Instituto Tecnológico GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME SEDIMENTOLOGICO SOBRE EL TERCIARIO CONTINENTAL

HOJA Nº 609 (23 -24)
VILLAR DE OLALLA

Autor:
M. Díaz Molina
JULIO, 1990

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

VILLAR DE OLALLA

1.- UNIDAD DETRITICA INFERIOR

Está constituída por cuerpos canalizados rellenados por conglomerados, gravas, areniscas y arenas; capas de arena, tramos relativamente potentes de limos masivos, niveles de caliza y paleosuelos de tipo calcimorfo.

Los cuerpos canalizados alcanzan hasta 10 m de espesor. Los conglomerados y gravas presentan las facies siguientes: masivos, laminación cruzada y depósitos de carga residual. los depósitos masivos y la laminación cruzada se interpretan como depósitos de barras, correspondiendo los depósitos masivos a los núcleos difusos, previos a la caída del estado del flujo que da lugar a la laminación oblicua. Las areniscas y arenas son masivas o bien tienen estructuras sedimentarias: estratificación cruzada de gran escala en surco (de dunas lunadas), planar (de dunas de cresta recta) o de pequeña escala (de ripples); además está presente la laminación paralela y las estructuras de escape de agua. Todas estas facies rellenan canales amalgamados. En las arenas masivas se observan aspectos de origen edáfico.

Las capas de arenisca se intercalan en los limos masivos y con frecuencia sobre ellas se han desarrollado paleosuelos. En su interior se identifican laminación paralela o estratificación cruzada de pequeña escala.

Los cuerpos canalizados se interpretan como el relleno de ríos de tipo trenzado. Las capas de arenisca se consideran depósitos de desbordamiento marginal (crevasse splay) y los limos masivos sedimentos de llanura de inundación. En áreas encharcadas de la llanura de inundación, se formaron los depósitos de calizas. Se formaron los depósitos de calizas. Sobre los canales abandonados, los depósitos de desbordamiento marginal y la llanura de inundación se desarrollaron paleosuelos. En su conjunto, esta unidad puede ser interpretada como un sistema fluvial formado por canales múltiples (Díaz Molina, 1978).

2.- UNIDAD DETRITICA SUPERIOR

2.1.- SUBUNIDAD 1

Está constituída por conglomerados y areniscas, que rellenan paleocanales, capas de arena fina o limo grueso y limos arcillosos masivos.

Los cuerpos canalizados más potentes no sobrepasan los 8 m. Sin embargo estos paleocanales se presentan a veces amalgamdos en sentido vertical, formando tramos potentes de arenisca que tienen escasa continuídad lateral. El espesor de los cuerpos canalizados generalmente oscila entre 8 y 9 m, aunque también existen canales más pequeños, cuyo relleno es inferior a 1 m de espesor.

Los paleocanales pueden ser clasificados en dos tipos, los de baja sinuosidad y los de alta sinuosidad. Los del primer tipo predominan en los afloramientos situados hacia el SE, mientras que los de alta sinuosidad predominan hacia el W de esta hoja. No se observa una evolución vertical en el tipo de paleocanales.

Los canales de baja sinuosidad son de tipo trenzado. Esta deducción se basa en la identificación dentro de su relleno de canales menores imbricados, que son el resultado de la agradación en un río donde el flujo circula por un lecho dividido. Estos canales menores están rellenados por diferen-

tes tipos de facies: gravas masivas o con laminación cruzada; laminación de barras arenosas; estratificación cruzada de dunas, ripples o ripples ascendentes; y laminación paralela. Predominan los canales menores en los que la única estructura preservada es la que corresponde a las barras de grava (gravas masivas o con laminación cruzada) o de arena. las barras arenosas rellenan, en general, los surcos erosivos en una dirección oblicua; aunque también puede ser longitudinal o transversal. Esta asociación entre surcos de erosión y barras indica que estas formas del lecho se depositaron en áreas de expansión de flujo, en zonas de confluencia de canales (Cant, 1978). En el interior de los depósitos de las barras se identifican superficies de reactivación convexas y múltiples, que se formaron por superimposición de formas del lecho (Mc Cabe y Jones, 1977); las formas del lecho sobre el "stoss side" de las barras fueron dunas de cresta lunada o recta. La altura de las barras estuvo controlada por la profundidad del canal, llegando a alcanzar los 4,5 m de espesor. Las secuencias más completas preservadas están formadas por laminación de barras, y estratificación cruzada de dunas y/o ripples. Ocasionalmente a techo de las barras se identifica laminación paralela.

Canales de alta sinuosidad dejaron lóbulos de meandro compuestos por una o más barras de meandro. Las barras de meandro tienen espesores generalmente comprendido entre 8 y 9 m. En el interior de estas barras se observan secuencias positivas (formadas por estratificación cruzada de dunas y de ripples), superficies de acreción lateral en la parte alta de la secuencia, y superficies de reactivación de los lóbulos de meandro (Díaz Molina 1978 y 1984). Las superficies de reactivación de los lóbulos de meandro estuvieron asociadas a los cambios en la dirección de desplazamiento del arco del meandro.

En muchos paleocanales se observan estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica, licuefacción y fluidificación (Lowe, 1975).

Las capas de arena fina o limo grueso están interestratificadas con los limos arcillosos. Están presentes de forma individual o amalgamada. En su interior se reconocen estratificación cruzada de ripples y de climbing ripples; ocasionalmente también se observan estratificación cruzada de gran escala planar y laminación paralela. Estos depósitos se interpretan como crevasses. También son depósitos de desbordamiento marginal los pequeños canales que están intercalados en el interior de los limos.

Los limos arcillosos masivos son sedimentos de decantación sobre la llanura fluvial. Sobre la llanura de inundación se formaron suelos calcimorfos. Suelos hidromorfos se encuentran con frecuencia, desarrollados sobre los sedimentos arenosos.

Recientemente Díaz Molina et al. (1989) han distinguido dos sistemas deposicionales en la Unidad Detrítica Superior: Tórtola y Villalba de la Sierra. En esta hoja geológica el análisis de paleocorrientes indica que la mayor parte de los afloramientos se corresponden con el sistema deposicional de Tórtola, y se deduce, también por el análisis de paleocorrientes, una coalescencia entre los abanicos de Tórtola y Villalba de la Sierra hacia el Norte. Sin embargo en el área de coalescencia los sedimentos de la Unidad Detrítica Superior están cubiertos por otros más recientes (Unidad Terminal).

El sistema deposicional de Tórtola está formado por un sistema de canales múltiples, que tenían su ápice situado

hacia el SE. En la actualidad dicho ápice está parcialmente erosionado pero puede ser reconstruído hacia el SE de la localidad de Tórtola (Díaz Molina et al., 1985 y 1989), situada al SE del pueblo de Villar de Olalla (hoja topográfica de San Lorenzo de la Parrilla).

Los sistemas deposicionales de Tórtola y Valdeganga están formados por abanicos fluviales húmedos (Díaz Molina, 1989) y por ambientes lacustres asociados.

2.2.- SUBUNIDAD 2

Este tramo está formado por areniscas, arcillas, arcillas con cristales de yeso, margas y yesos detríticos con o sin grava de cuarcita.

La heterogeneidad litológica se debe a la coalescencia entre el abanico de Tórtola, que mantuvo canales activos, y otros sistemas aluviales áridos, que vienen del E y suministran el yeso detrítico.

Los paleocanales de esta unidad estratigráfica son en parte semejantes a los del tramo inferior. Se encuentran canales de tipo trenzado y lóbulos de meandro semejantes en características de facies. Sin embargo son también frecuentes los paleocanales de tipo trenzado rellenados con otros tipos de facies. Estos paleocanales alcanzan espesores de hasta 9 m, los canales menores están rellenados por estratificación cruzada de ripples y de climbing ripples, a veces con un depósito de carga residual constituído por oncolitos y fragmentos de travertinos.

Las capas de arenisca, interestratificadas entre los limos arcillosos, son muy abundantes. Sólo excepcionalmente

se reconocen en su interior estructuras sedimentarias. El cemento de yeso y el desarrollo de paleosuelos han modificado o impiden la observación de las estructuras.

La presencia en esta unidad de arcillas con cristales de yeso y de margas estuvo asociada a la creación y expansión de zonas encharcadas, la cual podría haber estado controlada por la disminución de la actividad tectónica, y la subsecuente colmatación de la cuenca (Díaz Molina et al., 1989).

Los yesos detríticos, tamaño limo y arena, son aparentemente masivos. Tienen geometría de capa o bien rellenan canales y se interestratifican con niveles de yeso compacto, de precipitación química. Los yesos detríticos se interpretan como depósitos de corrientes de gravedad. Al frente de estos conos aluviales existirían lagos evaporíticos.

2.3.- SUBUNIDAD 3

Está formada por yesos (a veces con sílex), limos arcillosos con cristales de yeso, margas y areniscas. Representa la máxima elevación del nivel de base para los sistemas deposicionales. El abanico fluvial de Tórtola retrocede y se queda reducido a un cono que sólo hacia el NE sobrepasa el límite de esta hoja. El cono aluvial presenta paleocanales de espesor menor que los que aparecen en las unidades precedentes pero sus características de facies son similares a las de la subunidad 2.

Los depósitos evaporíticos que predominan en la cuenca durante este intervalo provienen de la erosión de yesos del Cretácico Superior y del Keuper. La procedencia a partir del Keuper se deduce de la presencia de jacintos de Compostela en

los depósitos arenosos de la Unidad Detrítica Superior (Díaz Molina, 1978; Díaz Molina y López Martínez, 1979).

La transición entre las subunidades 2 y 3 es gradual, a medida que los sistemas deposicionales se retraen y la cuenca se hace endorreica. Las causas de este fenómeno no son de origen climático sino estructural (Díaz Molina et al., 1989).

3.- UNIDAD TERMINAL

3.1.- SUBUNIDAD 1

Está constituída por conglomerados, areniscas, limos, arcillas, arcillas con cristales de yeso, yeso calizas y margas. Estos sedimentos forman parte del sistema deposicional de Valdeganga, cuyo ápice está encajado sobre el precedente del abanico de Tórtola.

En esta unidad predominan los paleocanales de tipo trenzado, que llegan a constituir depósitos de más de 15 m de espesor y de gran continuidad lateral. Observados en detalle, estos cuerpos canalizados están formados por canales amalgamados, con un relleno constituído por facies y asociaciones de facies semejantes a las descritas para la unidad Detrítica Superior: depósitos de carga residual, gravas masivas, gravas con laminación cruzada, estratificación cruzada de ripples y de dunas. Las facies más frecuentes en el relleno de los canales amalgamados son la estratificación cruzada de ripples y de climbing ripples. Los cosets se adaptan a la topografía deposicional, siendo en ocasiones convexos.

Una de las características de los canales de tipo trenzado de esta unidad es la frecuente ausencia de arenas gruesas a finas. Los canales amalgamados pueden estar rellenados por secuencias formadas por tamaños tipo grava y limo.

También están presentes los lóbulos de meandro, representados por barras de meandro aisladas o bien con otras adyacentes separadas por superficies de reactivación.

Son frecuentes las capas de limo grueso o arena fina, aisladas o amalgamadas. Estas capas se interpretan de acuerdo con la asociación vertical de facies y/o de su posición en el sistema fluvial. Son depósitos de crevasse las capas interestratificadas entre los limos arcillosos junto con los paleocanales. Por el contrario si están incluídas en tramos potentes de arcillas con yeso, a veces acompañadas por paleocanales de escasa potencia, se consideran lóbulos de desembocadura de los canales distribuidores en las márgenes de los lagos-playa (depósitos de arcillas con cristales de yeso).

En esta unidad los cuerpos canalizados tienen una gran continuidad lateral en secciones transversales a la elongación de los paleocanales. Esta continuidad lateral indica una estabilidad del sistema fluvial con una tasa de agradación baja que posiblemente estuvo condicionada por controles alocíclicos de tipo tectónico y climático. Los controles autocíclicos serían los responsables del desplazamiento lateral de los canales, por ejemplo la incorporación en los sistemas trenzados de áreas adyacentes de la llanura de inundación por la insuficiencia de los canales (en este caso posiblemente por su relleno).

Los yesos son de dos tipos, compactos y pulverulentos, se encuentran interestratificados con las arcillas con cristales de yeso. Los yesos compactos suelen estar bioturbados y se consideran de precipitación química. Los yesos pulverulentos en ocasiones presentan estructuras sedimentarias, de observación difícil, que indican transporte.

En escasa proporción aparecen niveles de yeso macrocristalino que se interpretan como eflorescencias salinas formadas por evapotranspiración capilar.

Los suelos son de tipo hidromorfo y calcimorfo, semejantes a los que existen en las unidades subyacentes.

VILLAR DE OLALLA

DIAZ MOLINA, (1978)

DIAZ MOLINA, M. (1978). Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al Este de la Sierra de Altomira. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 370 pp.

Mc CABE y JONES, (1977)

McCABE, P.J. & JONES, C.M. (1977). Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bed forms. J. SEDIMENT. PETROL. 47: 707-715.

CANT, (1978)

CANT, D.J. (1978). Bedforms and bar types in the South Saskatchewan River. J. SEDIMENT. PETROL. 48: 1321-1330.

DIAZ MOLINA, (1984)

DIAZ MOLINA, M. (1984). Geometry of sandy point bar deposits, examples of the Lower Miocene, Tajo Basin, Spain. ABSTRACTS I.A.S. 5th EUROPEAN REGIONAL MEETING, MARSEILLE, FRANCE. 140-141.

LOWE, (1975)

LOWE, D. (1975). Water escape structures in coarse grained sediments. SEDIMENTOLOGY 22: 147-204.

DIAZ MOLINA et al. (1989)

DIAZ MOLINA, M.; ARRIBAS MOCOROA, J. y BUSTILLO REVUELTA, A. (1989). The Tórtola and Villalba de la Sierra Fluvial Fans. Late Oligocena-Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain. 4th International Conference on Fluvial Sedimentology, Barcelona-Sitges. Field Trip 7, 74 pp.

DIAZ MOLINA Y LOPEZ MARTINEZ, (1979)

DIAZ MOLINA, M. & LOPEZ MARTINEZ, N. (1979). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. ESTUDIOS GEOL. 35: 149-167.