

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XIV (1970)

O V I E D O

Núm. 3

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD.
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

G. Mary (*).—DEPOTS MARINS ET EOLISATION ANCIENNE PRES DU PHARE DE PEÑAS.

L'extrémité nord du Cap de Peñas est une région plane, dominant la mer. Elle appartient à la rasa dite de 100 m et considérée comme une surface d'abrasion marine depuis les travaux de HERNÁNDEZ PACHECO, LLOPIS LLADO, JORDÁ CERDÁ & MARTÍNEZ (1957). Cependant, aucun dépôt marin n'avait été signalé en ce lieu. Or, à l'Ouest du Phare de Peñas, plusieurs poches de galets se rencontrent au sommet de la falaise. Les quartzites armoricains (Skiddavien) constituent le substratum. Les strates sont dirigées NE-SW. Elles pendent de 45° à 60° vers le SE. Elles forment la retombée sud d'un anticlinal dont les îles Erbosa et Brava sont le flanc nord. Un sol noir, très humifère revêt la roche. Une végétation de bruyères et d'ajoncs se développe. L'eau de pluie stagne dans des espaces nus, et l'un d'eux expose des galets.

La poche principale est installée sur une assise schisteuse interstratifiée dans les quartzites. Elle mesure près de 80 m de longueur et 2,50 m d'épaisseur. Deux petites poches se voient un peu à l'Ouest. Il s'agit de galets dont la plupart ont une taille comprise entre 42 et 85 mm. Des amas de gros galets et de petits blocs de quartzite s'aperçoivent à différents niveaux. Pour des galets mesurant de 42 à 60 mm de longueur, l'indice d'aplatissement selon la définition de CAILLEUX et TRICART (1959) est compris entre 1,80 et 3,52 avec 2,20 pour valeur de la moyenne. L'indice d'éroulé varie de 93 à 545 et la valeur la plus fréquente est 226. Des graviers et du sable combrent les interstices. Des granules arrondis de quartzite, parfois en voie d'arénisation, composent la fraction grossière du sable. Les grains dont le diamètre est inférieur à 0,4 mm sont des quartz anguleux. Le matériel contient encore de minuscules fragments de coquille. Le taux de calcaire est d'environ 1 %. Il s'agit de matériaux déposés en milieu marin. L'altitude du gisement est 92 m. Vers le Sud, la surface d'abrasion s'élève jusqu'à 101 m près de la route du phare, presque au contact avec les schistes llandeiliens. Pa-

(*) C. S. U. Le Mans - Laboratoire de Géologie - Faculté des Sciences de Caen.

rallèlement à cette concordance et à quelques 100 m de distance, des chicots de quartzites s'alignent. Leur altitude croît du NE vers le SW, à l'image de la série des îlots actuels de Gavieras situés également au contact des quartzites et des schistes. Cette surface d'abrasion marine correspond à celle décrite au cap de Torres, (VIRGILI *et al.* 1968). Si la continuité de la rasa dite de 100 m est admise depuis au moins Luarca jusqu'à Gijón, il semble qu'il faille rejeter l'hypothèse d'un âge tyrrhénien pour cette surface ainsi qu'il l'a déjà été suggéré dans une publication antérieure (MARY 1968). Il faut la dater du début du Quaternaire, ou même du Néogène Pliocène.

L'espace nu qui révèle les dépôts marins montre également un pavage éolien, fait de fragments de quartzite parallélépipédiques ou pyramidaux. Leur longueur est comprise entre 12 et 40 cm. Ils présentent des arêtes régularisées moins tranchantes que celles obtenues par cassure, et dont le trajet est rectiligne bien que présentant parfois des points d'inflexion. Des cupules ornent la face supérieure. Les faces latérales sont plus unies, un peu arrondies vers le haut. Sauf pour quelques cailloux éolisés, la surface de base n'a pas été travaillée par le vent. Quelques galets marins ont acquis la morphologie éolienne. Certains cailloux sont des tranches de gros galets. Mais la forme très anguleuse de la plupart d'entre eux montre qu'ils n'avaient pas été antérieurement façonnés par la mer. Les traces d'éolisation se rencontrent aussi près de la route là où il n'y a pas de sédiment marin. Ils semblent que les cailloux qui ont enregistré l'action du vent proviennent du démantèlement superficiel de la rasa après le retrait de la mer. Un sol noir, épais de 0,50 m, les recouvre. Il contient 34 % de matière humique. La fraction minérale est assez fine; la médiane des diamètres des grains est voisine de 260 μm . Il s'agit essentiellement de quartz dont beaucoup sont picotés, mais aucun n'est un véritable rond mat. Les quartz composent deux stocks, l'un à grains anguleux et sales et qui proviennent de l'arénisation subrécente des quartzites tandis que l'autre a ses grains émoussés luisants, légèrement picotés. Les cortèges des minéraux lourds du sol et du sable du dépôt marin sont identiques. Ils diffèrent de celui des quartzites armoricains. Les sables sont en partie allochtones par rapport au substratum. Ils ont servi d'abrasif pour sculpter les cailloux sous l'action du vent. La formation sableuse devait s'étendre avec une certaine ampleur vers le Nord. Si la rasa date du début du Quaternaire ou du Pliocène, l'éolisation, bien que postérieure à l'abrasion

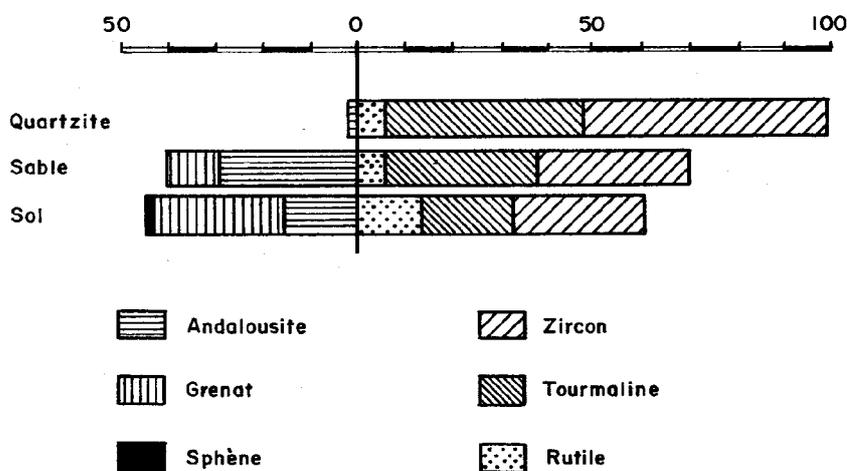


Tableau des minéraux lourds.

Fig. 1

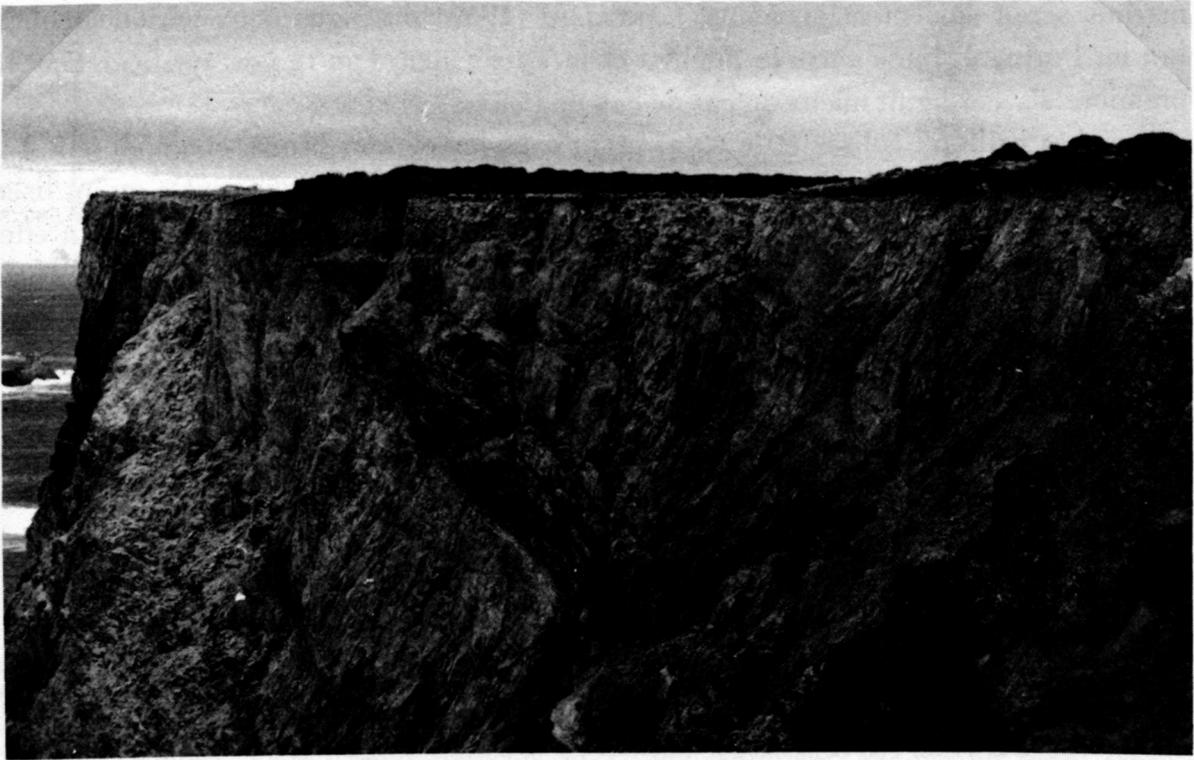


Fig. 2.—Poches de galets au Cap de Peñas.

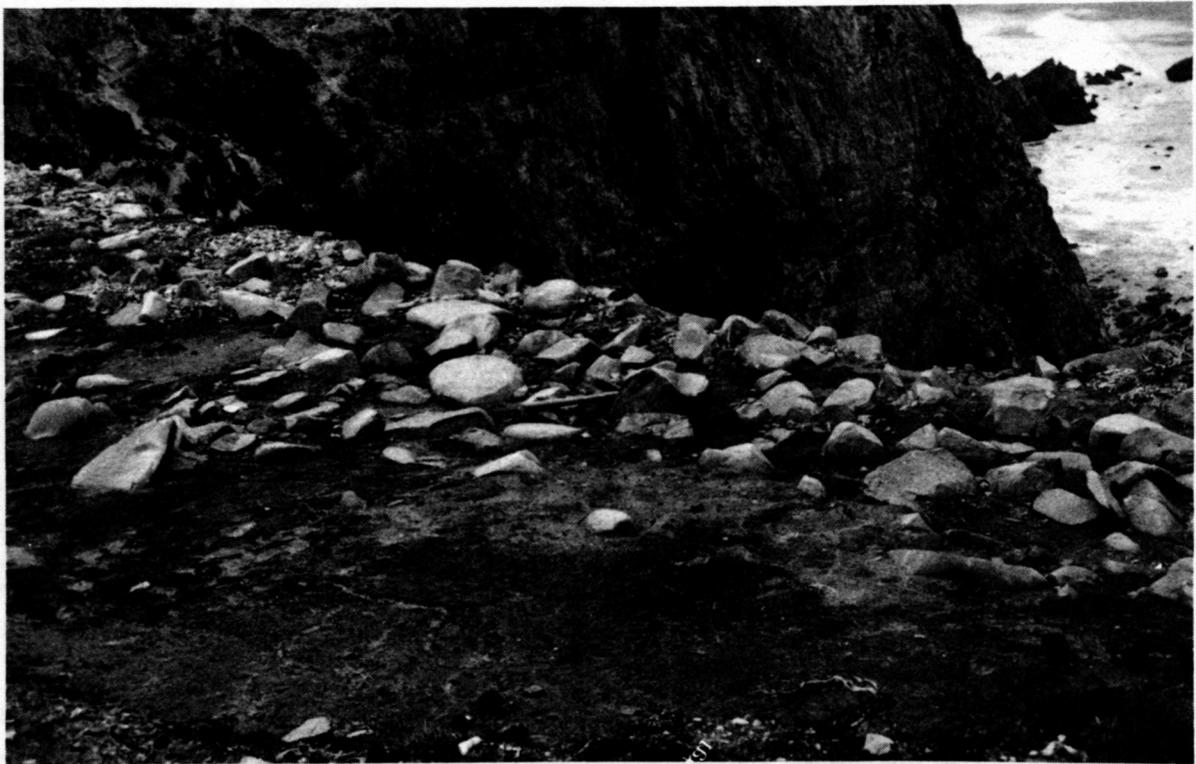


Fig. 3.—Pavage éolien au Cap de Peñas.

marine, serait également ancienne. CARVALHO (1952) distingue deux périodes éoliennes au Portugal, l'une entre le Sicilien et le Tyrrhénien, l'autre post-tyrrhénienne. La première s'accorderait mieux au cas du cap de Peñas.

Les cailloux éolisés et le substratum sous le sol sont bruns, et s'opposent à la blancheur des quartzites de la falaise. L'observation microscopique révèle qu'un liseré ferrugineux cerne les grains de quartz. Il s'agit d'un processus pédologique. En effet, le sol présente un horizon humifère épais de 50 cm reposant directement sur la roche mère. Il s'apparente aux rankers cryptopodzoliques ou pseudo-alpins que FRANZ (1956) dénomme rankers atlantiques. Les composés ferrugineux migrent en profondeur sans constituer de véritable horizon d'accumulation. Ils s'insinuent dans les quartzites sur 1 à 2 cm d'épaisseur. La partie enrichie en fer finit par se desquamer et fournit les graviers et les granules roux de la fraction grossière des sables du sol.

- CAILLEUX, A. & TRICART, J. (1959).—Initiation à l'étude des sables et des galets. C. D. U., Paris.
- CARVALHO, G. S. de (1952).—Les époques d'éolisation du Pleistocène dans la bordure occidentale méso-cénozoïque du Portugal *Congr. Géol. Intern.*, Sect. VII, fasc. VII, pp. 77-81, Alger.
- FRANZ, H. (1956).—Drei Klimabedingte Ranker-Subtypen Europas (VI^e Congr. Intern. Sc du sol, Paris, V. 22, Vol. E, p. 135-141).
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., LLOPIS LLADO, N., JORDÀ CERDA, F. & MARTÍNEZ J. (1957).—Livret guide de l'excursion N^o 2. Le Quaternaire de la région cantabrique. INQUA. V^e Congr. Intern EXCMA Diputación provincial de Asturias. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. (1962).—Mapa Geológico de Asturias Hojas números 1 y 2. Estudio de la región del cabo de Peñas - Exema. Diputación provincial de Oviedo.
- MARY, G. (1968).—Les formations marines actuelles et fossiles à l'embouchure du Rio Esba. (Luarca - Asturias - Espagne). *Cah. Océan.*, XX, 8, pp. 683 - 693.
- VIRGILI, C., MARY, G., SUÁREZ, L. C. & BRELL, J. M. (1968).—Depósitos marinos del cuaternario antiguo (?) sobre la cuarcita armoricana del Cabo Torres (Gijón). *Breviora Geol. Asturica*, Año XII, n.º 2, pp. 4-8, 3 fig., Oviedo.

A. Maldonado (*), S. Reguant (), & J. Truyols (***)**.—LA SUCESION LITOSTRATIGRAFICA DEL TERCARIO DE SAN VICENTE DE LA BARQUERA (SANTANDER)

En su memoria «Recherches géologiques dans la Région Cantabrique» (1920), MENGAUD describió una sucesión de tramos en la cuenca terciaria de San Vicente de la Barquera (Santander) y los caracterizó desde el punto de vista lito- y biostratigráfico. Ello le permitió establecer una escala cronostratigráfica para la serie.

Los siete tramos inferiores de esta serie fueron descritos del perfil de Peña Saria (cfr. *op. cit.*, p. 218, fig. 45). Hoy día este corte no puede examinarse con nitidez por estar parcialmente enmascarado por plantaciones forestales; para rehacer su estudio resultan más adecuados otros cortes citados por el mismo MENGAUD.

(*) Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad de Barcelona.

(**) Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas. Barcelona.

(***) Departamento de Paleontología, Universidad de Oviedo.

Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda para el Fomento de la Investigación en la Universidad.