

LES FORMATIONS CONTINENTALES DU BASSIN DE SORIA  
(NW Chaînes ibériques) AU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE  
INFERIEUR. RELATIONS ENTRE TECTONIQUE ET  
SEDIMENTATION

PAR  
JEAN SALOMON \*

## RESUME

Après la régression marine qui se produit au Kimmeridgien, le bassin de Soria s'individualise en bassin continental. Au cours d'une première phase (Kimmeridgien-Hauterivien?), il se structure en fossé dont la sédimentation, souvent très importante, est contrôlée par un cadre morfo-structural sans cesse réaménagé. A partir du Barrémien, une seconde phase tectonique restructure le bassin dont une partie seulement (au SW) est encore occupée par des dépôts continentaux. A l'Albien supérieur, une troisième phase intègre le bassin à un dispositif beaucoup plus vaste, la plate-forme nord castillanne. Les derniers dépôts continentaux qui s'étendent à cette époque (Utrillas) sont surmontés par les premiers niveaux marins de la transgression du Crétacé supérieur.

## RESUMEN

Tras la regresión marina que se produce en el Kimmeridgiense, la cuenca de Soria se individualiza como cuenca continental. Durante una primera fase (Kimmeridgiense-Hauteriviense), se estructura como fosa, en la que la sedimentación, a menudo muy importante, está controlada por un cuadro morfo-estructural en continua reinstalación. A partir del Barremiense, una segunda fase tectónica rees-

\* Institut des Sciences de la Terre, Laboratoire associé au CNRS, n.º 157, Université de Dijon. 6, Bd. Gabriel, 21100 DIJON (France).

tractura la cuenca, de la que una sola parte (al SW) queda ocupada aún por depósitos continentales. En el Albiense superior, una tercera fase integra la cuenca en un dispositivo mucho más amplio, la plataforma nord-castellana. Los últimos depósitos continentales, que se extienden en esta época (Utrillas), son cubiertos por los primeros depósitos marinos de la transgresión del cretácico superior.

Après la régression marine qui s'achève au Kimmeridgien et jusqu'aux premiers dépôts marins du Cénomaniens, des formations continentales variées se développent dans le bassin de Soria (Fig. 1).

Durant cette longue période qui s'étend sur quelques 20MA, l'histoire continentale du bassin ne se déroule pas d'une façon continue. Dans cet intervalle de temps, des mouvements tectoniques (jeu de failles et flexures) créent un cadre morphostructural sans cesse rééaménagé. Cependant, il apparaît que trois phases principales puissent

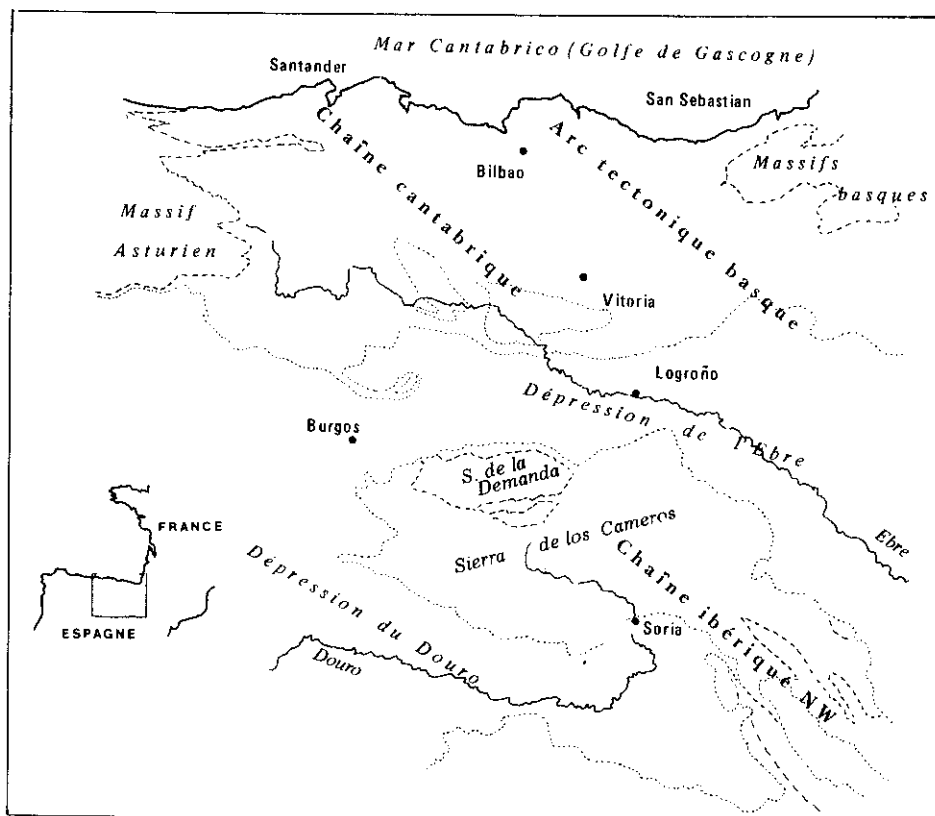


FIG. 1.—Situation du bassin de Soria à l'intérieur de la marge N ibérique.

être définies. Chacune correspond alors à un dispositif morpho-structural et sédimentaire particulier; ainsi vont se succéder au cours du temps trois grands types de remplissage dont nous allons présenter les traits essentiels. Mais, avant d'aborder l'étude du bassin sorien il est nécessaire d'en présenter la structure actuelle car celle-ci est le reflet des importantes structurations auxquelles le bassin a été soumis pendant son histoire continentale.

## LA STRUCTURE ACTUELLE

Le bassin de Soria forme un vaste ensemble comprenant la Sierra de los Cameros, constituée par des terrains mésozoïques, et le massif primaire de la Demanda (Fig. 1). La Sierra de los Cameros se rattache, au SE, à la branche aragonaise des Chaînes ibériques. Le reste du bassin est bordé de toutes parts par les dépressions à remplissage tertiaire et quaternaire de l'Ebre et du Douro. Du point de vue structural et sédimentaire, la Sierra de los Cameros ne constitue pas un tout homogène comme il semblerait au premier abord. Elle se partage en deux zones caractéristiques (Fig. 2):

- une zone orientale qui présente une épaisse couverture de Crétacé inférieur continental. Elle est déformée par un grand bombement, l'anticlinal d'Oncala, dont l'axe, parfaitement rec-

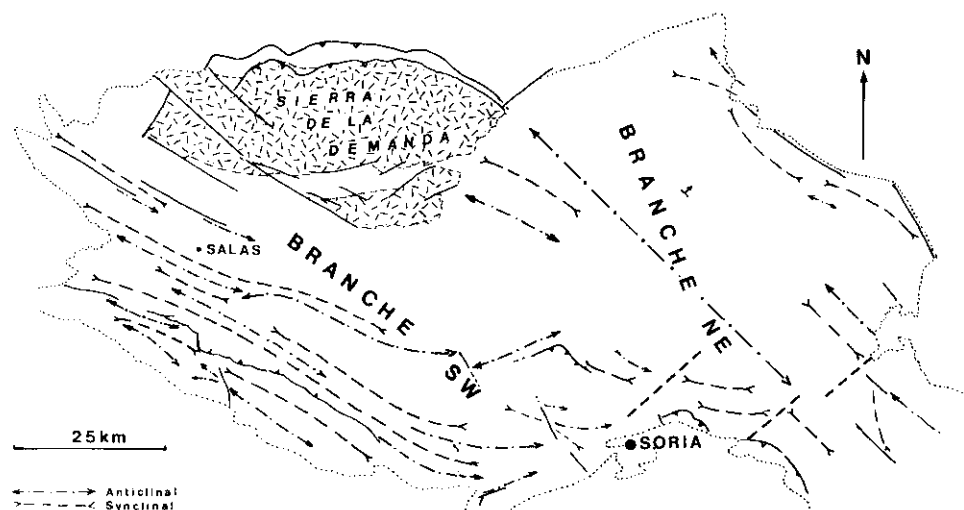


FIG. 2.—Schéma structural du bassin de Soria.

tiligne, s'oriente sur N135. Sa retombée SW est déformée au N par de petites structures liées à la surrection de la Demanda, au S par une série de plis serrés avec des virgations d'axe autour de failles N60.

Sa retombée NE, d'abord monoclinale, se déforme au contact de la bordure actuelle du bassin, le long de laquelle apparaissent des anticlinaux à coeur jurassique, injectés de trias. Cette même bordure se partage en plusieurs tronçons avec leurs structures propres. Enfin, au SE, le bombement d'Oncala se résout en une série de structures dont la plupart gardent l'orientation N135 de l'accident principal:

- une zone occidentale, étroite et allongée, dont la direction dominante est N120. La couverture Crétacé inférieur est nettement moins épaisse, voire très réduite. Il en résulte des plis nombreux, souvent très serrés, dont les axes sont fréquemment rigoureusement parallèles. Ceci, ainsi que les virgations insolites de certains plis (Fig. 2) font penser à l'existence d'accidents profonds sur lesquels se sont moulées les structures actuelles.

Ces caractères permettent alors de distinguer deux branches structurales, une branche NE (zone orientale), une branche SW (zone occidentale). Différentes par leurs structures ces deux zones le sont plus encore par leur contenu sédimentaire. Comme nous le verrons, elles s'opposent dès l'Oxfordien marin, puis constamment au cours des deux premières phases continentales. Mais, dans tout le bassin, c'est autour des structures majeures exprimées actuellement que nous pouvons observer, entre autre, des limites d'extension de dépôts, des condensations rapides de strates ou encore des changements importants de faciès.

## LA REGRESSION MARINE A LA FIN DE L'OXFORDIEN

Des premiers indices régressifs se manifestent dès la fin du Callovien. Puis la mer se retire à l'Oxfordien inférieur et ne réapparaît qu'à l'Oxfordien moyen (P. F. BULARD, 1972). A ce moment, elle n'occupe plus qu'une bande étroite, le détroit dit de Soria, qui s'étend pratiquement sur la zone orientale définie plus haut; toute la zone occidentale du bassin est alors émergée et vraisemblablement déjà soumise à l'érosion. A la fin de l'Oxfordien, la mer se retire de la partie Ouest du détroit; certains dépôts sont soumis aux actions de la pédogenèse (ex: Soria, Torrecilla, Montenegro), d'autres plus an-

ciens à une profonde altération (karstification à Renieblas). Dans la partie E et SE du détroit s'accumulent des conglomérats quartzeux qui noient progressivement les édifices à Polypiers, fréquents en cette fin de l'Oxfordien. Souvent puissants, ces épandages détritiques grossiers sont vraisemblablement nourris par le Bloc de l'Ebre, émergé à cette époque (P. F. BULARD, 1971).

Au Kimméridgien inférieur, la mer a totalement abandonné le bassin de Soria et ne persiste plus que dans la branche ibérique arago-naise, sans monter vers le Nord plus loin que Ricla (Fig. 3).

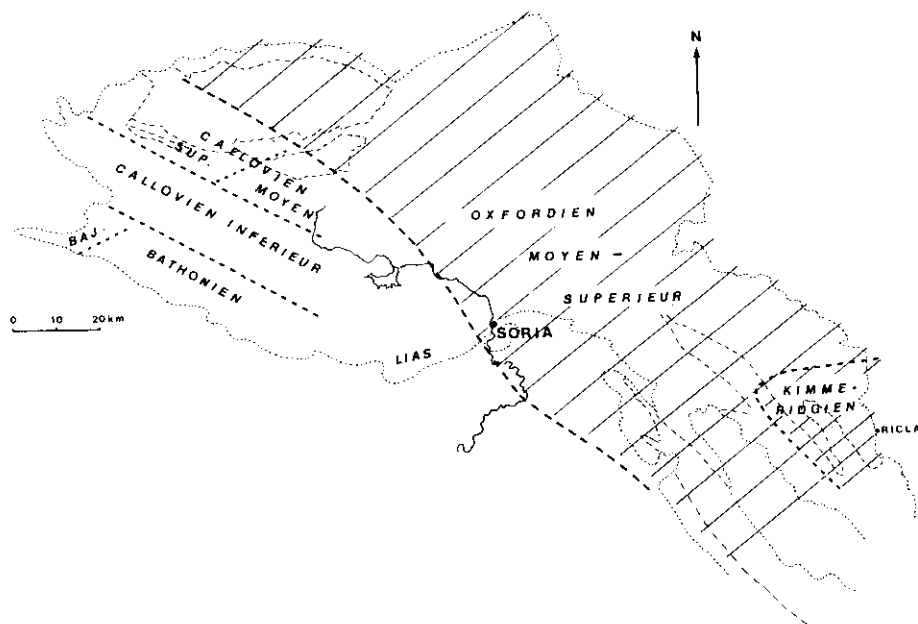


FIG. 3.—La paléogéologie anté-phase I.

A partir de ce moment se produisent les premiers jeux tectoniques qui vont structurer, par phases successives, le bassin continental sorien.

#### PHASE I: le fossé sorien

Cette phase débute au Kimméridgien (sup ?), âge des premiers dépôts rencontrés; elle ne s'étend guère au delà du Valanginien. C'est la phase la plus importante et la plus complexe qui touche le bassin

sorien car elle donne naissance à un important fossé qui se structure très finement au cours du temps et qui reçoit un important matériel sédimentaire des plus variés. La sédimentation est alors sous le contrôle direct du cadre morphostructural dont elle enregistre les moindres modifications. C'est pourquoi l'histoire de cette phase a retenu principalement notre attention.

Le domaine sur lequel vont s'étendre les premiers dépôts continentaux semble déjà structuré; il est d'ailleurs vraisemblable que cette structuration était en partie acquise dès l'Oxfordien. Si à l'Est du bassin les dépôts reposent sur l'Oxfordien marin (localement érodé), à l'Ouest, ils recouvrent une véritable paléogéologie (Fig. 3), vaste dispositif monoclinale, faillé, puis érodé où l'on voit affleurer du SW au NE: le Bathonien moyen ou sup. —le Callovien inf.— le Callovien moyen ou supérieur. Ces bandes jurassiques s'allongent suivant la direction N120, direction caractéristique de la zone occidentale.

A cette structuration se superpose l'ébauche d'une autre structuration qui naît avec le premier stade du futur fossé sorien.

#### — *Le stade I*

Ce stade, assez long s'étend du Kimméridgien (sup. ?) au Berriasien inférieur p.p.; il peut être considéré comme un stade de préparation. Les structures qui contrôlent la dynamique du domaine sédimentaire sont à peine esquissées. Le bassin de Soria ne s'est pas encore individualisé puisqu'une partie des dépôts qui se développent pendant ce stade couvrent aussi la partie NW de la branche ibérique aragonaise (Fig. 4).

Les dépôts sont relativement uniformes quant à leur environnement. Ils appartiennent à des dispositifs de piedmonts qui sont circonscrits au pied des faibles reliefs entourant le bassin en voie de formation; ils sont limités dans l'espace —latéralement et longitudinalement— et peu épais en général.

Il est possible de distinguer dans ces dépôts—des corps détritiques composés de conglomérats polygéniques et de grès rouges étalés dans les zones de chenaux divagants —des corps de marnes et calcaires marmorisés ou nodulés, dépôts de la plaine d'inondation soumis à la pédogenèse après les crues— des corps de calcaires lacustres déposés dans des lacs permanents plus ou moins étendus.

Ces épandages, de type piedmont, ne présentent jamais une organisation de «cone alluvial» (avec décharges grossières importantes). Au contraire, ils sont organisés souvent en séquences verticales granodé croissantes et se sont étalés sur un pays presque plat, dans des cuvettes peu profondes, au gré de la divagation des chenaux et des successions des cycles inondations assèchements.

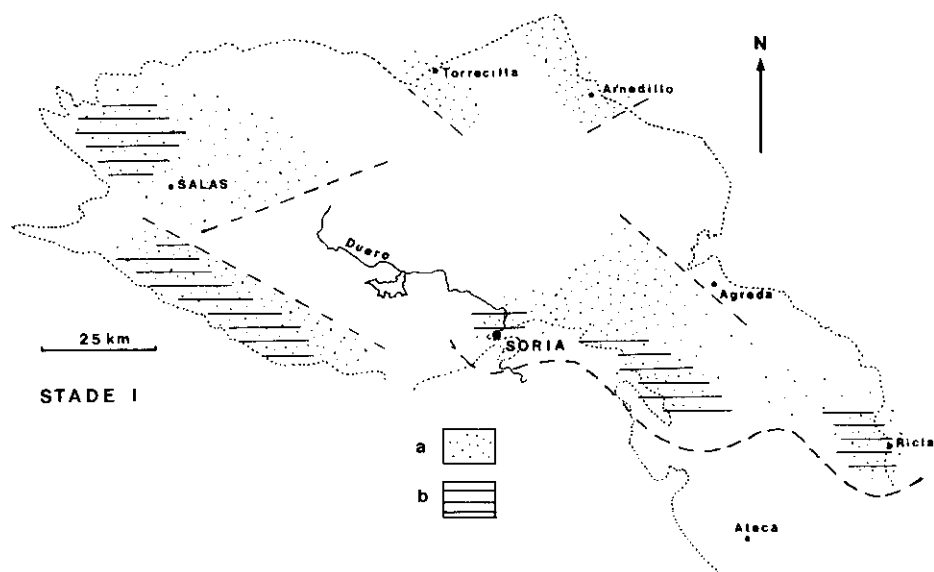


FIG. 4.—Phase I, stade I. Extension des dépôts de piedmont et structuration du bassin: a) Dépôts à dominante détritique.—b) Calcaires lacustres.

Ces piedmonts envahissent une grande partie de la zone occidentale, ainsi que la partie SE de la zone orientale et son prolongement ibérique. Il faut souligner l'importance des calcaires lacustres dans ce dispositif, calcaires qui apparaissent parfois très tôt (dès le Jurassique supérieur) et qui vont s'étendre pendant toute la fin du stade en des zones privilégiées, cuvettes subsidentes entretenues par le jeu de certaines structures (Fig. 4). Mais, une grande partie (le centre du bassin) de la Sierra n'est pas encore occupée par la sédimentation continentale.

#### — le stade II

Il se déroule pendant le Bérriasien et représente, pendant cette courte période, un moment où l'activité dynamique du bassin est la plus intense. Il marque une rupture totale avec le stade précédent, à la fois par l'intensité des structurations qui s'y déroulent, et par les types d'édifices sédimentaires qui s'y construisent. Pendant ce stade, de nombreuses structures compartimentent le bassin en blocs d'inégales mobilités, créant ainsi de fortes dissymétries dans les épaisseurs des dépôts et des variations brutales dans celles-ci. Enfin, cette structuration qui conduit au développement d'un fossé se déroule en plusieurs étapes bien repérables. Chacune correspond à un comparti-

mentage particulier qui induit une organisation et un développement caractéristique de système sédimentaire.

A) Le bassin de Soria se coupe de la branche ibérique aragonaise. Seule la zone orientale du bassin participe pour l'instant à l'histoire sédimentaire. De plus, la sédimentation ne touche que la partie S et SE de cette zone. Le domaine sédimentaire prend une forme de L, structurée suivant les directions N60 et N135. La structuration crée de nombreux compartiments aux mobilités très contrastées: aux quelques 1.000 à 1.500 m de sédiments qui s'accumulent au niveau des compartiments les plus subsidents s'opposent les 50 à 100 m de dépôts que l'on trouve au niveau des bordures ou des compartiments les moins mobiles.

Au cours de cette étape se construit un système sédimentaire comprenant (Fig. 5):

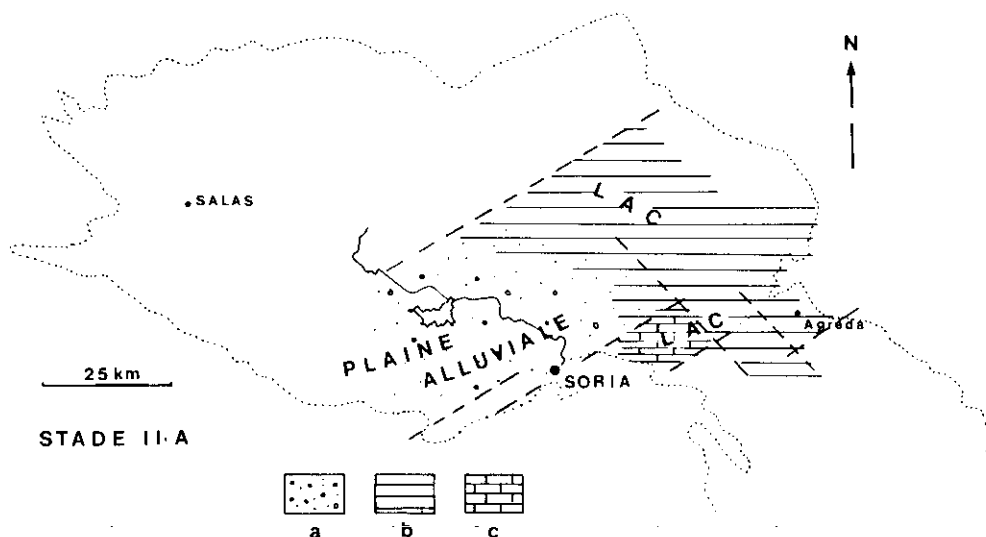


FIG. 5.—Phase I, stades II. Les dépôts et leur environnement structurations successives du bassin (A, B): a) Conglomérats, grès et silts.—b) Silts, Argilites, calcaires.—c) Calcaires.

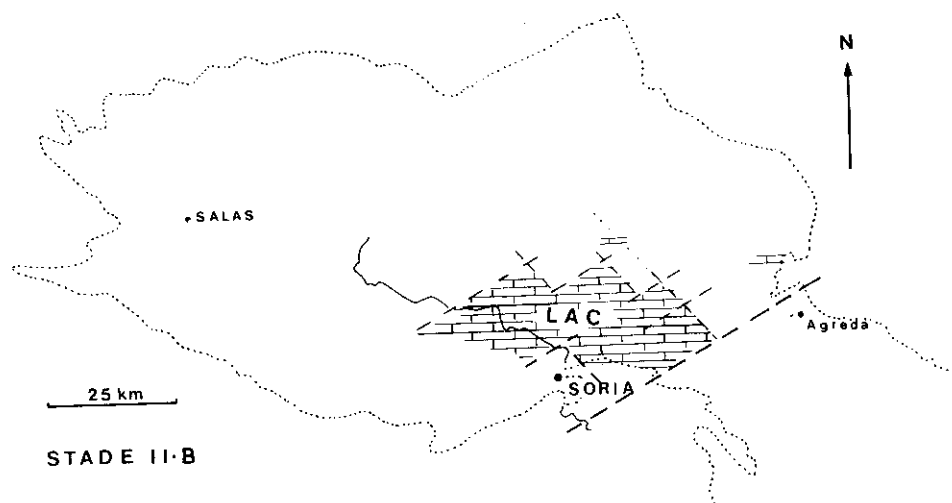
— un corps de plaine alluviale de type «réseau en tresse» qui s'allonge du SW au NE et dont l'alimentation paraît se faire à partir du bloc mesetan. Les dépôts sont à 90 pour 100 siliceux.

— des corps lacustres dont la lithologie dépend d'apports plus locaux. Dans l'ensemble la sédimentation lacustre sera dominée par



les détritiques, mais au SE se développent des calcaires à Ostracodes dans lesquels les traces de dessèchement fréquentes attestent du caractère encore précaire de certaines étendues d'eau.

B) La sédimentation est encore circonscrite au secteur précédent mais elle n'en occupe plus qu'une partie. Dans le même temps, un changement dans la nature des dépôts s'est opéré. L'essentiel de la sédimentation est constituée en effet par des calcaires lacustres qui occupent un étroit secteur, véritable cuvette assez finement structurée, installée au SW de la ligne Oncala N135, ligne qui paraît maintenant jouer un rôle prédominant par un jeu flexurant. Au NE, en effet,



n'existent que des flaques lacustres isolées et souvent temporaires. La structuration du domaine lacustre est contrôlée par des flexures orientées sur N60. C'est une structure de ce type qui ferme d'ailleurs maintenant le bassin au SE. Il existe encore des compartiments aux mobilités inégales mais moins contrastées qu'auparavant (100 à 800 m au centre des compartiments). Par contre, les condensations des strates sont toujours importantes et rapides au niveau des flexures bordières du domaine sédimentaire (Fig. 5).

A l'intérieur de ce lac permanent, à sédimentation calcaire, les environnements sont variés, reflétant des situations nombreuses: éloignement ou proximité des rives, morphologie du fond, épaisseur de la tranche d'eau. C'est ainsi que s'observent des calcaires à Ostraco-

des, à Charophytes, des calcaires stromatolitiques. Il n'y a pas de ceinture palustre ce qui montre une permanence des eaux dans la cuvette lacustre.

C) Cette étape se marque par une extension des dépôts qui envahissent alors toute la zone orientale, sans toutefois toucher les bordures NE, et une partie de la zone occidentale (y compris l'actuel Massif de la Demanda) (Fig. 6). Le domaine sédimentaire est franche-

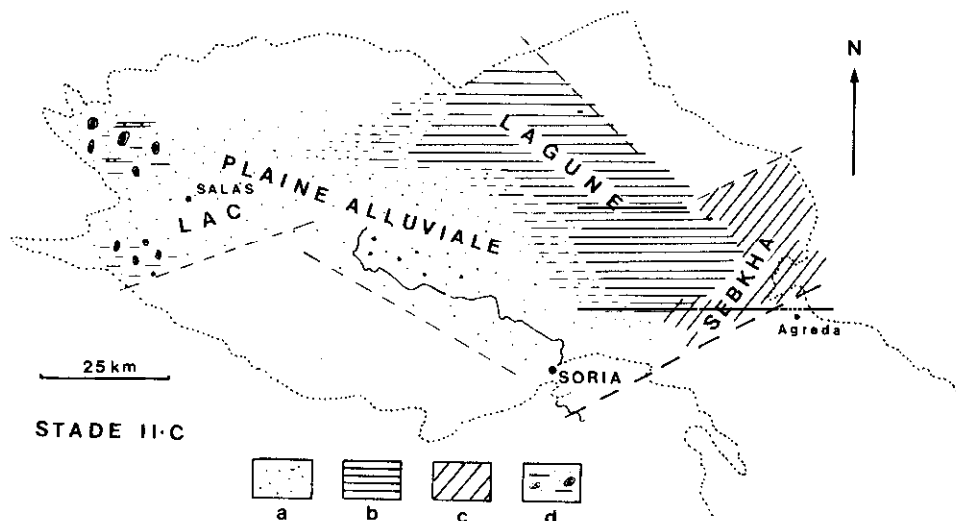
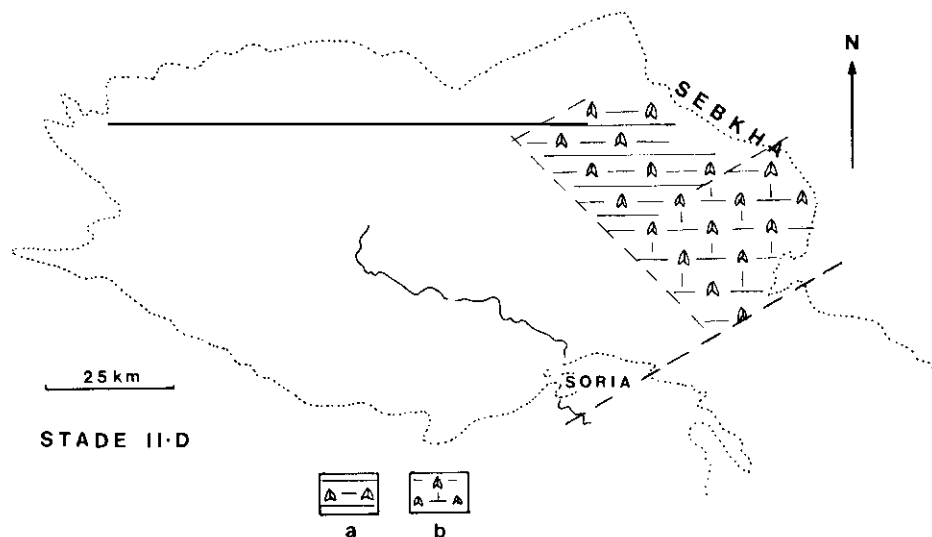


FIG. 6.—Phase I, stade II. Les dépôts et leur environnement, structurations successives du bassin (C, D): a) Conglomerats, grès.—b) Argilites noires.—c) Calcaires dolomitiques.—d) Calcaires gréseux à oncolites (II-C).—a) Argilites gypseuses.—b) Calcaires laminés à gypse (II-D).

ment coupé au SE par une structure N60. Au SW existe une structure N120, sensiblement parallèle à la vallée du Douro, au voisinage de laquelle les strates se condensent fortement et qui par conséquent constitue une limite structurale des plus nettes. Les autres limites du domaine sédimentaire sont plus floues. Par contre, à l'intérieur de celui-ci de nombreuses structures N135 et N60 le compartimentent, structures affectant essentiellement la zone orientale. C'est autour de l'axe actuel d'Oncala (N135) que se présentent les plus fortes épaisseurs (1.000-1.800).

Le dispositif sédimentaire central se compose d'une plaine alluviale passant au NE à une vaste lagune (avec argilites noires), permanente ou temporaire. Dans ces deux ensembles, la sédimentation est

essentiellement détritique (conglomérat-grès-argilites). Mais aux deux extrémités du domaine se développent —un lac avec grès calcaires et oncolites à l'Ouest— une sebkha avec calcaires dolomitiques à l'Est (Fig. 6).



D) Avec cette dernière étape, le domaine sédimentaire s'est à nouveau rétréci et se trouve déporté au NE de l'axe d'Oncala (Fig. 6). La subsidence est peu marquée. Les quelques 200 m de sédiments qui s'y déposent sont composés d'argilites ou de calcaires dans lesquels la présence de lits millimétriques de gypse est constante. C'est donc dans un environnement de sebkha que se clot l'histoire du stade II.

### — Le stade III

Des mouvements tectoniques vont à nouveau modeler le tréfonds et restructurer le bassin. Un troisième et dernier ensemble de dépôts est alors induit par ces mouvements qui se succèdent suivant deux étapes successives.

A) La structuration crée un bassin qui occupe la zone orientale, exceptée la partie SW, et une partie de la zone occidentale. Les sédiments débordent vers le NE les dépôts du stade II mais se condensent très rapidement au niveau de la bordure NE actuelle du bassin. Des discordances progressives attestent de l'activité de cette bordure

pendant cette phase. En outre, une condensation rapide des strates s'observe aussi au voisinage de la vallée du Douro, dans la zone occidentale: ceci oblige à placer une limite structurale assez nette à ce niveau, limite que nous avons évoquée au cours du Stade II-C. Enfin, l'axe de subsidence maximum est maintenant relativement près de la bordure NE (avec 1.000 à 2.500 m de sédiments). La dissymétrie du bassin est alors des plus prononcés.

Les dépôts s'organisent en corps sédimentaires qui se juxtaposent parallèlement à l'axe de subsidence du bassin. Du SW au NE se succèdent —des grès et conglomérats quartzeux fluviaux— des grès et grès argileux lacustres dans lesquels les marques de resédimentation sont nombreuses - des argilites parfois calcaires avec localement des Unios, Viviparus et Ostrocodes. Sur les bords NW et SE du bassin la sédimentation s'est enrichie en carbonates et à l'Ouest du bassin un important cône de déjection (cône d'Urbion) s'étend au pied du Massif de la Demanda en empruntant au Carbonifère de celle-ci ses matériaux (Fig. 7).

B) L'extension et la structuration du domaine sédimentaire est difficile à cerner car les dépôts ne sont actuellement observables qu'aux extrémités du domaine. Il est vraisemblable que son extension est peu différente de celle observée antérieurement. Il semble cependant que la subsidence maximum se produise immédiatement au voisinage de la bordure NE.

L'environnement uniforme est celui d'une lagune à dépôts fins, d'argilites noires, avec localement des apports fluviaux (Fig. 7).

### *Conclusión sur la phase 1*

Après un temps assez long (Kimméridgien-Berriasien inférieur p.p) où le bassin n'est encore qu'une grande cuvette dont seul le pourtour est occupé partiellement par des dépôts de piedmonts alluviaux, la formation du fossé se produit rapidement (Berriasien-Valanginien), avec une succession d'activités et de rejeux tectoniques. Pendant les stades «fossé» dont les structures sont sans cesse réaménagées, les ombilics de subsidence se déplacent, se rapprochant de plus en plus de la bordure NE actuelle. En même temps, leur surface est de plus en plus restreinte. De la sorte, le profil transversal du fossé est fortement dissymétrique.

Au cours de l'histoire du fossé, apparaissent fréquemment d'épaisses formations d'argilites noires à faunes saumâtres, traduisant une tendance au confinement. Des faciès évaporitiques (dolomites-gypse) se développent soit en fin d'épisode de «rifting», soit au cours de celui-ci dans les compartiments peu subsidents.

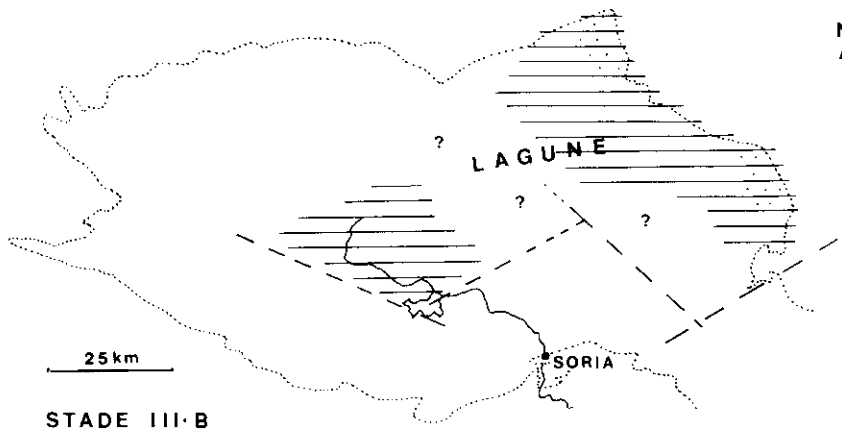
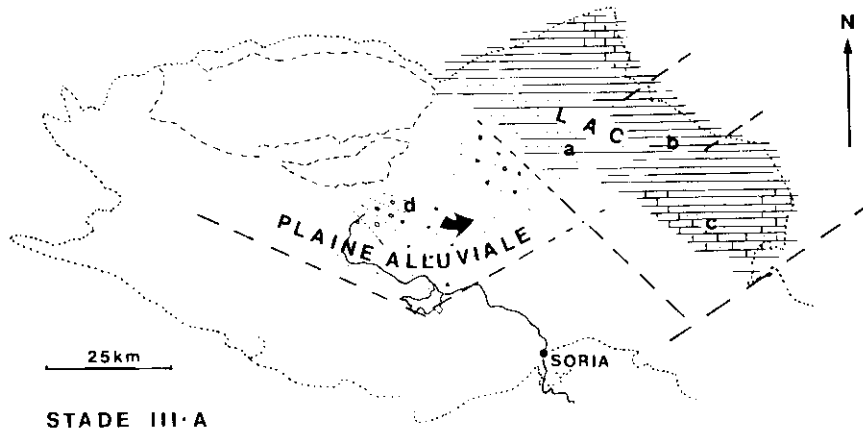


FIG. 7.—Phase I, stade III. Les dépôts et leur environnement, structurations successives du bassin (A, B): a) Grès et silts.—b) Argilites.—c) Calcaires gréseux à *Viviparus*.—d) Cone d'Urbion.

Enfin, les minéralisation en pyrite cubique sont encore un des traits des plus caractéristiques du fossé sorien. Elles se manifestent dans la partie la plus active du fossé, soit au droit des structures centrales (comme la structure N135 dite d'Oncala), soit au droit des failles bordières du SE et du NE. Liés à cette pyrite s'observent des masses de chloritoïdes qui font penser à un anchy-métamorphisme (Arnold et alii 1977), phénomène normal au niveau d'un rift.

## PHASE 2

Elle provoque la naissance d'un nouveau cadre morpho-structural. Les dépôts, qui apparaissent à partir du Barrémien, sont nettement discordants (ils reposent en particulier localement sur le substratum jurassique). Ils s'opposent aux précédents par leur répartition, leur nature, leur organisation. Le nouveau cadre morpho-structural entraîne:

- La formation d'un nouveau bassin de sédimentation, assimilable à une cuvette, qui s'installe dans le SW de la zone occidentale, secteur qui au cours de la phase précédente était pratiquement exclu de la sédimentation (Fig. 8).
- Une sédimentation relativement homogène avec des conglomérats quartzeux et des grès feldspathiques.
- Un mode de mise en place des dépôts essentiellement par voie fluviale dans un système de rivières en tresse.

La subsidence de la cuvette est peu prononcée car l'épaisseur du matériel accumulé ne dépasse pas 500 m (ceci dans l'intervalle de temps Barrémien-Albien). Cependant cette épaisseur est très variable, à la fois latéralement et longitudinalement. En effet, bien que le cadre structural général semble constant tout au long de cette phase, une certaine structuration du tréfonds se manifeste, entraînant tout d'abord un certain compartimentage suivant des directions N120, direction d'allongement de la cuvette (Fig. 9 A). D'autre part, l'observation de la géométrie des prismes sédimentaires (Fig. 8) conduit à penser que le remblaiement de la cuvette se produit du SE au NW (Fig. 9 B).

Le matériel sédimenté se caractérise par son détritisme, par la taille de ses éléments souvent grossiers, par sa nature quartzo-feldspathique. Il faut souligner que les feldspaths (souvent kaolinisés in situ) étaient totalement absents dans les dépôts de la phase antérieure. Ceci démontre que le socle granitique mesetan participe maintenant, en tant que pourvoyeur de matériel, à cette phase.

Enfin, l'étalement du matériel se fait grâce à un système de rivières en tresse qui construit ainsi une plaine alluviale dans toute l'étendue de la cuvette. On y rencontre fréquemment des restes végétaux silicifiés. Et il semble que la densité des chenaux ait été plus importante au SW qu'au NE, là où se trouve par ailleurs la partie la plus subsidence de la cuvette (Fig. 9 A).

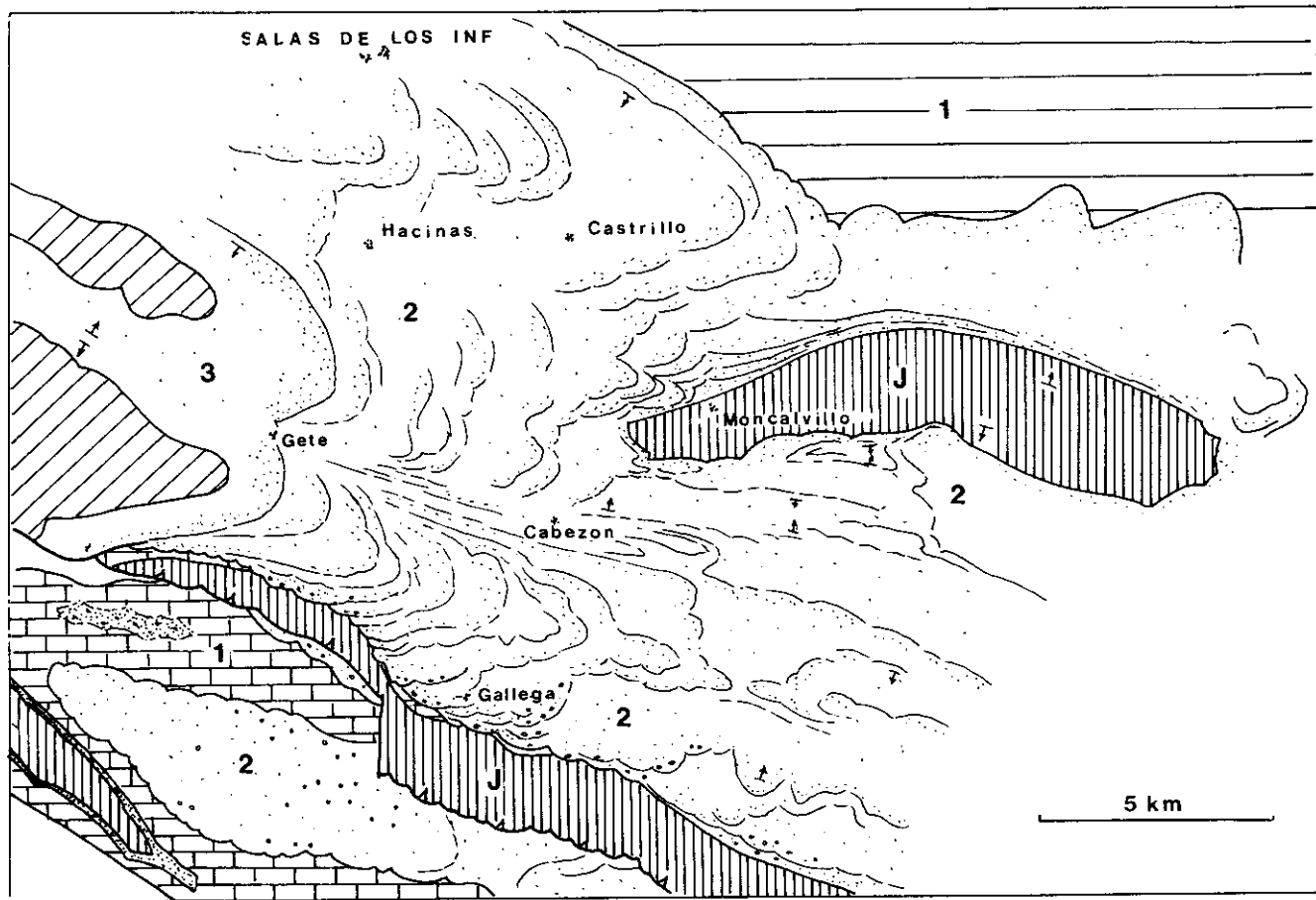


FIG. 8.—Schéma géologique d'une partie de la zone occidentale du bassin de Soria. Discordance cartographique des dépôts fluviaux de la phase 2; emboîtement des prismes sédimentaires au niveau du chevauchement de San Leonardo. 1, 2, 3: dépôts correspondant aux différentes phases de remblaiement du bassin.

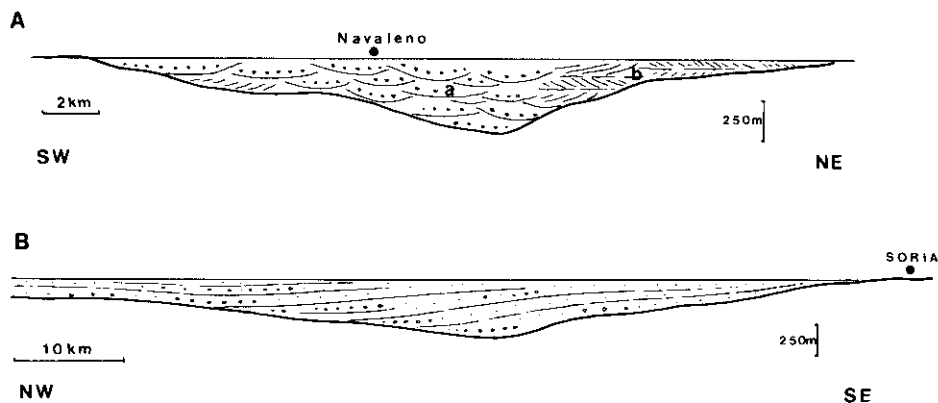


FIG. 9.—Phase 2. Coupes de la cuvette SW: A) Coupe transversale montrant la structuration de la cuvette et la répartition des corps sédimentaires: a) prédominance des corps chenalisés; b) prédominance des dépôts fins de plaine d'inondation.—B) Coupe longitudinales montrant les étapes de remblaiement de la cuvette du SE au NW.

### PHASE 3

Avec cette phase, le bassin de Soria perd son individualité et s'intègre dans un dispositif beaucoup plus vaste (A. ALONSO, M. FLOQUET). Seuls les premiers dépôts sont encore continentaux fluviaux et s'expriment par la formation Utrillas. Celle-ci (50 à 150 m) s'étend d'une façon uniforme sur tout le bassin, fossilisant les anciennes structures, maintenant en partie figées. Progressivement, les dépôts marins envahissent, à partir du Cenomanien, le bassin de Soria intégré alors à la plateforme nord castillanne.

### CONCLUSION

C'est au Jurassique supérieur que le bassin sorien acquiert progressivement son individualité; jusqu'à la transgression du Crétacé supérieur, il fonctionne comme bassin continental. Dans une première phase (Kimméridgien - Hauterivien ?) un important fossé se constitue dans la zone orientale et dans la partie NE de la zone occidentale du bassin. Une seconde phase (Barrémien - Albien) se marque par un réaménagement du cadre morpho-structural et une distribution différente des dépôts qui occupent alors une cuvette sur l'emplacement de la partie SW de la zone occidentale. L'essentiel du contenu continental du bassin sorien se construit ainsi au cours de ces deux phases (Fig. 10). A partir de l'Albien supérieur, le bassin est encore recouvert



par des formations continentales (Utrillas) qui marquent le début d'une troisième phase. Mais il a perdu son individualité et s'intègre à un dispositif beaucoup plus vaste, la plate-forme nord-castillane (Fig. 10).

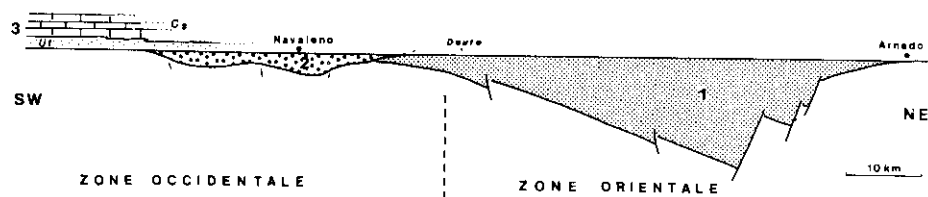


FIG. 10.—Relations géométriques entre les formations continentales du bassin sorbien, phases de remblaiement (1, 2, 3): Ut = formation Utrillas.—Cs = Formations marines du Crétacé supérieur.

L'histoire du bassin sorien au cours de cette période Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ne peut être considérée isolément. Elle fait partie de l'histoire de la marge nord ibérique (P. RAT et alii, 1982-M. AMIOT et alii, 1982, Albacete) et s'explique par l'évolution de cette marge en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la Provincia de Segovia (borde del sistema central). *Seminarios de Estratigrafía*, n.º 7, 271 pp., Madrid.
- ARNOLD, M.; GUILLOU, J. J.; MICHEL, B., et SERVAJEAN, G. (1977): La pyrite du wealdien de la Sierra de los Cameros (Logroño, España), sa liaison avec un environnement volcano-sédimentaire métamorphisé de type rift, 4ème R. A. S. T. Paris.
- BEUTHER, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas Schichten im Westteil der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Ib.*, 44, pp. 103-121, Hannover.
- BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (systematikes, ökologie, stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica*, vol. 152, n.º 4-6, pp. 113-201, 17 pl., 20 figs., 2 tabl.
- BRENNER, P., et WIEDMANN, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. Actas 1.º symposium sobre el Cretácico de la cordillera ibérica, páginas 125-134.
- BRINKMANN, R. (1961): Aperçu sur les Chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne. In: Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. I, pp. 291-299, 5 figs., Mém. h. sér., Soc. géol. France.

- BULARD, P. F. (1972): Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse Fac. Sc. Nice, 253 pp., 100 figs., 39 pl. photo.
- BULARD, P. F.; SALOMON, J., et THIERRY, J. (1973): Le substratum anté-wealdien dans la Sierra de Los Cameros (Espagne). Essais de paléogéologie. *C. R. Acad. Sc.*, 276, pp. 2493-2496, Paris.
- CANEROT, J. (1978): Les Ibérides, essai de synthèse structurale. Livre hom. Professeur L. Sole Sabaris, Barcelona, 15 pp., 6 figs.
- CASANOVAS CLADELLAS, L., et SANTAFA LLOPIS, J. V. (1971): Icnitas de reptiles mezozoicos en la provincia de Logroño. *Acta Geol. Hispánica*, t. VI, n.º 5, pp. 139-142.
- COLCHEN, M. (1966): Sur la tectonique tertiaire du massif paléozoïque de la Sierra de la Demanda (Espagne) et de la couverture mésozoïque et cénozoïque. *B. S. G. F.*, 27, t. VIII, pp. 87-97, Paris.
- CORCHÓN RODRÍGUEZ, F. (1971): Estudio geológico de los alrededores de Valderomán (Soria). Seminario de Estratigrafía, n.º 7, pp. 3-30.
- DEPAPE, G., et DOUBINGER, J. (1956-1960): La flore wealdienne d'Ortigosa (Espagne). *Anales de la Escuela Técnica de Peritos Agrícolas*, vol. XIV, Barcelone.
- FALLOT, P. (1931): Note préliminaire sur le Crétacé de la région de Soria. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 31, 7, pp. 1-7, Barcelone.
- KNEUPER-HAACK, F. (1966): Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Ib.*, 44, páginas 165-209, Hannover.
- MAUTHE, F. (1975): Paläokarst im Jura der Iberischen Ketten (prov. Soria, Nordspanien). *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 150, 3, pp. 354-372, Stuttgart.
- MENSINK, H. (1966): Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Ib.*, 44, pp. 55-102, Hannover.
- MORILLO-VELARDE, M. J., et MELÉNDEZ-HEVIA, F. (1972): «La falla de San Leonardo». Interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Estudios Geológicos*, vol. XXVIII, pp. 65-76.
- OLAGUE, I. (1935): Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja. I. La Sierra de la Peña Isasa. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 35, pp. 25-38, Madrid.
- PALACIOS, P. (1882): Cristales de pirita de hierro en las capas Jurásicas de la provincia de Soria. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 9, p. 223, Madrid.
- PALACIOS, P., et SÁNCHEZ LOZANO, R. (1885): La formation wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. 12, pp. 109-140, Madrid.
- QUINTERO AMADOR, I., et TRIGUEROS MOLINA, E. (1969): El Cretáceo en España. VI. La Cordillera Ibérica, en *El sistema cretácico*, t. 1, pp. 483-493, México, 20ème Congrès géol. Intern.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies purbeckiense y wealdense del Norte de España. Ediciones CEPSA, Madrid, 12 pl., 21 figs., 2 tabl., 68 pp.
- REY DE LA ROSA, J. (1973): Trabajo de Investigación de Pb-Zn en la Reserva de «Lomo Chara» en la provincia de Soria. *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXIV-I, pp. 32-43.

- RÍOS, J. M., et ALMELA, A. (1951): Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro. *Inst. Geol. y Min. España*, libro jubil., t. II, p. 245, Madrid.
- SAEFTEL, H. (1959): Paläogeographie des Albs in den keltiberischen Ketten Spaniens. *Zeitsch. deutsch. Geol. Ges. Bd. III*, Edition 1960, pp. 684-711, t. 3, 16 figs., Hannover.
- SALOMON, J. (1973): *Theriosynoecum fittoni*, sa répartition et sa signification stratigraphique dans le Wealdien du Nord de l'Espagne. *Revue de Micropal.*, vol. 16, n.º 2, pp. 132-136.
- (1980): Apparition des principaux traits structuraux de la Sierra de Los Cameros (Chaîne Ibérique, Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 209, sér. D, pp. 955-958.
- (1980): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabrique et NW ibérique Thèse Fac. Sc. Dijon, 250 pp., 167 figs., 4 pl. photos, 1 carte au 1/200.000.
- (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabrique et NW ibérique). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n.º 6, 228 pp., 168 figs., 1 carte au 1/200.000.
- SÁNCHEZ LOZANO, C. (1894): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño. *Mem. Com. Mapa Géol. España*, t. 18, 548 pp., Madrid.
- TISCHER, G. (1966): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de Los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, 44, pp. 123-164, Hannover.
- (1966): El delta wealdico de las Montañas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 81, pp. 53-78, Madrid.
- VALLADARES, I. (1975): Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda. Thèse Salamanca, 329 pp., 38 figs., 1 carte.
- VIALARD, P. (1979): La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, sér. D, pp. 65-68.
- (1978): Tectogenèse de la Chaîne Ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 287, sér. D, pp. 1103-1106.
- WIEDMANN, J. (1962): Contribution à la paléogéographie du Crétacé vasco-gotique et celtibérique septentrional (Espagne). In: Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. 1, 1 fig., 3 pl. *Mém. h. sér., S. G. F.*, pp. 351-366.
- WIEDMANN, J. (1965): Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique. In: Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon (1963). *Mém. B. R. G. M.*, n.º 34, pp. 819-823.