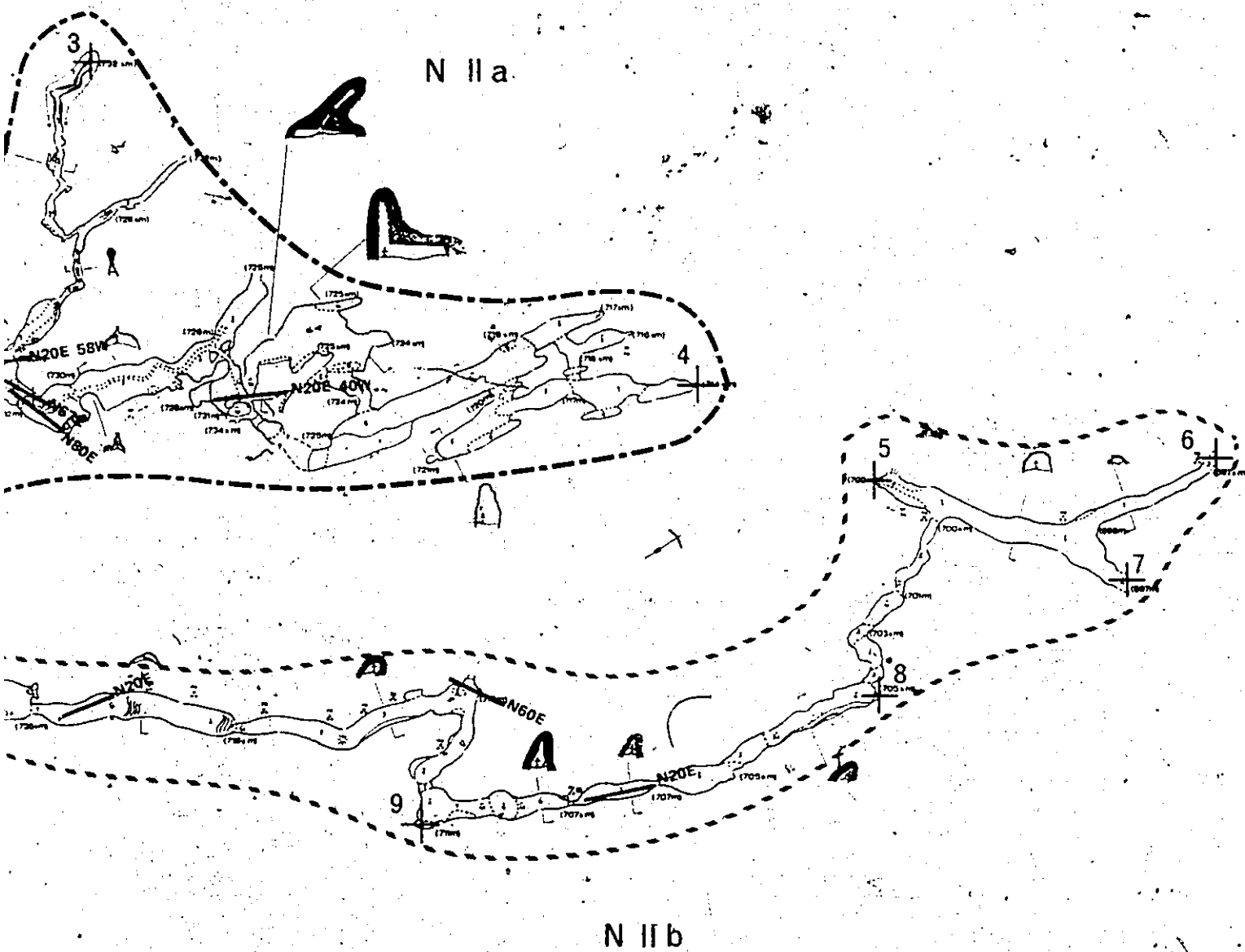
35B grotte Andrée

25,3
17,5



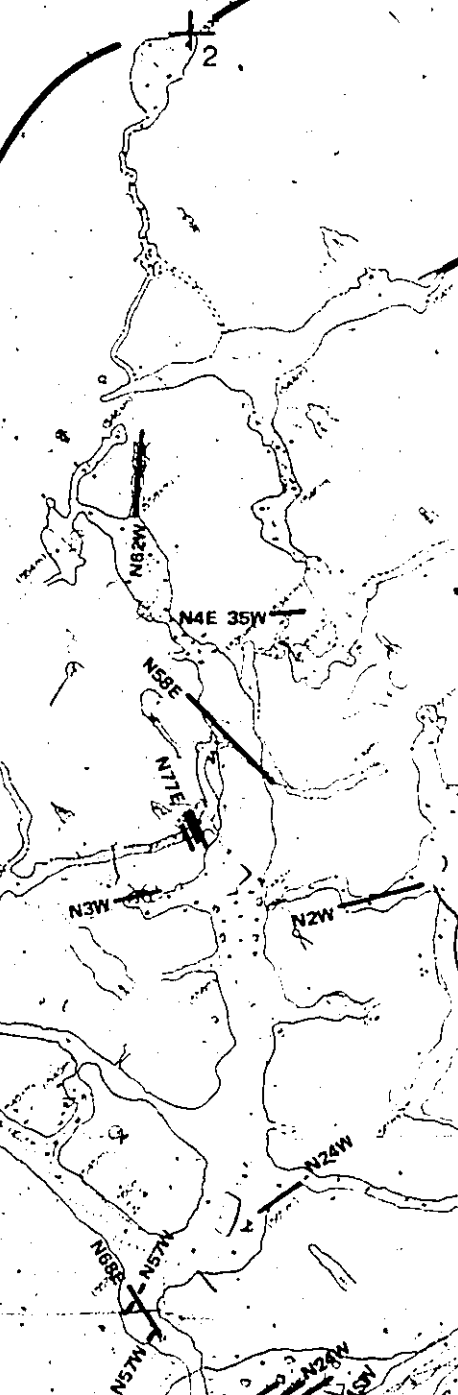
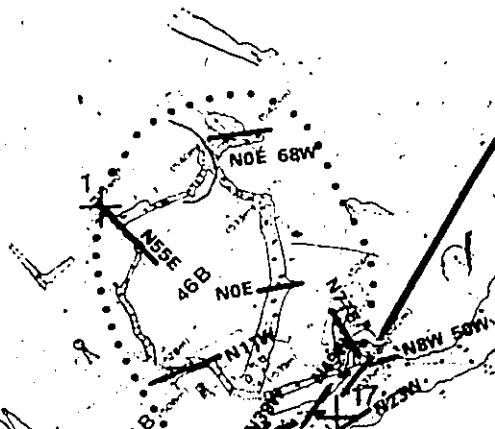
10/

2 of

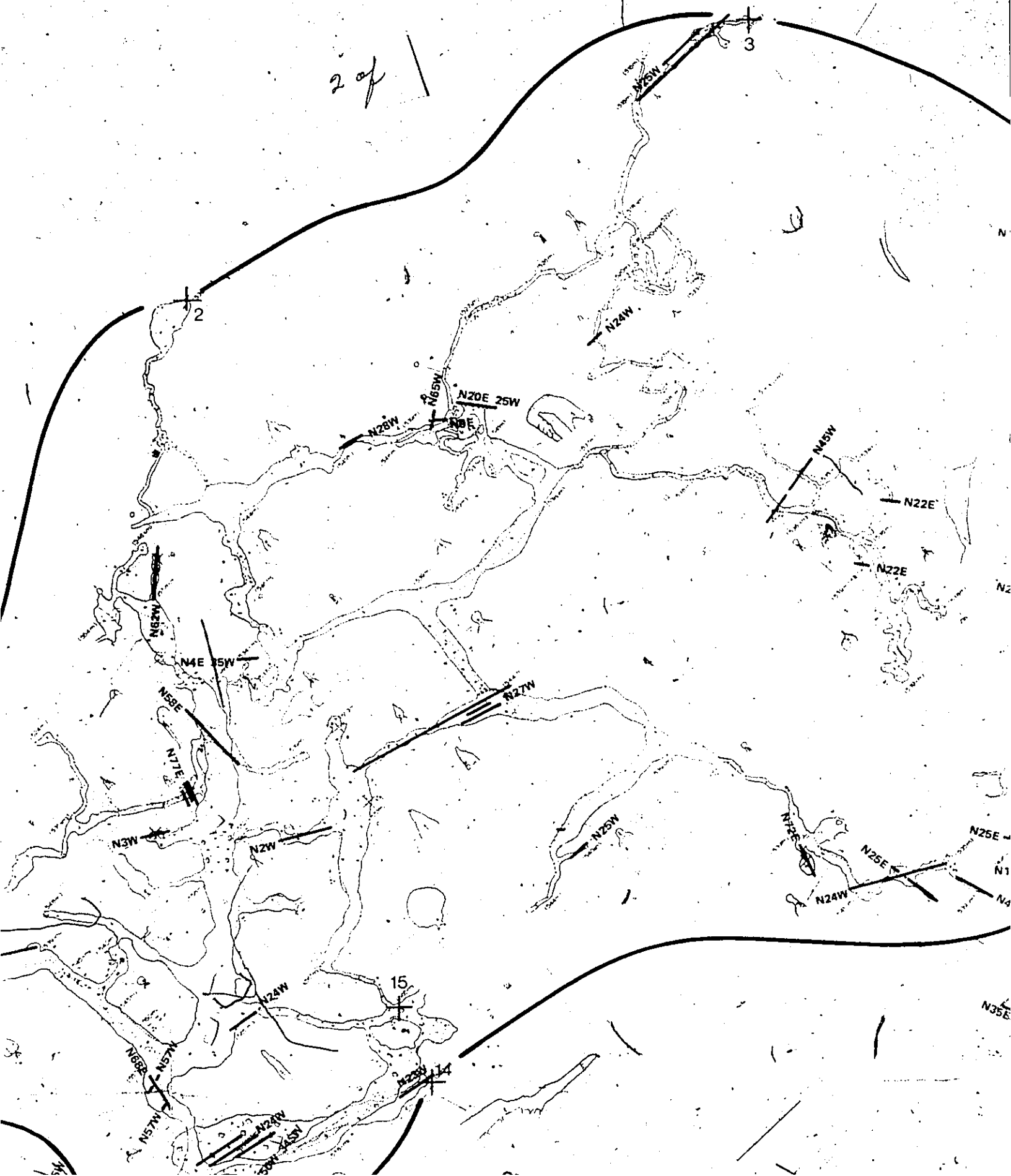


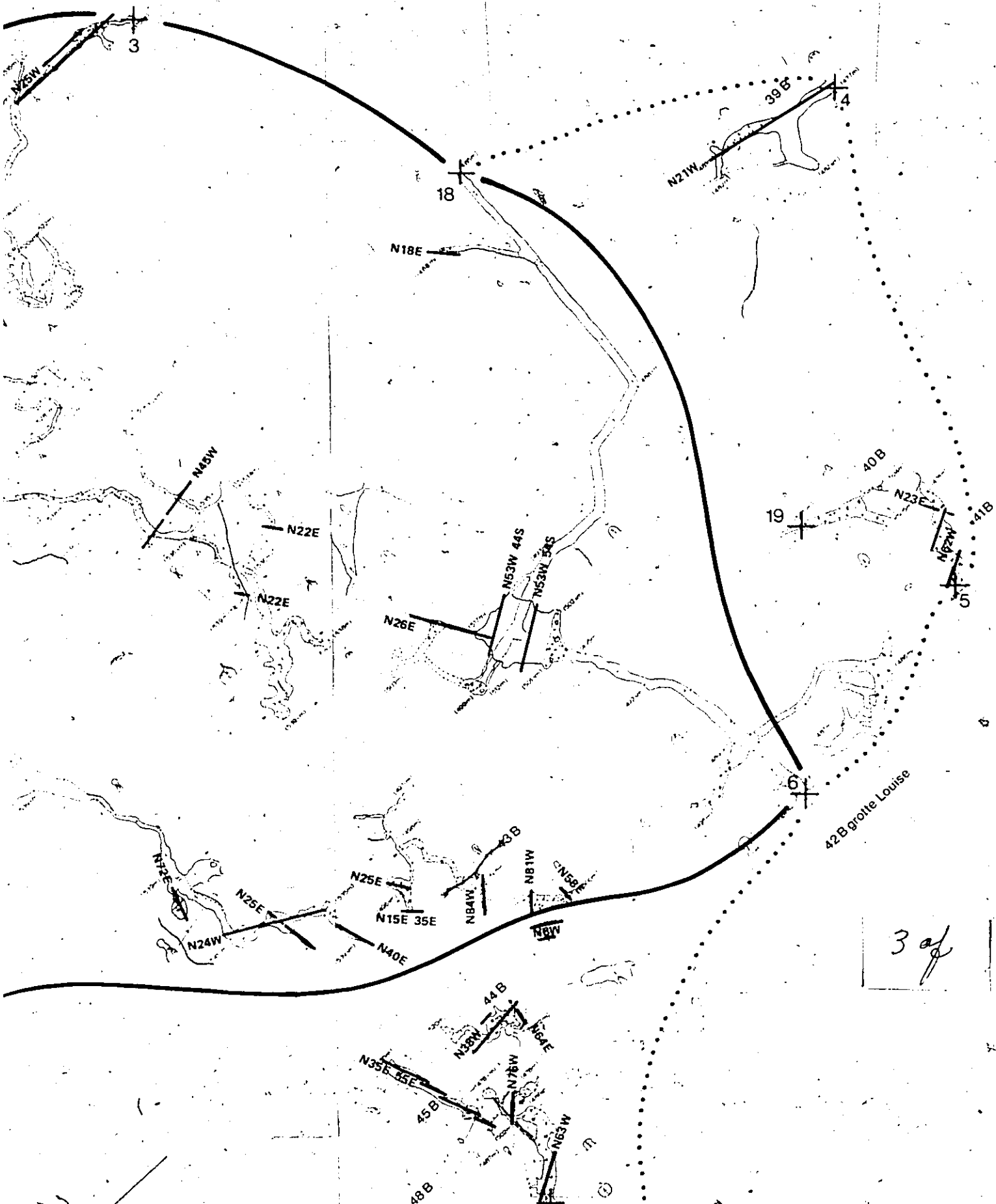
107 /

47 B Grotte Mickey



2 of 1

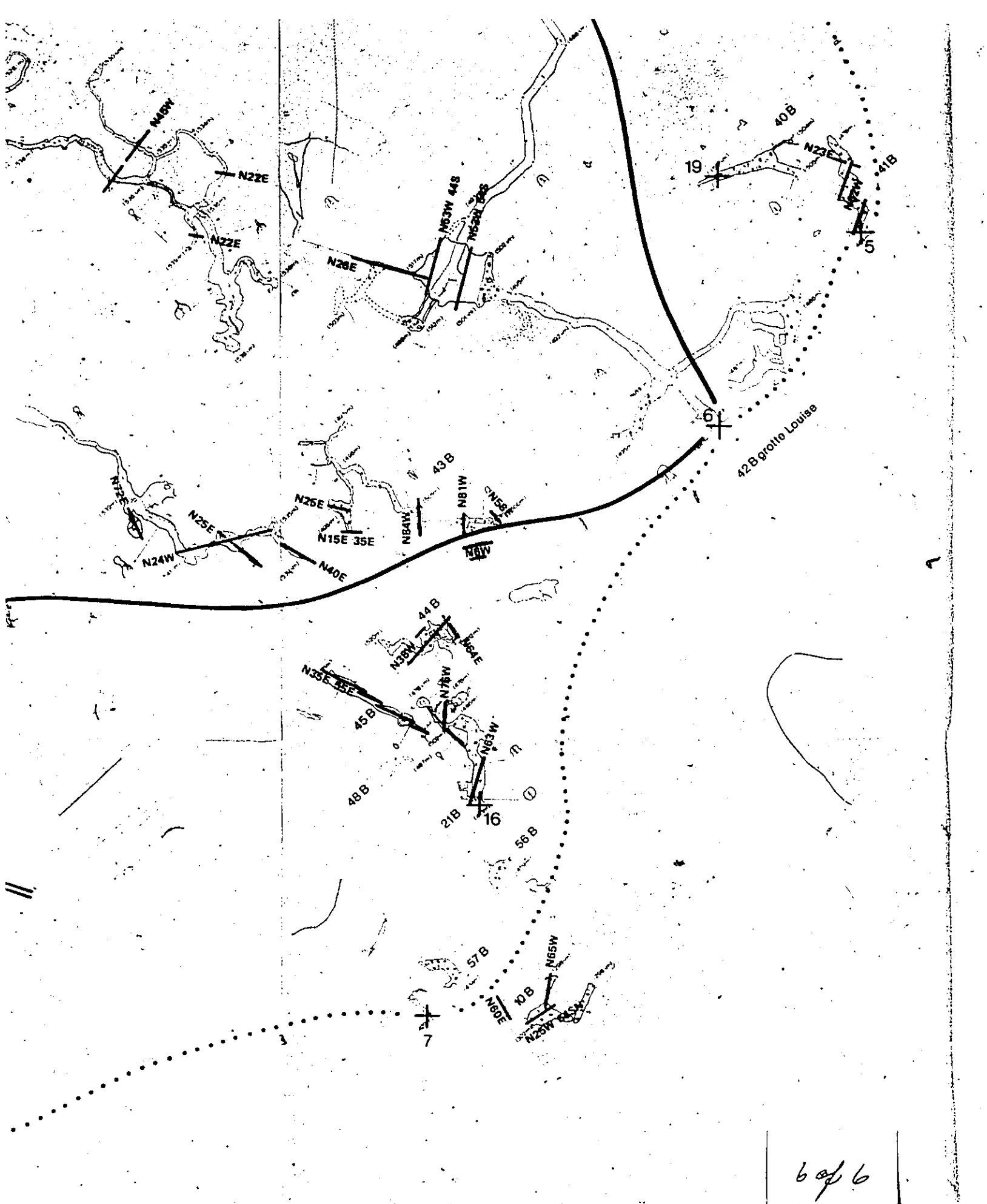




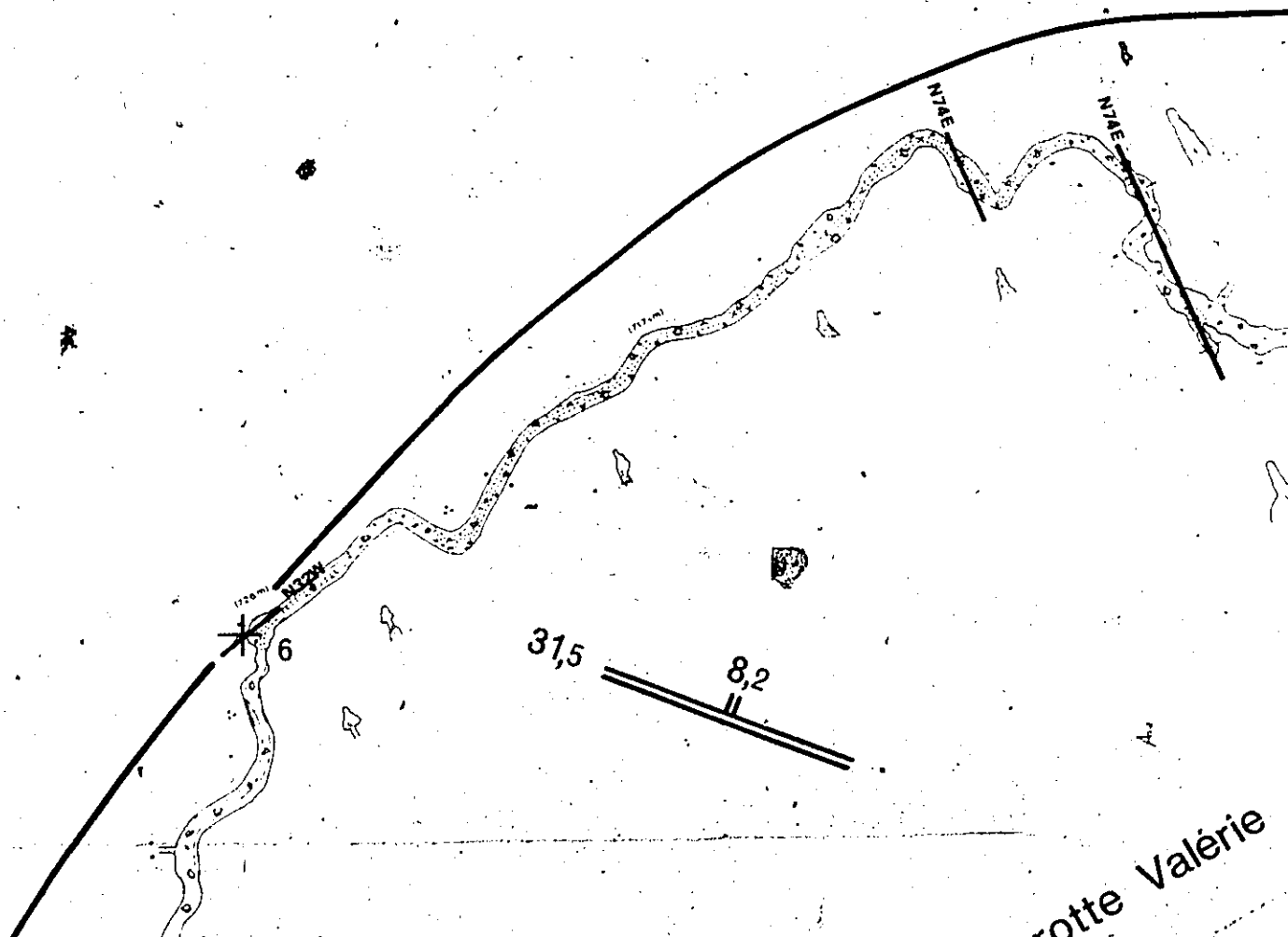


4 of 4





104



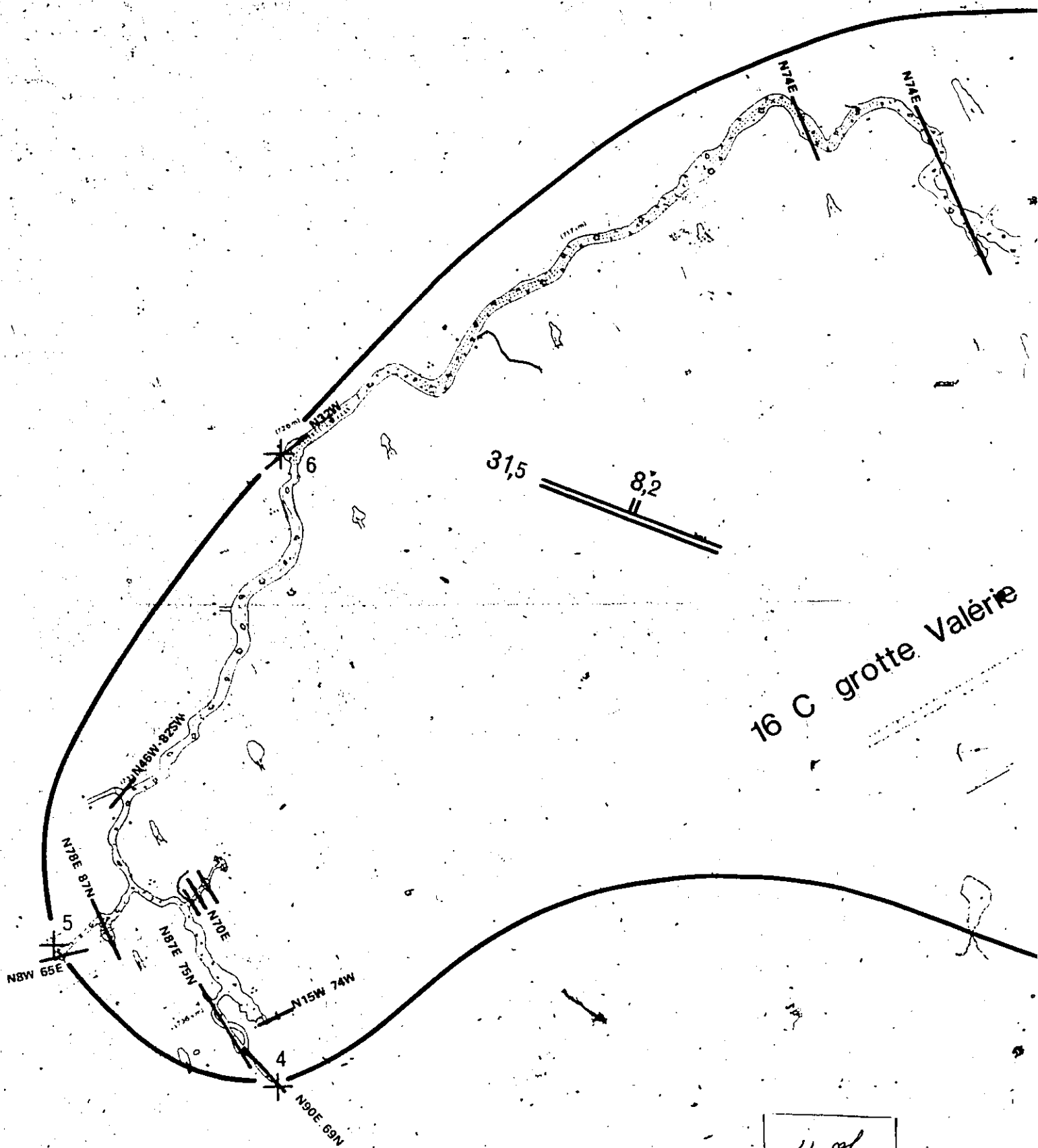
2 of 1

otte Valérie



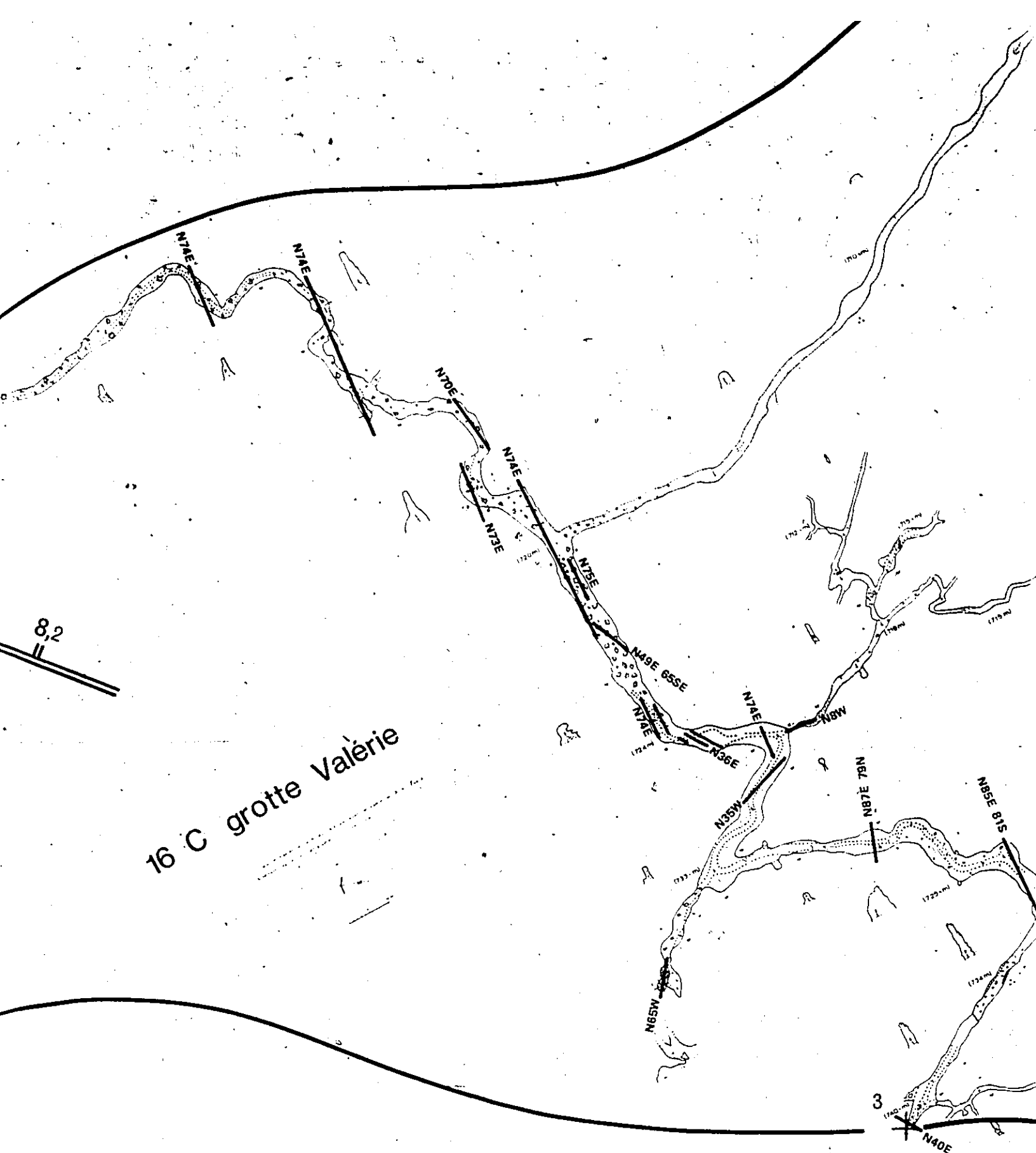


3 of 1



16 C grotte Valérie

4 of



16 C grotte Valérie

