

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 10	Págs. 151-172	Madrid 1986
----------------------------	---------	---------------	-------------

CARACTERISTICAS SEDIMENTOLOGICAS,  
SECUENCIALES Y TECTOESTRATIGRAFICAS  
DEL TRIASICO DE CANTABRIA  
Y NORTE DE PALENCIA

POR  
J. GARCÍA-MONDÉJAR, V. PUJALTE y S. ROBLES \*

RESUMEN

El sistema triásico está ampliamente representado en extensos afloramientos en Cantabria y Norte de Palencia, que constituyen la parte más occidental de la región Vasco-Cantábrica. Se dispone discordantemente sobre el Pérmico o Carbonífero, y consta de las tres facies características del Triás germánico. El Buntsandstein presenta un importante desarrollo, particularmente en la zona central o de Reinosa, donde alcanza casi 1.000 m de espesor, reconociéndose en el mismo tres macrosecuencias deposicionales aluviales y fluviales (unidades 1, 2 y 3), todas de tendencia vertical positiva. Su sedimentación tuvo lugar en una fosa tectónica de orientación W-E y polaridad E, cuyas dimensiones fueron ampliándose con el tiempo a través de la actuación de fallas sinsedimentarias. El Buntsandstein es sucedido por un Muschelkalk calizo-dolomítico de plataforma marina muy somera, y un Keuper de laguna o albufera arcilloso-evaporítico, en el que se intruyeron masas de ofitas localmente muy importantes. Inmediatamente después de la sedimentación del Keuper, movimientos de compresión N-S dieron lugar a plicgues E-W, parcialmente erosionados durante el Triásico terminal. Por ello, los carbonatos del Triásico final-principios del Jurásico se disponen localmente en discordancia sobre los materiales del Triásico.

Las fallas limitantes de las fosas en las que se acumuló el Buntsandstein se pueden relacionar con un sistema mayor de esfuerzos de desgarre sinistral, localizados principalmente en las importantes líneas de fractura de Ventaniella y Bilbao (de orientación NW-SE).

---

\* Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Univ. del País Vasco. Bilbao.

Una inversión relativa o absoluta de dichos esfuerzos pudo haber causado el plegamiento de finales del período. La pauta de desgarre invocada es compatible con el régimen de esfuerzos postulados en el rift triásico del Golfo de Vizcaya, así como con los movimientos de individualización de la subplaca ibérica que se suponen para aquellos momentos (ZIEGLER, 1982).

## ABSTRACT

The Triassic System is represented widely and thickly in outcrops of Cantabria (Santander) and north of Palencia that form the western part of the Basque-Cantabrian region in north Spain (Fig. 1). It unconformably overlies Permian or Carboniferous materials and consists of the three characteristic facies of the Germanic Trias. The Buntsandstein shows an important development, mainly in the Central zone (Reinosa Sector), where it reaches a thickness of nearly 1,000 m. Three depositional macrosequences of alluvial and fluvial sediments (Units 1, 2 and 3), are recognized (Fig. 2), all of them thinning and fining up in character. Its deposition took place in a W-E orientated tectonic graben (Figs. 3 and 4), which was enlarged progressively as a result of repeated back-faulting (Fig. 5). The Buntsandstein is followed by the Muschelkalk, up to 100 m thick, with shallow marine calcareous facies, in turn overlid by the Keuper, of lagoonal clays with evaporites, with ophitic intrusions. Immediately after the Keuper sedimentation, compressive N-S movements created W-E folds that were partially eroded along its axis. There, the carbonates of the Uppermost Triassic-Lowermost Jurassic uncoformably overlie older Triassic materials (Fig. 6). The boundary faults of the graben in which the Buntsandstein was accumulated can be related to a major system of simple shear produced by a NW-SE sinistral shear couple, mostly acting along the NW-SE orientated fault lines of Ventaniella and Bilbao (Fig. 7). A change in the relative rate of movement, or even complete inversion from sinistral to dextral, could account for the folding phase of the final triassic (Fig. 8).

The geodinamic pattern postulated for the creation of the Buntsandstein graben is in good agreement with the strike-slip regime invoked for the triassic rift of the Bay of Biscay (sinistral), and with the contemporaneous movements of individualization of the Iberian subplate (ZIEGLER, 1982).

## I. INTRODUCCION

En Cantabria y norte de Palencia el Triásico aparece principalmente en los extensos afloramientos del borde oriental del Macizo

Paleozoico Asturiano, de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y del Río Besaya. Afloramientos más pequeños y aislados se localizan en diversos núcleos de diapiros, repartidos sobre todo en las áreas de Santander, Reinosa y NW de Burgos (Fig. 1). En conjunto, en Cantabria existe la mayor exposición superficial de Trías de todo el norte de España al oeste de los Pirineos. A pesar de su interés intrínseco, posición geográfica estratégica (que permite prolongar hacia el W y NW las reconstrucciones basadas en datos del Pirineo y la Ibérica), y excelente calidad de afloramientos, el Trías de Cantabria ha sido hasta la fecha relativamente poco estudiado. Así, la diferenciación entre los

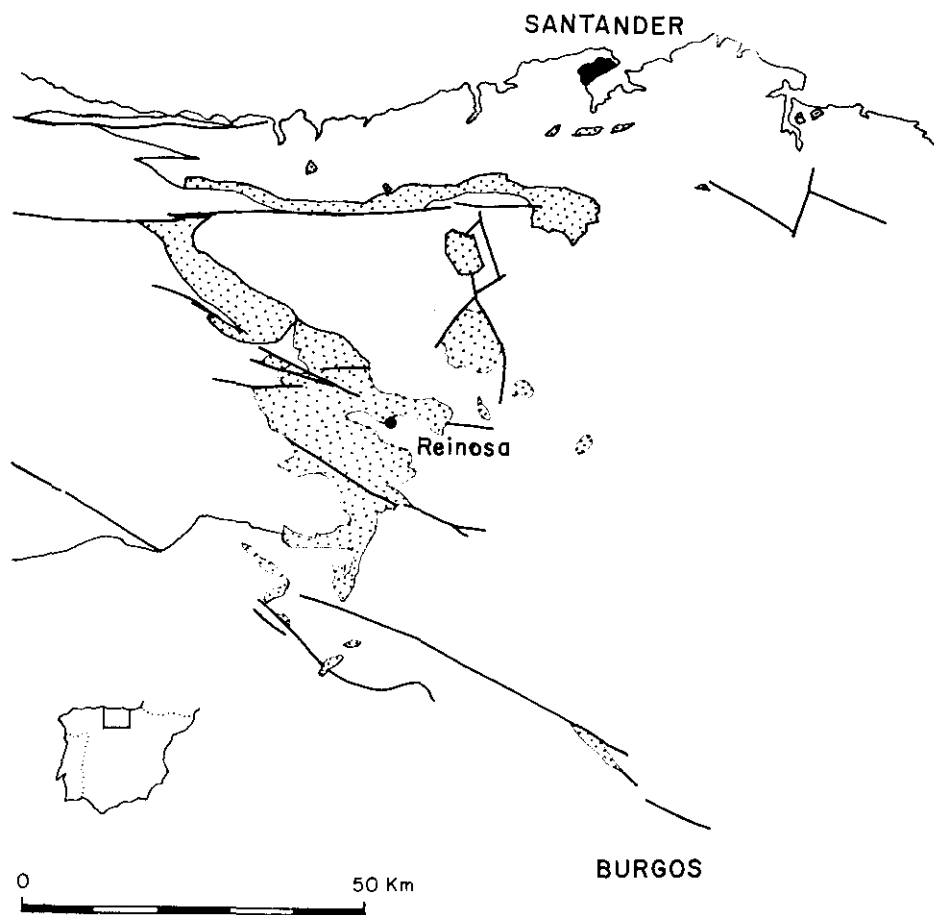


FIG. 1.—Afloramientos principales del Triásico de Cantabria y norte de Palencia.  
 FIG. 1.—Outcrop map of the triassic rocks of Cantabria (Santander) and north of Palencia (N Spain).

materiales del Pérmico y del Trías no se realizó hasta los trabajos de la escuela holandesa de Leiden. Concretamente, la separación de los dos sistemas fue hecha en primer lugar por PAPA (1964) y completada después por SMIT (1966) y MAAS (1968). De JONG (1971 resume los datos previos y los integra en un análisis general de los sedimentos postorogénicos derivados de las Montañas Cantábricas. Posteriormente, CARBALLEIRA (1974) se centra en los afloramientos del norte de Palencia y SAINZ DE OMEÑACA (1974, 1977) analiza en su conjunto el Triásico de Cantabria, que interpreta como depósitos de abanicos aluviales ligados al escarpe de una hipotética falla NW-SE situada en el borde de las actuales Sierras del Hajar y Peña Sagra.

Más recientemente, WAGNER *et al.* (en prensa) realizan la cartografía del Trías de la hoja número 107 (Barruelo de Santullán); MARTINEZ *et al.* (en prensa) la de la hoja número 82 (Tudanca); ALONSO-DIEGO (1985) señala la existencia de dos ciclos sedimentarios en los afloramientos del norte de Palencia, y PUJALTE *et al.* (1985) introducen los rasgos generales tectonoestratigráficos que se desarrollan con mayor extensión en este trabajo.

En la descripción que sigue se trata primero de la organización estratigráfica general y de los aspectos sedimentológicos y secuenciales más destacados de los materiales triásicos, especialmente de las facies Buntsandstein; se consideran después las variaciones laterales de las citadas facies Buntsandstein, demostrando que su depósito estuvo ligado al desarrollo contemporáneo de fosas tectónicas. Se señala, en fin, la existencia de deformaciones compresivas pre-jurásicas, y se avanza, a modo de hipótesis, un modelo geodinámico basado en la actuación de grandes fallas de desgarre como condicionantes, tanto de la creación de las fosas del Buntsandstein como de la citada deformación prejurásica.

## II. ORGANIZACION ESTRATIGRAFICA

La sucesión completa del Trías de Cantabria incluye los tres típicos conjuntos atribuibles a las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, siendo el primero de ellos el más potente y de desarrollo más espectacular.

El espesor de la sucesión varía considerablemente de unos sectores a otros dentro del área estudiada. Las máximas potencias se alcanzan en la zona central (series del Pico Tres Mares y Peña Sagra), con valores de algo más de 1.000 m para la serie del Buntsandstein y Muschelkalk (el espesor real del Keuper es muy difícil de evaluar y oscila grandemente por erosión post-sedimentaria). Hacia el sur la potencia se reduce drásticamente, existiendo en Salinas de Pisuegra, por

ejemplo, alrededor de 200 m. En el norte el espesor oscila entre 100 y 600 m, variación relacionada con la existencia de fuertes paleorrelieves en el techo de la serie paleozoica infrayacente.

Tanto el muro como el techo de los materiales triásicos son sendas superficies de discordancia, de manera que debajo se encuentran indistintamente el Pérmico o el Carbonífero, y encima el Jurásico marino descansando sobre diversos términos de la sucesión. En los apartados que siguen se describe en primer lugar la serie más completa (la de la zona central) indicando a continuación las variaciones que experimenta el Buntsandstein tanto hacia el sur como hacia el norte.

### II.1. Zona Central: serie estratigráfica general

El mejor corte del Buntsandstein de esta zona es el del río Nansa, aguas abajo del Pantano de la Cohílla, que es considerado por tanto como corte tipo. Se han distinguido en el mismo tres unidades.

La Unidad 1 está formada por 70 a 80 m de conglomerados con soporte de cantos y matriz de areniscas cuarcíferas de grano grueso. Los cantos, bien redondeados, son de tamaño variable (canto a bloque) y alcanzan como máximo 50 cm de diámetro. Fundamentalmente son de cuarzo y cuarcita y en menor proporción de arenisca y chert.

Esta unidad representa en conjunto una macrosecuencia positiva (Fig. 2), en la que se individualizan cuatro o cinco unidades menores, que constituyen secuencias complejas. Estas secuencias quedan separadas por superficies erosivas de gran continuidad lateral, remarcadas en algunos casos por tapices areniscosos. A la escala del afloramiento de la Cohílla estas superficies son poco irregulares o planares, si bien a mayor escala podrían representar superficies de canales de dimensiones hectométricas (observables por ejemplo en el afloramiento panorámico de Peña Labra). Cada una de estas secuencias representa un evento deposicional (complejo) principal y está constituida por cuerpos sedimentarios de distinta naturaleza. En las dos o tres secuencias inferiores predominan los depósitos de canales amalgamados de grandes dimensiones (pueden alcanzar cuatro metros de profundidad y amplitud decamétrica o hectométrica). Estos depósitos están constituidos por: *a*) rellenos de canales menores, a veces multi-episódicos, mediante facies conglomeráticas de distinto tipo, masivas (G), con estratificación de surco (Gt), con cantos imbricados (Gm); y *b*) también están constituidos por la superposición de cuerpos conglomeráticos laminares con cantos imbricados, que representan barras longitudinales, y que forman paquetes de 0,5 a 2 m de espesor. Más raramente aparecen rellenos transversales de canal mediante conglomerados con estratificación cruzada. Los sucesivos niveles de conglom-

merados suelen quedar individualizados por superficies planares, más o menos irregulares, y también suelen estar cubiertos por un tapiz de areniscas con laminación cruzada de surco, originadas como dunas migratorias producidas por un flujo menguante.

En las dos secuencias superiores disminuye el tamaño de los cantos y predominan los depósitos de barras. La inferior está constituida fundamentalmente por barras longitudinales (Gm), que forman el relleno de canales amplios y poco profundos. La última secuencia de la unidad 1 está formada fundamentalmente por barras conglomeráticas transversales (Gp), con un sentido muy constante de acreción lateral. Los sucesivos niveles de barras quedan individualizados por restos de dunas arenosas de distinta escala.

Las paleocorrientes medidas señalan un sentido preferencial del flujo hacia el ENE, observándose alguna variación de las direcciones en secuencias sucesivas.

En conjunto la Unidad 1 se interpreta como representativa de las facies de un sistema aluvial extenso y relativamente proximal, en el que predominaban las corrientes acuosas de carácter tractivo y, esporádicamente, las trombas de agua escasamente fangosas y cargadas de cantos y bloques. Las secuencias complejas que se individualizan verticalmente (con paleocorrientes algo diferentes entre sí) resultan del desplazamiento lateral de las zonas más activas del sistema. Estas zonas estaban surcadas por una red densa de canales trenzados. La razón profundidad/anchura de estos canales parece aumentar hacia el techo de la secuencia, como se deduce de la sustitución de las barras longitudinales por las transversales, junto con la disminución del tamaño de los cantos. El conjunto aluvial muestra una macrosecuencia retrogradante, que queda cortada y cubierta de manera relativamente brusca por facies lutíticas de zonas distales (Fig. 2). Este hecho podría explicarse por un rápido retroceso del borde tectónico de la cuenca (con el consiguiente alejamiento del área fuente) ligado a una pulsación tectónica creadora de un *back-faulting*.

La Unidad 2, de unos 60-70 m de potencia, tiene una base erosiva e irregular, y está constituida por una alternancia de lutitas y areniscas rojas, que forman siete u otras secuencias de 6 a 8 m de espesor unitario medio. Estas secuencias están constituidas por un paquete arenoso inferior y un tramo lutítico superior menos potente. Dentro de las areniscas se diferencian: un tramo basal con laminaciones horizontales y de surco; un tramo intermedio de areniscas conglomeráticas con base erosiva y laminación de surco de gran escala y con segregación textural, y, finalmente, un tramo superior similar al basal. En conjunto representan depósitos de relleno de canales arenosos de baja sinuosidad, que se acuñan entre facies areniscosas de margen de canal y de desbordamiento tractivo y que quedan cubiertos por

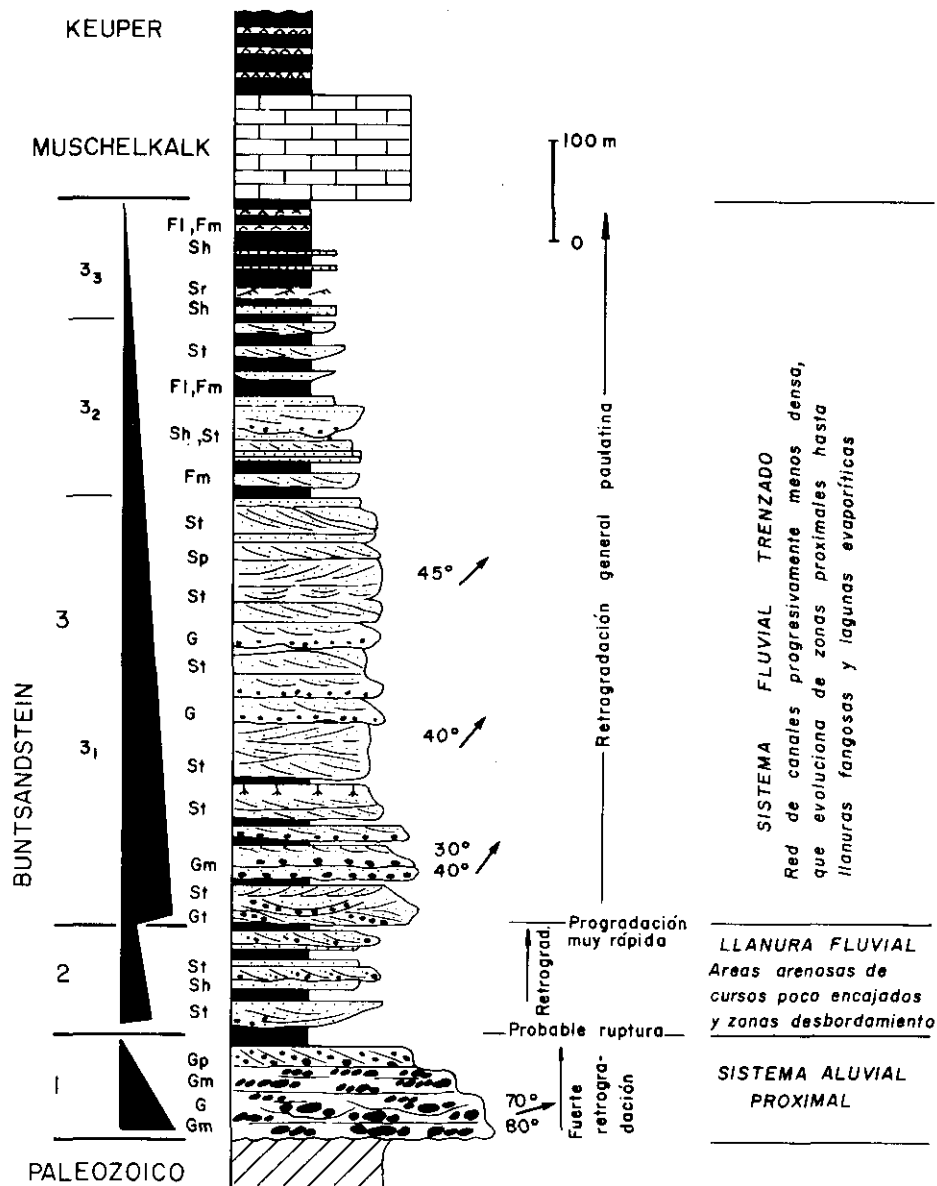


FIG. 2.—Columna estratigráfica compuesta del Triásico de la zona central de Cantabria. El Buntsandstein corresponde al del perfil del río Nansa al norte del Pantano de la Cohilla.

FIG. 2.—Composite columnar section of the Triassic system of the central area. The Buntsandstein is taken from the river Nansa section, north of the La Cohilla reservoir.

lutitas de desbordamiento y decantación. Esta unidad la interpretamos como perteneciente a una llanura fluvial con buen desarrollo de áreas canalizadas, de cursos poco encajados que forman llanuras arenosas extensas, y de zonas de desbordamiento. En conjunto forma una secuencia algo asimétrica de tendencia ligeramente positiva (Fig. 2).

La Unidad 3 es la más potente de la sucesión (alrededor de 700 m), en ella se pueden diferenciar tres tramos litológicos, que en conjunto constituyen una macrosecuencia fuertemente asimétrica de carácter positivo (Fig. 2).

El tramo basal (3<sub>1</sub>) está constituido fundamentalmente por areniscas y en menor proporción por conglomerados de cantos silíceos, bien redondeados y de tamaño normalmente inferior a 10 cm. En las areniscas predominan los granos de cuarzo, pero es destacable la abundancia de feldespatos, que sugieren procedencia de rocas ígneas (probablemente graníticas, DE JONG, 1971). Las lutitas son prácticamente inexistentes en casi todo el tramo y sólo aparecen como cuñas discontinuas entre algunos canales. La parte inferior del tramo está formada principalmente por rellenos de canales amalgamados que forman paquetes de 4 a 14 m de espesor. Estos rellenos están constituidos por secuencias positivas, de 1 a 4 m de espesor de conglomerados y areniscas, por barras conglomeráticas longitudinales, y por dunas arenosas migrantes. También existen rellenos de canales mediante barras arenosas de grandes dimensiones y con un sentido preferencial de migración. En el resto del nivel disminuyen los conglomerados, que aparecen en la base de canales de dimensiones algo menores (1 a 2 m de profundidad, aunque son amplios) y que se colmatan siempre por dunas areniscosas. En la parte media y superior son predominantes los paquetes de dunas y barras arenosas de distintos tamaños unitarios (desde 0,3 m de altura y 1 m de amplitud, hasta 2 m de altura y 8 de anchura). Las paleocorrientes medidas en este tramo indican un sentido persistente del flujo a lo largo del tiempo, que oscila entre N30° y N45°, con predominio hacia el N40°.

El tramo intermedio (3<sub>2</sub>) se caracteriza por la alternancia de depósitos canalizados y facies de desbordamiento. Los canales, de menores dimensiones que en el tramo subyacente, suelen estar rellenos por areniscas con laminación de surco y raramente por microconglomerados. También existen cuerpos areniscosos con alternancia de capas, unas con laminación horizontal de alto régimen y otras con laminación de surco. Las facies de desbordamiento presentan lutitas laminadas y masivas (fuerte bioturbación), con intercalaciones de areniscas de grado muy fino con laminación paralela y *ripple*. Localmente también incluyen conjuntos de capas de 10 a 20 cm de espesor unitario, que por su secuencia interpretamos como eventos turbidíticos producidos en aberturas de desbordamiento.



En el tramo superior (3<sub>3</sub>) predominan las facies lutíticas, con delgadas intercalaciones de areniscas finas laminadas y con algún episodio evaporítico en la parte superior (niveles decimétricos de dolomías con grietas de desecación en el techo).

La Unidad 3 la interpretamos como representativa de un sistema fluvial, esencialmente trenzado, que podría representar el cinturón fluvial de cuerpos aluviales situados hacia el SW, próximos al margen de la cuenca. Cabe destacar la existencia de canales de diferente funcionamiento. Unos, de dimensiones medias a grandes, relativamente someros y con rellenos multiepisódicos de conglomerados, tendrían funcionamiento esporádico. Los otros, de mayores dimensiones (especialmente más profundos) y rellenos con grandes barras arenosas, serían cursos de funcionamiento persistente a lo largo de un tiempo considerable. De base a techo de la unidad la red de canales se hace progresivamente menos densa (lo que permite una mayor conservación de las facies de llanura de inundación), y aumenta la proporción de canales de funcionamiento más persistente. Esta tendencia vertical representa una retrogradación paulatina del sistema fluvial general, y por tanto una evolución hacia zonas progresivamente más distales, hasta alcanzar las zonas de extensas llanuras fangosas y charcas efímeras del tramo superior, próximas a la costa del mar del Muschelkalk.

Sobre la serie terrígena del Buntsandstein aparecen unos carbonatos de plataforma somera pertenecientes a la facies Muschelkalk. Se presentan en paquetes tabulares muy replegados y discontinuos, englobados en arcillas plásticas de facies Keuper. Debido a su falta de continuidad lateral es difícil precisar el número de episodios carbonatados existentes, aunque es probable que se trate de un único nivel repetido profusamente por tectónica (los afloramientos se localizan únicamente en los núcleos apretados de sinclinales). La potencia de estos niveles es variable, alcanzando como máximo 100-120 m. Las mejores observaciones pueden hacerse en el área de Paracuelles-Argüeso, al NW de Reinosa, aunque existen afloramientos en prácticamente toda la zona de estudio. En el área citada la litología es predominantemente caliza, con dolomías compactas, carniolas y brechas calcáreas en posición subordinada. Las calizas, de colores gris oscuro y gris-azulado, presentan comúnmente una estratificación fina (< 20 cm) que puede describirse como tableada. Aunque casi siempre se encuentran muy recristalizadas, en algunas pueden aún reconocerse primitivas microfacies oolíticas, biomicríticas y bioesparíticas. En determinados tramos se observan laminaciones irregulares, onduladas y/o festoneadas, probablemente de origen orgánico (algal), y en otros se encuentran numerosos huecos pseudomorfos de cristales de yeso. Los fósiles son escasos y aparecen en bandas centimétricas;

los más comunes son pequeños gasterópodos, restos de bivalvos, ostrá-codos y restos de equínidos.

Las dolomías, de colores grisáceos y aspecto sacaroides, se presentan casi siempre en bancos gruesos. Para la mayoría de ellas el origen es claramente secundario. Las carniolas presentan su habitual apariencia brechoide y oquerosa, en tanto que las brechas calcáreas, volumétricamente muy poco importantes, están formadas por cantos de calizas muy heterométricos y angulosos.

En ciertos afloramientos (Piñeres, al NE de Potes) se observa una ciclicidad métrica que corresponde a secuencias constituidas por un intervalo margoso basal, seguido de una capa calcárea con laminación cruzada de media escala (dunas) y culminadas por caliza con laminación paralela, porosidad de disolución y pseudomorfos de yeso. Tales secuencias indican un ambiente marino muy somero, con repetición de procesos sedimentarios de tipo somerización hacia arriba. En general, las calizas con laminaciones estromatolíticas y las oosparitas con laminaciones cruzadas apoyan profundidades de agua muy pequeñas, por lo que no cabe descartar situaciones de emersión temporal que hubieran dado lugar a repetidos procesos de dolomitización penicon-temporánea.

La parte superior de la serie triásica está constituida por arcillas de colores rojizos, verdes y azulados, con yesos interestratificados y que según datos de sondeos contienen abundantes evaporitas. Esta facies, atribuida unánimemente al Keuper por todos los autores que han trabajado en la región, aparece, al igual que el Muschelkalk, en núcleos de sinclinales (ver más adelante), y por su escasa competencia presenta una intensa tectonización que impide incluso el establecimiento de su potencia.

Merece reseñarse, en fin, la presencia de rocas subvolcánicas básicas (ofitas), generalmente en afloramientos pequeños, pero localmente muy extensos, como por ejemplo en el extremo oriental de la Sierra del Escudo de Cabuérniga.

## II.2. *El Buntsandstein de la Zona Sur*

En los afloramientos del N de Palencia (al sur de la zona central descrita), la potencia del Buntsandstein disminuye rápidamente. Esta disminución no se produce de modo gradual, sino en relación con fallas de una mayor o menor importancia como, por ejemplo, la falla de desgarre de Mataporquera (Fig. 3a). En efecto, al norte de esta falla, las series observables en el Pico Tres Mares o en la subida al Refugio Alpino de Brañosera, son similares, en sus rasgos generales, a la descrita para la zona central. Por el contrario, en el labio sur de

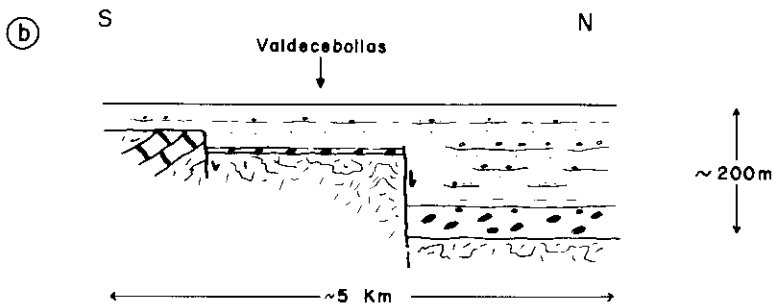
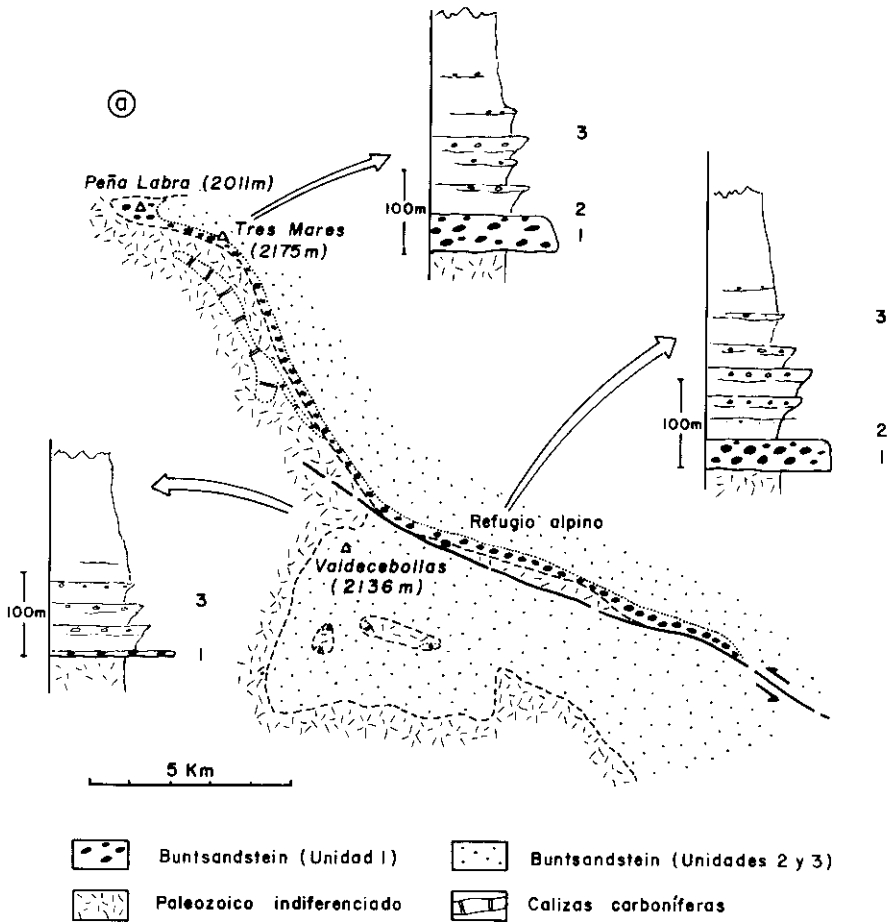
la falla, concretamente en el Pico Valdecebollas, la Unidad 1 del Buntsandstein está reducida a 5 m y falta la Unidad 2. La parte inferior de la Unidad 3 (correlacionable con los tramos 3<sub>1</sub> y 3<sub>2</sub> de la serie tipo) consta únicamente de tres secuencias principales que, aunque de carácter individual negativo, forman en conjunto una macrosecuencia de tendencia positiva (Fig. 3a). El contraste de espesores de la Unidad 1 a ambos lados de la falla (del orden de 8 o 10 veces más potente en el norte), atestigua el funcionamiento sinsedimentario de la misma. La ausencia al sur de la falla de la Unidad 2, y el diferente desarrollo de la Unidad 3 al N y S de la falla, demuestra la persistencia del fenómeno a lo largo del tiempo.

Inmediatamente al sur del Pico Valdecebollas existe una ventana erosiva (Fig. 3a), donde se puede observar también la relación del Buntsandstein con el sustrato, formado allí por lutitas negras y calizas masivas del Carbonífero. Las calizas presentan un pequeño paleorrelieve (7-8 m), probablemente un antiguo escarpe de falla, contra el que se acuña la serie basal del Buntsandstein, pero que queda recubierto por los conglomerados del techo de la primera secuencia negativa. Esta pequeña falla es de similar régimen a la de Mataporquera (hunde el bloque norte), habiendo contribuido también, aunque modestamente, a la formación de la fosa central. Así pues, la actuación sinsedimentaria de diversas fracturas durante los primeros estadios deposicionales del Buntsandstein puede considerarse un hecho probado (Fig. 3b).

Más hacia el sur, en la zona de Salinas de Pisuerga, la sucesión habitualmente referida como triásica comprende dos ciclos sedimentarios diferentes. Sin embargo, diversas razones nos llevan a considerar que el ciclo inferior es atribuible al Pérmico, en coincidencia con lo ya postulado por PAPA (1964). Por ello la sucesión del Buntsandstein queda reducida a unos 200 m de materiales pertenecientes a un sistema fluvial trezado, que evoluciona de zonas intermedias a distales. En los 80 m inferiores, se individualizan cuatro secuencias formadas por facies de canales amalgamados en la base y por facies de llanura de desbordamiento en la parte superior. En el resto del nivel predominan los depósitos de llanuras fangosas. Tales características, junto con los datos de paleocorrientes (hacia el NNE) nos llevan a correlacionar estos materiales con los tramos 3<sub>2</sub> y 3<sub>3</sub> de la serie de la zona central (cf. Fig. 2).

### II.3. *El Buntsandstein de la zona norte*

En la parte norte del área estudiada el Buntsandstein descansa generalmente sobre la Caliza de Montaña, colmatando mediante solapa-



miento, espectaculares paleorrelieves que fueron parcialmente rellenados por facies aluviales atribuibles al Pérmico. Un ejemplo de esta situación puede observarse en el área de Piñeres, al NE de Potes. En líneas muy generales puede considerarse que existe primero una macrosecuencia de tendencia negativa, que culmina con un crestón conglomerático resaltante, y luego una macrosecuencia de tendencia positiva que parece estar ya libre de los confinamientos impuestos por los relieves de las calizas del sustrato. En toda la serie dominan las facies St y, en menor proporción, las facies Gt, Gp y Gm, con separación de los diversos crestones mediante niveles más delgados de lutitas rojas.

En conjunto, la serie estratigráfica triásica del área de Piñeres, representa, sucesivamente, la evolución de un sistema fluvial trenzado desde las zonas de grandes canales arenosos hasta las zonas distales de llanuras de fangos laminados (facies Buntsandstein), seguida por la instauración de una plataforma carbonática muy poco profunda, con desarrollo de ciclos de somerización (facies Muschelkalk), y concluye con los depósitos de arcillas versicolores y evaporitas (facies Keuper).

En toda la zona norte falta la Unidad 1 de conglomerados basales de la zona central, de manera que los primeros niveles del Buntsandstein que reposan sobre la Caliza de Montaña son correlacionables con las Unidades 2 o 3 de la serie general, según sectores. Las variaciones de potencia de la serie triásica (entre 100 y 600 m), y la aparición de macrosecuencias positivas o negativas, están así condicionadas por la existencia de los fuertes paleorrelieves.

### III. EVOLUCION TECTOSSEDIMENTARIA

A través del análisis de espesores, secuencias, facies y paleocorrientes de la serie del Trías de Cantabria, especialmente para las facies Buntsandstein, y del reconocimiento e interpretación de sus relaciones estratigráficas con los sistemas Pérmico y Carbonífero infrayacentes y con el suprayacente Jurásico, se han podido establecer cuatro etapas principales en su evolución tectosedimentaria general.

---

FIG. 3.—a) Mapa geológico simplificado del sector de Peña Labra-Valdecebollas, con columnas esquemáticas de la parte inferior del Buntsandstein en diversos perfiles. b) Sección transversal demostrativa de la subsidencia diferencial ligada a fallas sinsedimentarias en el mismo sector.

FIG. 3.—a) Simplified geological map of the Peña Labra-Valdecebollas sector, showing sketch columnar sections of the lower part of the Buntsandstein of representative profiles. b) Cross-section showing contemporary active faults leading to differential subsidence in the same sector.

A saber: 1) distensión y creación de una cuenca estrecha y limitada por fallas; 2) distensión y ensanchamiento (expansión) progresivo de la cuenca; 3) calma tectónica, con degradación de relieves (y eventual transgresión marina), y 4) compresión acompañada de erosión prejurásica.

La etapa primera corresponde a los momentos iniciales de la configuración de la cuenca y al comienzo de la sedimentación triásica en la zona central. Se depositaron entonces los conglomerados de la Unidad 1, dentro de una fosa alargada de dirección aproximada W-E y polaridad E o ENE (Fig. 4). El límite meridional de esta fosa estuvo determinado por fallas activas de orientación NW-SE, y el septentrional por fallas W-E además de por importantes relieves de la Caliza de Montaña. Dentro de este marco tectónico, el primer relleno sedimentario tuvo lugar en la parte central y más subsidente de la fosa, a través de flujos acuosos orientados longitudinalmente y con sentido E a ENE. Posiblemente existieron también flujos perpendiculares al eje de la fosa, llevando sedimentos derivados de los relieves adyacentes; en cualquier caso debieron de ser de pequeña magnitud y quedaron enteramente subordinados al flujo principal axial. Es muy probable que las fallas meridionales tuvieran en aquellos momentos un componente principal en dirección dado su claro carácter de fallas

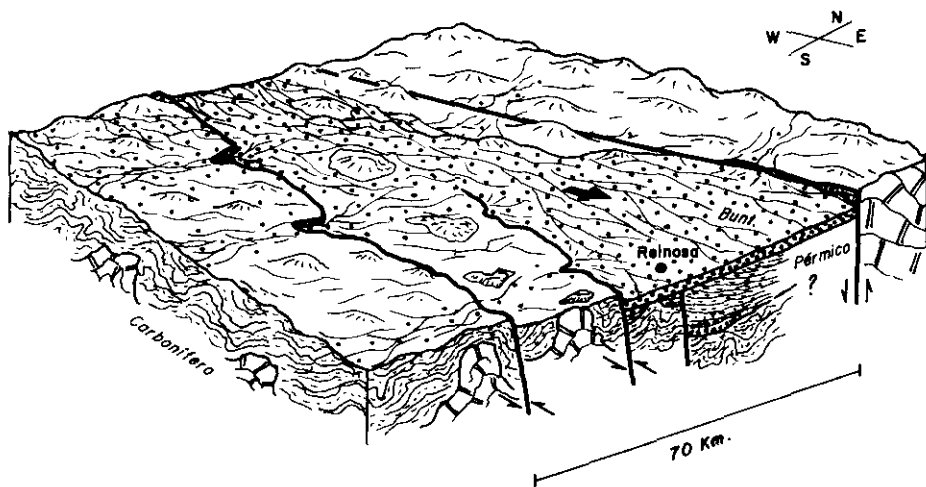


FIG. 4.—Fosa tectónica correspondiente a la etapa primera de la evolución tectonoestratigráfica del Triás de Cantabria, con formación del paquete conglomerático basal (Unidad 1). Sin escala vertical.

FIG. 4.—Idealized reconstruction of the tectonic graben of the first stage of the tectonostratigraphic evolution of the Triassic of Cantabria, in which the Unit 1 of the Buntsandstein was accumulated. No vertical scale implied.

de desgarre. La falla (¿o fallas?) septentrional, por el contrario, parece ser que tuvo un juego predominantemente vertical.

La interrupción brusca de la sedimentación de gravas del Buntsandstein basal (Unidad 1), junto a la aparición de facies de grano mucho más fino (lutitas y areniscas rojas), marcaron el inicio de la etapa segunda de evolución tectosedimentaria de la cuenca. Esta se caracterizó por una ampliación hacia los bordes del área de sedimentación, con alejamiento concomitante de los relieves del área fuente (Fig. 5). El tránsito entre ambas etapas fue brusco, como lo demuestra la rápida terminación de la macrosecuencia basal (Unidad 1), y estuvo probablemente motivado por una pulsación tectónica. Inmediatamente después se reanudó la llegada de facies de grano grueso (Unidad 2, y sobre todo parte basal y media de la 3), que tuvieron un carácter mucho menos proximal que las de la etapa primera, pero invadieron áreas hasta entonces de no sedimentación o de equilibrio. Las importantes diferencias de potencia observadas entre las distintas series del Buntsandstein, demostrativas de una marcada subsidencia

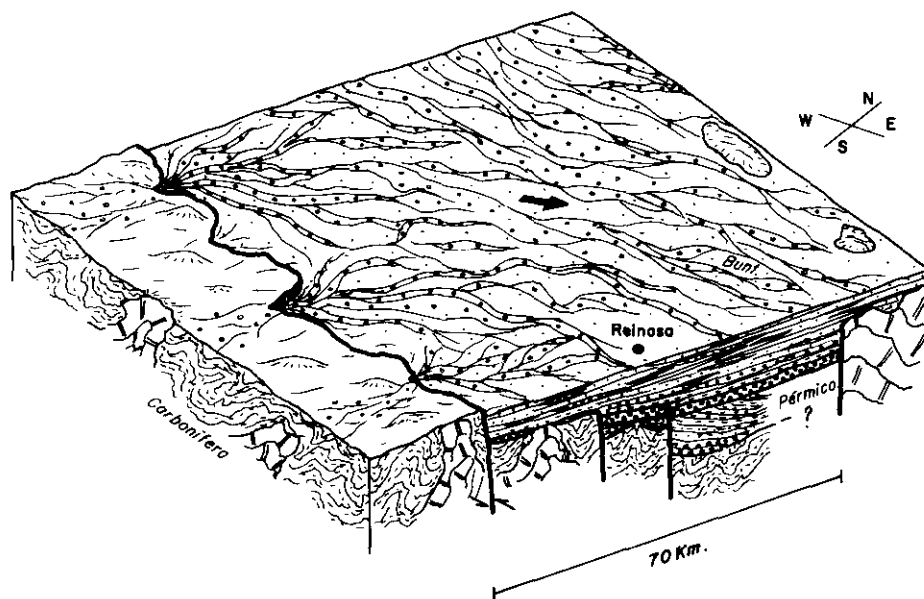
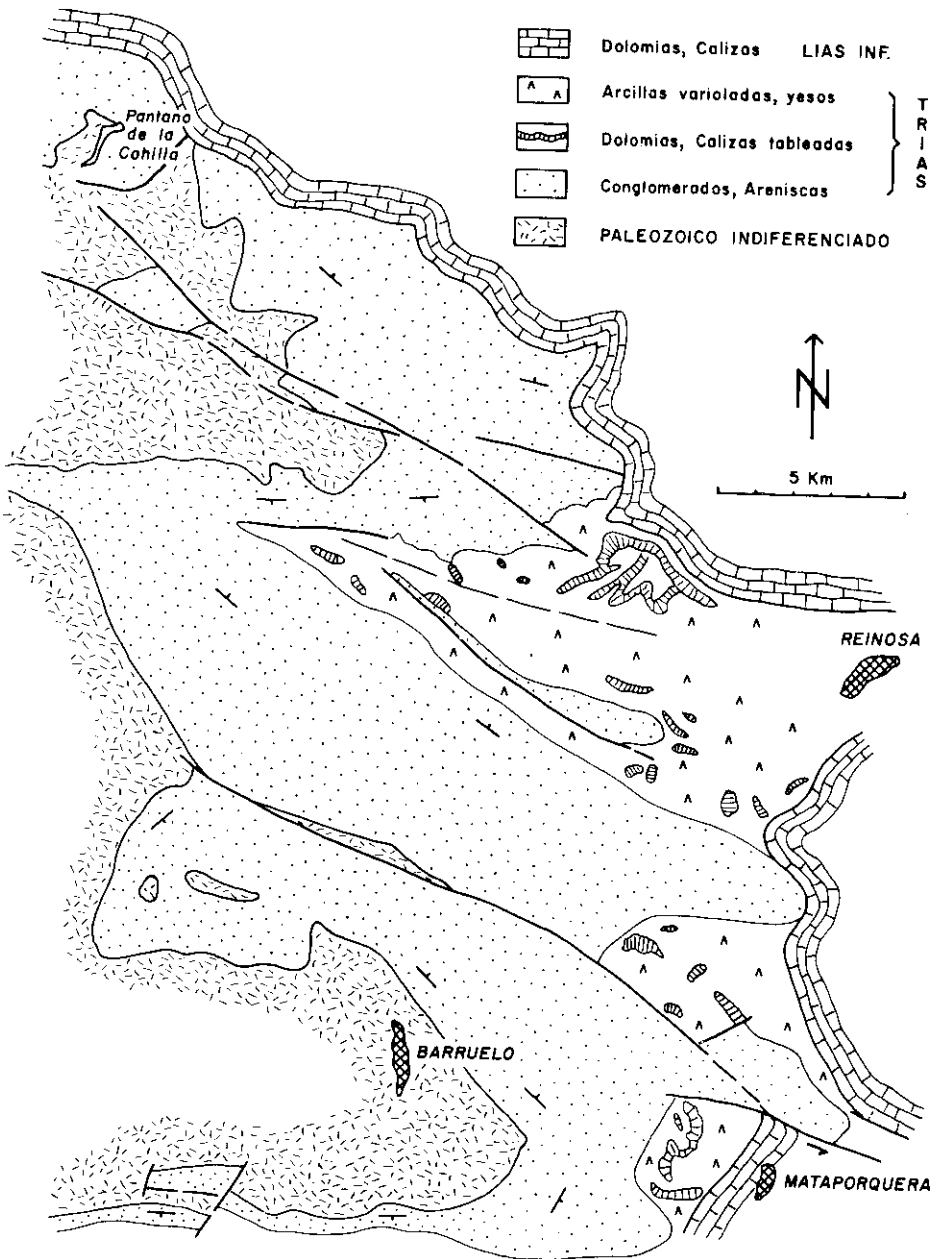


FIG. 5.—Bloque diagrama correspondiente a la etapa segunda de evolución tectonoestratigráfica del Triás de Cantabria, con formación de las areniscas y conglomerados del Buntsandstein (Unidades 2 y 3). Sin escala vertical.

FIG. 5.—Idealized reconstruction of the widened tectonic graben of the second stage of the tectonoestratigraphic evolution of the Triassic of Cantabria, in which the Units 2 and 3 of the Buntsandstein were accumulated. No vertical scale implied.





diferencial, sugieren la continuación de actuación de las fallas creadas en la etapa precedente. Un hecho nuevo de esta etapa fue la aparición del área fuente al sur de los afloramientos estudiados, cuya influencia pudo determinar, al menos en cierta medida, la ligera variación hacia el NE de las paleocorrientes en el área central. El enterramiento progresivo de los relieves en el área norte testifica también un basculamiento paulatino de bloques, sin pruebas allí de aparición de una nueva área fuente; este hecho pudo contribuir del mismo modo a la variación de paleocorrientes citada.

Los cortos impulsos de progradación de las bases de las macrosecuencias 2 y 3 fueron sucedidos finalmente por una larga, paulatina y definitiva retrogradación del sistema (Fig. 2), que culminó con el desarrollo de las facies finas del Buntsandstein superior, la formación de carbonatos marinos del Muschelkalk y el depósito de las arcillas y evaporitas del Keuper. La amplia repartición de todas estas facies sugiere que en los momentos de su sedimentación la mayoría de las compartimentaciones creadas por subsidencia diferencial en las etapas 1 y 2 se habían amortiguado. Todo ello revela una época de calma tectónica relativa (etapa 3), durante la cual se produciría la práctica desaparición de relieves, al menos en zonas próximas a los afloramientos actuales.

Tras el depósito de la serie triásica tuvo lugar una corta etapa de plegamiento y erosión (etapa 4), previa a la invasión marina generalizada ocurrida hacia el tránsito Triásico-Jurásico. El Triásico, en efecto, aparece plegado, de manera que las facies Muschelkalk y Keuper sólo se preservan en núcleos sinclinales, en tanto que en los ejes y flancos de los anticlinales el Jurásico marino descansa directamente sobre el Buntsandstein, a veces fosilizando fallas importantes y otras en clara discordancia (Fig. 6). Los pliegues, de gran radio, tienen una orientación aproximadamente W-E y una vergencia sur. El hecho de que en el cierre periclinal del anticlinal de Las Caldas (zona norte oriental) se encuentren rocas subvolcánicas (ofitas) solidarias con la serie, es decir, plegadas al igual que los términos inferiores triásicos, sugiere que la intrusión magmática en las facies Keuper fue previa a la etapa de plegamiento y, por tanto, pre-Jurásica. La erosión subsiguiente al plegamiento fue generalizada en los ejes anticlinales, eliminándose prácticamente en todos ellos la parte superior de la serie triásica. En ciertos sectores, la existencia de bloques basculados por

---

FIG. 6.—Esquema cartográfico en el que se aprecian las estructuras de deformación tectónica triásicas previas a la transgresión jurásica.

FIG. 6.—Sketch geological map showing tectonic structures affecting the triassic materials, partly fossilized by the Uppermost Triassic-Lowermost Jurassic Carbonates.

falla determinó una erosión muy intensa, de manera que el Jurásico llega a reposar directamente sobre términos relativamente bajos de la sucesión del Buntsandstein, e incluso sobre materiales del Pérmico, como ocurre al este del pantano de La Cohilla (Fig. 6).

#### IV. MARCO GEODINAMICO

Las características geométricas y estructurales de los materiales triásicos estudiados, junto al tipo y orientación relativa de las grandes fallas de importancia regional a las que se asocian, han permitido imaginar un dispositivo geodinámico que explica las etapas distensivas y compresivas del ciclo triásico. La fosa que desde un primer momento se constituyó en el área de Reinosa, estuvo delimitada meridionalmente por una serie de fallas de orientación NW-SE (Fig. 7). De ellas, la de Ventaniella ha sido normalmente considerada como un accidente de primer orden por los diversos autores que han estudiado el Macizo Asturiano (JULIVERT *et al.*, 1971; LOBATO, 1977; HEWARD y READING, 1980, entre otros); todos ellos le han atribuido un carácter de desgarre intermitente, al menos desde el Carbonífero hasta el Terciario, con resultado final dextral. Este accidente hubo de ser de primordial importancia en la localización y desarrollo de la fosa triásica de Cantabria, determinando la aparición de fallas satélites en el área de Reinosa, también de juego principal en dirección. La falla de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, probable límite septentrional de la fosa en los primeros momentos de su formación, no pertenece al sistema anterior ni por su orientación (W-E) ni por su juego (preferentemente vertical). Es necesario desplazarse a la zona de Bilbao (Fig. 7) para encontrar otra línea o corredor importante de falla de orientación NW-SE. Teóricamente, dicha línea es correlacionable con la de Ventaniella por su orientación y juego ocasional de desgarre, a pesar de no afectar en superficie ni tener cerca materiales triásicos. La suposición de que también la línea de falla de Bilbao pudo haber tenido actividad durante el Triásico, se basa en su comportamiento durante el resto del Mesozoico y el Cenozoico. Con diversos regímenes e intensidades, tanto en la sedimentación como en el plegamiento, dicha línea denotó ser el reflejo de una debilidad cortical sensible a los diferentes movimientos de origen diastrófico.

El régimen de las fallas en dirección del área de Reinosa es sinistral, dato que concuerda perfectamente con la orientación de esfuerzos necesarios para la creación de la fosa triásica y su desarrollo posterior. También está de acuerdo dicho régimen con el sinistral atribuido normalmente a la gran fosa W-E del Golfo de Vizcaya, que en aquellos momentos determinaba la individualización y un principio

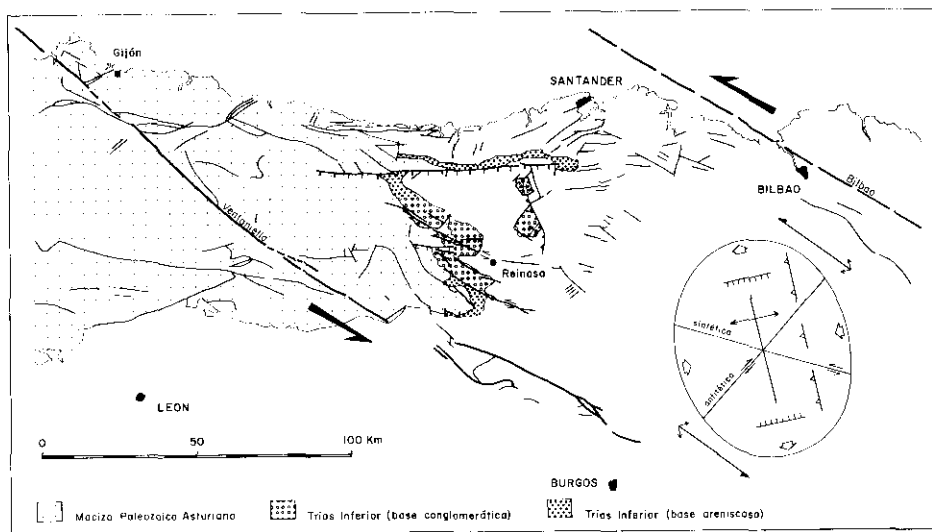


FIG. 7.—Fosa tectónica responsable del registro de las facies Buntsandstein del Trias de Cantabria y marco geodinámico de desgarré sinistral invocado para su origen. Explicación en el texto.

FIG. 7.—Tectonic graben of the Buntsandstein facies in the geodynamic framework of sinistral faults invoked for its origin. See text.

de separación de Iberia respecto a Europa y Norteamérica (ZIEGLER, 1982, Fig. 8). Teniendo en cuenta todo lo expuesto, puede considerarse que las líneas de falla antiguas (permo-carboníferas) de Ventaniella y supuestamente de Bilbao, fueron rejuvenecidas durante el Triásico merced a los movimientos sinistral atribuidos a la fosa del Golfo de Vizcaya. Una representación del elipsoide de deformación que resultaría de una pareja de esfuerzos de cizalla simple sinistral (según HARDING, 1974), orientando dichos esfuerzos paralelamente a las líneas de falla antiguas citadas, se muestra en la Fig. 7. Es de destacar cómo las fallas normales de orientación aproximada W-E que resultarían teóricamente del esquema, tienen representación en la importante falla normal de la Sierra del Escudo de Cabuérniga (zona norte). Igualmente, las fallas sintéticas del elipsoide podrían tener equivalentes en las de similar orientación y régimen del área de Reinosa. Incluso la falla inversa del modelo podría tener un equivalente real en la existente en la zona del río Besaya, al NE de Reinosa, aunque es muy difícil demostrar la actuación de ésta durante el ciclo triásico. En resumen, la hipótesis de actuación sinistral de las líneas de falla antiguas de Ventaniella y Bilbao durante el Triásico, explica bien la

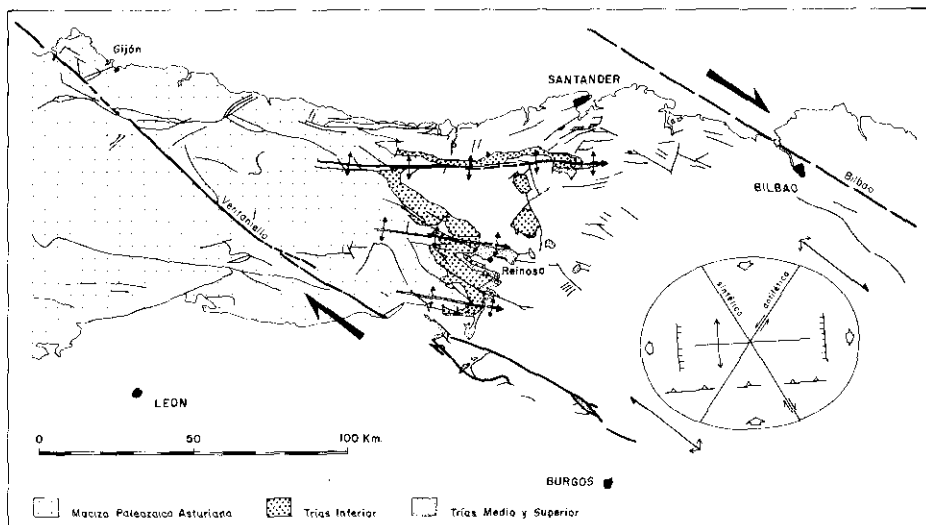


FIG. 8.—Pliegues de la etapa de compresión del Triás terminal y marco geodinámico de desgarre dextral invocados para su origen. Explicación en el texto.

FIG. 8.—Main folds created during the compressional stage of the Uppermost Triassic in the geodynamic framework of dextral faults invoked for its origin. See text.

creación y desarrollo de la fosa tectónica de Reinosa y el carácter de sus fallas asociadas.

El esquema geodinámico imaginado sirve para explicar no sólo las etapas de distensión, sino también la etapa posterior de compresión pre-Jurásica. En efecto, basta únicamente con suponer una inversión relativa del sentido de los esfuerzos, para que el elipsoide de deformación refleje compresión N-S y aparición de pliegues W-E (Fig. 8). Dichos pliegues vendrían representados en el área de estudio por las tres grandes bóvedas anticlinales señaladas en la figura, cuyas crestas fueron erosionadas antes de la transgresión marina jurásica. La inversión de esfuerzos invocada pudo haber sido absoluta o únicamente relativa. En el primer caso se habría tenido un retroceso momentáneo en el régimen de desplazamiento característico de la mayor parte del intervalo triásico, mientras que en el segundo dicho régimen habría continuado, pero no así la velocidad relativa de unos bloques respecto a otros. Cualquiera de ambas posibilidades pudo teóricamente haber ocurrido, ya que por una parte es conocido que las líneas de desgarre importantes que actúan durante un tiempo largo suelen mostrar cambios de polaridad (READING, 1980), y, por otra, que bloques limitados por tales líneas pueden variar sustancialmente

la velocidad relativa de desplazamientos de unos respecto a otros. Mediante esta hipótesis, el plegamiento pre-Jurásico detectado en Cantabria se engloba perfectamente en el régimen de fosas propio del Triásico de Europa occidental. No es necesario, por tanto, invocar movimientos diastróficos especiales para su explicación, los cuales serían difíciles de encajar en el marco general distensivo que caracterizó a dicho período.

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO-DIEGO, M. A. (1985): «Ciclos aluviales triásicos en la región de Salinas de Pisuerga (Palencia)». II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes de Comunicaciones, pp. 1-2.
- CARBALLEIRA, J. (1974): «Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico del norte de León y Palencia». Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo, 3 tomos.
- DE JONG, J. D. (1971): «Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators». *Geologie en Mijnbouw*, 50 (3):399-416.
- HARDING, T. P. (1974): «Petroleum traps associated with wrench faults». *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 58:1290-1304.
- HEWARD, A. P., y READING, H. G. (1980): «Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, northern Spain». In: «Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones». Ballance, P. F., y Reading, H. G. (Eds.), Oxford, Blackwell, pp. 105-125.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971): «Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies». In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Ins. Français Petr. «Colloques et Séminaires», n.º 22, vol. 2, pp. V.3-1-V.3-35.
- LOBATO, L. (1977): «Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva». Institución Fray Bernardino de Sahagún (C.S.I.C.), 192 pp.
- MAAS, K. (1974): «The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and deformation in a Flysch area». *Leidse Geologische Mededelingen*, 49:379-465.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E.; LOBATO-ASTORGA, L.; PUJALTE, V.; GARCÍA-MONDÉJAR, J., y WAGNER, R. H. (en prensa): «Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Serie Magna), Hoja n.º 82 (Tudanca)». Inst. Geol. y Min. de España.
- PAPA, F. (1964): «The Bunter between Cervera and Brañosera in the northern part of the Province of Palencia (Spain) (in Dutch)». Unpublished M. Sc. These, Department of Geology, Sedimentary Geology Section, Leiden State University.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S., y GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1985): «Litoestratigrafía y tectónica sinsedimentaria del Triás de Cantabria». II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes de Comunicaciones, pp. 101-102.
- READING, H. G. (1980): «Characteristics and recognition of strike-slip fault systems». In: «Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones». Ballance, P. F., y Reading, H. G. (Eds.). Oxford, Blackwell, pp. 7-26.
- SAIZ DE OMEÑACA, J. (1974): «Nota previa sobre el medio sedimentario en la cuenca Triásica cantábrica». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., G.*, 72:191-201.

- SAIZ DE OMEÑACA, J. (1977): «Estratigrafía y sedimentología del Triásico de Cantabria». Resumen Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Facultad de Ciencias.
- SMIT, P. W. (1966): «Sedimentary petrography and environmental analysis of the Permo-Triassic deposits along the eastern border of the Cantabrian Mountains (Spain) (in Dutch)». Unpublished M. Sc. These, Department of Geology, Sedimentary Geology Section, Leiden State University.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; LÓPEZ-RICO, J., y AMBROSET, T. (en prensa): «Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (Serie Magna). Hoja n.º 107 (Barruelo de Santullán)». Inst. Geol. y Min. de España.
- ZIEGLER, P. A. (1982): «Geological Atlas of Western and Central Europe». Elsevier, 2 vols., 130 pp.