

# LE LONG LABEUR DU TEMPS

(Richard MAIRE, Yves QUINIF, Michel DOUAT, Jacques BAUER)

**Extrait d'Arsip n° 16 - Edition ARSIP 1989**

Esquisse de l'histoire géologique de la Pierre-Saint-Martin.

Resumen de la historia geológica de la Piedra-San-Martin.

A quick look at the geological history of the Pierre-Saint-Martin area.

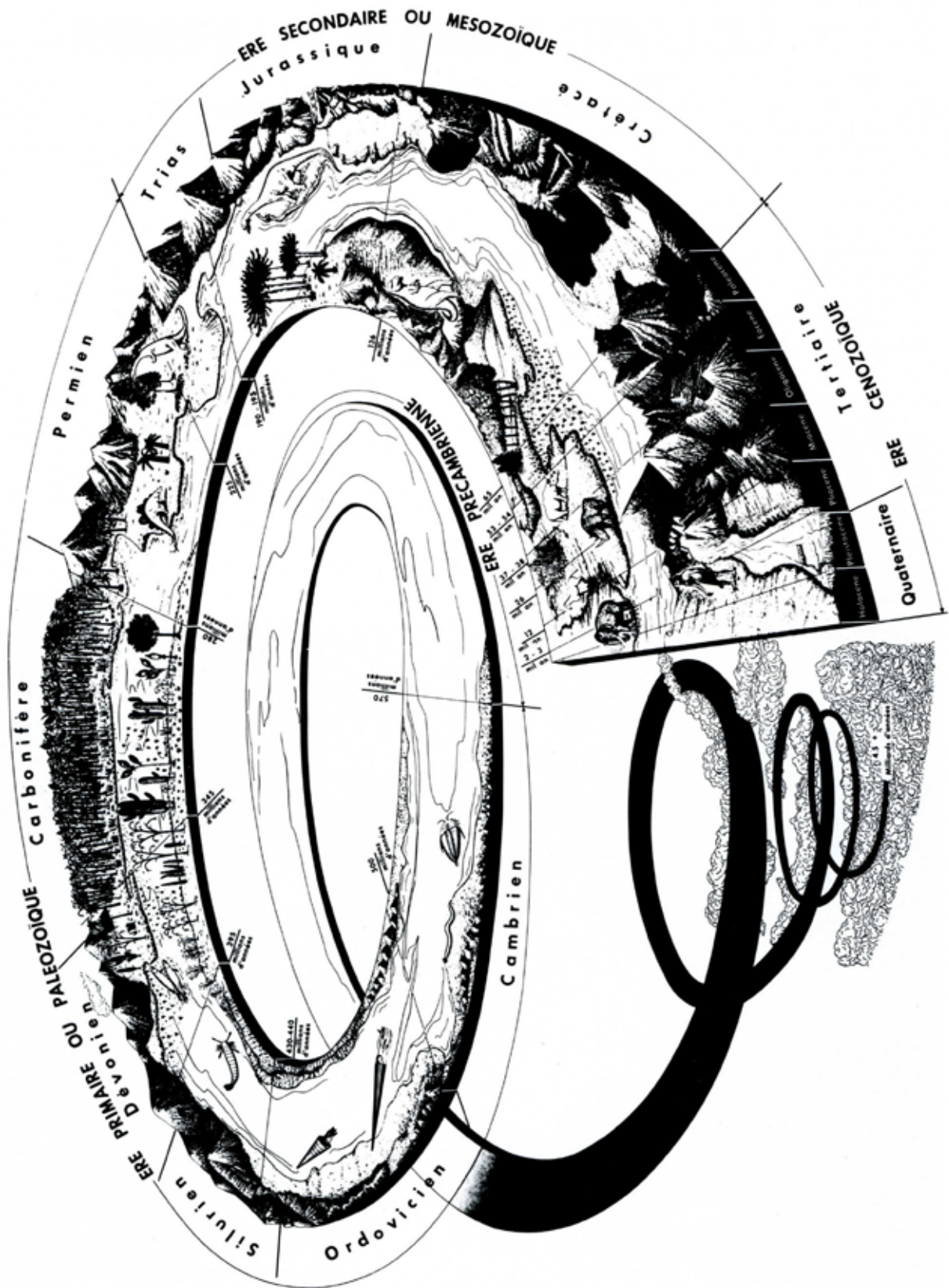
Détail de fracturation en surface de lapiaz.

(Photo J.-P. Delouche)



# LE TEMPS GÉOLOGIQUE

Document SNEA(P)





Le temps, dimension fondamentale dans la compréhension des phénomènes géologiques est une dimension élastique pour l'entendement humain. Il est aisé, dans son fauteuil, de jongler avec les millions d'années et de remonter le temps. Mais, lorsqu'il s'agit d'établir une chronologie et de relativiser les phénomènes, c'est une autre affaire.

Toi, spéléologue de l'an bientôt 2000, lorsque tu foules cette galerie d'un pas alerte, t'es-tu déjà posé la question de savoir son âge ? Et cette « jeune » stalagmite, de plus de 300 000 ans, plantée en son milieu porte déjà les stigmates d'une longue histoire : vicissitudes de croissance, périodes d'interruption, phases d'érosion et de corrosion par l'eau...

Aujourd'hui, les pierres parlent : il suffit de les interroger. Par exemple, cette concrétion. Grâce à l'uranium qu'elle renferme à faible dose dans ses cristaux de calcite, elle va pouvoir donner son âge. En effet, dès sa naissance, l'uranium <sup>234</sup> recueilli par les eaux de percolation dans les sols et les roches va se désintégrer progressivement et engendrer des isotopes-fils dont le thorium <sup>230</sup> qui a une durée de vie de 75 200 ans. En mesurant ainsi le degré de dégradation de l'uranium, on arrive à déterminer l'âge de la concrétion (Cf. article de Quinif et Maire dans le même bulletin).

Pour les roches magmatiques anciennes de plusieurs millions d'années (le granite par exemple), on utilise une autre méthode radiométrique, celle du rubidium/strontium. Ces métaux alcalins, en éléments-traces, ont une période de vie très longue (50 Ga [ voir encadré ci-contre ] pour le rubidium).

Pour les roches volcaniques, comme les basaltes, qui sont d'excellentes horloges géologiques, la méthode classique est celle du potassium/argon.

En revanche, les roches calcaires doivent être datées de manière relative par les méthodes paléontologiques en déterminant les organismes fossiles : c'est la bio-stratigraphie. Le recoupement de ces différentes méthodes a permis aux géologues de proposer une chronologie des temps géologiques.

Mais, plus on remonte le temps, plus celui-ci devient difficile à cerner, car les millénaires, les millions d'années s'agglomèrent et se télescopent dans notre esprit pour se fondre dans la nuit des temps. Aussi, cet article n'a-t-il d'autre prétention que de jeter quelques rayons de lumière dans cette obscurité et éclairer un peu le passé d'un massif karstique prestigieux qui nous passionne tous : la Pierre-Saint-Martin.

Comme nous le verrons, toutes les périodes ne sont pas connues avec la même précision, et des époques du Cénozoïque, pourtant relativement proches, restent tout aussi énigmatiques qu'une partie du Paléozoïque. Cependant, peu à peu, le jour se lève sur les événements « jeunes » ; et le Pléistocène commence à révéler ses arcanes grâce aux recherches des spéléologues et des scientifiques.

Pour bien comprendre ce qui suit, il faut se rappeler que l'architecture des Pyrénées comprend deux chaînes de montagnes successives d'âges très différents.

- la chaîne hercynienne érigée puis arasée à la fin de l'ère primaire, il y a plus de 200 Ma.
- la chaîne d'âge tertiaire (appartenant au cycle alpin), qui a repris la première dans ses déformations et dont le mouvement se poursuit de nos jours.

Aux confins du Pays Basque et du Béarn, le massif de la Pierre-Saint-Martin est assis sur la zone axiale des Pyrénées où affleurent généralement les terrains paléozoïques. Mais, il présente la particularité d'avoir conservé une épaisse couverture de calcaire et de flysch du crétacé supérieur protégeant de l'érosion la vieille surface primaire. Et grâce à la surrection récente (Plio-quadernaire) du massif et le plongement vers l'ouest du socle paléozoïque et de sa couverture, les spéléos peuvent tableer sur un potentiel hydraulique de 2 000 m pour une distance horizontale de 12 à 16 km.

(\*) : on utilisera souvent dans ce texte des abréviations et des termes qu'il convient d'expliquer pour la bonne compréhension de ce qui va suivre.

1 Ga = 1 milliard d'années

1 Ma = 1 million d'années

1 Ka = mille ans

s.s. = *stricto sensu* (proprement dit)

**Distension** : mouvement tentant à étirer des éléments de l'écorce terrestre et, de ce fait, à ouvrir des bassins que la mer pourra envahir.

**Morphogenèse** : processus dans lequel s'associent les déformations de l'écorce terrestre (tectonique) et l'érosion pour aboutir aux formes de relief que nous connaissons.

**Poudingues** : produit du démantèlement des reliefs. Les débris des roches, roulés par les eaux des torrents, se déposent au bas de ces reliefs. Ils sont cimentés par des éléments sableux ou argileux et forment un roche plus ou moins compacte (exemple : collines aux environs et dans Pau et vallée entre Licq et le quartier des Casernes à Saint-Engrâce)

**Subsidence – Subsident** : se dit d'un affaissement de l'écorce terrestre propre à créer un bassin. La distension est généralement génératrice de subsidence.

**Épirogenèse – Épirogénique** : mouvements verticaux de compartiments de l'écorce terrestre. Leur origine est la tendance qu'ont ces compartiments à flotter sur le « manteau » pour atteindre un équilibre dit « isostatique ». Toute chaîne de montagne achève son développement par une épirogenèse du fait que le plissement a épaissi la racine de l'édifice qui a tendance à ramener sa « ligne de flottaison » à son juste niveau. On peut aussi citer comme exemple la Scandinavie, libérée de la masse de sa calotte glaciaire, qui s'élève lentement ou le Groënland encore déprimé sous le poids des glaces.

**Transgression marine** : la mer envahit les marges continentales émergées soit par subsidence soit par fusion des glaces polaires aux lendemains des glaciations.

**Régression marine** : la mer se retire, soit par épirogenèse positive soit par fixation de l'eau dans les calottes polaires.

**Orogenèse – Orogénique** : formation des reliefs et des chaînes de montagnes par tous les processus envisageables.

**Anticlinorium** : série d'anticlinaux juxtaposés formant une vaste zone plissée plus élevée vers son axe que sur ses flancs.

**Plissement alpin** : il englobe toutes les chaînes circum-méditerranéennes, proches-orientales et asiatiques d'âge tertiaire. Les Pyrénées en font partie.



**I – LE SOCLE PALÉOZOÏQUE DE LA PIERRE-SAINT-MARTIN :**

un témoin remarquable de la pénéplaine post-hercynienne.

Les galeries qui courent au contact des calcaires créta-cés et du soubassement paléozoïque, niveau souvent schisteux (PSM, Soudet, Loné Peyret, AN.3, BU.56...) ré-vèlent à l'observateur une des plus belles surfaces d'apla-nissement post-hercynienne visible dans les Pyrénées. Le Crétacé repose là, presque horizontalement, sur les ter-rains primaires fortement redressés et plissés, puis ara-sés à la fin de l'ère primaire.

Les rivières sous la Pierre ouvrent donc dans cette pé-néplaine post-hercynienne fossilisée sous sa couverture mésozoïque, des coupes géologiques de très grand inté-rêt, où alternent schistes, grès et calcaires. En amont de la Salle de la Verna, près de la plaque dédiée à Marcel Loubens, le Paléozoïque, tronqué horizontalement par le Crétacé, montre des pendages de plus de 50° (cf. photo et fig. 9).

**A – Quelques éléments sur la sédimentation du-rant le paléozoïque**

**1 - Le Paléozoïque inférieur.**

On sait peu de choses sur les évènements qui se sont produits à cette époque (Cambrien à Silurien : -570 à -400 Ma) dans la région de la Pierre-Saint-Martin, si ce n'est que ses terrains furent im-pliqués et plissés dans le cycle orogénique calédo-nien vers -450 à -440 Ma (Debourle et Deloffre 1976, p. 11)

**2 - Le Dévonien (-395 à -345 Ma)**

Le Dévonien correspond à une phase de calme rela-tif entre les deux grands cycles orogéniques calédo-nien (Paléozoïque inférieur) et hercynien (Paléo-zoïque supérieur). La région, correspondant au Pays Basque français actuel, a été marquée par l'évolution suivante du paysage :

– Au Dévonien inférieur, la sédimentation essen-tiellement argileuse a donné les schistes noirs très tendres qui affleurent par exemple dans le BU.56 à -430, au niveau du petit collecteur amont du Rio Budouia.

– Au Dévonien moyen s'installe une « plateforme carbonatée », comparable dans ses très grandes li-gnes aux paysages qu'offrent aujourd'hui les Baha-mas : eaux peu profondes peuplées de petits coraux et de « brachiopodes » (mollusques bivalves fixés par un pédoncule). La mer devait être largement ouverte vers l'est et le nord-est tandis que des re-liefs devaient émerger plus à l'ouest. Ces calcaires dévoniens forment le mur aval de la Verna (déter-mination R. Bourrouilh). Ils affleurent aussi sans doute dans la perte du Maria-Dolorès sous la Gale-rie Aranzadi et une grande partie des réseaux Ar-phia III et IV y est creusée (fig. 9 et 10).

– La sédimentation carbonatée se prolonge au Dé-vonien supérieur, dans les quelques 60 m de calcai-res « griottes » à aspect noduleux. La fin de cette période est marquée par une émergence locale, sans doute en relation avec le début de l'orogénèse her-cynienne (Castéras 1974). Les calcaires sont alors soumis à une érosion karstique dont plusieurs té-moins ont été retrouvés ailleurs dans les Pyrénées. Des gisements de manganèse peuvent être associés à cette karstification.

– Le Carbonifère (-345 à -280 Ma)  
À l'échelle de la planète, cette période est marquée par une transgression de grande ampleur. Les mers envahissent les marges continentales et les régions effondrées. C'est le cas de la PSM où se déposent des sédiments carbonifères (sables, argiles, calcai-res). Sur les zones émergées se développent, en mi-lieu marécageux sous climat tropical, les grandes forêts houillères que nous exploitons aujourd'hui dans les mines de charbon. La PSM, alors, n'était pas loin de l'Équateur.

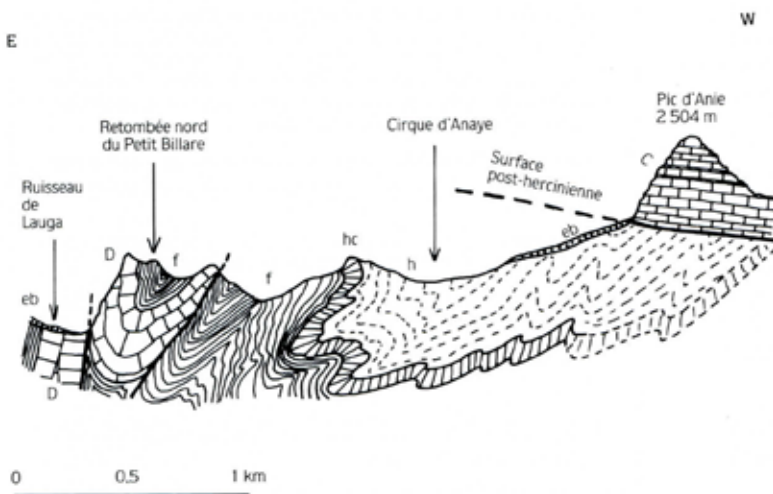
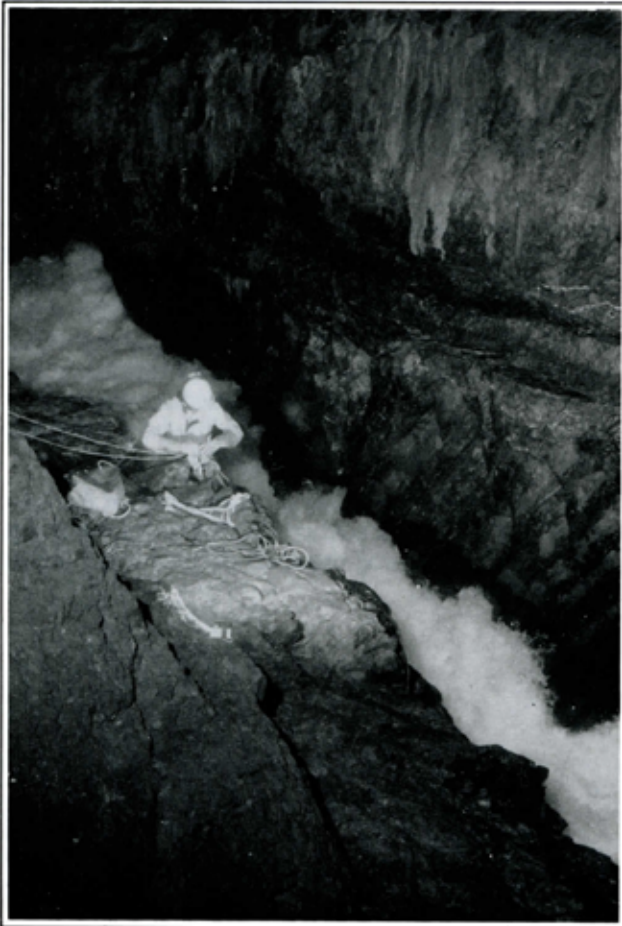


Fig. 1 : Structure des terrains paléozoïques affleurant à l'Est du Pic d'Anie au niveau de la zone axiale de Lescun. Légende : eb, éboulis. C, "calcaires des canyons" (Crétacé supérieur). h, schistes et grès psammitiques du Namuro-Westphalien. hc, calcaires viséens. f, pélites schisteuses du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien). D, calcaires à Polyptères du Dévonien moyen. (d'après MIROUSE, 1966, p. 350, légèrement complété).





Contact entre la base des « Calcaires des Canyons » et les strates redressées du socle hercynien dans la partie supérieure de la salle de la Verna  
(Photo J.-F. Pernet)

À la Pierre, le Carbonifère est formé par des schistes et des grès bien visibles en amont de la salle de la Verna. Ces dépôts rythmiques de type « flysch » correspondent à une sédimentation détritique dans une avant-fosse bordant une chaîne de montagne en voie de surrection (début de l'orogénèse hercynienne : étages Viséen et Namurien). La zone émergée se situait sans doute à l'ouest de l'actuelle PSM.

La sédimentation détritique se poursuit, identique, au début du Carbonifère supérieur (Wesphalien). Il s'y intercale des schistes noirs et des calcaires en petits bancs, également noirs, veinés de calcite blanche. Dans les grès fins en plaquettes on peut observer des empreintes végétales, fossiles de la forêt houillère. Au fond du BU.56, dans la salle Zamora (-1180) de gros bancs de grès font plutôt penser au Stéphanien, seconde partie du Carbonifère supérieur durant laquelle s'achève l'orogénèse hercynienne.

## B – Géomorphologie pyrénéenne et karsts à la fin de l'ère primaire (fig. 2)

À la fin du Carbonifère, vers la limite Westphalien-Stéphanien, se produit le principal événement tectonique de la région : c'est la phase « asturienne », à -290 Ma environ, qui voit la soudure par collision des chaînes hercyniennes de l'Europe occidentale avec l'ancien continent nord-atlantique. À ce stade de notre voyage dans le temps, on se souviendra que la forme et la disposition des continents de cette époque n'avait qu'un lointain rapport avec ceux que nous connaissons actuellement. Cette puissante tectogénèse plisse fortement les terrains paléozoïques.

Le cycle hercynien se termine par une phase cassante (relaxation) avec fractures et failles découpant le socle en vastes panneaux. Cette mosaïque est partiellement responsable de l'organisation des grands écoulements souterrains actuels.

Dans la région de la PSM, la structure hercynienne est complexe et l'étude des affleurements souterrains accessibles par les principaux réseaux karstiques aiderait grandement à sa compréhension. On sait, tout de même, grâce aux observations de surface (Vallée d'Aspe et Aiguilles d'Ansabère entre autres) que l'orientation des plis hercyniens est N.20° alors que les plis pyrénéens, visibles dans le flysch de la Pierre sont N.110° avec un plongement axial vers l'ouest (Comm. J.-P. Richert).

Avec le Permien, période terminale du Paléozoïque, l'érosion va s'acharner sur la jeune chaîne hercynienne. D'épaisses formations détritiques, sables, conglomérats, argiles, vont se déposer au pied des reliefs en voie de démolition. Notons que ce Permien rouge, que nous pouvons observer au Somport, par exemple, va couvrir toute l'Europe hercynienne d'un manteau de grès et d'argiles. La pénéplaine post-hercynienne se trouve peu à peu ensevelie sous ce manteau. À la fin du Primaire, il n'en reste qu'une platitude immense, de ce qui fut jadis un édifice montagneux gigantesque.

Mais, la montagne met environ 60 Ma pour en arriver à cet état d'usure (de -290 à -230 Ma). Au cours de ce lent processus, alors que règne dès le Stéphanien un climat tropical humide, les reliefs des calcaires dévoniens ou carbonifères sont l'objet d'une première et profonde karstification. Il reste, malheureusement, peu de choses aujourd'hui du karst permo-carbonifère de la PSM. Pourtant, on peut en observer des reliques dans les calcaires du socle primaire, au fond des réseaux karstiques actuels. Une poche de ce paléokarst, au sein des calcaires dévoniens, a été reconnue en 1987 vers le haut de la perte du Maria Dolorès, sous le plancher de la galerie Aranzadi. Large de 1 à 2 m, elle contient un remplissage brun-rouille à noirâtre (mélanges d'hydroxydes de fer). Cette poche paléokarstique provient des latérites, ces sols « ferraliti-ques » qui n'ont pu se développer que sous un climat chaud et humide, à la surface du karst.

On tend à attribuer ce phénomène à l'époque Permienne parce que, recouvert par les calcaires des canyons (Crétacé supérieur), il leur est forcément antérieur. Mais, en fait, il n'est pas exclu qu'il soit postérieur au Permien : on



verra, en effet, que d'autres phases de karstification ont pu exister, notamment durant l'Albien (Crétacé moyen... voir plus loin). Quoi qu'il en soit, d'autres poches similaires existent dans les calcaires paléozoïques du réseau d'Arphidia (observations M. Douat).

Dans les quartzites du Dévonien supérieur situés près de la ferme de Berkeguy (Larrau), Bernatzky (1971) signale la présence de lentilles d'oligiste – ou hématite – de 1 à 2 m de puissance qui pourraient également dater de la fin du Paléozoïque. Ce minerai de fer, d'origine probablement karstique, a été exploité entre 1750 et 1870.

Cette forte altération des terrains paléozoïques avant la transgression triasique est confirmée jusque dans le Bassin Aquitain où elle a été rencontrée dans différents sondages pétroliers. Le forage de Contis, 20 km au sud de Mimizan environ, a même recoupé un paléokarst dans des calcaires d'âge dévonien probable. Les vides sont comblés par un remplissage grés-conglomératique tria-

sique, ce qui permet d'attribuer à ce karst un âge tardi-hercynien (Winnock 1974, p. 261).

## II – LA RÉGION DE LA PIERRE-SAINT-MARTIN AU MÉSOZOÏQUE (–225 à –65 Ma)

L'ère secondaire, ou Mésozoïque, représente une longue période de calme relatif au niveau de l'Europe. Le climat est toujours tropical. À l'échelle de la planète, les mers sont en expansion et une sédimentation carbonatée domine fréquemment sur les plateformes continentales. Aucune glaciation n'est connue sur aucun continent. C'est l'ère du morcellement de la Pangée, continent mondial. Au niveau du futur Atlantique se produit, dès le Trias (–225 à –200 Ma), la déchirure nord-sud qui donnera naissance à la moitié nord de cet océan.

Placée au contact des plaques européenne et ibérique, la région de la PSM est soumise, du fait de l'ouverture de l'Atlantique Nord, à une phase de distension qui débute au Trias supérieur.

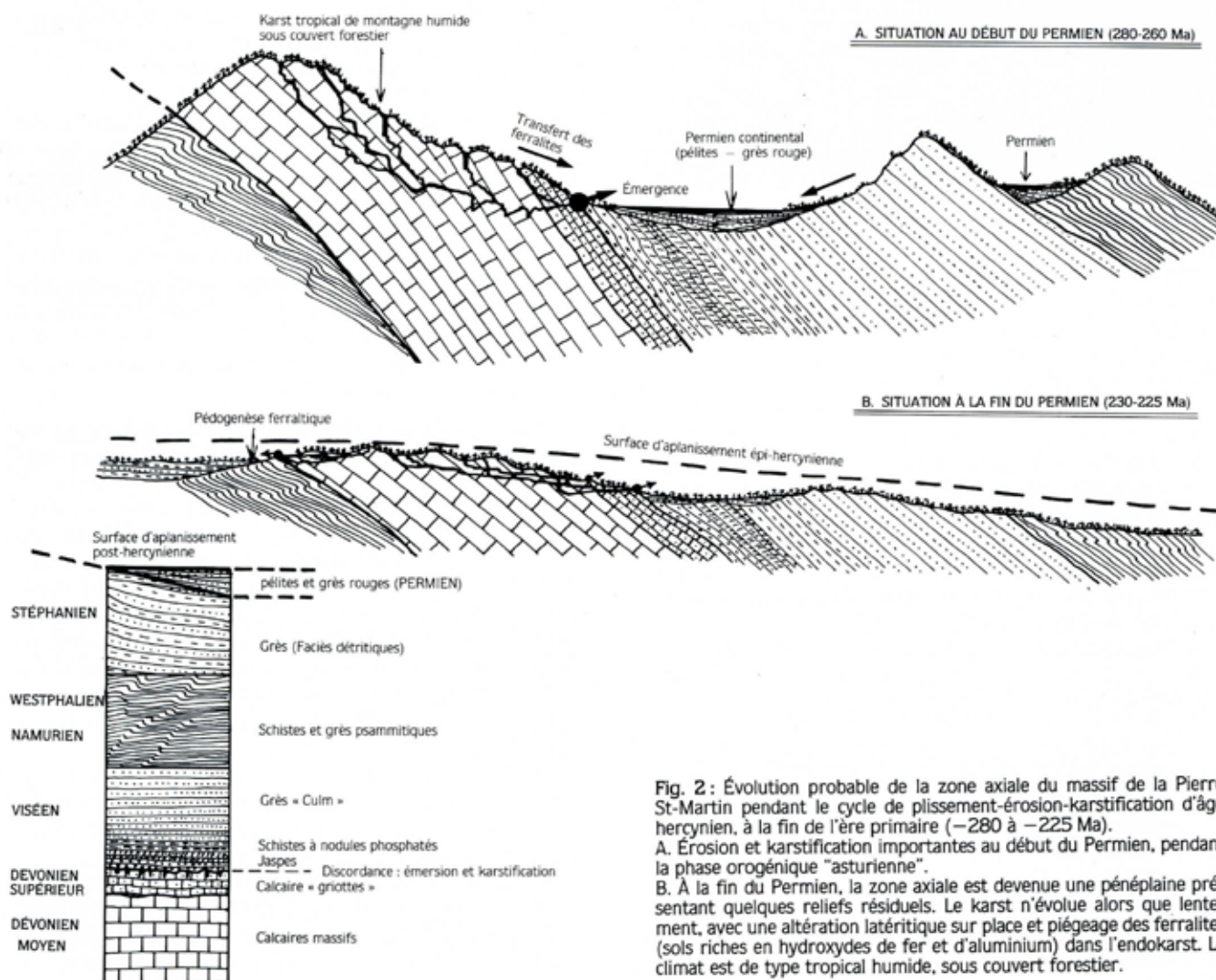


Fig. 2 : Évolution probable de la zone axiale du massif de la Pierre Saint-Martin pendant le cycle de plissement-érosion-karstification d'âge hercynien, à la fin de l'ère primaire (–280 à –225 Ma). A. Érosion et karstification importantes au début du Permien, pendant la phase orogénique "asturienne". B. À la fin du Permien, la zone axiale est devenue une pénéplaine présentant quelques reliefs résiduels. Le karst n'évolue alors que lentement, avec une altération latéritique sur place et piégeage des ferralites (sols riches en hydroxydes de fer et d'aluminium) dans l'endokarst. Le climat est de type tropical humide, sous couvert forestier.



### A – La distension triasique

Au Trias, la pénéplation hercynienne des Pyrénées est pratiquement achevée et le climat devient de plus en plus aride. La sédimentation détritique rouge se poursuit, un peu comme au Permien, durant le Trias inférieur.

Au Trias moyen d'autres calcaires et des dolomies se déposent. Cette série se termine avec du sel et du gypse (évaaporites). L'extension de ces dépôts, bien connue en Aquitaine et au pied des Pyrénées, l'est moins au cœur de la chaîne du fait de l'érosion. Ces minces dépôts évaporitiques ont eu largement le temps de disparaître par dissolution et érosion, en particulier pendant le soulèvement albo-aptien qui produira les poudingues de Mendibelza. On en trouve, néanmoins, des traces au nord du massif de la PSM, autour de Sainte-Engrâce.

Le Trias est également bien connu pour son volcanisme sous marin et l'émission d'ophites, preuve de l'activité tectonique de distension.

### B – La sédimentation carbonatée de plate-forme (Jurassique à Crétacé moyen - Fig. 3A à 3C)

Comme pour le Trias, aujourd'hui presque totalement absent du massif de la PSM, il est difficile de dire si les terrains jurassiques l'ont couvert un jour. En effet, on ne sait pas quelle est la part de l'érosion ou de l'absence de dépôt. On sait seulement qu'à certains moments le massif était émergé.

Du Jurassique à la fin du Crétacé moyen (-200 à -100 Ma), l'histoire de la Pierre est donc inconnue. Il semble se produire peu de choses sur le cœur du massif car la pénéplation devait être achevée et le niveau de base très proche d'où un faible gradient hydraulique et une morphogénèse ralentie.

En revanche, des sédiments se déposent plus au nord, dans un domaine de fosses et de plateformes occupant l'actuel pays nord-pyrénéen et sud-aquitain. On en retrouve le produit dans les chaînons calcaires que l'on franchit entre Arette et la station de ski de la PSM.

Le Jurassique est abondamment calcaire avec quelques passages marneux. Les calcaires sont fréquemment dolomitiques (présence de magnésium).

Des émergences temporaires se produisent, au cours desquelles la karstification s'empare, pour un temps, des reliefs calcaires peu accusés. On en trouve les traces au sud d'Arette (secteur de la Mouline) où les formations jurassiques sont surmontées de dépôts de bauxite (Debourle et Deloffre - 1976, p.100) - Fig. 3B.

Avec l'Aptien, la mer revient partout. Les calcaires à faciès urgonien, à dominante récifale, se déposent sur les plateformes en bordure des zones émergées (Fig. 3C).

### C – Le soulèvement albien et les poudingues de Mendibelza (Fig. 3D)

La distension amorcée au Trias supérieur s'est poursuivie plus ou moins activement jusqu'au Crétacé moyen. Durant l'Albien, elle se traduit par l'ouverture de fosses subsidentes. Ces fosses sont séparées par d'anciens reliefs hercyniens en voie de surélévation. Ce paroxysme épirogénique (-105 à -100 Ma), quoique passager,

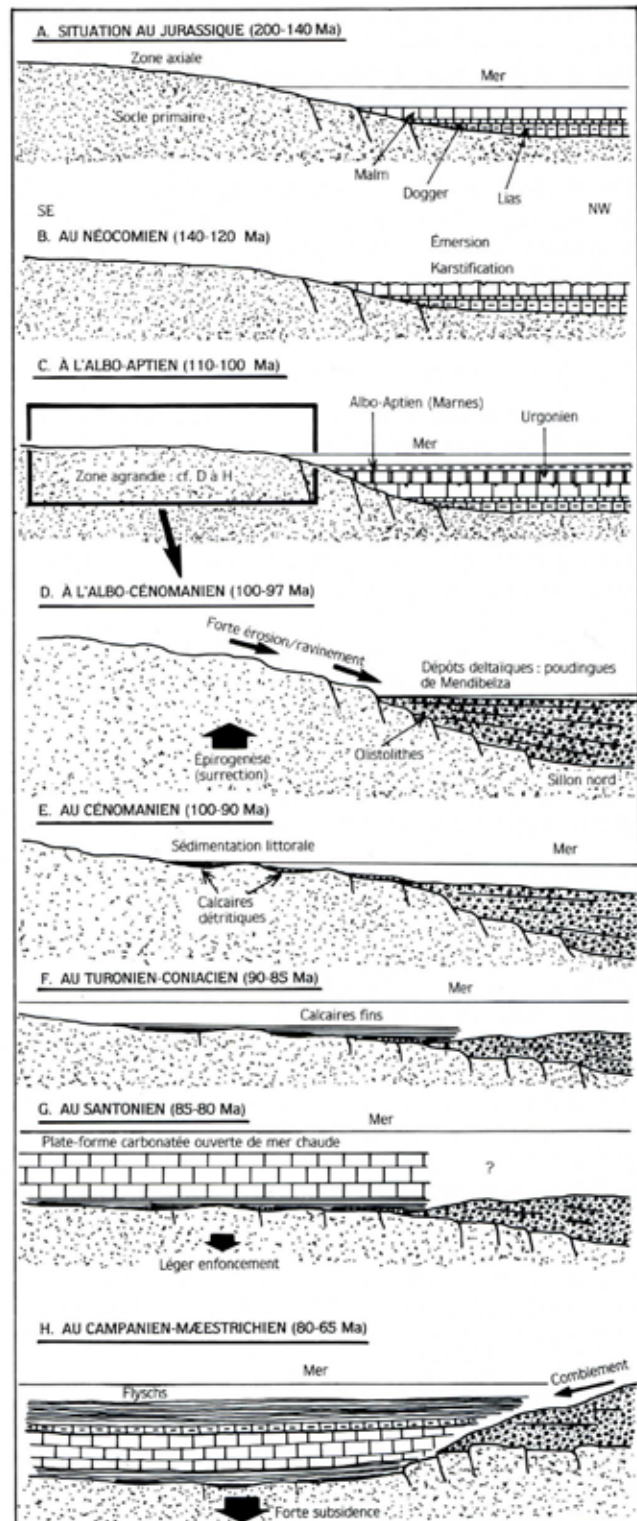


Fig. 3 : Évolution probable de la région de la Pierre St-Martin à l'ère secondaire, du Jurassique à la fin du Crétacé (-200 à -65 Ma). Le dépôt des "calcaires des canyons" se produit pendant le Crétacé supérieur, au Santonien, dans une mer chaude, peu profonde (0-200 m), largement ouverte. (NB : les coupes E à H sont inspirées de RIBIS, 1965).



n'en a pas moins de sérieuses conséquences morphologiques. Les massifs soulevés sont soumis à une intense érosion dont le produit se dépose sous la forme de gigantesques cônes grés-conglomératiques sous-marins au cœur des fosses bordières (Boirie et Souquet, 1982). Leurs éléments sont surtout dévoniens et carbonifères. Les restes de ces édifices, émergés plus tard au Cénozoïque, formeront au nord et à l'ouest de la PSM les massifs d'Igouze-Mendibelza dont le nom a été donné aux célèbres « poudingues ».

**D – Les calcaires des canyons**

Au Cénomaniens (–100 à –90 Ma), le pays est soumis à une importante transgression marine. Cette fois-ci, on en retrouve la trace au droit de l'actuelle zone axiale pyrénéenne, sur la massif de la PSM (Fig. 3E à 3G et Fig. 4). Ici, la sédimentation est littorale. C'est dans les réseaux karstiques d'aujourd'hui qu'on l'observe le mieux (Tunnel de la Verna, Ribis - 1965, p.38). Elle est représentée par une « semelle » de quelques centimètres à 1 ou 2 mètres de grès et conglomérats à petits galets, surmontés de calcaires sombres à débris d'organismes. Notons que ces dépôts cénomaniens ne sont pas présents partout entre la surface paléozoïque et les calcaires crétacés. Ils ont tendance à disparaître vers le Sud du massif, ce qui prouverait que la mer de l'époque ne venait lécher que la partie nord de la zone axiale.

Mais, dès le Turonien et le Coniacien (–90 à –85 Ma), la sédimentation marine envahit tout le massif de l'actuelle PSM. Les sédiments déposés en milieu peu profond ne sont pas très épais et essentiellement calcaires. Le Coniacien est caractérisé par la présence de rudistes (bivalves à coquille épaisse).

Et c'est au Santonien (–85 à –80 Ma), que s'accumulent enfin sur 300 à 350 m d'épaisseur les calcaires de plate-forme dits « des canyons ». L'épaisseur de ces dépôts est la conséquence d'une lente subsidence de la zone axiale. La base de la formation est partiellement détritique, mais l'essentiel est de nature bioclastique (reste d'organismes vivants).

L'échantillonnage des gouffres traversant les calcaires des canyons jusqu'à leur contact avec le Paléozoïque apporterait de précieux compléments à la connaissance de la série.

Remarquons, qu'on peut observer par place au sommet des calcaires des canyons une couche de 1,5 à 2 m d'épaisseur et d'aspect rubané, constituée d'une alternance de feuillets blancs à gris-bleuté. Dans le secteur Pescamou-Murlong, Ribis place cette couche identique à la limite Santonien-Campanien. Mais plus à l'est on a rencontré une couche identique à –50 m dans le gouffre Z.106 de Zampory. Cette couche est donc bien intégrée ici dans la masse supérieure des calcaires des canyons. Ces couches traduisent un changement important des conditions de sédimentation avec des dépôts de vasière, en arrière de la barrière récifale (Comm. J. Blanc). Son identification dans le Z.106 montre tout l'intérêt des observations souterraines.

**E – La couverture de flysch**

Le Campanien (–80 à –75/70 Ma), débute par des dépôts de calcaires à chailles qui indiquent, par leur silex, un approfondissement de la mer. En effet, aux calcaires à chailles succède une sédimentation de plus en plus argileuse, de moins en moins calcaire : calcschistes puis marnes, et enfin l'épaisse série du flysch schisto-gréseux qui vient envahir un domaine maintenant fort subsident. À la plate-forme où se déposaient les calcaires des canyons a succédé un sillon profond situé en bordure de reliefs en voie de surrection dont le flysch représente le produit de l'érosion.

Au Campanien et au Maestrichtien, entre –75 et –65 Ma, le flysch constitue une épaisse série dans laquelle il est difficile de déceler des coupures. Aux alternances schisto-gréseuses du début succèdent des couches à tendance de plus en plus carbonatée (les marnes et les calcaires marneux du Pic d'Arlas par exemple sont un témoin de cette couverture épargnée par l'érosion ultérieure). Enfin, le sommet de la série est représenté par les « marnes supérieures » (Ribis - 1965, p. 113) qui achèvent le comblement du sillon.

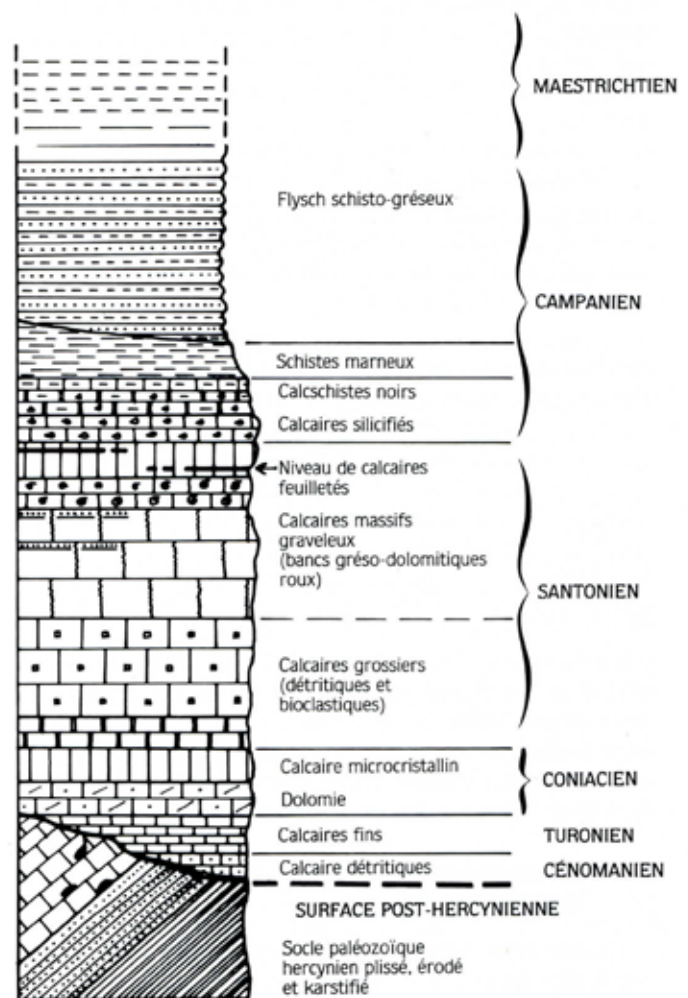


Fig. 4 : Colonne lithostratigraphique représentant les terrains secondaires connus dans la zone de la Pierre St-Martin (d'après RIBIS, 1965, légèrement modifié).



Nous venons de décrire, ici, l'évolution de la sédimentation au cours du Crétacé au niveau de l'actuel massif de la PSM. Mais, il convient de préciser (Velasquez et Ducasse - 1986) que, dès le Santonien, un sillon à sédimentation de flysch s'étendait au nord de la plate-forme des calcaires des canyons. Celle-ci était raccordée au dit sillon par un talus très marqué. Ainsi, on peut dire qu'au cours du temps, le sillon du flysch qui d'abord se maintenait au nord de la PSM a migré vers le sud à partir du Campanien, pour occuper finalement l'emplacement de la Pierre.

### III – LE PLISSEMENT PYRÉNÉEN À L'ÉOGÈNE (-65 à -25 Ma)

Durant la première partie de l'ère tertiaire ou Éogène (Éocène + Oligocène), les Pyrénées sont soumises au plissement « pyrénéen » s.s., d'où l'émergence de l'ensemble de la chaîne : flyschs et calcaires du Secondaire ainsi que le socle primaire sous-jacent. Cette phase tectonique majeure, responsable des structures actuelles de la couverture sédimentaire (plis, écaillés, nappes, fracturation des calcaires crétacés), s'accompagne d'une érosion importante et d'une karstification quand les calcaires affleurent.

#### A – Le plissement « alpin » dans les Pyrénées Occidentales (fig. 5)

Au début du Tertiaire (Paléocène), la régression marine ébauchée au Maestrichtien s'affirme. Dans les Pyrénées Occidentales, l'orogénèse proprement dite débute au Lutétien (Éocène moyen) vers -45 Ma. L'émergence progressive de la zone axiale en résulte. La mer se retire vers l'actuel piémont du Pays Basque et les Landes. Il s'y dépose des calcaires et des marnes.

Le plissement va se poursuivre au moins jusqu'au début du Miocène, durant 15 à 20 Ma. L'émergence de la chaîne entraîne aussitôt une nouvelle phase d'érosion et le dépôt de conglomérats sur l'ensemble du piémont nord-pyrénéen (Poudingues de Palassou de l'Éocène supérieur). Au sud-ouest, un flysch épais éocène se dépose dans le sillon Navarro-Catalan.

Sur l'emplacement du massif de la PSM, le ravinement entame la couverture des flyschs crétacés. Une première phase de karstification s'en prend alors aux calcaires du Crétacé supérieur mis à nu par l'érosion. Aujourd'hui, ce paléokarst de l'Éogène (Éocène à Oligocène) pourrait correspondre à des poches et des réseaux karstiques à remplissage d'argile rouge.

Le plus remarquable exemple est fourni par la grotte-mine du Ravin d'Oilloki (fig. 5 bis), située à l'ouest de Sainte-Engrâce. En réalité, il s'agit d'une ancienne grotte entièrement fossilisée par des dépôts latéritiques associés à des rognons de galène (minerais de plomb). Vidée partiellement de son remplissage pour l'exploitation de la galène, la cavité explorable mesure une cinquantaine de mètres de long. Sur les parois et au plafond, on peut observer des vagues d'érosion ainsi que des cloches et

pendants de corrosion, modelés typiques d'un creusement en régime noyé. Le piégeage et la formation de la galène sont encore inexplicables. En revanche, les argiles rouges ferrugineuses sont typiques d'altérites tropicales, sols engendrés sous climat chaud à saisons contrastées, puis infiltrés et piégés dans l'endokarst. À partir de ces constatations, on peut attribuer à cette grotte un âge de 20 à 40 Ma qui en ferait la cavité pénétrable connue la plus ancienne du massif, alors que les grands systèmes actuels ont probablement, tout au plus, 1 à 3 Ma.

#### B – Les déformations tectoniques d'âge alpin dans le massif de la PSM.

Situé au sud de la grande faille nord-pyrénéenne qui fait la séparation entre les chevauchements vers le nord et ceux vers le sud, la PSM appartient au domaine dit de « de vergence sud ». Au niveau de la zone axiale, le plissement d'âge alpin a fait rejouer d'anciens accidents hercyniens, tout en écaillant la couverture crétacée. Au Miocène inférieur, l'ensemble des structures est pratiquement achevé. On peut distinguer :

##### 1 – Le synclinal de Sainte-Engrâce-Guillers

Sur le versant nord du massif de la PSM, le Crétacé est affecté de pendages de 30 à 60° vers l'axe synclinal de Sainte-Engrâce, dont le plan axial plonge vers le nord sous le massif d'Igouze.

Cette flexure de la zone axiale primaire et de sa couverture crétacée est très visible au niveau du Bois de Guillers (fig. 5) lorsque l'on monte sur le massif par la route d'Arette.

Le flanc nord du synclinal de Sainte-Engrâce est chevauchant et écaillé. Une de ces écaillés de Silurien, schistes et quartzites, forme l'escarpement est de l'Église. Elle chevauche le flysch maestrichtien et est, elle-même, chevauchée par le Trias.

##### 2 – La zone des Arrès et l'ennoyage occidental

Le secteur des Arrès d'Anie est constitué par une zone semi-tabulaire, avec un faible pendage de 10 à 15° vers le nord.

À l'ouest, les calcaires des canyons s'ennoyaient sous le flysch avec une pente de 15° environ. L'altitude du toit des calcaires santoniens passe d'est en ouest de 1 200 - 1 400 m dans la gorge d'Éhujarre, à 800 - 900 m dans celle de Kakouetta, à 700 m dans le canyon d'Olhadubi.

##### 3 – L'anticlinorium méridional et les écaillés du flysch

La partie espagnole du massif, ou Larra, est formée par un train de plis chevauchant vers le sud et bombée dans son ensemble en anticlinorium.

Du nord au sud, on distingue plusieurs séries d'écaillés engendrées à partir des couches plastiques de marnes et calcschistes campaniens décollés de leur substratum plus rigide, les calcaires santoniens :

– L'ensemble Lèche, Arlas, Col de Pescamou, Murlong, Llano Carreras est formé par une succession d'écaillés, au nombre de deux ou trois, comme dans le secteur des Llano Carreras (Fig. 5C). Sur le



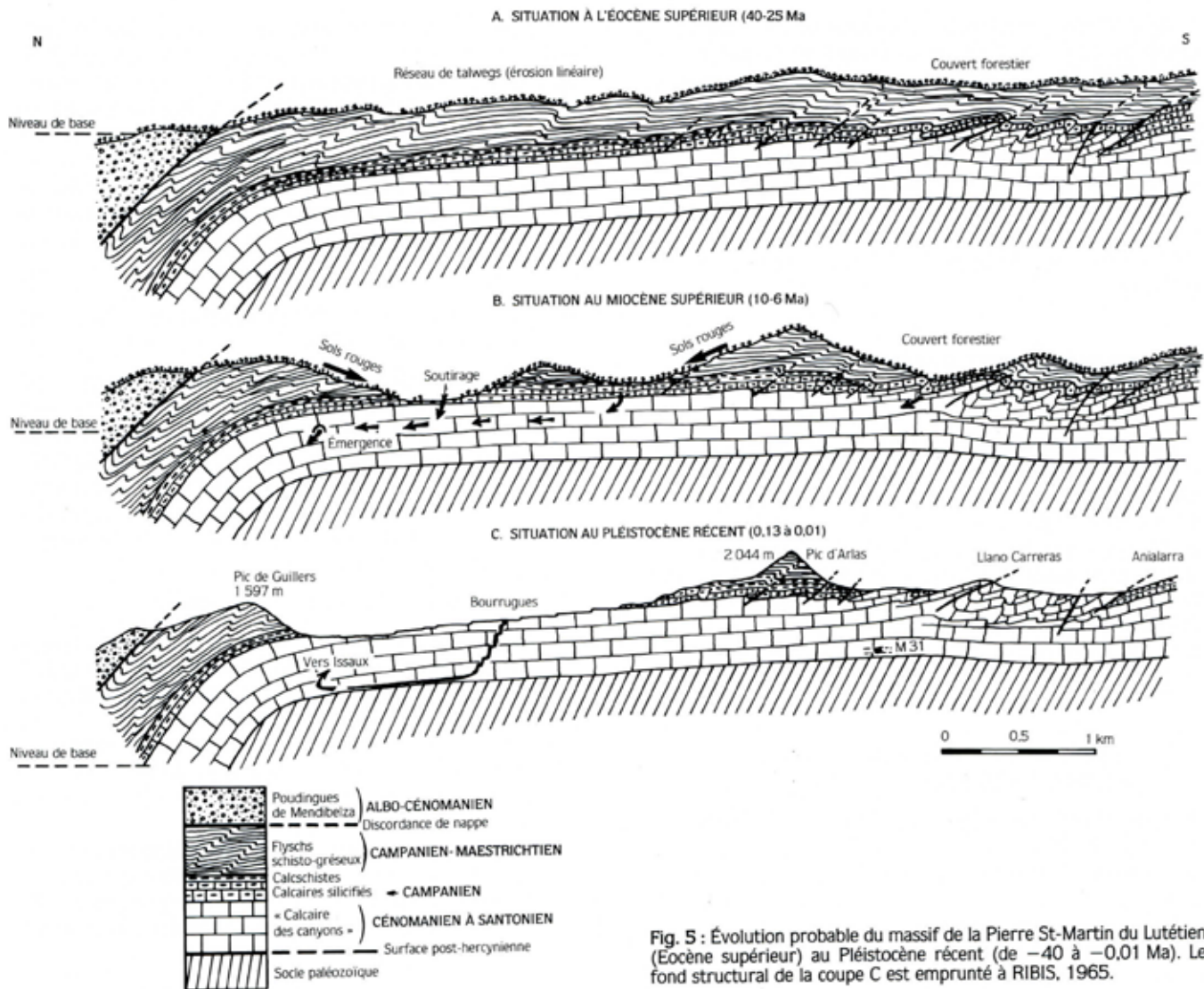


Fig. 5 : Évolution probable du massif de la Pierre St-Martin du Lutétien (Eocène supérieur) au Pléistocène récent (de -40 à -0,01 Ma). Le fond structural de la coupe C est emprunté à RIBIS, 1965.

flanc sud du Soum de Lèche, on observe plusieurs écaïlles superposées, mais on remarque que le calcaire des canyons sous-jacent n'est pas affecté. Ceci illustre bien la nature superficielle du décollement (Ribis - 1965, p. 153).

– La ligne Bortuzeu, La Teirola, Sierra de Añalarra constitue un ensemble chevauchant plus simple. On peut le suivre en remontant du Col d'Errayze vers la Teirola, jusqu'à la crête d'Añalarra où on voit bien les calcaires des canyons chevaucher les calcschistes campaniens avec un fort pendage.

– L'ensemble Belagua, La Paquiza, Sierra de Budoguia est le plus important des secteurs écaillés. La zone anticlinale de Belagua forme le versant nord de l'escarpement qui domine le Rincon de Belagua. Cet anticlinal plonge vers l'ouest et présente sa terminaison périclinale sur le méridien de la gorge de Kakouetta. Cette disposition structurale est fondamentale pour comprendre le drainage du système Saint Georges (BU.56 et rivières d'Ukerdi et Añalarra)

dans sa partie aval. En effet, c'est à ce niveau que le collecteur souterrain oblique vers le nord profitant des fractures méridiennes comme celle de Kakouetta.

Cette ligne d'écaïlles se poursuit au sud et à l'est par le chaînon de Lapazarra (indiqué par erreur Budoguia sur les cartes françaises) et par un autre axe qu'on peut suivre du Rincon de Belagua à la Sierra de Budoguia (alt. 2 298). Sur le flanc sud de la Paquiza Linzota, on voit nettement les calcaires des canyons surmonter les calcschistes campaniens de teinte brune.

### C – Déformations différentielles et directions structurales

Les déformations des calcaires des canyons sont directement moulées sur le compartimentage du socle hercynien sous-jacent. Mais, le résultat des contraintes varie avec la nature des terrains qui les reçoivent. Ainsi, les calcschistes, les marnes et le flysch, beaucoup plus sou-



ples que les calcaires massifs, sont affectés de plis disharmoniques et d'écaillages découplés du Santonien rigide.

De son côté, la « klippe » du Lakhoura est un lambeau de nappe de charriage appartenant à l'unité d'Igouñce-Mendibelza et isolé par l'érosion. On y trouve des éléments calcaires carbonifères ou dévoniens provenant de la destruction du massif hercynien.

Les plis et chevauchement d'orientation WNW-ESE, de vergence sud, déjà signalés dans la couverture crétacée de la partie méridionale du massif sont hachés de failles transversales SW-NE à SSW-NNE résultant localement de rejeux de fractures du socle hercynien.

Afin de mieux prédire les directions du drainage souterrain, on peut se baser sur la direction des écoulements hypogés déjà connus et topographiés (diagrammes de direction des galeries). Dans cette même optique, Eraso (1981, p. 100-103) souligne l'intérêt de l'analyse microtectonique à partir des stries sur plan de failles. (Cf. aussi Herrero, Saint-Aubin et Eraso - 1983).

#### IV – LA SURRECTION NÉOGÈNE À QUATERNAIRE ET L'ÉVOLUTION DE LA KARSTIFICATION À LA PSM

Au Néogène, partie du Tertiaire, comprenant le Miocène et le Pliocène (–25 à –1,8 Ma), le plissement pyrénéen proprement dit s'achève. Mais, une surrection de

nature épirogénique affecte l'ensemble des Pyrénées, rajeunissant en le rehaussant le relief en voie de pénélplanation (Castéras - 1974, p. 322). Ce soulèvement va se poursuivre au cours du Quaternaire, entre –1,8 Ma et maintenant.

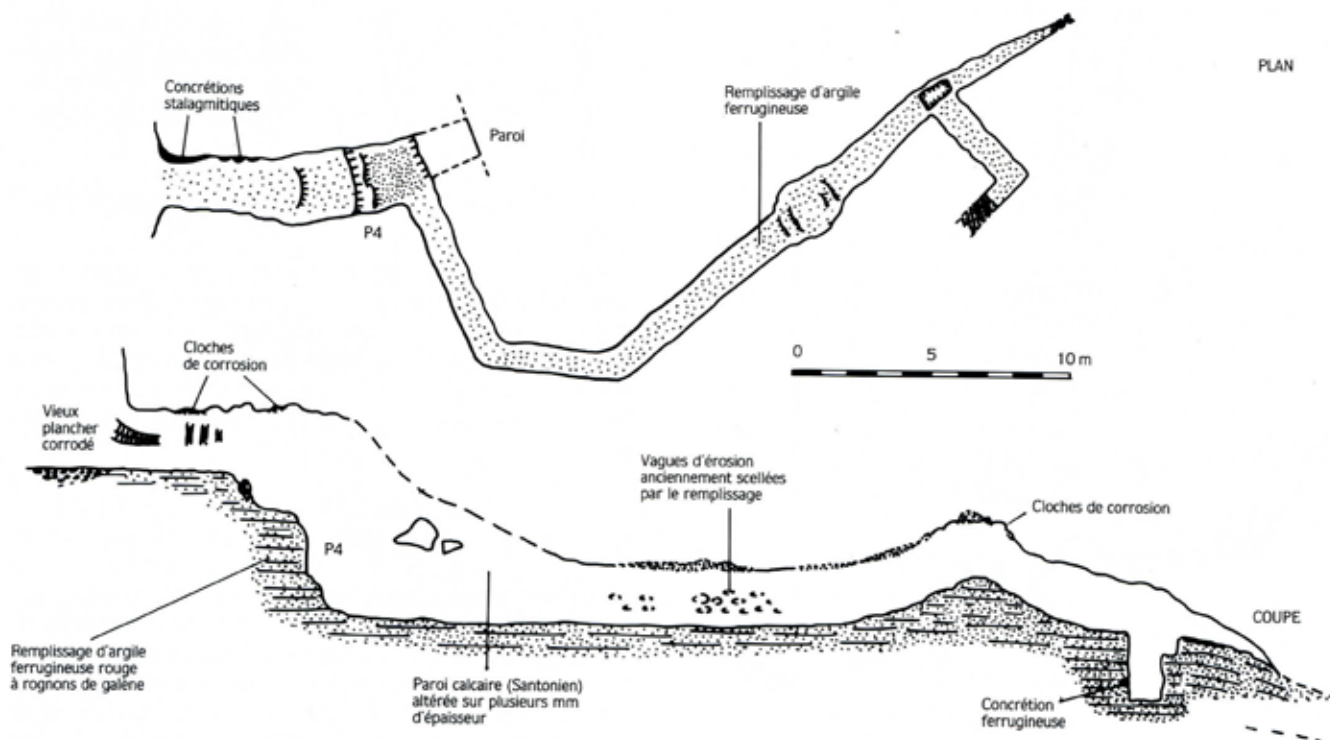
#### A – Érosion et karstification sur les arres au Miocène (fig. 5B)

Dans les Pyrénées Occidentales, l'érosion résultant du soulèvement généralisé se traduit par le dépôt des « poulingues de Jurançon » sur lesquels est bâtie la ville de Pau. Plus à l'est, ce sont les « molasses d'Armagnac » du plateau de Lannemezan. Ce ravinement se poursuivra au Pliocène.

Sur le massif de la PSM, le soulèvement se traduit par la reprise de l'érosion de la couverture de flysch et de calcschistes du Campanien-Maestrichtien. C'est probablement au Miocène moyen-supérieur que le décapage de cette couverture imperméable à semi-imperméable a permis une première karstification des calcaires des canyons affleurant sur le plancher des talwegs.

Entre –20 et –6 Ma, dans des conditions de climat subtropical, la période de temps est suffisante pour expliquer une importante phase de pédogenèse fersiallitique (?) aussi bien sur les flyschs-calcschistes que sur les calcaires. Une partie de ces sols rouges a été absorbée par l'endokarst d'où la présence fréquente de poches d'argile rouge très plastique recoupées par les réseaux karstiques

Fig. 5 bis : La grotte-mine d'Oilloki est la cavité explorable la plus ancienne du massif de la P.S.M. Elle se situe en rive gauche de l'Uhaitza, en aval de St-Engrâce, au-dessus du petit canyon d'Oilloki. (Topo : D. Prébende et R. Maire, 1988)



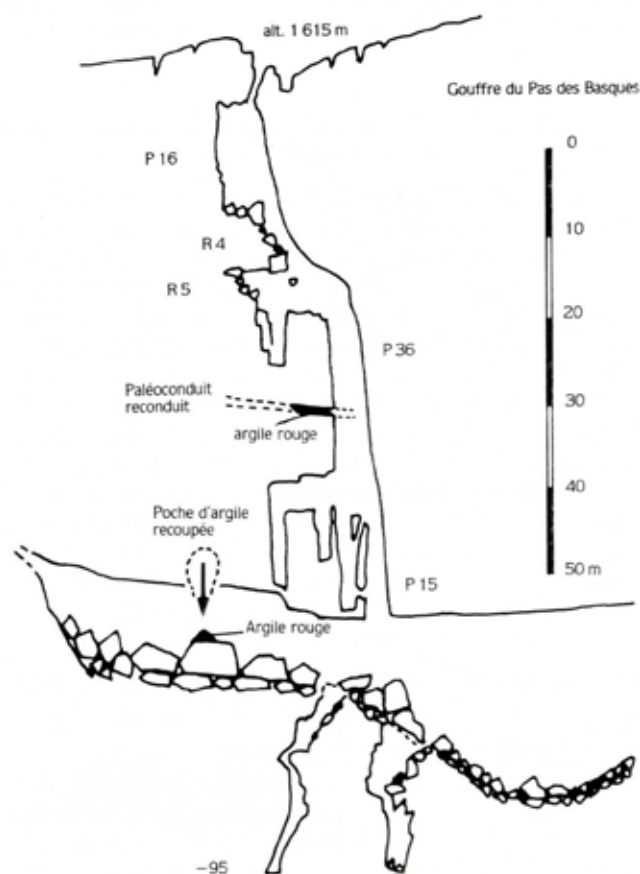
actuels. Il suffit de citer les argiles rouges rencontrées dans le BU.56 (-700 dans la salle Roncal), dans le gouffre du Pas des Basques (vieux collecteur superficiel - Fig. 6) et dans le réseau de la Pierre-Saint-Martin (entre les salles Lépineux et Chevalier).

Dans l'échantillon remonté de la salle Roncal, l'analyse minéralogique a révélé une forte proportion d' $Al_2O_3$  (22,5 %) et de  $Fe_2O_3$  (9,5 %) (Maire - 1989, analyse lab. géomorphologie CNRS Caen). Des oxydes teintent aussi en orange des brèches tectoniques. En lame mince, on observe également des microfissures remplies d'un ciment orangé. Cette pollution sur fractures par d'anciennes altérites pourrait être antérieure à l'érosion-karstification du Miocène moyen-supérieur et dater des phases de karstification éogène (voir les poches à argile rouge et nodules de galène affectant les calcaires des canyons près de Sainte-Engrâce).

## B – Évolution du massif de la PSM durant le Pliocène et le Pléistocène (fig. 5C)

Dans les Pyrénées, la poursuite du soulèvement au Pliocène (-6 à -1,8 Ma) est mise en évidence par les dépôts détritiques de piémont : cônes pliocènes emboîtés dans les poudingues miocènes de Jurançon, énormes cônes du Lannemezan.

Fig. 6 : Indices de paléokarsts miocènes (poches et paléoconduits remplis d'argile rouge) observés dans le gouffre du Pas des Basques (Cuma de Ansu), de -40 à -80 m (topo. d'après G.S. Haut-Pyrénéen).



Il est très probable que le début du creusement des grands systèmes karstiques que nous connaissons aujourd'hui date du Pliocène car, durant cette période, la juxtaposition des affleurements calcaires et des lambeaux de couverture campano-maestrichtienne devait favoriser un enfouissement concentré des eaux.

Les trois derniers millions d'années, avec la dernière phase du soulèvement (plus de 1 000 m peut-être) et l'apparition probable des premières glaciations régionales au Pléistocène inférieur (-1,8 à -0,7 Ma), ont donné au massif ses traits morphologiques actuels. Aussi, est-il illusoire de séparer le Pliocène du Quaternaire dans l'évolution du karst de la PSM.

Avant l'intervention des glaciers, il faut rappeler que les zones calcaires ont évolué lentement en surface par l'action presque exclusive de la dissolution. C'est le privilège des massifs karstiques, notamment en zone méditerranéenne et subtropicale (absence d'actions mécaniques : gélifraction, érosion glaciaire, incision par les eaux courantes), de conserver leur volume externe relativement intact par le processus d'immunité karstique. En revanche, dès l'apparition des glaciers, l'action mécanique de ces derniers a pu raboter les calcschistes et les calcaires des canyons par abrasion et débitage (ou « quarrying »), d'où un abaissement accéléré des surfaces calcaires au cours du Pléistocène. Ainsi apparaît clairement cette double notion, à savoir :

- Une érosion-karstification lente mais cependant efficace en période de calme tectonique et sous climat chaud (altération pédogénique homogène) en raison d'un faible gradient hydraulique. Cela n'exclut pas une forte altération chimique superficielle quasi isovolumétrique. Un excellent exemple actuel nous est donné par le karst de Floride.
- Une érosion-karstification très rapide en période de surrection à cause d'un fort gradient hydraulique (abaissement relatif du niveau de base) et de refroidissement du climat (rôle mécanique des glaciers quaternaires).

## C – Évolution de la partie amont du massif (Fig. 7 et 8)

Glaciers, gélifraction et phénomènes de détente ont largement contribué au recul rapide des falaises calcaires situées à l'Est, en amont du massif. Ainsi, on constate que les hauts vallons du secteur Azun, Soum Couy, Anie ont été tranchés par le recul des parois, celles-ci ayant été grignotées peu à peu par l'érosion glaciaire et péri-glaciaire.

Avec le Trou des Gugusses (-145 m), gouffre décapi-té localisé à 2 254 m d'altitude presque au sommet du Soum Couy, avec les concrétionnements souterrains mis à jour par l'érosion-karstification aussi bien dans la grande dépression de l'Anie que sur les crêtes bordières ou sur les Arres, on devine le recul et l'abaissement des surfaces calcaires et l'existence de zones d'alimentation aujourd'hui disparues. La bordure amont du géosystème de la PSM recèle ainsi des « cimetières » de vieilles cavités





La grande cuvette glacio-karstique des Anies (au pied du Pic d'Anie) qui draine les réseaux amont du système St-Vincent. Dans ce secteur, l'érosion glaciaire a mis à jour de nombreux concrétionnements anciens, probablement pliocènes, à une époque où le massif était moins haut et le climat plus confortable (couverture forestière). (Photo S. Puisais)

sous la forme de coulées stalagmitiques de surface. Ces coulées constituent, en quelque sorte, les ossements épars de conduits karstiques en pointillés que l'on imagine suspendus au-dessus des lapiaz, des « fantômes » de réseaux...

Dans les grandes dépressions glacio-karstiques où l'érosion mécanique a joué un rôle important, le creusement a été considérable au cours du Quaternaire. Par exemple, dans le cirque-doline complexe du Pic d'Anie (ou dépression de l'Anie), logé vers 2 060 - 2 100 m d'altitude, une coulée stalagmitique de surface a été datée à plus de 350 Ka (datation CERAQ - Quinif). En considérant uniquement la valeur de la dissolution dans les dépressions, l'abaissement serait de 20 à 30 m en 400 Ka si on se base sur la vitesse de dissolution holocène (les 10 000 dernières années). En effet, l'abaissement par dissolution seule dans les karsts humides de type haut-alpin est de l'ordre de 10 à 15 mm/millénaire pour l'Holocène, d'après les valeurs moyennes des socles erratiques perchés à la surface des dalles calcaires en haute montagne alpine (Cf. Maire, 1989).

D'après les travaux de Kunaver (1979), on sait que cette corrosion nivale superficielle est 4 à 6 fois plus forte dans les dépressions à cause du piégeage de la neige. Par conséquent, en 100 Ka, une dépression nivale s'appro-

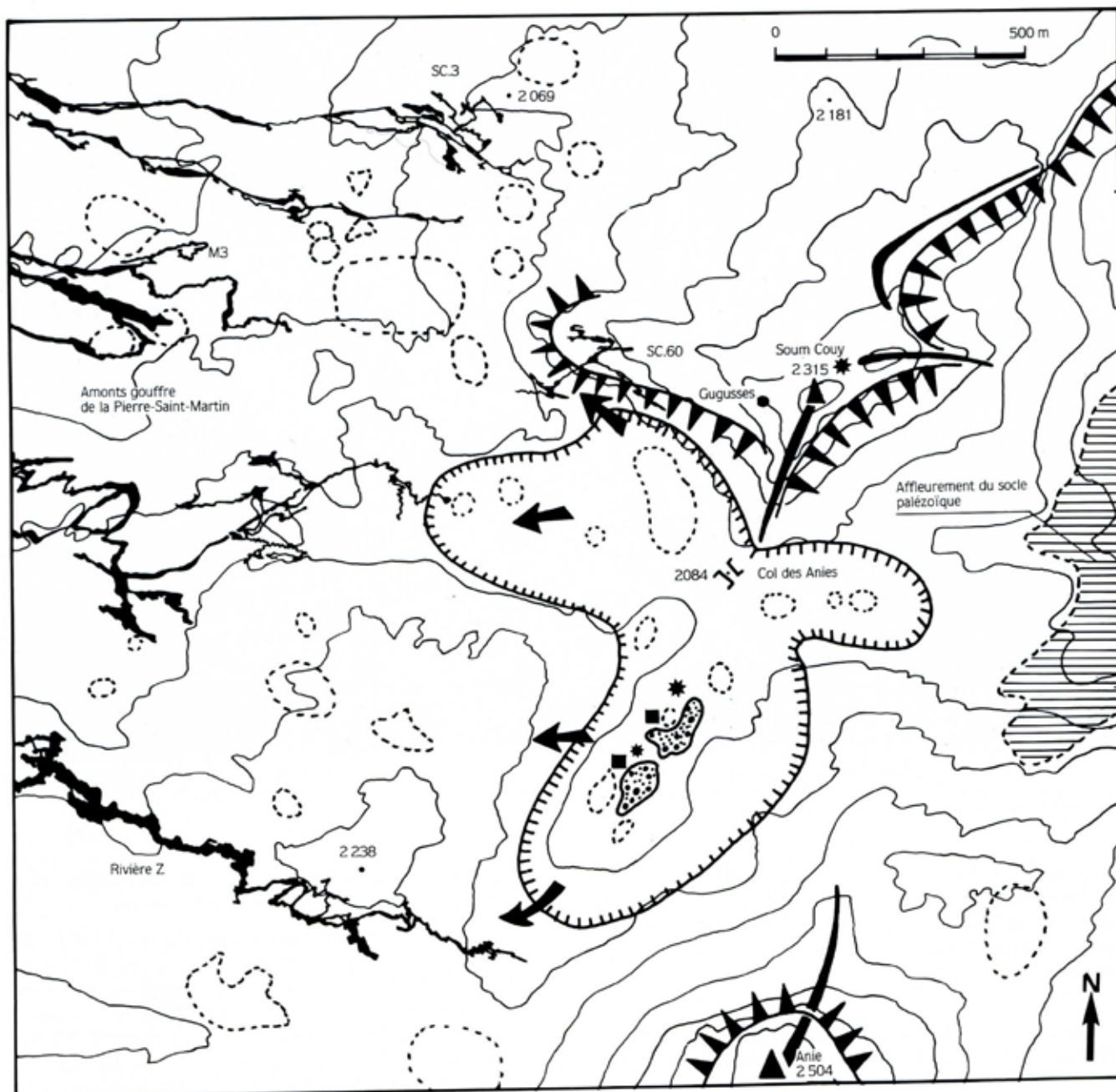
fondrait de 5 à 7-8 m par la seule dissolution, sans compter les soutirages et les effondrements.

Cependant, cette vitesse d'abaissement est faible car elle ne peut expliquer les centaines de mètres de calcaires qui ont disparu entre le Pic d'Anie et le Soum Couy. En revanche, en tenant compte du surcreusement glaciaire, il est plausible d'admettre une tranche enlevée 2 à 3 fois supérieure, soit 50 à 100 m environ en 400 Ka et 200 à 400 m en 1,5 à 2 Ma. Une telle tranche de calcaire érodée permet d'envisager aisément l'existence de ces « réseaux en pointillés » aujourd'hui disparus. Une érosion globale de 200 à 300 m est donc possible pour l'ensemble du Quaternaire dans les cirques et vallons glacio-karstiques. Sur les Arres, occupée par une calotte glaciaire, elle est forcément plus faible en raison d'une mécanique glaciaire moins active (un glacier de cirque ou de vallée est toujours plus actif qu'un glacier de calotte).

#### D – Relations entre creusement des réseaux karstiques et abaissement du niveau de base (fig. 10 et 11)

La vigueur du creusement karstique hypogé d'un massif dépend des conditions hydrodynamiques. Le potentiel hydraulique en est l'expression la mieux connue des spéléologues car il correspond à la dénivellation maximale












- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 

Fig. 7 : La grande dépression glacio-karstique des Anies sur la bordure orientale du massif de la Pierre St-Martin (d'après MAIRE, VIGNEAU et DOUAT, 1987).

La dépression des Anies assure une grande partie de l'alimentation des réseaux amonts du système de la Pierre St-Martin. Au cours du Plio-Quaternaire, l'érosion glaciaire et périglaciaire a creusé les calcaires des Canyons de 100 à 400 m entre le Soum Couy et le pic d'Anie. Dans le même temps, le recul des falaises dominant Lescun a décapité la partie supérieure des hauts vallons et dépressions, détruisant ainsi de multiples cavités dont les témoins résiduels (cavités décapitées comme le trou des Gugusses, stalagmites mises à jour) sont les fantômes de réseaux hypogés aujourd'hui disparus.

1. Falaises majeures.
2. Tracé des réseaux souterrains connus.
3. Dépression glacio-karstique majeure.
4. Autres dépressions.
5. Coulées stalagmitiques et cavités décapitées.
6. Brèches climatiques.
7. Moraine (Würm).



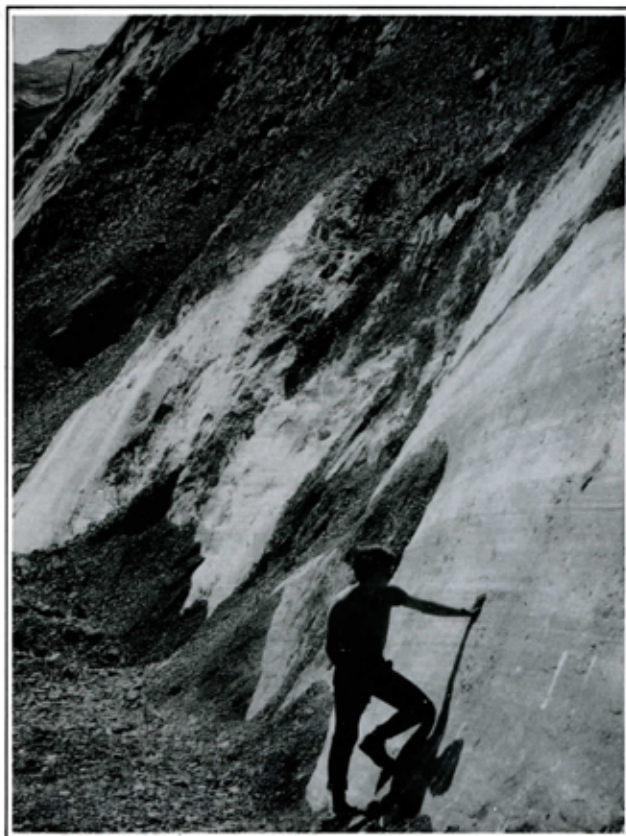
parcourue par les eaux souterraines entre le sommet du massif et l'émergence. On comprend donc l'importance jouée par le soulèvement néotectonique plio-quaternaire qui a fait croître ce potentiel en abaissant l'altitude relative du niveau de base, car toute surrection entraîne obligatoirement un creusement des vallées et un abaissement régional du dit niveau.

### 1 – Les vieux conduits fossiles

Ils sont perchés 80 à 100 m au-dessus du socle primaire comme dans les gouffres AN.8 (à -300) et SC.60 (à -220). Ils posent des problèmes quant à leur genèse. En effet, ces galeries, aujourd'hui inactives, sont situées à des altitudes très différentes : 1 500 m pour l'AN.8, 1930 - 1940 m pour le SC.60. On peut donc voir les choses de deux façons :

- Ces conduits subhorizontaux, creusés dans la masse des calcaires santoniens, sont chacun en relation avec un ancien niveau de base. Ils ne peuvent alors qu'appartenir à des époques différentes et relativement anciennes puisque le niveau de base actuel, matérialisé par les émergences de Bentia et d'Illamina se situe vers 435 - 445 m d'altitude, donc 1 000 et 1 500 m plus bas.

- Ces systèmes de conduits étaient en relation avec un même niveau de base mais sont, aujourd'hui, décalés l'un par rapport à l'autre, en altitude, par suite du basculement général du socle paléozoïque et de sa couverture santonienne.



Poils glaciaires mis à jour sous les éboulis de pente de l'Arlas.  
(Photo : R. Maire).

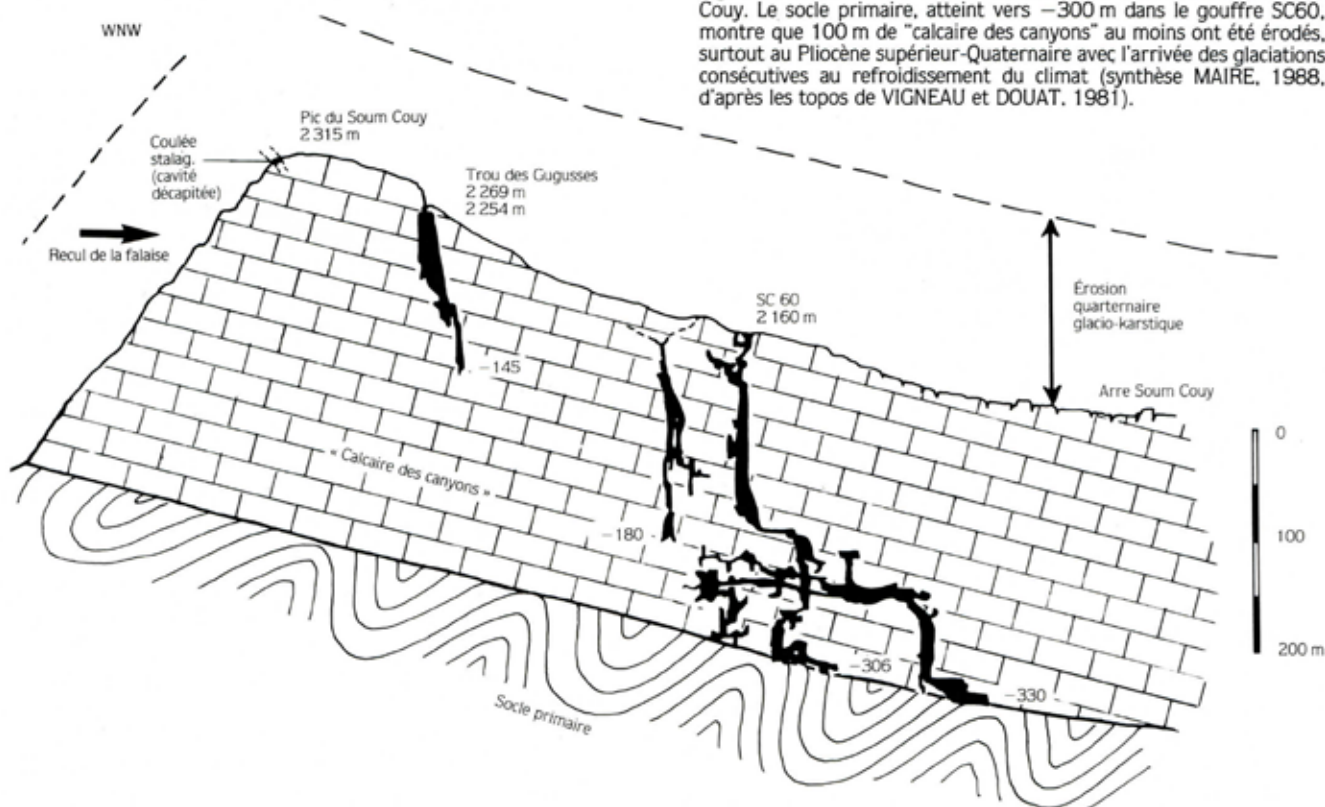


Fig. 8 : Situation actuelle de la karstification dans la zone du Soum Couy. Le socle primaire, atteint vers -300 m dans le gouffre SC60, montre que 100 m de "calcaire des canyons" au moins ont été érodés, surtout au Pliocène supérieur-Quaternaire avec l'arrivée des glaciations consécutives au refroidissement du climat (synthèse MAIRE, 1988, d'après les topos de VIGNEAU et DOUAT, 1981).





La grande dépression glacio-karstique de la Hoya del Portillo de Larra, au sud du massif (Navarra).  
 Au premier plan et en arrière-plan : « calcaires des canyons » du Senomanien-Santonien.  
 Au centre, écaille de calchistes campaniens (teinte sombre). (Photo : R. Maire)

Répondre à ces questions implique que l'on dispose d'une excellente synthèse topographique régionale des réseaux, en trois dimensions, bien intégrée au contexte structural.

Quoi qu'il en soit, l'inventaire en cours de ces anciens niveaux de creusement est à poursuivre car les hypothèses explicatives sont sans doute multiples. À titre d'exemple complémentaire, signalons la grande galerie fossile de -70 m localisée dans le gouffre du Pas des Basques vers l'altitude 1 540 m. Ce gouffre est un collecteur peu profond qui devait recueillir les eaux de fusion glaciaire de la Cuma de Ansu, vaste cuvette glacio-karstique située au sud-ouest du Col de la PSM, le long de la route frontalière. Ici, il est difficile d'imaginer une genèse hydrodynamique tenant compte d'un niveau de base proche alors que le réseau se situe précisément à l'exutoire de cette dépression.

## 2- L'évolution de la partie aval du système Saint Vincent

Cette évolution est plus aisée à comprendre car il est manifeste, ici, que l'organisation des réseaux s'est effectué en fonction de l'abaissement progressif du niveau de base, c'est-à-dire du creusement des vallées relativement à la surrection du massif.

Ainsi, le réseau labyrinthique d'Arphidia (fig. 10) constitue un exemple spectaculaire d'enfoncement progressif lié au creusement de la vallée de l'Uhaytza. Sur plus de 500 m de dénivellation, Arphidia offre plusieurs niveaux de galeries dont l'organisation est complexe (M. Douat - Cf. « La Grotte d'Arphidia » dans ce même bulletin). On a pu y déceler, sur plus de 20 km de développement, cinq niveaux de creusement étagés entre 1 100 et 600 m d'altitude. Ces niveaux présentent très souvent des formes de creusement en régime noyé.

On peut aussi considérer les trois niveaux rencontrés plus bas dans le Trou du Renard où circule le collecteur Saint Vincent. Ils sont situés entre 590 et 470 m d'altitude. Le niveau inférieur est constitué par le collecteur actif qui est en relation directe avec le niveau de base actuel (445 m).

Ce schéma de drainage relativement complexe peut être comparé, sur le plan géométrique, à un delta. On parlera donc, quoique improprement, car la notion de delta implique avant tout un apport sédimentaire important, de « delta souterrain », caractérisé par la multiplication des conduits tributaires, dans un système où des réseaux d'origine phréatique (régime noyé) sont recoupés et reliés par des puits, des



galeries inclinées ou des méandres. Cette situation originale a été rendue possible par la disposition des calcaires dévoniens affleurant au fond de la salle de la Verna et dans Arphidia. Ces calcaires à fort pendage ont favorisé l'ouverture de drains déclenchée par l'abaissement du niveau de base. Ces drains, arrivant finalement au contact du lit de la rivière de la Pierre, à l'emplacement de la future Verna, ont capté le cours d'eau qui fut ainsi détourné de sa destination initiale, la galerie Aranzadi.

Le même phénomène de capture par des conduits très pentés au sein des calcaires paléozoïques, est également visible dans les réseaux Martine, Maria Dolores et Wellington (fig. 9). Bien que moins visible, le même phénomène de capture existe dans la salle Stix du gouffre Lonné Peyret.

Avant l'enfouissement de son cours, la rivière de la Pierre s'écoulait dans la galerie Aranzadi et devait continuer en direction de l'ouest ou du nord-ouest et émerger, peut-être, à la hauteur de la gorge d'Ehujarre (fig. 11). Un objectif d'exploration pourrait donc être la poursuite de la désobstruction commencée à l'extrémité ouest d'Aranzadi.

Grâce aux datations isotopiques U/Th sur concrétions de calcite et à l'étude des remplissages d'Aranzadi (Cf. article de Quinif et Maire dans ce bulletin), on sait que la rivière de la Pierre s'écoulait dans la galerie Aranzadi, il y a plus de 200 000 ans. Mais, auparavant, une perte partielle des eaux de la rivière devait s'effectuer au contact des calcaires dévoniens et des schistes du Namuro-Westphalien, en même temps que le torrent continuait à couler dans Aranzadi. Placé à ce contact lithologique crucial, la salle de la Verna a joué le rôle d'une « doline endokarstique », pour reprendre le terme justifié de l'un de nous (J. Bauer). Des vides importants se sont donc formés sous la première salle de la Verna et un ou

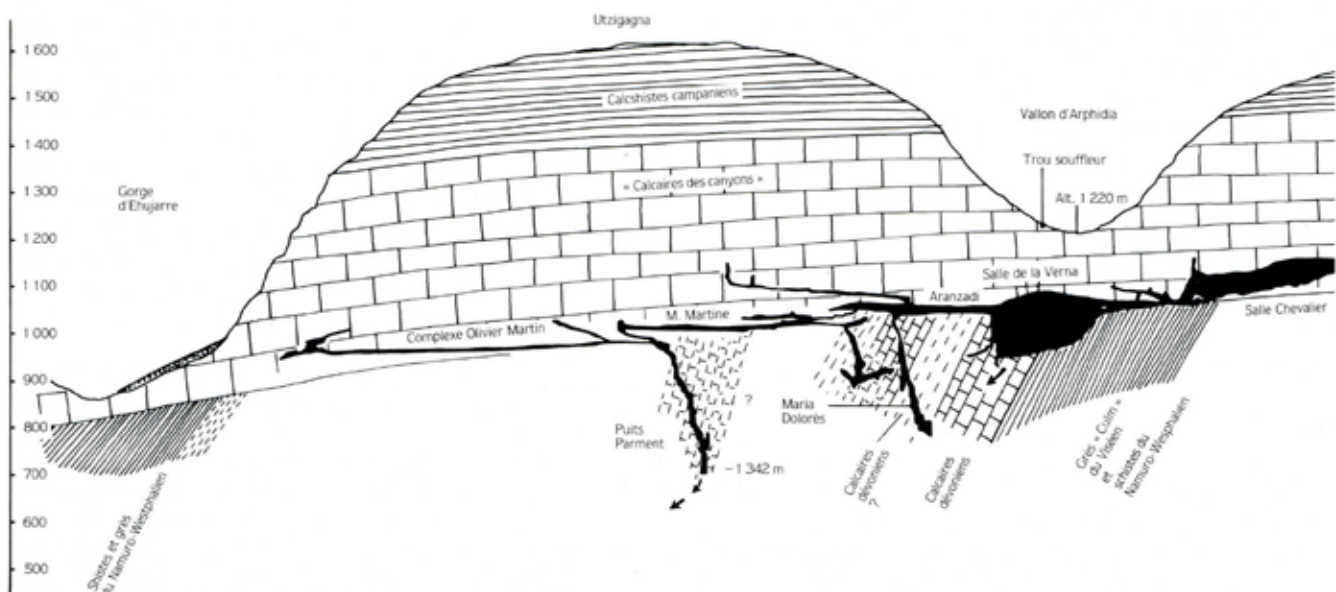
plusieurs effondrements brutaux ont absorbé définitivement la rivière dans le Dévonien calcaire et provoqué la formation de la salle telle que nous la connaissons aujourd'hui.

Comme la concrétion la plus ancienne de la Verna a été datée à 142 Ka (mur aval, 40 m au-dessus de la plage de galets), on pense que l'effondrement majeur s'est produit entre 140 - 150 et 190 - 200 Ka. Une telle évolution en « doline d'effondrement endokarstique » est un processus peu courant au niveau de la zone de transfert oblique car cela suppose un changement brutal dans la nature lithologique du plancher étanche.

Aujourd'hui, une étude des remplissages et la datation des concrétionnements d'Arphidia et du Trou du Renard s'impose si on désire connaître, avec plus de précision, la vitesse d'approfondissement du réseau, les mécanismes de captures, et par voie de conséquence, la vitesse de surrection du massif. C'est là, aussi, une voie nouvelle pour les études de néotectonique.

Mais, cette recherche implique également une étude précise de tous les conduits anciens, aujourd'hui perchés dans la masse des calcaires des canyons. L'étude, entre autres, des formes qui indiquent les mécanismes successifs du creusement (phréatique, vadosé), de la disposition régionale des systèmes perchés avec essai de reconstitution de la situation initiale par horizontalisation, tout en généralisant l'étude des remplissages avec datations radiométriques, sédimentologie, mécanismes de dépôts...

Fig. 9 : Coupe de la partie aval du réseau de la Pierre St-Martin et terrains paléozoïques actuellement reconnus dans ce secteur. La rivière St-Vincent et les ruisseaux du Martine et du Maria-Dolorès ont été capturés par les calcaires du socle primaire.





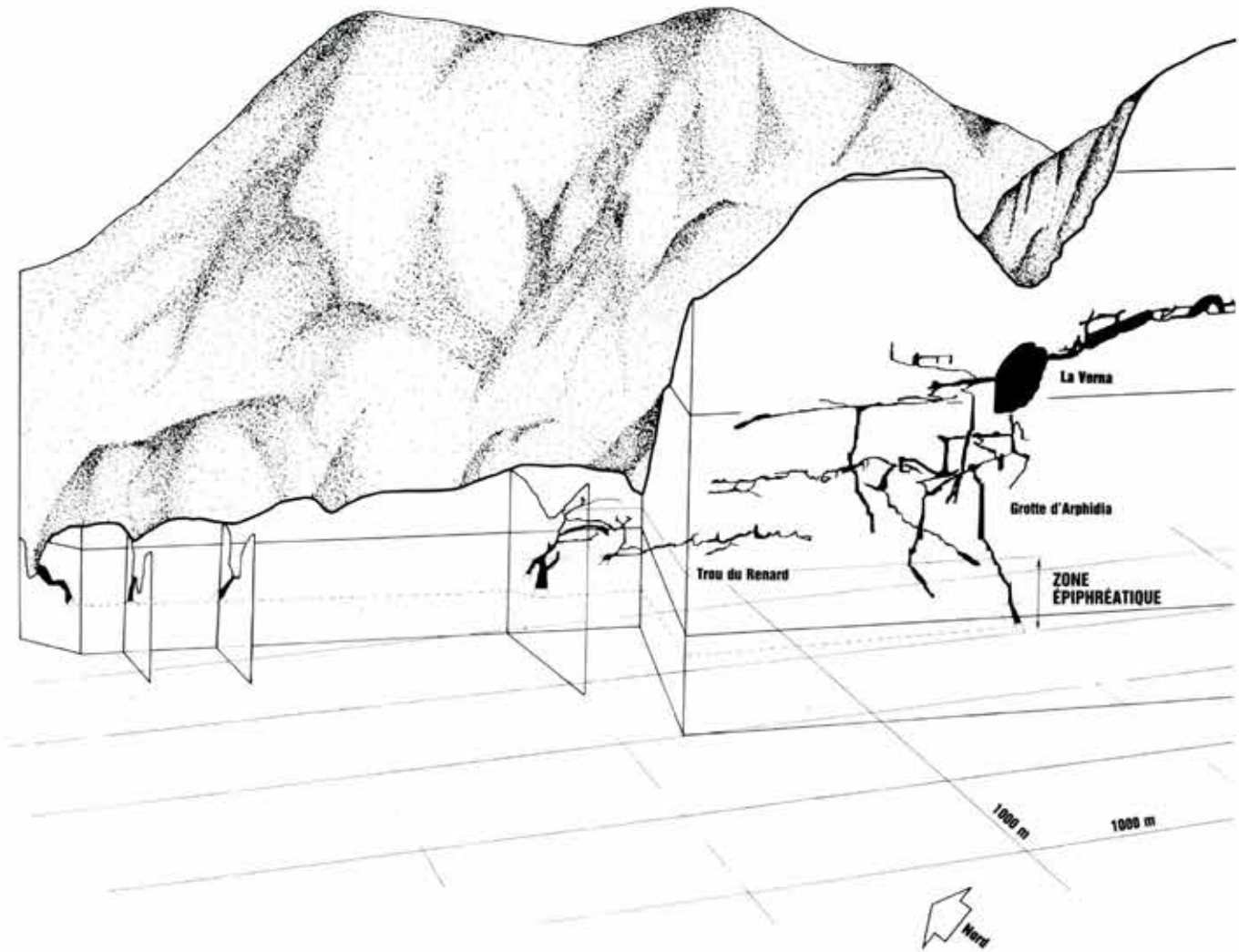


Fig. 10 : Coupe de synthèse montrant l'organisation des écoulements dans la partie aval du système St-Vincent en fonction des calcaires du socle (captures) et de l'abaissement du niveau de base au cours du Quaternaire (4 niveaux de creusement au moins ont été reconnus dans le réseau d'Arphidia). Très nette dans le Trou du Renard, la zone épi-phréatique désigne la zone de fluctuation de l'horizon noyé (hautes eaux-basses eaux).



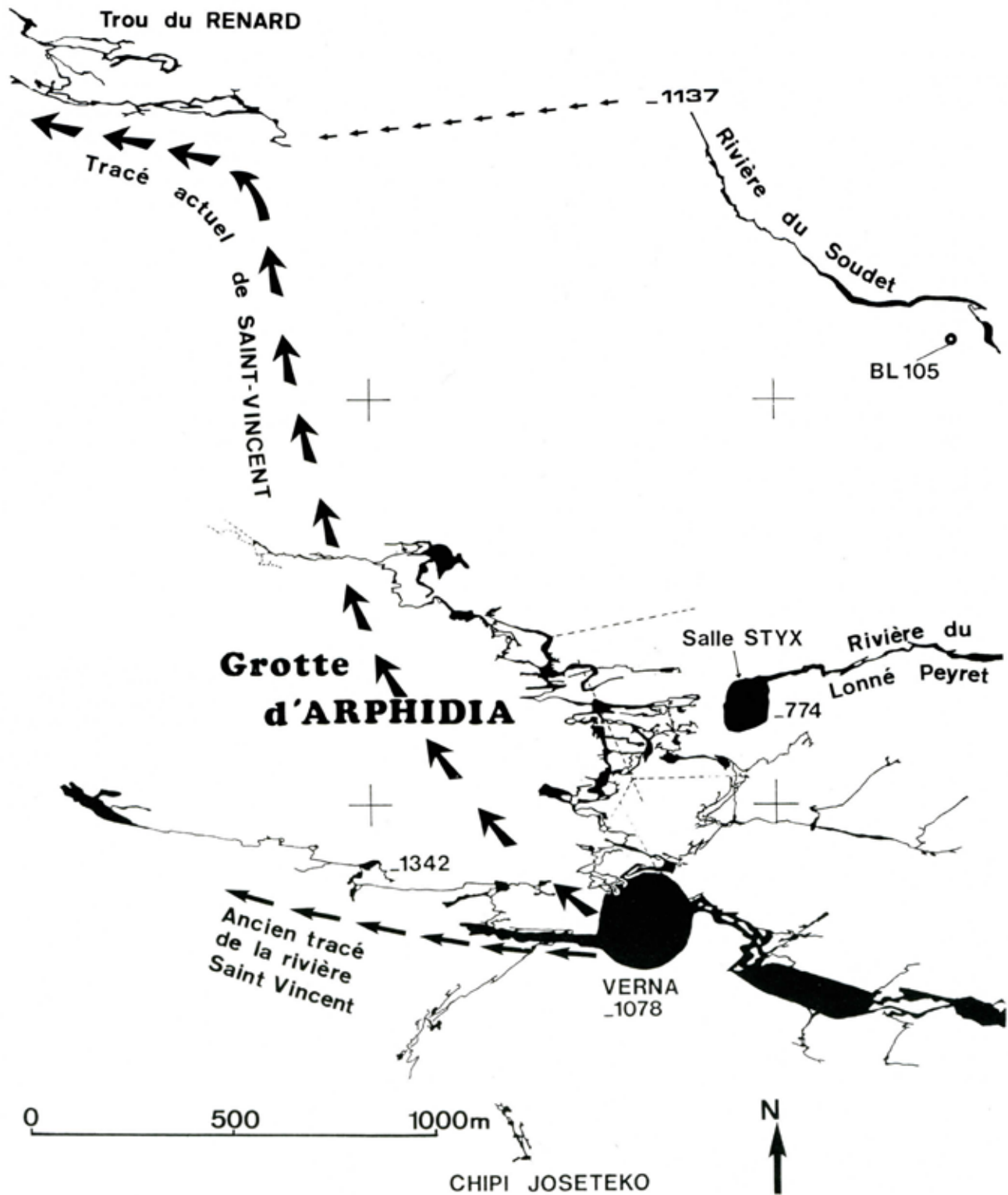


Fig. 11 : Topographie des réseaux et organisation hydrogéologique et paléohydrologique probable du système aval de St-Vincent (d'après DOUAT et MAIRE, 1987; topographie : ARSIP, S. PUISAIS, mise à jour avril 1987).



## CONCLUSIONS

Cette esquisse de l'histoire du massif de la Pierre-Saint-Martin et de son contexte proche, depuis le Primaire, montre plusieurs axes de recherche à poursuivre :

- Pour le socle hercynien, l'étude structurale et litho-stratigraphique s'avère indispensable, en particulier dans la zone aval du système de la PSM, afin de mieux comprendre l'architecture du plissement hercynien. La synthèse topographique des réseaux donne déjà une bonne approche de la topographie de la surface pénéplanée mais, il faudra l'affiner. La recherche de poches paléokarstiques permettra, elle, de remonter aux diverses phases de karstification qui ont pu se succéder entre la fin du plissement hercynien et le dépôt des calcaires des canyons. De plus, l'étude de l'extension des calcaires primaires sous la couverture secondaire permettra aussi de mieux comprendre le phénomène de capture des écoulements, en relation avec le soulèvement du massif et l'abaissement consécutif du niveau de base. Sur un plan purement spéléologique, cette étude guidera les travaux d'exploration des réseaux profonds et de l'aval des systèmes Saint Georges et Saint Vincent.
- L'analyse litho-stratigraphique détaillée de la série des calcaires des canyons est à reprendre entièrement à partir de différents gouffres connus (coupes complètes jusqu'au socle) selon les transects N-S et E-W pour mettre en évidence les variations latérales (faciès, puissance...) et une paléogéographie plus précise de l'ancienne plateforme carbonatée.
- L'étude de la karstification tertiaire des calcaires des canyons est fort utile si on veut tenter de dater le début de la mise à nu des calcaires et calcschistes (supposée du Miocène moyen ou supérieur) après le décapage partiel des flyschs du Campanien-Maestrichtien. Pour se faire, il est nécessaire de recenser et analyser les poches et paléoconduits à remplissage d'argile rouge qui ont été recoupés par les réseaux plio-quaternaires. Ces « altérites », piégées jusque dans l'endokarst, sont riches en oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium. Elles témoignent bien d'une altération continentale sur les calcaires et flyschs sous climat tropical à subtropical, chaud et humide, à saisons contrastées (?), et à une époque où le gradient hydraulique était peu important.
- L'étude topographique des réseaux « récents », c'est-à-dire plio-quaternaires, est bien avancée. Depuis une vingtaine d'années, les spéléos ont réalisé là un travail d'une importance scientifique considérable. À la suite de l'étude détaillée des remplissages fluvio-glaciaires exceptionnels de la galerie Aranzadi, qui a permis de remonter jusqu'au milieu du Quaternaire moyen (–400 ka), il importe de recenser et commencer à étudier les autres sites sédimentaires souterrains, comme dans le gouffre AN.8. Ces recherches doivent aller de pair avec celles des dépôts de surface : moraines, sols et paléosols, remplissages de dépressions (brèches climatiques), concrétionnements mis à jour

par l'érosion glacio-karstique. C'est pourquoi, il faudra étudier simultanément l'amont (recul et abaissement des surfaces karstiques) et l'aval du géosystème (adaptation à l'abaissement du niveau de base).

D'emblée, on observe l'intérêt fondamental des explorations, observations et topographies des spéléologues, car elles sous-tendent toutes les recherches scientifiques ultérieures. Et, aujourd'hui, il est peu de sciences où une activité, à la fois sportive et d'exploration, a tant apporté dans un domaine de la connaissance.

C'est dans cet esprit d'estime mutuelle, parfaitement compris à la PSM par les spéléos d'exploration (scientifiques sans le savoir) et les scientifiques spéléos, que l'ARSIP et son comité scientifique continueront à susciter et coordonner ces recherches, utiles à tous, qui renouvellent notre vision d'un massif karstique légendaire, apparemment connu, mais qui nous pose encore tant de questions passionnantes auxquelles, seul un travail de recherche minutieux et suivi et une collaboration de tous, nous permettra d'apporter des réponses.

## REMERCIEMENTS :

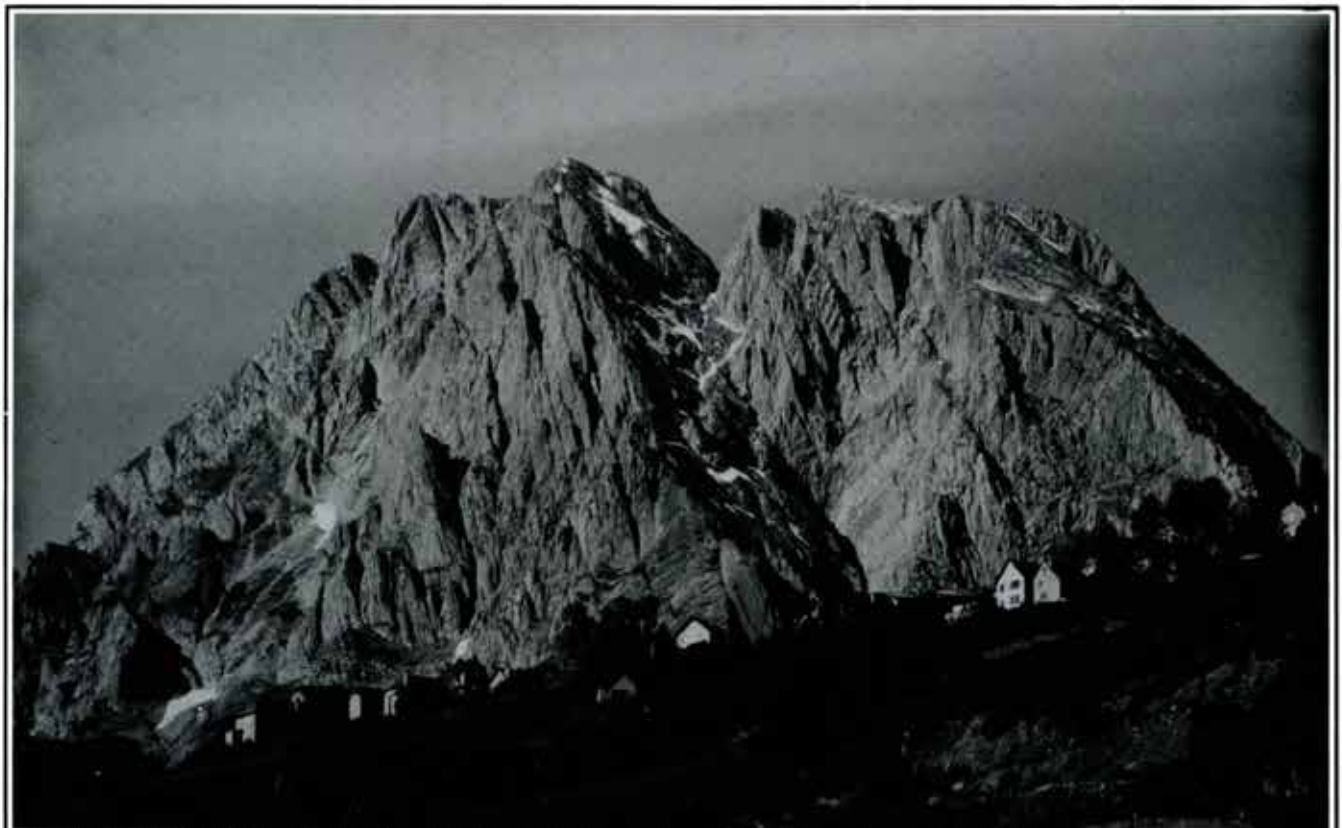
Les auteurs tiennent à remercier MM. J.-P. RICHERT, P. SORRIAUX et Ph. TRESSE de la société ELF AQUITAINE pour leurs conseils et les renseignements précieux qu'ils leur ont apporté.

ÂGE (en Ma)	PÉRIODE/ÉPOQUE	NATURE DES TERRAINS	ÉVÈNEMENTS GÉOLOGIQUES	CLIMAT	CYCLES MORPHOGÉNÉTIQUES
0,010	HOLOCENE		Karstification "haut-alpine"		
	PLEISTOCENE SUP.	Moraines de Ste-Engrâce	Karstification "haut-alpine"		
0,130	PLEISTOCENE MOY.	Moraines de Ste-Engrâce Brèches intergl. d'alt. Dépôts fluvio-glaciaires d'Aranzadi-AN8	Karstification "haut-alpine" Poursuite surrection Forte érosion glaciaire	Tempéré humide de montagne	
0,73	PLEISTOCENE INF.	Fluvio-glaciaire souter. inconnu	Poursuite épirogenèse Premières glaciations		Cycle pyrénéen tardif
1,8	PLIOCENE	Sols rouges (?) Décapage et piégeage dans l'endokarst (?)	Poursuite épirogenèse Début creusement grands réseaux karstiques (?)	Subméditerranéen	
6	MIOCENE SUP. MIOCENE MOY.	Sols rouges, début piégeage dans l'endokarst Conglomérats piémont (Jurançon)	Début épirogenèse Reprise forte érosion, Karstification	Subtropical	
20 (?)	MIOCENE INF. (Aquitainien)	Conglomérats piémont	Fin plissement pyrénéen s.s		
25	OLIGOCENE	Conglomérats piémont	Suite plissement pyrénéen Erosion zone axiale		
37 43-49	EOCENE SUP. EOCENE MOY. (ou Lutétien)	Premiers conglomérats piémont	Erosion zone axiale Début orogenèse pyrénéen. (émersion)	Tropical	Cycle pyrénéen s.s.
55	EOCENE INF. PALEOCENE	Calcaires, conglomérats, flyschs	Régression et fin du comblement du sillon flysch		
65	MAESTRICHTIEN	Flyschs schisto-gréseux	Subsidence, comblement sillon flysch		
70-75	CAMPANIEN	Début flyschs schisto- gréseux Calcschistes, calcaires silicifiés (chailles)	Début subsidence		
80	SANTONIEN	Calc. massifs, graveleux Calc. grossiers, bioclast.	Plate-forme carbonatée ouverte (léger enfoncem.)		
85 (?)	CONIACIEN TURONIEN	Dolomies Calcaires fins	Transgression générale	Equatorial-Tropical humide	
95	CENOMANIEN	Calcaires détritiques	Début transgression de la mer		
100	ALBIEN	Poudingues de Mendibelza au N de la zone axiale	Epirogenèse Erosion du socle primaire		Episode de "Mendibelza"
100	ALBIEN APTIEN	Marnes (bassin d'Arette) Calc. urgoniens	Transgression de la bordure nord (zone nord-pyrén.)		
110 120	NEOCOMIEN	Lacune (zone nord-pyr.)	Emersion : orog. "néo-cimé- rienne" (?), karstification du Malm (bauxite)		Episode "néo-cimérien"



ÂGE (en Ma)	PÉRIODE/ÉPOQUE	NATURE DES TERRAINS	ÉVÈNEMENTS GÉOLOGIQUES	CLIMAT	CYCLES MORPHOGÉNÉTIQUES
141	MALM DOGGER LIAS	Calc. cristallins Calc. argileux noirs	Plate-forme épicontinentale peu profonde		
200	TRIAS SUP. TRIAS MOY. TRIAS INF.	Marnes gypsifères/ophites Calcaires, dolomies Argilites et grès rouges	Distension, volcanisme Transgression limitée Suite érosion zone axiale	Plus sec	
225 230	PERMIEN	Latérites (ferralites) piégeage endokarst Pérites, grès rouges continentaux	Aplanissement épi-hercynien (érosion/karsts) Orog. hercynienne (phase "asturienne")		Cycle hercynien pyrénéen
280	STEPHANIEN	Grès (faciès détritiques)	Début régression et surrection		
290	WESTPHALIEN NAMURIEN	Schistes et grès psammitiques	Sédimentation lacustre de type rythmique	Equatorial humide	
325	VISEEN	Grès "Culm" Schistes à nodules phosphatés	Transgression marine avec zone émergée à l'Est		
335	FAMENNIEN TERMI- NAL/TOURNAISIEN	Lacune	Emersion : orog. "bretonne" karstification calc. "griottes"		Episode « breton »
345	DEVONIEN SUP.	Calcaires "griottes"	Plate-forme carbonatée		
360	DEVONIEN MOY.	Calc. de plate-forme	ouverte vers l'Est		

Rétrospective chronologique des événements géologiques et morphogénétiques du Dévonien à l'Holocène dans le secteur de la Pierre-Saint-Martin (synthèse : MAIRE, 1988).



Constitué de calcaires dévoniens probablement mis à jour par l'érosion glaciaire, le Bilhare domine le village de Lescun

## BIBLIOGRAPHIE

- BERNATZKY (M.)** — 1971 — Minéralisations, in Notice explicative de la carte géologique de Larrau (1/50000), p. 15-16, BRGM.
- BOIRIE (J.-M.) et SOUQUET (P.)** — Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. *Bull. Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Vol. 6 n° 2 — 1982 — p. 405-435.
- CANEROT (J.) et DELAVAUZ (F.)** — 1986 — Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolitites du sommet de Sarailé. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, Série II, n° 15, p. 951-956.
- CASTERAS (M.)** — 1971 — Notice de la carte géologique de Larrau (1/50000), BRGM.
- CASTERAS (M.)** — 1974 — Les Pyrénées, in *Géologie de la France*, t. II, p. 296-345, Doin, Paris.
- CHOUKROUNE (P.)** — 1976 — Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mém. de la Soc. géol. Fr.* n° 127, 116 p., t. LV.
- DEBOURLE (A.) et DELOFFRE (R.)** — 1976 — Pyrénées occidentales : Béarn, Pays-Basque. *Guide géologique régional*, 175 p., Masson, Paris.
- DE LUCA (P.), DUEE (G.) et HERVOULET (Y.)** — 1985 — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 1, n° 2, p. 249-262.
- DOUAT (M.) et VIGNEAU (B.)** — 1981 — Le système du Soum Couy (Pierre St-Martin). *Bull. ARSIP*, n° 12-15, p. 37-43.
- DURAND-DELGA (M.) et al.** (1980) — La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain languedocien. *Itinéraires Géologiques : Aquitaine, Languedoc, Pyrénées*, p. 1-77, *Elf-Aquitaine*, Mém. 3, Pau.
- ERASO (A.)** — 1981 — Banque de données géologiques. *Bull. ARSIP*, n° 12-15, p. 100-103.
- HENRY (J.)** — 1987 — Enquête géologique sur les Pyrénées. *Bull. Techn. Explor. Production, Spécial n° 37*, 83 p., *Société Nat. Elf-Aquitaine (Production)*.
- HERRERO (N.), SAINT-AUBIN (J.) et ERASO (A.)** — 1983 — El analisis estructural como herramienta para predecir direcciones de drenaje karstico, primeros resultados en Larra. *Karst-Larra 82* (Jornadas sobre planificación de las expediciones espeleológicas en Larra), p. 11-29, Diputación Foral de Navarra.
- KUNAVER (J.)** — 1979 — Some experiences in measuring the surface karst denudation in high alpine environment. *Actes du Symposium international sur l'érosion karstique*, U.I.S., Aix-en-Provence/Marseille/Nîmes, p. 75-85.
- MAIRE (R.), DOUAT (M.), SALOMON (J.N.), QUINIF (Y.) et BAUER (J.)** — 1987 — Pierre Saint-Martin, Réunion AFK/ARSIP : 3-6/9/87. Livret-guide, 57 p.
- MAIRE (R.)** — 1989 — Les karsts de haute montagne. *Thèse d'Etat*, UA 903 du CNRS, Aix-en-Provence-Nice (à paraître).
- MIROUSE (R.)** — 1966 — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte géol. Fr.*, 451 p., Ministère de l'Industrie, Imprimerie Nationale, Paris.
- POMEROL (Ch.) et BABIN (Cl.)** — 1977 — Précambrien, ère paléozoïque : stratigraphie paléogéographie. Doin, Paris, 429 p.
- POMEROL (Ch.)** — 1975 — Ère mésozoïque : stratigraphie et paléogéographie. Doin, Paris, 383 p.
- POUIT (G.) et FORTUNE (J.-P.)** — 1980 — Métallogénie comparée des Pyrénées et du Sud du Massif Central. *Itinéraires Géologiques : Aquitaine, Languedoc, Pyrénées : Elf-Aquitaine*, Mém. 3, p. 381-439.
- QUINIF (Y.) et MAIRE (R.)** — 1986 — Etudes sédimentologiques et datations radiométriques dans le gouffre de la Pierre St-Martin (Pyrénées-Fr.) : contribution à l'étude du Quaternaire pyrénéen. *Actes du congrès international de spéléologie de Barcelone*, Union Inter. de Spéléologie.
- RIBIS (R.)** — 1965 — Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la haute chaîne dans la région de la Pierre St-Martin (Basses-Pyrénées). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Fac. des Sc. de l'Université de Paris.
- VELASQUE (P.-C.) et DUCASSE (L.)** — 1986 — Tectonique et sédimentation dans la couverture crétacée des Pyrénées occidentales (Haute Soule). Arguments en faveur de la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, Série II, n° 16, p. 1027-1032.
- WINNOCK (E.)** — 1974 — Le Bassin d'Aquitaine, in *Géologie de la France*, tome 1, p. 259-293, Doin, Paris.