

Notes et nouvelles

Les phénomènes karstiques du bassin du Rio Aragón Subordán (Pyrénées)

Leur étagement altitudinal

par Camille Michel Ek

Resumen. — *El Rio Aragón Subordán atraviesa, de norte a sur, la cadena pirenaica y despues, una vez traspasado el desfiladero llamado « la Boca del Infierno », la zona de flysch que la bordea al sur.*

1. *El karst de montaña presenta esencialmente lapiéz (y sobretudo lapiéz formados sobre la roca viva) y dolinas.*
2. *La Boca del Infierno encierra depositos testimonios de una antigua gelifraccion, sobretudo, pero tambien de fases de disolución de la caliza y de su precipitación bajo una forma pulverulenta o, bajo forma de costras. Fases de formación de suelo se han intercalado entre estas fases de morfogenesis.*
3. *En el flysch del piedemonte, los retroceros localizados en las barras calcáreas presentan abundantes depositos de travertino, todavia en via de edificación.*

Résumé. — *Le Rio Aragón Subordán traverse, du nord au sud, la montagne pyrénéenne, puis, après la traversée du défilé dit « La Boca del Infierno », la zone de flysch qui la borde au sud.*

1. *Le karst de montagne présente essentiellement des lapiés (et surtout des lapiés formés sur la roche nue) et des dolines.*
2. *La Boca del Infierno renferme des dépôts témoignant de la gélifraction ancienne surtout, mais aussi de phases de dissolution du calcaire et de sa réprécipitation sous une forme pulvérulente ou parfois sous forme de croûtes. Des pédogenèses se sont intercalées entre ces phases de morphogenèse.*
3. *Dans le flysch du piedmont, des reculées localisées dans des barres calcaires montrent d'abondants dépôts de travertin, encore en voie d'édification.*

Le Rio Aragón Subordán prend sa source dans la zone axiale des Pyrénées, traverse celle-ci, puis les « Sierras interiores » qui la bordent au sud,

puis, plus au sud encore, la zone de flysch, pour se jeter dans le Rio Aragón dont il est un affluent de rive droite. La direction générale du Rio Aragón Subordán est nord-sud.

Les observations ici rapportées sont le résultat d'un travail de groupe (1).

Les recherches ont été menées en montagne d'abord, à des altitudes allant de 1200 à 1800 mètres, puis au pied de la montagne, à la Boca del Infierno, et enfin sur le piedmont, dans la zone du flysch, vers 800 mètres d'altitude. Les centres des trois secteurs ainsi définis sont représentés par les points 1 à 3 sur la carte publiée dans le présent numéro du Bulletin par M^{me} S. Alexandre-Pyre (2).

I. — LE KARST DE MONTAGNE

Le massif de la Selva de Oza, non loin duquel le Rio Aragón Subordán prend sa source, culmine à 2390 m. Ses pentes, couvertes d'alpages et de bois de conifères, sont généralement très raides et la roche affleure fréquemment en paroi.

Deux types de roches calcaires y constituent des falaises : un conglomérat permo-triasique à ciment rouge et les calcaires gris du Crétacé (3).

Ces deux types de roches, toutes deux résistantes, montrent des lapiés sur les pentes fortes et des dolines sur les replats.

A. — LES LAPIÉS.

Les calcaires crétacés et le conglomérat permo-triasique présentent tous deux des lapiés. La Selva de Oza comporte des lapiés formés à l'air libre, sur la roche nue, et d'autres formés sous une couverture pédologique. Des lapiés du premier de ces deux types ont été décrits dans les Pyrénées françaises par A. Lombard et J.P. Van den Eeckhout (1953).

1. *Lapiés formés sur roche nue.* — Ces lapiés sont dus au ruissellement de l'eau. Deux types peuvent être distingués dans la région étudiée : de fines *cannelures*, rectilignes, incisant la roche de traits réguliers parallèles, et des *rigoles* plus larges et à bords parfois moins nets.

Les *cannelures* ont généralement 2 à 5 cm de large et leur profondeur dépasse rarement 1 cm. Bögli (1960) a montré que ces formes sont dues à

(1) Les observations ont été faites au cours d'un stage de recherches géomorphologiques sur le terrain, effectué par les étudiants en géographie de l'Université de Liège à Jaca (province de Huesca), en septembre 1972. Le camp était dirigé par le professeur J. Alexandre. Le groupe qui s'est consacré à l'observation des phénomènes karstiques était composé de M^{lles} Christine BELLIERE, Agnès DUBOIS et Arlette TROISFONTAINES et de MM. Jacques CHARLIER, José DONNAY, Michel ERPICUM, Raymond YERNA et l'auteur.

Le présent compte rendu des travaux du groupe est basé sur les notes et croquis de tous les participants.

(2) S. ALEXANDRE-PYRE, *Forme du lit et alluvions de certains cours d'eau dans le Canal de Berdun (versant espagnol des Pyrénées occidentales)*.

(3) Une description de ces formations a été publiée, notamment par M. SOLER et C. PUIGDEFABREGAS (voir la bibliographie à la fin de cette note).

l'eau de pluie. Elles ne s'observent que là où une pente suffisamment forte provoque un ruissellement rapide de l'eau, et vers l'aval, elles s'estompent et disparaissent dès que la pente diminue.

Les *rigoles*, larges de 10 à 20 cm, profondes au maximum de 4 ou de 8 cm, diminuent aussi, généralement, de profondeur vers l'aval. Comme pour les cannelures, ceci est peut-être dû à la saturation progressive de l'eau. Mais, à la différence des cannelures, une éventuelle diminution vers le bas de la pente de la surface provoque parfois, au lieu de la disparition de la rigole, la naissance d'un réseau d'aspect « dendritique » par la confluence des entailles.

Les rigoles n'ont pas le même aspect dans le conglomérat permotriasique à ciment calcaire que dans les calcaires crétacés, plus homogènes : dans ces derniers, les lapiés sont réguliers, profondément incisés, à arêtes saillantes ; dans le conglomérat, où des éléments résistants restent en relief (feldspaths, quartz, minéraux ferro-magnésiens divers), les formes de corrosion sont quelque peu plus floues. Pour les mêmes raisons, les cannelures sont moins fréquemment observées sur les roches permotriasiques que sur les affleurements du Crétacé.

Rigoles et cannelures observées sont dans l'ensemble post-glaciaires : on les rencontre en effet en des endroits où l'érosion glaciaire aurait pu les oblitérer, et même sur des blocs qui ont été amenés par le glacier ; sur ces blocs, rigoles et cannelures ont une orientation qui montre qu'elles se sont formées après la mise en place de la moraine.

Une asymétrie latérale s'observe sur certaines cannelures. La face exposée au vent dominant y est plus longue (donc en pente plus faible) que la face opposée.

Nous voyons à cela deux causes possibles, probablement concomitantes : d'abord, le vent déporte les filets liquides dans le sens où il souffle : la dissolution est donc renforcée de ce côté ; ensuite, c'est sur le versant exposé au vent que le splash est le plus violent, ce qui est également favorable à la dissolution.

A notre connaissance, ceci n'avait jamais été décrit, mais L. Swysen (communication verbale) a déjà attribué au vent l'obliquité de lapiés en cannelures : c'est, dans le cas observé par ce chercheur, la direction générale même de l'écoulement sur la roche qui aurait été affectée par le vent ; probablement ces cannelures étaient-elles sur des pentes moins fortes que celles (plus de 50°) où nous avons observé nos cannelures dissymétriques ; en effet, il nous semble que le vent peut facilement déporter des filets liquides sur des pentes moins raides (voir L. Swysen, 1971).

2. *Lapiés couverts*. — Des chicots de calcaire alignés en longues files ont été observés ; leur hauteur n'est pas régulière, les formes sont tourmentées ; les directions d'alignement ne correspondent pas à la pente du terrain mais aux diaclases de la roche. Il s'agit de lapiés formés sous une couverture pédologique par l'eau s'infiltrant dans le sol. Les diaclases ont été considérablement — mais irrégulièrement — élargies. La mise à jour s'est effectuée ultérieurement, par érosion de la couverture meuble.

B. — LES DOLINES.

Un chapelet de dolines a été rencontré sur les versants de la Selva de Oza ; il jalonne la limite orientale d'un vaste cône de déjection accolé à un piton calcaire, ancien verrou glaciaire.

Seule la doline la plus en amont absorbe les eaux du ruisseau qui s'y dirige ; les autres, plus anciennes, sont sèches : chacune des huit dolines observées a capturé successivement les eaux qui étaient auparavant absorbées par la doline située plus en aval. Les formes mortes gardent néanmoins un aspect frais ; au fond de certaines dolines s'observe encore le ponor qui est toujours susceptible d'engouffrer, en cas de très fortes précipitations, la partie des eaux qui n'aurait pas été absorbée en amont.

Juste en amont de la doline fonctionnant actuellement comme perte s'observe déjà l'amorce de la formation d'une nouvelle dépression, future doline qui capturera un jour les eaux de la perte actuellement fonctionnelle.

II. — LES DÉPÔTS DE LA BOCA DEL INFIERNO

C'est par une gorge à travers des calcaires crétacés très résistants que le Rio Aragón Subordán sort de la montagne proprement dite pour pénétrer dans la zone du flysch. La gorge est dénommée « La Boca del Infierno ». La rivière y coule à une altitude voisine de 1000 m.

Le groupe de chercheurs a observé, sur la rive droite du défilé en question, une série de coupes dans des dépôts généralement grossiers. Il s'agit essentiellement d'éboulis, dans lesquels nous avons reconnu la succession suivante, de bas en haut :

1. une série d'éboulis de débris calcaires et schisteux, anguleux, dans une matrice fine abondante à la base, plus rare au sommet, et de couleur variable (10 YR à 7,5 YR). Vers le sommet, les blocs sont parfois soudés par un ciment calcaire discontinu (encroûtement).
2. Une croûte calcaire très compacte, riche en cailloux calcaires légèrement émoussés ; cette croûte atteint en plusieurs endroits 80 cm de puissance ; à sa surface supérieure, les cailloux apparaissent attaqués par la dissolution sur la face supérieure, qui seule émerge localement de la carapace. Ceci témoigne qu'il s'agit d'une ancienne surface topographique soumise un certain temps aux agents météoriques.
3. Une couche de limon brun jaunâtre (10YR 4/4), riche en cailloux, parfois petits, parfois grossiers, souvent légèrement émoussés ; le sommet de la couche est d'un brun plus sombre, témoin d'une pédogenèse ancienne, très probablement dérangée et remaniée, mais très discernable, et tronquée par la formation suivante.
4. Une formation brun rougeâtre très épaisse (3 m par endroits), généralement riche en débris calcaires, gréseux et schisteux, dont une partie seulement sont émoussés. Les blocs peuvent dépasser le quart de mètre cube.

La partie supérieure, moins riche en cailloux, est la plus nettement rubéfiée (5 YR 4/4).

5. Une couche brun clair (7,5 YR 4/4), à petits débris anguleux aplatis ; cette couche n'apparaît que dans deux affleurements ; dans un autre, elle est remplacée par un horizon blanchâtre, constitué de débris anguleux dans un ciment blanc (calcaire) pulvérulent ; dans un autre encore, le cailloutis apparaît dans une matrice brun noirâtre (7,5 YR 3/2). Ces formations ont toujours moins de 50 cm de puissance.
6. Le sommet de toutes les coupes est constitué d'une couche de débris essentiellement calcaires dans un horizon humifère brun grisâtre.

Ces coupes témoignent de l'alternance de la gélifraction et de périodes de mouvement de calcaire à l'état dissous, avec précipitation sur les lieux d'affleurements observés ; une succession de pédogenèses (successivement brun jaunâtre, rouge, brun clair et grisâtre) s'intercale dans ces dépôts.

III. — LES RECLÉES DU PIEDMONT

Une série de reculées jalonne la traversée par le Rio Aragón Subordán du flysch qui constitue ici le piedmont sud-pyrénéen. Toutes se présentent dans des calcaires en structure subhorizontale, et l'influence des systèmes de diaclases verticaux est manifeste dans la morphologie des reculées. Dans une de celles-ci, nous avons pu observer que les calcaires en gros bancs constituant l'abrupt surmontaient une couche de calcschistes noduleux assez peu résistants à l'érosion : l'existence, sous la couche résistante formant surplomb, d'une couche tendre, en facilitant le sapement, favorise évidemment le développement des reculées.

Dans les reculées étudiées, la précipitation de travertin est un phénomène général et très bien développé. L'eau arrive dans les reculées par une chute et, tout au long de la reculée même, la pente moyenne est assez forte pour que l'eau s'écoule rapidement.

En amont, c'est par contre assez paresseusement que l'eau coule sur le plateau herbeux qui domine la reculée. Dès lors l'eau des plateaux calcaires, enrichie en CO_2 par la végétation en amont de la reculée, perd son gaz carbonique au moment où l'agitation — due à sa chute et aux cascates qui la suivent — met l'eau en contact avec un air atmosphérique moins riche en CO_2 que l'air du sol des plateaux. Dès lors l'eau voit diminuer son pouvoir de dissolution du calcaire et la précipitation de travertin en est la conséquence.

L'aspect des travertins observés est extrêmement variable : il peut ne s'agir que d'une mince pellicule blanche à la base de végétaux (brins d'herbe, p. ex.) encore dressés et vivants ; la pellicule s'épaissit et encroûte tout son support (plante, branchage arraché, caillou, roche en place) ; les concrétionnements deviennent coalescents et constituent un ciment entre les supports, végétaux ou autres ; finalement, par places, de gros dépôts mamelonnés divisent en biefs le cours d'eau de la reculée.

CONCLUSION

Le bassin du Rio Aragón Subordán est un très bel exemple de la différenciation des processus karstiques entre la montagne et le piedmont.

La montagne est riche en formes de dissolution : lapiés surtout, et dolines. On n'y observe pas de réprécipitation du calcaire.

Le piedmont offre au contraire, dans ses reculées, d'abondantes formations de travertin, actuelles mais aussi anciennes.

Cette différenciation est d'origine climatique : la plus grande abondance des précipitations en montagne y favorise la dissolution ; l'eau de pluie ou de fonte de neige ne contient, en effet, pas (ou presque pas) de calcaire au départ ; les eaux qui s'écoulent sur le piedmont sont en partie des eaux déjà chargées de calcaire. D'autre part, le concrétionnement du calcaire dissous est moins favorisé en montagne où la température plus basse, ralentissant les réactions, diminue les chances de voir celles-ci s'inverser et la dissolution être remplacée par la précipitation. Sur le piedmont, le climat est plus chaud et, en outre, la pente moins forte, favorable à un certain étalement de l'eau, facilite l'évaporation, qui concentre les sels dissous.

Ces différences sont vraies actuellement et, en tant que différences, l'ont probablement été durant tout le Quaternaire : les oscillations climatiques n'empêchent évidemment pas que la montagne ait toujours été un peu plus froide que la plaine.

La zone de transition entre ces deux paysages est brève : localisée vers 1000 m d'altitude dans la Boca del Infierno, elle témoigne de l'alternance des périodes de gélifraction (éboulis cryoclastiques), de précipitation du calcaire (croûtes épaisses et encroûtements), de dissolution (ciselure du sommet de la croûte principale) et de pédogenèse.

(Université de Liège. Laboratoire de Géologie et de Géographie physique).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BÖGLI A., 1960. — *Kalklösung und Karrenbildung*, dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 2, 4-21.
- LOMBARD A. et VAN DEN ECKHOUDT J.P., 1953. — *Note sur les phénomènes karstiques dans les Pyrénées (Bracas et Camp-Long., B.-P.)*, dans *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 62, 9-17.
- SOLER M. et PUIGDEFABREGAS C., 1972. — *Esquema litológico del alto Aragón occidental*, dans *Pireneos*, 106, 5-15.
- SWYSEN L., 1971. — *Contribution à l'étude expérimentale des lapiés : corrosion latérale par éclaboussement*, dans *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272, 793-796.
-