

Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat (Prépyrénées Catalanes)

par N. CLOTET *, F. GALLART *, J. TRICART **

* Institut de Geologia «Jaume Almera», CSIC Martí Franquès, s/n., ap. 30102, 08028 Barcelona.

** Centre de Géographie Appliquée, U. Louis Pasteur, VA 95 au CNRS 3, rue de l'Argonne, 67083 STRASBOURG-CEDEX.

RÉSUMÉ

Dans une zone prépyrénéenne en roches sédimentaires avant tout calcaires et marnoargileuses, et avec des altitudes maximales comprises entre 1.700 et 2.500 m, nous avons observé des formations superficielles pour lesquelles nous proposons une origine glaciaire, du fait de leur granulométrie et structure, des caractères morphométriques de ses galets, et des formes associées aux dépôts. Des critères de datation relative, surtout géomorphologiques, nous amènent à proposer trois différents périodes d'englacement, qui ne puissent pas correspondre à de simples stades d'une même période glaciaire, mais à de vraies glaciations.

ABSTRACT

The extension of Pleistocene glaciers and, chiefly, the number of glaciations is not exactly established as yet in the Pyrenees range. Some Quaternary deposits found in a mountainous basin lying in the eastern Prepyrenees zone, which is made up by sedimentary rocks, mainly limestones and mudstones, and which reaches heights between 1.700 and 2.550 m, seem to be of glacial origin, according to their granulometry, structure, pebble shape analysis, and relations with forms. The relative chronology of such deposits, based mainly on geomorphic evidences, allows us to infer three different cold periods in their origin, which cannot be attributed to simple stadial pulsations, but to true different glaciations.

Mots clef: Prépyrénées, glaciologie quaternaire, nombre de glaciations, morphométrie de galets.

INTRODUCTION

Bien qu'il ait été consacré de nombreuses études aux manifestations glaciaires du versant S des Pyrénées Orientales, deux problèmes importants ne sont pas encore clairement résolus:

1. Il n'a pas encore été identifié de manifestations glaciaires dans de nombreux massifs atteignant des altitudes supérieures à celle de la limite des neiges persistantes, telle qu'elle a été déterminée dans les régions voisines: vers 2.150 m dans l'E des Pyrénées (Serrat, 1980; Gómez, 1981), vers 1.900 dans le Moncayo, au climat plus sec et plus continental (Pellicer, 1980).
2. L'âge de certaines moraines est controversé. Les arcs extérieurs de Puigcerdà attribués au Riss (Panzer, 1932; Boissevain, 1934) comme ceux du Castiello de Jaca (Solé, 1942) sont considérés dans les publications récentes comme appartenant à deux stades d'une même glaciation (Martí et al., 1977). Fontboté et al. (1957) reconnaissent même la trace de trois glaciations différentes dans le haut bassin de la Noguera Pallaresa. Or, au Nord des Pyrénées, le complexe de Lourdes (Viers, 1962) a été attribué à une seule glaciation, position confirmée depuis par les datations radiométriques (Mardonnes, 1982). Seuls pourraient être considérés comme abandonnés par une glaciation antérieure les dépôts de terrasses, à condition qu'ils soient fluvioglaciaires (Martí, 1971) et des formations énigmatiques peu fréquentes,

pouvant être des moraines anciennes, comme celle indiquée par Vilaplana (1983). G. Viers va même jusqu'à mettre en doute l'existence de glaciations anciennes dans les Pyrénées (1962).

Les recherches que nous avons faites depuis 1978 dans le haut bassin du Llobregat, bien que portant d'abord sur les phénomènes actuels, nous ont montré de nombreuses formations superficielles dont une grande partie ne peut être considérée comme périglaciaire (Solé, 1973). Nous avons laissé de côté les accumulations dues aux mouvements de masse, comme les grandes coulées boueuses et les glissements probablement sismiques, difficiles à rapporter à des conditions climatiques précises et nous sommes attachés à l'étude, des sites dont la lithologie ne leur est pas favorable.

Nos observations de terrain ont été complétées par des études morphométriques portant sur les cailloux calcaires de 4-12 cm de grand axe en utilisant un programme informatique (Gallart et Llopis, sous presse) pour traiter les données statistiques (Gallart, 1980) fondées sur les paramètres classiques (Cailleux et Tricart, 1959). Nous avons établi ainsi des diagrammes de Tricart (X: émoussé, Y: aplatissement) avec échelle logarithmique (fig. 3 et suivantes) où chaque point correspond à un lot de 50 individus et où les rectangles figurent la moitié de la distance entre deux échantillons équivalant à une probabilité de 0,05 de l'hypothèse d'équivalence HO (test de Student). Deux échantillons offrent cette probabilité d'avoir un de leurs indices semblable si les rectangles respectifs sont tangents pour la dimension correspondant à ce même indice. Des distances supérieures entre les échantillons indiquent de moindres probabilités et inversement. Cette procédure facilite la comparaison des échantillons entre eux et des mesures morphométriques avec les résultats antérieurs (Tricart et Cailleux, 1982).

CARACTÉRISTIQUES DU HAUT BASSIN DU LLOBREGAT

Le haut bassin du Llobregat fait partie du Berguedà, qui s'étend sur les Prépyrénées catalanes, à environ 120 Km au N de Barcelone (fig. 1).

La structure, complexe, a fait l'objet d'interprétations différentes en fonction des théories

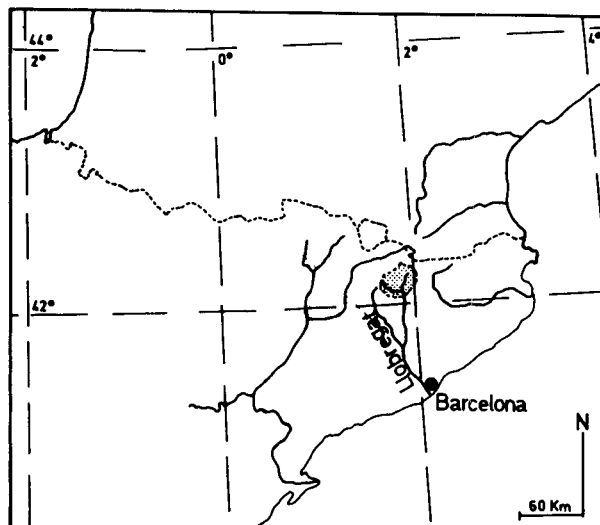


Figure 1. Carte de repérage.

Figure 1. Location map.

sur la tectonique pyrénéenne. Elle se subdivise en trois unités:

1. Le socle hercynien: calcaires devoniens qui forment les sommets du Moixeró, phyllades et conglomérats quartzeux du Carbonifère.
2. Unité du Cadí, la plus étendue, recouvrant en discordance ce socle et qui est interprétée comme relativement autochtone. Sa base est formée de sédimentaire et vulcano-sédimentaire stéphanien-permien et triasique. Le reste du mésozoïque consiste en conglomérats, grès et argiles et se termine par les marnes et calcaires lacustres de faciès Garumnien. Le Cénozoïque débute par des calcaires marneux suivis de grès et lutites en alternance, de calcaires, de marno-calcaires, de lutites et de grès à turbidites, puis de grès à intercalations calcaires et, enfin, de conglomérats.
3. La nappe du Pedraforca est considérée comme charriée depuis une vingtaine de Km vers le sud par dessus l'unité du Cadí. Elle consiste en Mésozoïque, formé à la base d'argiles gypseuses du Keuper, qui ont servi de plan de décollement, puis de calcaires marins, de calcaires dolomitiques et de marnes, enfin, d'argiles, de calcaires et de grès de faciès Garumnien, d'une épaisseur supérieure à 1000 m.

Des formations conglomératiques discontinues nettement discordantes sur les précédentes sont considérées comme oligocènes et indiqueraient, selon Llopis (1952) que certains re-

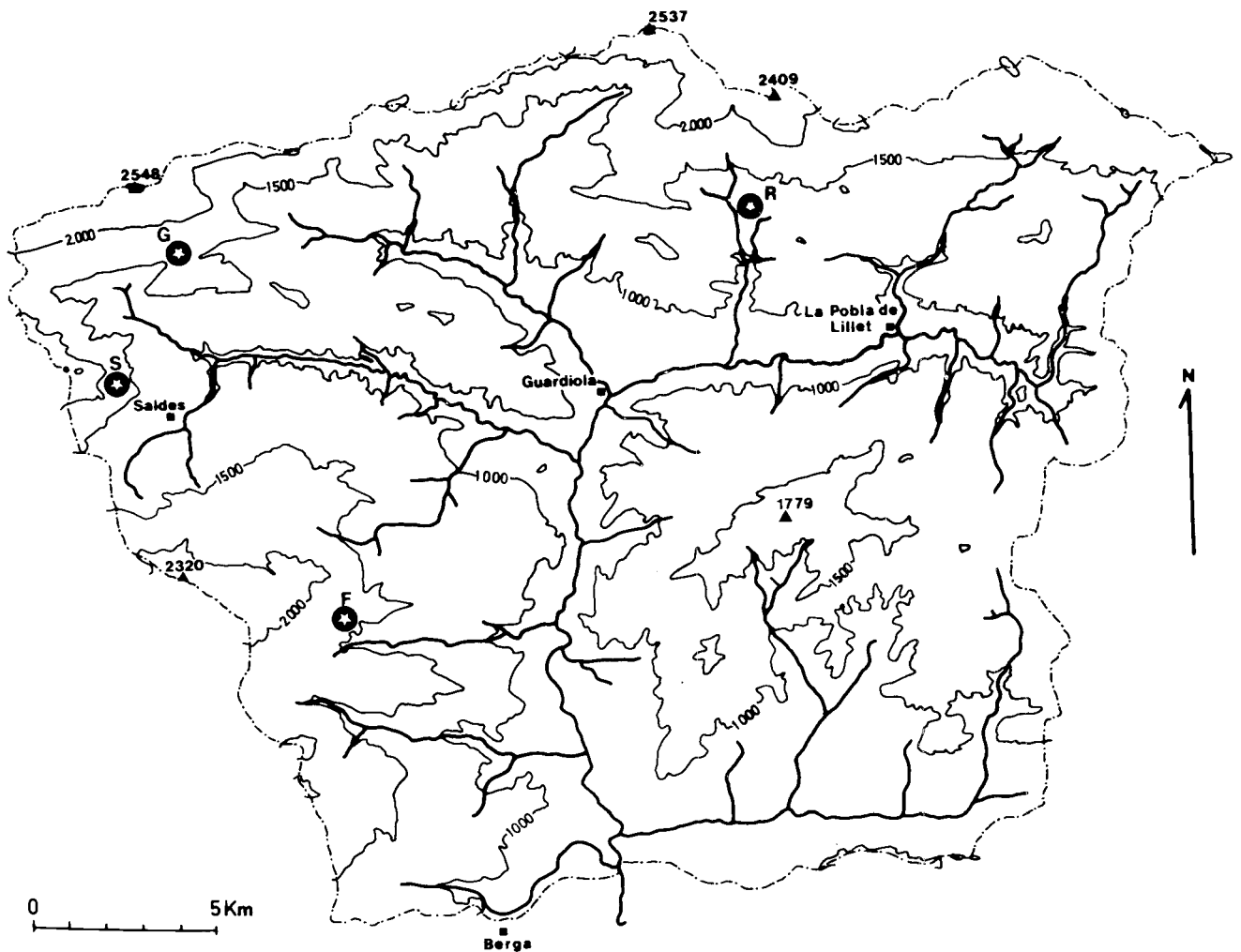


Figure 2. Situation des secteurs étudiés. S: Saldes; G: Serra Pedragosa - Gresolet; F: Coll de Fumanya; R: Gavarrós - Riutort.

Figure 2. Studied areas. S: Saldes; G: Serra Pedragosa - Gresolet; F: Coll de Fumanya; R: Gavarrós - Riutort.

liefs les plus vigoureux, comme le Pedraforca, ont été exhumés d'un remblai ancien.

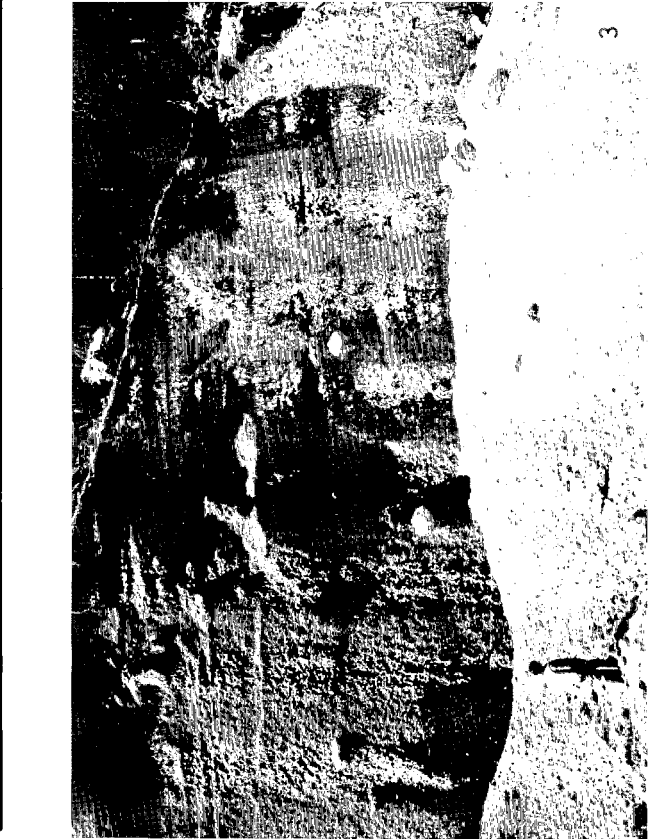
Trois ensembles élevés sont formés de calcaires: l'axe Moixeró - Cadí (2.548 m à la Comabona, 2.537 à la Tossa d'Alp) qui limite au S le bassin intramontagneux de La Cerdanya; le massif du Pedraforca, isolé, culminant à 2.497 m; et la Serra d'Ensija, qui culmine à 2.320 m. Le réseau hydrographique est profondément encaissé et traverse des reliefs structuraux, grands monoclinaux et dépressions marneuses.

PRÉSENTATION DES SECTEURS ÉTUDIÉS

Nous avons choisi les secteurs de Saldes, Gresolet, Fumanya et Gavarrós du fait de leur richesse en formations superficielles anciennes et récentes et de l'absence de mouvements de masse. Voir leur localisation fig. 2.

SALDES

Toutes les formations étudiées sont sur les versants N et E du Pedraforca, au N et au NW



du village de Saldes. Le Pedraforca est formé avant tout de roches carbonatées du Crétacé inférieur, petite nappe superposée à la grande nappe du Pedraforca (Seguret, 1969). Cette klippe contraste avec les reliefs voisins, formant un relief vigoureux qui domine les formes lourdes. Toute la région se caractérise par de fortes dénivelations. Saldes est à 1.200 m. La Pedraforca atteint 2.497 m à seulement 2,5 Km. Ses flancs ont fréquemment des pentes supérieures à 45°.

Le Nord du Pedraforca atteint l'étage périglaciaire actuel, avec gélifraction intense et actions nivales caractéristiques. On y observe de nombreuses niches de nivation et de petits cirques, des couloirs d'avalanches fonctionnant

←

Photo 1. Le Pedraforca (2.497 m), vu du Castell de Saldes. Observer la longue croupe s'étalant en dessous de l'Enforcadura, qui coupe le pic en son milieu, et que nous considérons comme le moraine ancienne arrivant au Castell de Saldes.

Photo 1. The Pedraforca summit (2.497 m), from the Castell de Saldes. The flat form which comes down from the central gap is made by the oldest glacial deposit, its toe is 200 m above the river bed.

Photo 2. Moraine ancienne du Pedraforca, chemin de Saldes au Refuge Stasen. Partie haute de la coupe: brèche hétérométrique sans dispositions caractéristiques. Matériel uniquement calcaire, allant de 3 cm à plus de 5 m.

Photo 2. Oldest till of the Pedraforca, Stasen's Hut road. Boulders up to 5 m are frequent in this deposit. Some washed layers are visible in several outcrops of the deposit.

Photo 3. Éboulis assistés, versant E du Pedraforca, à 1.500 m. Alternance de couches de petits cailloux homométriques sans matrice et de lits minces de matériel fin. Le surplomb est formé par un niveau consolidé en brèche. La surface du versant recoupe les strates.

Photo 3. Stratified periglacial deposit at 1.500 m of altitude. After the field observations, this formation came from a former till deposit on the right hand, and most of the elements were taken from it.

Photo 4. Cirque de Tancalaporta, qui est à droite. Comabona à gauche. Tous deux atteignent 2.550 m. Moraines récentes (Tardiglaciaires?) sur le plancher du cirque.

Photo 4. Glacial erosion form in the Cadi alignment (Comabona peak, 2.550 m of altitude). The bottom of the cirque is covered by a till, probably of Tardiglacial age (late Wurm).

occasionnellement et parcourus entretemps par des éboulis ou des écoulements torrentiels. Par contre, le versant E appartient à la transition entre les étages périglaciaire et tempéré.

Nous nous limiterons ici à l'étude de trois formations en renvoyant à Clotet (1979) pour les autres:

La plus ancienne se rencontre sur le flanc E du Pedraforca avec une vague allure de cône (Phot. 1). C'est une longue croupe légèrement convexe qui déboute au pied des éboulis de l'Enforcadura du Pedraforca et se termine aux ruines du château de Saldes, dominant le Barri Sobirà. Sa longueur est de 1.600 m et sa largeur moyenne de 300 m. La pente de l'axe de la croupe décroît de 20° dans le haut à 10° dans le bas. La partie aval de la formation domine de 200 m la riera de Saldes, par une pente trop abrupte pour qu'on puisse déterminer les relations qui ont pu exister entre elle et d'éventuelles terrasses (Chevrier-Magné, 1975). La piste du village de Saldes au Refuge Stasen donne de bonnes coupes de cette formation (Phot. 2). Épaisse de 10-12 m elle repose sur les marnocalcaires du Crétacé supérieur avec, à sa base, quelques lits de cailloux assez hétérométriques avec un mode de 5-10 cm., dans une matrice abondante. Ces cailloux, localement cimentés, forment des couches atteignant une cinquantaine de cm d'épaisseur. Environ 2 m au dessus de la base, elles sont recouvertes le long d'une surface plane par une brèche très hétérométrique aux éléments en désordre. Tous les éléments, des graviers de 3 cm aux blocs de plus de 5 m sont calcaires. Ils sont anguleux et faiblement aplatis, leurs arêtes ayant été seulement un peu émoussées par dissolution. La matrice, peu abondante, est limoneuse et de couleur beige. Par endroits s'intercalent des lits minces et courts de cailloux de 7 cm environ, assez bien triés. Cette brèche donne un escarpement ruiniforme de 7-10 m d'hauteur.

Les deux échantillons étudiés pris dans cette formation (S1 et S1', fig. 3) ne diffèrent entre eux que par l'émoussé. S1' vient de la base de l'affleurement le long de la piste du Refuge Stasen. S1, plus anguleux, de la brèche du château de Saldes. Bien que les formes de ces cailloux soient anguleuses, leur aplatissement est le plus faible de tous ceux de nos échantillons (1,57 et 1,58), ce qui pourrait venir de la fragmentation mécanique par un glacier (Tricart et Cailleux, 1962). Au château de Saldes, certains

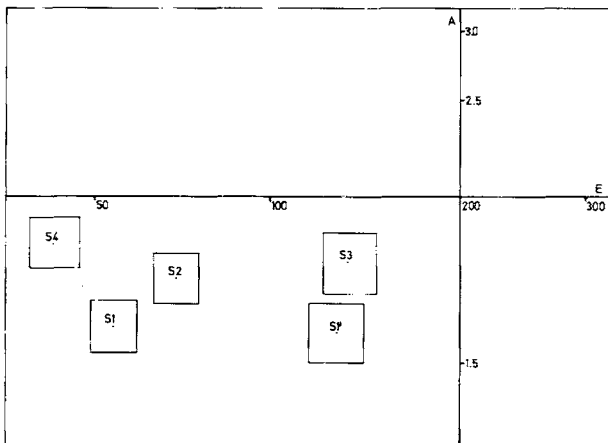


Figure 3. Morphométrie de galets des environs de Saldes; calcaires compacts, crétacés. La technique employée et la construction de ces graphiques sont exposées dans l'introduction et dans Gallart (1981). S1 et S1': moraine ancienne; S2: moraine récente, route du refuge Stasen; S3: moraine récente du torrent de Gresolet; S4: éboulis stratifiés de la route du refuge Stasen. Les quatre premiers échantillons ont un faible aplatissement, d'origine glaciaire. L'éroulé plus fort de S3 peut provenir d'un façonnement plus poussé, tandis que celui de S1' résulte de la corrosion. L'aplatissement un peu plus fort de S4 n'est pas suffisant pour être caractéristique d'une formation périglaciaire et pourrait être dû à la reprise de cailloux morainiques (S2), moins aplatis que les gélifractions primaires.

Figure 3. Pebble morphometry of the samples taken from Saldes area, compact Cretacic limestones. This figure and the following ones represent Tricart's diagrams (E: Cailleux's Roundness, A: Cailleux's Flatness, see Cailleux et Tricart, 1959) with logarithmic scales; dots are the mean values of the samples of 50 pebbles, and rectangles represent the half distance between samples corresponding to a 0,05 probability of the equivalence hypothesis HO (Student's test); two tangent samples in one of the dimensions have a probability of equivalence of 0.05 in the corresponding index; more distant samples have a lower probability, and inversely (see Gallart, 1980, calculations and drawings made by a computer program, Gallart et Llopis, in press). S1 and S1': old till; S2: recent till, Stasen's Hut road; S3: recent till, Gresolet valley bottom; S4: periglacial deposits, Stasen's Hut road. The four first samples have low flatness indices, as it is usual in glacial deposits (Tricart et Cailleux, 1962). The relatively high roundness index of S3 is attributable to a longer transport, while S1' seems to have suffered a chemical weathering. The flatness of the S4 sample is higher than the other ones, but differences are not significative, probably because most of the elements have been taken from the till deposit S2, and have not been well periglacially shaped.

blocs semblent avoir été fragmentés sur place, leurs débris étant juxtaposés.

Les grands blocs ne peuvent avoir été déplacés sous l'effet de la seule gravité. L'hétérométrie et l'absence d'organisation suggèrent un dépôt morainique. Porter et Orombelli (1980) ont montré que des mouvements de masse de type catastrophique sont capables de créer des dépôts d'aspect typiquement morainique, mais la forme du notre n'est pas compatible avec une mise en place violente, pas plus que les intercalations de matériel lavé et trié que nous avons décrites; enfin, la nature des roches ne permet guère les mouvements de masse. Pour nous, il s'agit donc d'un ancien glacier de versant né de la concentration de la neige dans l'Enforcadura du Pedraforca. Les intercalations lavées résultent de l'eau de fusion. Le degré de consolidation, la hauteur au dessus du fond de vallée de la formation au château de Saldes, le hiatus entre la tête de la moraine et le relief dont elle provient indiquent un âge relativement ancien, que nous préciserons par la suite.

Une autre formation est nettement plus étendue et se rencontre aussi bien sur le versant N que sur le versant E du Pedraforca, où la piste du refuge Stasen et du col de Cullell en donnent des coupes propres entre 1.500 et 1.600 m d'altitude. Ces accumulations sont recoupées par éboulis actuels et holocènes et ne se raccordent ni à des formes glaciaires caractéristiques ni à d'autres formations superficielles. Leur épaisseur dépasse 5 m. Elles sont très hétérométriques et leur disposition est amorphe. La matrice, très abondante (> 20 %) se compose de 53 % de sable, 27 % de limon, et environ, 20 % d'argile. Sa couleur est beige. Les éléments vont des graviers centimétriques aux blocs de plus de 2 m, tous calcaires, anguleux, mais avec des arêtes non coupantes, et de forme assez globuleuse (échantillon S2, fig. 3). Des fragments de brèche sont repris de la formation que nous avons étudiée ci-dessus. Tous les éléments sont recouverts d'une pellicule millimétrique de carbonate résultant des migrations actuelles. Dans la partie supérieure de la formation, on observe localement des accumulations lavées de graviers centimétriques en forme de nids. En surface, un sol de 30-40 cm, argileux, de teinte foncée, contient quelques gélifractions.

Cette accumulation semble glaciaire, mais beaucoup plus récente que la précédente, ce

qu'atteste, d'ailleurs, le remaniement de brèches en provenant et le différent degré de cimentation.

On trouve des restes de cette formation dans la vallée de Gresolet, qui passe au pied de la paroi N du Pedraforca. La meilleure coupe, de 4 m d'hauteur, est fournie par l'incision du torrent de Gresolet, qui n'en atteint pas la base; son altitude est de 1.100 m. Elle est semblable aux précédentes, quoique les galets soient plus émoussés (échantillon S3, fig. 3). Cela résulterait d'un transport plus long. La matrice est un peu plus argileuse (30 % d'argile, 12 % de limon, 48 % de sable). Des blocs provenant vraisemblablement de cette formation et atteignant 4-5 m s'observent en amont le long du torrent de Gresolet et de son affluent qui descend du Pedraforca. Il n'y a plus aucun en amont de ce confluent, ce qui indique que le glacier se limitait au Pedraforca.

Nous avons aussi étudié une formation périglaciaire du Pedraforca, pour avoir un terme de comparaison morphométrique avec les moraines et pour préciser la chronoséquence des formes attribuées à la dernière glaciation. La meilleure coupe est le long du chemin forestier du Cullell, à 1.500 m d'altitude. Elle est ouverte dans une croupe en forme de croissant, sur la rive gauche. Le matériel étudié est raviné par les éboulis descendant actuellement du «Gat» (2.300 m) et qui recoupe aussi la moraine récente décrite plus haut. Ces éboulis cachent les rapports entre les deux formations. Néanmoins, la position de la formation périglaciaire montre qu'elle s'appuyait sur la droite sur une accumulation de matériel semblable à la moraine récente d'ailleurs toute proche (50 m environ).

Il s'agit d'éboulis assistés, stratifiés, dont environ 7 m d'épaisseur sont visibles. Les graviers dominent, d'une taille de 2 à 12 cm, avec par ci par là, un bloc d'une quarantaine de cm. Tous ces éléments sont assez peu aplatis (1,82) et peu émoussés (0,042), quoiqu'il s'agisse de l'échantillon le plus aplati et le moins émoussé de toute notre série (S4, fig. 3). Cependant l'aplatissement n'est pas significativement différent de celui de la moraine récente contigue (S2), probablement parce que c'est elle qui a fourni par remaniement la plupart des cailloux de la formation périglaciaire. Ceux-ci, par ailleurs, sont enrobés d'une mince pellicule calcaire.

Des lits de cailloux complètement dépourvus de matrice, d'une quarantaine de cm d'épais-

seur alternent avec des lits fins de 5 cm. Certains lits de cailloux présentent un granuloclasement croissant. La matrice est beaucoup plus sableuse que dans la moraine (sable: 62 %; limons: 16 %; argile: 22 %) et beaucoup mieux classée. Le versant actuel recoupe légèrement les lits, dont l'inclinaison est de 24° environ.

Les lits sont bien parallèles et n'offrent aucune lentille ni ravinement. Vers le haut du dépôt, un lit de 0,5 m est fortement consolidé. Au-dessus de cette brèche, sur un peu plus de 1 m apparaît un cailloutis homométrique riche en matrice fine (50 % environ). Les cailloux s'y disposent en lentilles ou en nids, quoique la stratification ne disparaisse pas complètement, tout en prenant des allures ondulées.

D'après Tricart (1967), ce type de formation indique une intense gélifraction, mais pas nécessairement un climat très rude. L'absence de labourage des lits fins par les blocs qui les surmontent implique qu'ils étaient durcis par le gel, mais il ne s'agit pas nécessairement d'un pergélisol. Il pouvait n'y avoir qu'un gel saisonnier. Les lits grossiers sont trop épais pour que l'on puisse parler d'éboulis ordonnés ou de «grèzes litées». Ils semblent indiquer une gélifraction intense, favorisée par la forte trituration tectonique du matériel de la klippe et, peut-être aussi, par un climat capricieux, avec de brusques et grands changements de température. Le glissement des blocs sur une pente faible est caractéristique d'un éboulement assisté, il se produisait vraisemblablement lorsque la paroi dominante s'écroulait lors du dégel, mais qu'il persistait, au bas de la pente, une couche de neige regelée, dure et lisse, offrant une rugosité minimum.

Nous aboutissons à la reconstruction morphogénique suivante pour les environs de Sal-des:

1. La formation la plus ancienne indique une glaciation importante, avec un climat froid et humide ayant permis l'accumulation de beaucoup de neige dans l'Enforcadura du Pedraforca. La glace s'étalait en lobe et non en une langue bien individualisée (Clotet, 1982). Le recul du glacier serait dû au passage à un climat plus sec et plus doux. La moraine a ensuite, sous climat tempéré, été soumise à une dissolution du calcaire dans le cadre d'une forte altération engendrant des argiles rougeâtres. Une végétation assez dense, fournissant des débris dont la dé-

composition libère du gaz carbonique que dissolvent les eaux infiltrées a été nécessaire. Cette altération a duré longtemps. Une partie du bicarbonate ainsi formé s'est précipité sous forme de carbonate, qui a cimenté le matériel. Il est possible, mais pas nécessaire, que cela se soit produit dans la zone de battement d'une nappe fréatique de fond de vallée, ce qui impliquerait des modifications très importantes du relief après la consolidation. Dans tous les cas, la cimentation indique un climat contrasté avec une saison caractérisée par un déficit hydrique. Voilà ce qui est essentiel, car nous n'avons aucun élément nous permettant de choisir entre les deux hypothèses, du fait de l'importance de la dissection ultérieure.

2. Au bout d'une longue période, le climat est devenu plus froid, mais l'enneigement était moindre et l'englacement a été moins étendu. Il correspondrait à ce que les auteurs appellent dans les Pyrénées le Pléniglaciaire, datant du Pléistocène récent. Mais ce deuxième épisode glaciaire de la région de Saldes est, en réalité, la troisième, comme nous le verrons d'après d'autres secteurs. Au Tardiglaciaire, après recul des glaciers, se sont mis en place les éboulis assistés reposant sur la moraine récente. L'épaisseur de ces éboulis implique soit une gélifraction très rapide, résultant de la trituration tectonique, soit une récession glaciaire relativement précoce. Le problème reste en suspens, faute de datations précises.
3. Après une période de climat temperé, un dernier refroidissement a permis un englacement des cirques et une activité plus importante des avalanches, qui ne se produisent plus que sporadiquement. Peut être s'agit-il de la Petite Période Glaciaire («Little Ice Age») des XIV-XVIIIe siècles. Si ce n'est pas le cas, il faudrait la faire remonter aux Dryas supérieures et le redoucissement l'ayant précédé correspondrait à l'Alerod. Mais tout cela reste encore bien incertain faute de séquences polliniques et de datations au radiocarbone.

SERRA PEDRAGOSA (AMONT DU TORRENT DE GRESOLET)

La tête du torrent de Gresolet mord dans la Serra del Cadí, là où se soude au massif du Moixeró, région appelée Serra Pedragosa, qui at-

teint 2.550 m à la Comabona et au Tancalaporça. Ces reliefs sont considérés comme relativement autochtones et sont formés de calcaires massifs et de marnocalcaires très schisteux, de l'Eocène (Solé et Mascareñas, 1970).

Le versant étudié est exposé au Sud et régularisé avec une pente de 28° jusqu'à un vallon suspendu au dessus du torrent de Gresolet, dont il est séparé par un abrupt de 600 m, la Muralla de les Balmes. En haut, les cirques glaciaires de la Comabona et du Tancalaporça (Photo 4) ont une superficie d'environ 1/2 Km² et sont tapissés de moraines semblables à celles qui sont attribuées, dans les Pyrénées, au Tardiglaciaire (Serrat, 1979).

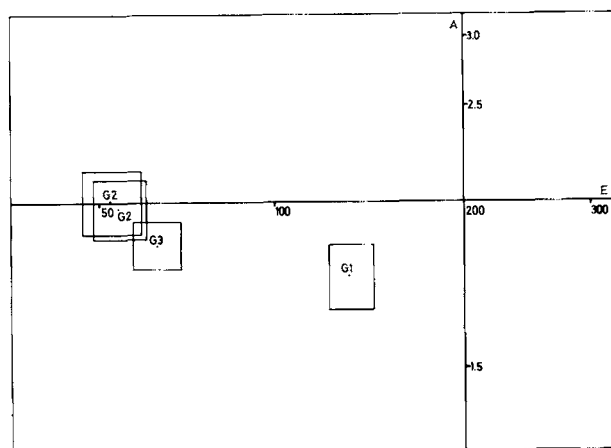


Figure 4. Morphométrie de cailloux de Serra Pedragosa, Gresolet. Calcaires micritiques et bioclastiques éocènes compacts. G1: moraine ancienne; G2: brèche ancienne, reposant sur cette moraine (2 échantillons pratiquement semblables); G3: moraine récente du fond de vallée suspendue du Clot de Comabona. G1 a un aplatissement faible, comme les formations morainiques de Saldes, quoique de nature lithologique différente, et un émoussé probablement accru par corrosion. Les deux échantillons G2 ont un aplatissement assez élevé, presque caractéristique des gélifracés. G3 semble morainique.

Figure 4. Pebble morphometry of the samples taken from Serra Pedragosa, Gresolet; compact eocene limestones. G1: old till; G2 old breccia, over the former deposit (two identical samples); G3: probable recent till, bottom of the hanging valley of Clot de Comabona (is a surficial sample, because there are no good outcrops). G1, like the till deposits from Saldes, in spite of the lithologic differences, has a low flatness index; the roundness is too high, probably as a chemical weathering effect. The G2 samples have a flatness index higher than the underlying till G1, as a consequence of periglacial processes. G3 can be a till deposit.

Dans le vallon suspendu, au Pla de les Bassotes, à 1.900 m, s'observent des manifestations périglaciaires actuelles: buttes gazonées, terrassettes, mais, sur les versants regularisés la gélifraction est faible ou négligeable, comme le montre la colonisation des éboulis par la végétation, dans leur partie supérieure, au contact de la roche en place.

Sur la Serra Pedragosa, on rencontre trois formations, que nous avons toujours vues associées.

En arrivant par le chemin forestier du Cullell à Gisclareny, on observe d'abord, entre 1.700 et 1.600 m deux formations qui sont les plus anciennes du Quaternaire de ce secteur (Photo 5). La première, épaisse de 3 m environ, repose sur les marnocalcaires, très altérées au contact. Elle est formée de calcaires allant des cailloux à des blocs de 2 m enrobés dans une matrice limonoargileuse ocre. La plupart sont des calcaires gris foncés, compacts, venant de la partie somitable de la Serra. Les éléments (G1 sur la fig. 4) sont globuleux (aplatissement: 1,73) et émoussés (0,133), mais cela n'est dû à un long transport, mais à la météorisation ultérieure. Cette accumulation ne présente aucune stratification ni triage. Elle est recouverte par une dizaine de mètres d'une brèche très dure, qui forme un versant regularisé et qui a une allure de monoclinal même sur les photographies aériennes. Il domine d'une cinquantaine de mètres le ravin de Tancalaporta. Au contact des deux formations apparaît par endroits une couche d'argile d'alteration rouge vif d'une trentaine de cm d'épaisseur. Au dessus, les cailloux sont assez homométriques, avec une taille de 5-7 cm mêlés de blocs ne dépassant jamais 40 cm, tous de calcaire massif. Ce matériel est sans matrice et un ciment calcaire relie entre eux ses éléments. Les cailloux sont passablement anguleux (émoussé 0,053) et assez aplatis (1,92: G2 sur la fig. 4). Une stratification et un triage apparaissent, ainsi que l'imbrication des éléments lorsqu'on l'observe attentivement, bien qu'à première vue, il apparaisse inorganisé.

Pour nous, le dépôt inférieur, du fait de son hétérométrie et de sa structure, est, soit une accumulation torrentielle, soit un matériel de mouvement de masse, soit une moraine, la position géomorphologique élimine l'origine torrentielle, la litologie, le mouvement de masse. Il en est de même du modélé. Reste donc l'ori-

gine morainique. Sa disposition, en nappe sur le versant, indique un glacier de versant. L'émoussé des cailloux y est cependant nettement plus élevé que dans les accumulations morainiques précédentes et dans celles que nous décrirons plus loin. Cela résulte probablement de la météorisation ultérieure.

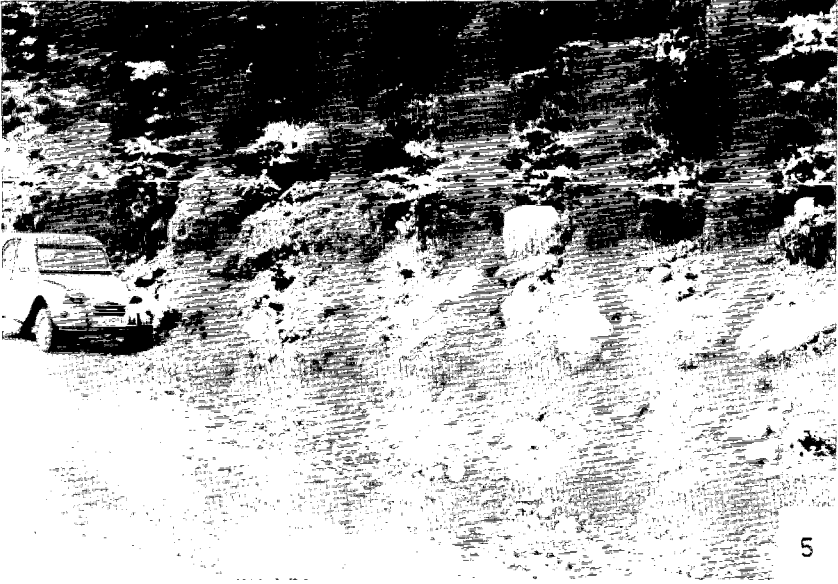
Les brèches qui surmontent cette moraine sont périglaciaires. Leur aplatissement est cependant inférieur à celui des gélifraacts les plus typiques. Il est probable que cela provienne du fait qu'ils sont répris de la moraine. Pour Llopis (1952), ces brèches seraient fluviales et déposées dans une ancienne vallée entre le Bastareny et Maçaners.

Le dépôt le plus récent que nous avons étudié est situé dans le fond de la vallée qui passe au ravin du Clot de Comabona en arrivant à la plaine perchée de Les Bassotes. Cette vallée a un profil en U et on n'y observe pratiquement de lit actuel. Elle est suspendue au dessus d'un abrupt qui domine la vallée principale de Gresolet. Le bassin-versant qui la domine comprend le cirque de Comabona. Le fond de vallée a un modélé irrégulier, avec des bosses et de petites dépressions. On y remarque des blocs parallélépipédiques de plus de 1 m. L'échantillon étudié provient de ce fond de vallée (G3); les cailloux sont anguleux (émoussé 0,063) et peu aplatis (1,83) ce qui peut bien correspondre à une moraine, lavée en surface par les eaux de fonte. Mais il n'y a aucune coupe permettant de préciser.

Signalons encore, sans présenter leur étude détaillée, les autres formations suivantes de climat froid situées dans le même secteur; une moraine le long du chemin du Coll de la Balma au sanctuaire de Gresolet, à 1.500 m d'altitude, semblable à la moraine supérieure ci-dessus; des formations périglaciaires récentes, notamment des éboulis assistés, au pied de la Muralla de les Balmes, à 1.300 m d'altitude, près du sanctuaire. La moraine indique que la glace traversait cette paroi.

Nous avons donc, ici, la succession:

1. D'une moraine de glacier de versant, qui est la formation la plus ancienne: la formation hétérométrique recouverte par la brèche très dure, qui est, elle, une formation de pente périglaciaire remaniant en partie des éléments morainiques.
2. La moraine du fond de vallée du torrent du Clot de Comabona, dans une position géo-



morphologique complètement différente.

3. Les moraine des petits cirques du Comabona et de Tancalaporta que l'on peut, par analogie avec les Pyrénées, attribuer au Tardiglaciaire. Il en serait de même des éboulis assistés se situant à 1.300 m.

COLL DE FUMANYA

Nos observations se concentrent aux abords du ravin du Serrat Bultó, dans la Serra d'Ensi-

←

Photo 5. Formations les plus anciennes de la Serra Pedragosa (Gresolet). Chemin forestier du Cullell à Gisclareny, alt. 1.600 m. A droite, moraine à la base, et à gauche, brèches qui la recouvrent, formées de petits cailloux homométriques avec quelques éléments plus gros.

Photo 5. Old deposits of the Serra Pedragosa Area. On the right hand, till with boulders up to 2 m; on the left, near the car, periglacial breccia which cover the till 1.600 m of altitude.

Photo 6. Moraine récente du Coll de Fumanya, altitude 1.500 m. Les plus gros blocs ont 50-60 cm de long. Noter leur émoussé et l'esquisse de stratifications, typique d'une moraine terminale, identification confirmée par la morphométrie des cailloux et le modelé.

Photo 6. Young till in the Coll de Fumanya area, 1.560 m. The bigger boulders have 50-60 cm. The arrangement tendency is usual in such terminal deposits. The related topographical form and the shape of the elements confirm a glacial origin.

Photo 7. Accumulation périglaciaire au débouché d'un petit torrent descendant de la Serra d'Ensiya, alt. 1.550 m. Noter que les blocs ne sont associés à aucun ravinement de leur substratum fin, ce qui suggère que celui-ci était gelé lors de leur arrivée. Cailloux plus anguleux et plus aplatis que ceux de la photo 6. A droite, incision postérieure du torrent, actuellement éteint.

Photo 7. Stratified periglacial deposit at the foot of the Serra d'Ensiya mountain (Coll de Fumanya area). The coarse pebbles have been deposited without scouring the underlying finer deposits, probably because they were frosted. The erosion visible on the right hand is not related to the present-day processes, because the stream is unactive even during important floods.

Photo 8. Détail de la moraine récente de l'Estret, vers Gavarrós, altitude 980 m. Hétérométrie et diversité lithologique des cailloux. Matrice limono-sableuse abondante. Faible aplatissement, malgré la lithologie favorable. Emoussé moindre que dans le petit lit du torrent, à côté.

Photo 8. Young till deposit in the Estret (Gavarrós area), altitude of 980 m. Structure, granulometry, shape of the elements, and varied lithology of the boulders up to 5 m are difficult to explain without glacier activity.

ja, entre le Mas de La Creu de Fumanya et le Coll de Fumanya, sur le versant SSE du massif d'Ensiya, qui culmine à 2.320 m. La Serra d'Ensiya est un grand dôme calcaire et marnogréseux du Crétacé supérieur appartenant à la nappe allochtone du Pedraforca. Tout autour des dépressions ont été excavées dans le Garumnien argileux.

La tête du ravin de Serrat Bultó est nettement une niche ou un petit cirque. Son rebord à 2.250 m, ses flancs, passablement réguliers, ont une pente de 23°. Au pied, les pentes s'adoucissent dans le Garumnien de la vallée principale, celle du torrent du Peu de l'Aubaga.

La formation la plus ancienne, à la Casa de la Palanca, est une brèche fortement cimentée, uniquement calcaire, qui donne un petit replat dominant d'environ 70 m le torrent. Il est déconnecté du versant. La base n'est pas visible, mais l'affleurement montre des cailloux et des blocs avec guère de matrice en dehors du ci-

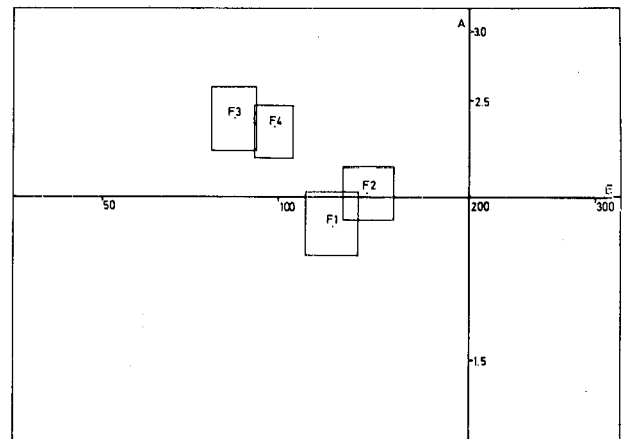


Figure 5. Morphométrie des environs du Coll de Fumanya. Calcaires marneux et détritiques assez friables se débitant en fragments aplatis. F1: accumulation bréchoïde ancienne; F2: moraine récente; F3: éboulis stratifiés récents; F4: accumulation torrentielle emboîtée dans la moraine F2. F3 permet de caractériser la forme des géli-fracts de ces calcaires. F1 et F2 s'en écartent sensiblement, ce qui est un argument en faveur d'une moraine. Au contraire, F4 apparaît clairement périglaciaire.

Figure 5. Pebble morphometry of the specimens taken from the Coll de Fumanya area; marly and sandy limestones which split along stratification planes. F1: old breccia; F2: recent till; F3: young stratified periglacial deposit; F4: stream deposit little younger than F2 till. F3 gives the rule for periglacial elements from such limestones. F1 and F2 are different enough to be till deposits, while F4 shows periglacial-like indices.

ment calcaire qui a pénétré dans les vides intersticiels. Aucune organisation n'apparaît, en dehors de quelques lentilles de cailloux plus homométriques de quelques centimètres, dans la partie supérieure.

Ces cailloux (échantillon F1, fig. 5) sont médiocrement aplatis, surtout pour des calcaires grésomarneux (1,88), un peu émoussés (0,123) et se distinguent nettement des géli fractes des formations périglaciaires du Coll de Fumanya (échantillon F3). Nous en déduisons qu'il s'agit d'une moraine dans un fond de vallée, avec une intervention épisodique d'eaux de fonte dans les lentilles du sommet de la coupe.

Un peu plus loin, le long de la route de Sant Corneli à Peguera, à 1.560 m d'altitude, plus haut que la coupe précédente, de chaque côté du ravin de Serrat Bultó, affleure un dépôt hétérométrique inorganisé, formé de calcaires marneux, de marnes gréseuses et de calcaires bioclastiques avec une matrice argileuse (sable 54 %, limon 11 %, argile 33 %) peu abondante. Dans le bas, localement, apparaissent des intercalations de cailloux bien triés de 6-8 cm, avec des stratifications indiquant un dépôt par un écoulement (Photo 6). Les géli fractes sont rares dans toute la coupe. Sur la rive droite du torrent, l'accumulation forme une croupe très irrégulière.

Les cailloux sont faiblement émoussés (0,140) quelque peu aplatis (2,01) du fait de la lithologie. La comparaison de cet échantillon (F2) et de l'échantillon F3 confirme ce qu'indiquent les caractères de la coupe et de la topographie: il s'agit d'une moraine.

Une formation fort différente est légèrement emboîtée dans la précédente. Épaisse de 5 m, elle est formée par des alternances de cailloux homométriques et de pierres ne dépassant pas 30 cm, et de couches fines, argilolimoneuses d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. La matrice est abondante dans les lits grossiers (> 40 %). L'échantillon F4 (fig. 5) montre un net aplatissement (2,33) et un faible émoussé (0,099), caractéristiques de géli fractes. L'absence de ravinement des lits fins par les cailloux suggère une mise en place des pierres alors que ces lits étaient gelés. Il s'agit d'un dépôt torrentiel mêlé avec matériaux de pied de versant, mis en place partiellement par un ruissellement sporadique. Il domine le talweg actuel de 15 m.

En arrivant sur les pentes faibles du Garum-

nien, les petits torrents descendant de la Serra d'Ensija ont construit des cônes dont l'axe ne prolonge pas exactement l'incision actuelle de l'amont (Photo 7). Au dessus d'une base nulle part visible, 8 à 12 m de lits de graviers de 1-3 cm avec une abondante matrice limonosableuse présentent des inclinaisons d'une douzaine de degrés. Il y a aussi quelques intercalations de cailloux de 6-10 cm, en forme de lentilles ou de couches planes atteignant 40 cm d'épaisseur, sans aucune matrice, qui sont consolidés par endroits. Les graviers enrobés de matrice sont parfois rassemblés en poches où beaucoup sont redressés, ce qui indique une intervention de la géli turbation. La matrice est plus sableuse que celle de la moraine (sable 72 %, limon 17 %, argile 11 %). Les cailloux (échantillon F4, fig. 5) ont un aplatissement de 2,38 et un émoussé de 0,084, compatible avec une origine périglaciaire. La forte incision ultérieure de ces cônes indique une période de creusement intense qui contraste avec la quasi inactivité actuelle des torrents, qui n'ont même pas toujours un lit bien défini.

La séquence géomorphologique est donc la suivante:

1. Une moraine (Casa de la Palanca), abandonnée par un glacier de vallée, qui a ensuite subi une forte diagénèse (cimentation en conglomérat).
2. Après une période assez longue pour avoir permis un changement de configuration du fond de vallée, une nouvelle période froide permet la formation de petits glaciers sur la Serra d'Ensija (moraine du Coll de Fumanya). Entre ces langues glaciaires et sur leur emplacement au fur et mesure de leur retrait, s'édifient des accumulations périglaciaires torrentielles et des éboulis assistés, dans les petits ravins du flanc de la Serra d'Ensija.
3. L'incision des torrents dans leurs cônes correspond à des conditions différentes des actuelles. Nous n'avons pas de données nous permettant de préciser le climat correspondant, mais il est vraisemblable que la couverture végétale était très ouverte, le gel fréquent, avec des fontes de neige brutales, tous facteurs favorables à une activité des torrents plus grande que de nos jours. La fin de la période froide, avec un débout de réchauffement du climat mais une recolo-

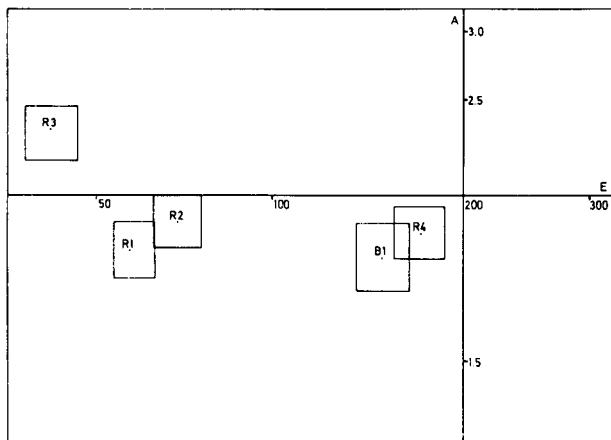


Figure 6. Morphométrie des coupes de Gavarrós et Riutort. Calcaires compacts dévoniens. R1: brèche ancienne; R2: moraine récente de l'Estret; R3: éboulis assistés récents, alt. 2.000 m; R4: alluvions du torrent près de R2; B1: Moraine, Riera de Bagà. La position de R3 dans le diagramme permet de caractériser la morphométrie des gélifracts. Les cailloux de R1 se rapprochent plus des matériaux morainiques que ceux de R2, pourtant indubitablement, morainique par sa granulométrie et sa disposition. R4 montre l'éroussé acquis par le transport torrentiel sur une distance équivalente à celle du matériel de la moraine R2. La différence est appréciable, bien que R4 est formé, en partie, de moraine remaniée.

Figure 6. Pebble morphometry from Gavarrós and Riutort area; compact Devonian limestones. R1: old breccia; R2: young till from l'Estret; R3: very young (Holocene?) periglacial deposit at 2.000 m of altitude; R4: stream bed elements taken near R2 outcrop; B1: till from the Riera de Bagà valley. R3 shows the indices of the periglacial deposits. R1 has indices which can be of glacial origin, in spite of the washed structure of the formation; this formation seems to cover a till deposit with boulders, from which the elements could be taken. R4 has a much higher roundness index than R2 for the same distance of transport. B1 have the indices like the S3 sample, both recent tills in valley bottoms, and with several kilometers of transport.

nisation végétale encore incipiente pourrait avoir offert de telles conditions.

GAVARRÓS

Le torrent de Gavarrós, formé par le torrent de Coll de Pal et de Riutort, traverse le socle hercynien et l'autochtone du Cadí; le point culminant du bassin est le Puigllançada (2.409), formé de calcaires dévoniens. En 7 Km le torrent dévale jusqu'à 780 m d'altitude, à son confluent dans le Llobregat.

Dans son haut bassin, au pied des parois calcaires, les éboulis ordonnés sont nombreux et probablement tardiglaciaires. Les cailloux de l'un d'eux, bien stratifié, à 2.000 m d'altitude,

(R3, fig 6) sont nettement aplatis, surtout pour un tel matériel (2,30) avec, bien sûr, un très faible éroussé (0,042) ce qui est caractéristique de gélifracts de calcaires compacts (Tricart et Cailleux, 1962).

Plus bas, s'étend un grand versant, exposé au S, coupé de nombreux gradins et replats, qui recoupe les calcaires dévoniens et les phyllades et conglomérats carbonifères. Sa pente moyenne est de 25, et il présente peu d'incisions. Il est recouvert de brèches calcaires dures, au matériel nettement trié. Sous ces brèches, apparaissent des blocs épars de calcaire de jusqu'à 4 m, mais les affleurements, mauvais, ne permettent pas de préciser les relations entre les deux formations. Les cailloux de la brèche (échantillon R1) sont médiocrement aplatis (1,9) et anguleux (0,057).

Au pied de ce versant, à partir de Can Maçaners (1.160 m d'altitude), le torrent coule dans une profonde vallée dont le plancher est riche en très gros blocs (jusqu'à 5 m), qui ne peuvent avoir été transportés par lui. En aval de la petite gorge de l'Estret dans une barre de calcaires garumniens, à 980 m, un léger élargissement est occupé par une formation à la matrice abondante avec le même type de grands blocs. Elle est incisée de 8 m par le torrent, mais il n'en atteint pas la base (Photo 8). Ce matériel est resté très frais. Bien qu'on soit à 4 Km de la ligne de partage des eaux, ces gros blocs sont formés à 44 % de calcaire dévonien, à 32 % de conglomérat quartzeux du Carbonifère à 20 % de calcaires mésozoïques. On y trouve aussi 2 % de grès mésozoïques et 2 % de brèches quaternaires de la formation décrite ci-dessus (le comptage a été effectué sur 38 blocs de plus de 1,5 m de longueur). Par contre, les gros cailloux de 20-30 cm offrent un spectre lithologique différent: calcaires dévoniens 50 %, phyllades carbonifères 32 %, conglomérats 8 %, grès 8 %, calcaires mésozoïques 2 %. Ces différences résultent surtout de la lithologie: les phyllades sont trop fissiles pour donner beaucoup de grands blocs.

Une bonne coupe permet de constater la totale absence de stratifications et de triage, bien que d'autres coupes voisines montrent quelques lentilles lavées dans la formation. Les gros blocs n'ont pas influé sur la disposition des autres éléments, ce qui exclut un dépôt par un écoulement. La matrice comprend 49 % de sable, 25 % de limon et 24 % d'argile. Sa courbe

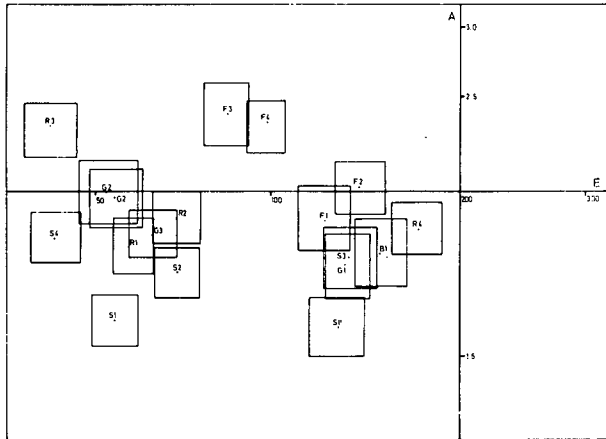


Figure 7. Morphométrie d'ensemble des formations étudiées. Calcaires compacts sauf F (calcaires marneux et détritiques: aplatissement plus élevé). F3, R3: éboulis assistés; S1, S1', S2, S3, F1, F2, R2, B1: moraines; R4: torrentiel (lit du Riutort); S4, G2: moraines reprises par actions périglaciaires; F4: périglaciaire torrentiel.

Figure 7. Summary of the pebble morphometries made; compact limestones except for F (marly and sandy limestones with higher flatness indices). F3, R3: periglacial stratified deposits; S1, S1', S2, S3, F1, F2, R2, B1: tills; R4: present-day stream alluvium; S4, G2: periglacially reworked elements taken from former tills; F4: periglacial stream alluvium.

granulométrique, sans triage, est semblable à celle de l'autre moraine avec un transport de plusieurs Km (échantillon S3), malgré les différences de lithologie. Les cailloux (échantillon R2) ont un aplatissement médiocre (1,89) et un émoussé faible (0,069), tandis que les alluvions actuels du même endroit (R4), avec un aplatissement semblable (1,85) montrent un émoussé beaucoup plus poussé (0,173); ces alluvions récents sont nettement moins allongés que ceux de la formation antérieure sur le diagramme de Zingg (1935) (fig. 8). Les cailloux de la formation de l'Estret ont donc un aplatissement bien moindre que celui des formations périglaciaires, tandis que l'émoussé est nettement inférieur à la formation torrentielle. Toutes les données précédentes permettent identifier là une moraine.

En aval de l'Estret, il n'y a plus de coupes, mais des blocs de 4 m sont encore visibles sur 700 m, jusqu'aux ruines de Can Po (altitude 900 m). Des blocs de 2 m rejoignent le Llobregat et, en aval du confluent les caractéristiques de ses alluvions sont fortement modifiées par

l'apport du torrent de Gavarrós. La langue glaciaire semble donc avoir atteint la vallée principale.

Nous avons donc, dans le bassin de Gavarrós, la succession suivante:

1. La brèche du versant du Puigllançada est la formation la plus ancienne, puisqu'on trouve des débris remaniés dans les autres accumulations. Il est possible qu'elle ait été mise en place par la glace, du fait des grands blocs qui lui sont associés et de la forme peu aplatie des cailloux. Il peut aussi s'agir d'une formation de pente périglaciaire de récession, postérieure à la moraine, représentée par les gros blocs. Le glacier aurait pu bénéficier d'une suralimentation par effet de chasse-neige des vents du Nord (Serrrat, 1980, à titre de comparaison).
2. La formation hétérométrique de l'Estret est une autre moraine, qui daterait du dernier maximum glaciaire. Remaniant des éléments de la brèche précédente, elle lui est, de toutes façons, bien postérieure, puisqu'il a fallu qu'entre temps le matériel se consolide.
3. Les formations de pente périglaciaire typiques situées au dessus de 2.000 m sont héritées d'une période froide antérieure à l'Actuel et sont en voie de colonisation par la végétation. Elles dateraient de la fin de la dernière période froide et se seraient mises en place là où il n'y avait pas —ou plus— de glace.

Dans le haut bassin de la Riera de Bagà nous avons fait quelques observations que nous ajoutons à celles de Gavarrós pour des raisons de proximité. Jusqu'au village de Grèixer, ce bassin-versant est à peu près parallèle au Moixeró et formé par les calcaires dévoniens et le Carbonifère (phyllades et conglomérats), qui montent jusqu'à 2.537 m à la Tossa d'Alp. On y observe de nombreux pinacles et niches de nivation. Aux environs de l'Hospitalet de Rocasansa (1.240 m), apparaît une formation dont la granulométrie et le modelé indiquent la nature morainique, et un âge récent. Le torrent coule tantôt sur elle, tantôt entaille les phyllades sous-jacentes. Des formations périglaciaires paraissent venir recouvrir la moraine au pied des versants. Issus des phyllades, leurs éléments sont très aplatis et fragiles, se rompant facilement à la main.

Près de Grèixer, à 960 m d'altitude et 5 Km a l'aval de la tête du torrent, une coupe montre une formation d'aspect morainique, visible sur 3-4 m, mais dont la base n'apparaît pas, étant en dessous du fond du lit. Elle est composée de phyllades, de calcaires et de conglomérats quartzeux avec des blocs de plus de 2 m. Hétérométrique et inorganisé, elle est légèrement cimentée par endroits. Les cailloux calcaires sont peu aplatis (1.77), l'éroussé non négligeable (0,151; B1 fig 6), caractéristiques semblables à celles de la moraine de Gavarrós (R2), qui contient les mêmes calcaires, quoique l'aplatissement soit un peu plus faible et l'éroussé plus élevé, peu différent de celui des alluvions torrentielles actuelles. La ressemblance

avec la moraine de vallée de Gresolet (S3) est grande, bien que cette dernière soit formée de calcaires crétaées, il est vrai compacts eux-aussi.

OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES

Parmi les nombreuses formations quaternaires de climat froid, il nous semble bon de signaler les suivantes:

En rive droite du barranc del Regatell, à 1 Km au S de la Pobla de Lillet, à 920 m d'altitude, le torrent entaille sur une cinquantaine de mètres une formation reprenant des galets de conglomérat, ce qui exclut les analyses morphométriques. Le torrent descend du versant N du Catllaràs, en conglomérats cénozoïques et argiles et calcaires garumniennes, culminant à 1.700 m d'altitude. Dans la coupe on observe une formation supérieure torrentielle avec des intercalations de géli fractes et une formation inférieure très épaisse d'aspect morainique dont la base remonte vers l'aval et semble donc provenir du Llobregat. La formation supérieure est plus consolidée, de sorte qu'il est possible qu'elle est plus ancienne et a été incisée en terrasse avant l'arrivée de la langue glaciaire.

Au confluent du Torrent de La Nou et du Llobregat, la nouvelle route de La Nou donne de bonnes coupes. On y reconnaît un arc morainique mais quelque peu oblitéré et dominant le Llobregat d'une soixantaine de mètres:

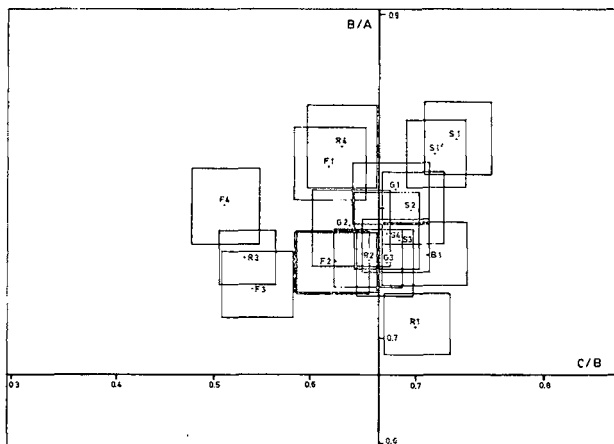


Figure 8. Diagramme de Zingg (1935) pour l'ensemble des échantillons étudiés. A, B et C représentent les trois axes principaux des cailloux; les indices B/A et C/B donnent une idée de la forme des éléments et les classent entre sphériques (haut, droite), discoïdales (haut, gauche), en lame (bas, gauche) ou en bâton (bas, droite). L'échelle est logarithmique et les rectangles représentent une probabilité du 0,1 de l'hypothèse d'équivalence. Les matériaux périglaciaires R3, F3, F4 se séparent nettement des autres, bien que F4 soit moins allongé. Le remaniement torrentiel fait que R4 est plus éroussé que R2, mais, aussi, moins allongé, comparer avec le diagramme de Tricart, fig. 6 et 7. Les échantillons à remaniement périglaciaire, S2-S4, G1-G2 se disposent en ordre descendant le long de la diagonale principale, du fait de l'influence semblable de ce remaniement sur les deux indices. Les éléments les plus isodiamétriques, comme sur le diagramme de Tricart (fig. 7), sont ceux de la formation ancienne de Saldes (S1, S1'). R1 (brèche ancienne de Gavarrós) se place plus près de la diagonale principale: ses cailloux ont une forme intermédiaire entre la forme discoïdale, qui prédomine dans les autres lots, et la forme allongée, mais ils se placent par ailleurs, dans le quartier des cailloux sphériques. Les indices de Zingg donnent des valeurs plus dispersées que ceux de Cailleux.

Figure 8. Zingg's diagram (1935) of the whole specimens taken. A, B and C represent the three ellipsoid axes; B/A and C/B indices give an idea of the shape of elements, and classify them into spheroids (top, right), discoids (top, left), bladed (bottom, left), and rods (bottom, right). The scale is logarithmic and rectangles represent the half distances between samples which correspond to a 0,1 probability of the equivalence hypothesis HO (Student's t test). The periglacial samples R3, F3 and F4 are neatly different from the rest, in spite that F4 is a little less allonged (B/A higher). While in Tricart's diagram (fig. 6) differences between R2 and R4 (torrential reworking) were observed only in roundness index, here differences are significant also in B/A index, because R2 (till) has more rod-like shaped elements. The periglacial modifications from S2 to S4 and from G1 to G2 act parallel to the main diagonal, by modifying equally the two indices. The most spheroidal elements, like in Tricart's diagram on fig. 7, are those from the oldest till S1 and S1'. R1 shows shapes in the main diagonal, between discoids and rods, but yet in the spheroids area. The Zingg's indices show more dispersion than Cailleux's indices.

il n'est donc pas récent. Il explique la courbe faite par le Llobregat pour le contourner. L'altitude est de 680 m, mais le torrent de La Nou descend de 1.700 m.

Près de Berga, la route du sanctuaire de Queralt montre des moraines dans la vallée du Torrent de Metge, qui ne les entaille pas jusqu'à leur base. Elles sont très fraîches et datent de la dernière glaciation. La tête de ce torrent se situe sur le versant SE des Rasos de Peguera, qui atteignent 2.000 m.

Enfin, de grandes étendues du versant droit du R. Saldes sont couvertes de formations riches en gros blocs. Certes, une bonne partie en est formée de coulées boueuses car les foirages sont nombreux, mais il semble qu'une partie d'entre elles soient des moraines. Les altitudes sont supérieures ou égales à celles dont paraissent les glaciers précédents.

TENTATIVE DE CORRELATION

Nous arrivons, à partir des données exposées, au schéma général suivant:

1. La formation la plus ancienne est celle du Castell de Saldes. De son âge témoigne l'encaissement de 80 m des versants et celui de 200 m de la riera de Saldes depuis sa mise en place. Sa forte consolidation va dans le même sens mais est un argument de moindre valeur. Il s'agit d'une moraine.
2. Ensuite, pendant une période dont la durée ne peut être précisée, il y a incision du réseau hydrographique et altération, sous climat tempéré, interglaciaire. Une nouvelle période froide permet la mise en place des brèches de Gresolet, de Gavarrós et de Fumanya. Bien que ces formations semblent plus anciennes à Fumanya qu'aux autres localités, elles sont moins anciennes que celle du Castell de Saldes. À Gresolet et à Gavarrós, sous ces brèches, apparaissent des restes de moraines.
3. À nouveau se produisent incision et altération, mais ces phénomènes sont moins accentués et ont probablement duré moins longtemps que précédemment. L'entaille, à Fumanya, est de 70 m environ, comme à Gresolet, mais de 40 m seulement à Gavarrós. Cependant, l'importance de ces phénomènes nous obligent à considérer qu'ils caractérisent un interglaciaire et non un simple interstade à l'intérieur d'une même

glaciation. Le retour du froid provoque la mise en place des éboulis stratifiés, de la moraine récente et du cône torrentiel de Fumanya; des moraines récentes et des éboulis assistés de Saldes; de la moraine de fond de la vallée de Gresolet, de celle des environs de Grèixer, de celle de Gavarrós qui reprend les blocs de brèche. À Fumanya il y aurait deux épisodes successifs, pendant le premier se serait construit l'arc morainique; pendant le second, les cônes torrentiels se seraient mis en place. Il serait imprudent de tenter un parallèle avec les arcs morainiques internes et externes des Pyrénées. La route du Refuge Stasen, au pied du Pedraforca, suggère aussi deux épisodes différents, l'un avec la mise en place de la moraine récente, l'autre avec celle de la formation de pente périglaciaire.

4. Une dernière poussée de froid, mineure, aurait été caractérisée par la mise en place des moraines des planchers des cirques du Comabona, des éboulis périglaciaires du pied du Puigllançada (alt. 2.000 m), et, probablement, par l'incision des cônes périglaciaires de Fumanya. Mais tout cela reste fort hypothétique, faute de datations au radiocarbone et d'analyses polliniques. Il se peut qu'une partie de ces phénomènes soit tardiglaciaires, qu'une autre, enfin, soit à rapporter à la Petite Période Glaciaire.

REFERENCES

- BOISSEVAIN, H., 1934: «Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la haute vallée du Segre. (Pyrénées Catalanes)». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 66: 32-170.
- CAILLEUX, A., TRICART, J., 1959: «Initiation à l'étude des sables et des galets». C. D. U. Paris. Tom I, II, III.
- CHEVRIER-MAGNÉ, S., 1975: «Formes périglaciaires dans le modelé du haut Berguedà (Pyrénées Catalanes Espagnoles)». *Etudes Géographiques, Mélanges G. Viers*: 153-160.
- CLOTET, N., 1979: «Sobre l'evolució geomorfològica de l'alt Berguedà». Tesi de Llicenciatura, U. Barcelona, 118 pp. i mapa colors (inédit).
- CLOTET, N., 1982: «Síntesi de l'evolució geomorfològica de l'alt Berguedà». *Revista del Centre d'Estudis Berguedans*. 1: 195-210. Berga.
- FONTBOTÉ, J. M., SOLÉ SABARÍS, LI., ALIMEN, H., 1957: «Livret guide de l'excursion NI Pyrénées». V. Cong. Int. INGUA. 107 p. Madrid. Barcelona.
- GALLART, F., 1981: «Morphométrie des galets: quelques perfectionnements à la méthode d'A. Cailleux». *Rév. Géomorph. Dynamique* 30 (3): 95-111.

- GALLART, F., LLOPIS, J. (sous presse): «MORFOM: un programme FORTRAN pour le traitement et comparaison des morphométries des galets». *Acta Geológica Hispánica*.
- GÓMEZ, A., 1981: «Estudio geomorfológico del Prepirineo Catalán: Morfogénesis glaciario y periglaciario de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Llès y Port Negre (Cerdanya - Alt Urgell). Resumen de la Tesis Doctoral. U.B. Sección de Publicaciones. 49 p. Barcelona.
- LLOPIS, N., 1952: «Los relieves estructurales del alto valle del Llobregat». *Est. Geogr.* 13 (46): 73-142.
- MARDONES, M., 1982: «Le Pleistocène Supérieur et l'Holocène du piedmont de Lourdes: Le gisement de Biscaye (Hautes Pyrénées, France). Étude paléogéographique. Thèse de 3 Cycle, Université de Toulouse. 96 p.
- MARTI-BONO, C., 1971: «Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón». *Actas. VI Cong. Int. Est. Pirenaicos. Bagnères de Bigorre*.
- PANZER, W., 1932: «Die Eiszeitlichen Endmoraenen von Puigcerdà (Ostpyrenäen)». *Zeit. f. Gletscherkunde* 20: 415.
- PELLICER, F., 1980: «El periglaciario del Moncayo». *Geographicalia* 7-8: 3-25. Zaragoza.
- PORTER, S. C., OROMBELLI, G., 1980: «Catastrophic rockfall of September 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif». *Zeits. für Geomorphologie* 24 (2): 200-218.
- SEGURET, M., 1969: «La nappe del Pedraforca: nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc. Paris* 269: 552-555.
- SERRAT, D., 1979: «Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees». In Schluchter Ch. Edit. «Moraines and varves: origin, genesis, classification». 93-100. A. A. Balkema. Rotterdam.
- SERRAT, D., 1980: «Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal - Costabona). *Notes de Geografía Física* 2: 39-55. Barcelona.
- SOLE SABARÍS, LI., 1942: «La Canal de Verdún». *Estudios Geográficos* 7: 279-320.
- SOLE SUGRAÑES, LI., MASCAREÑAS, P., 1970: «Sobre las formaciones Ager y Bagà del Eoceno del Cadí y de unos pretendidos olistolitos del mismo». *Acta Geol. Hispánica* 5: 97-101.
- SOLE SUGRAÑES, LI., 1973: «Nota sobre el límite inferior de los derrubios estratificados de vertiente (grèzes lités) en el sector de Sant Llorenç de Morunys». *Acta Geol. Hispánica* 8 (5): 167-173.
- TRICART, J., CAILLEUX, A., 1962: «Traité de géomorphologie: Tome III. Le modelé glaciaire et nival». Sedes, Paris. 508 p.
- TRICART, J., 1967: «Traité de géomorphologie: Tome II: Le modelé des régions périglaciaires». Sedes, Paris. 512 p.
- VIERS, G., 1962: «Les Pyrénées». Col. Que-sais-je? n. 995. P.U.F. Paris. 136 p.
- VILAPLANA, J. M., 1983: «Estudi del glaciariisme quartari de les altes valls de la Ribagorça». Tesis Doctoral Fac. Geol. U. Barcelona. 332 p. (inédita).
- ZINGG, Th., 1935: «Beitrag zur Schotteranalyse». *Schweiz. Mineral. und Petrol. Mitt.* 15: 39-140.

Reçu, mars 1985.